

КАСПИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ: ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЧЕЛОВЕК

ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
ШКОЛА МОЛОДЫХ УЧЁНЫХ

ВОЛГОГРАД
14.09—24.09
2023

Материалы конференции



*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова
Волгоградский государственный университет
Институт географии РАН
Институт истории материальной культуры РАН
Геологический институт РАН
Южный научный центр РАН
Почвенный институт им. В.В. Докучаева
Всероссийский геологический институт им. Карпинского
Межведомственный стратиграфический комитет России

КАСПИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ: ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЧЕЛОВЕК

**Материалы Всероссийской научной конференции,
посвященной памяти А.А. Свиточа**

Ответственные редакторы:

Т.А. Янина, Р.Н. Курбанов, Е.И. Куренкова, Д.А. Солодовников

ВОЛГОГРАД – АСТРАХАНЬ

18 - 24 СЕНТЯБРЯ 2023

УДК 551
ББК 26.3я43
М34

М34 **Материалы Всероссийской конференции «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек» / Отв. Редакторы Т.А. Янина, Р.Н. Курбанов, Е.И. Куренкова, Д.А. Солодовников. – М.: Географический факультет МГУ. – М.: Издательство «Перо», 2023. – 10.7 Мб [Электронный ресурс]**

ISBN 978-5-00218-653-2

В книге опубликованы материалы, представленные в докладах на Всероссийской научной конференции «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек» (14–23 сентября 2023 г., Волгоград-Астрахань). Конференция объединила специалистов различных направлений в изучении четвертичного периода, палеогеографии, четвертичной геологии, стратиграфии, геохронологии, палеопедологии, геоархеологии, палеогеоморфологии. Авторами освещаются ключевые вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичного периода для наиболее значимых регионов Евразии: Понто-Каспия, Средней Азии, Восточно-Европейской равнины, Северо-Восточной Сибири. Представлены материалы по методическим аспектам палеогеографических исследований (седиментология, геохронология, палеонтология, палеопедология, магнитостратиграфия). Даны результаты мультидисциплинарных исследований различных палеогеографических архивов: рельефа, морских, озерных и речных бассейнов, лёссово-почвенных серий и криогенных образований, климата, почвенного покрова, гидросферы, растительности и животного мира) в континентальных и морских областях Северной Евразии. Книга адресована исследователям эволюции природной среды в плейстоцене и голоцене, а также учащимся ВУЗов.

Проведение Всероссийской конференции «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек» и публикация сборника научных статей с материалами докладов выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (20-55-56046) и Российского научного фонда (19-77-10077П и 21-18-00552)

Рецензенты:

доктор географических наук В.В. Рогов

кандидат географических наук Е.А. Константинов

Proceedings of the All-Russian conference “Caspian Sea in the Pleistocene and Holocene: evolution of the natural environment and humans” / Editors T.A. Yanina, R.N. Kurbanov, E.I. Kurenkova, D.A. Solodovnikov. – Moscow: Faculty of Geography, Moscow State University, 2023 – 205 p.

ISBN 978-5-002218-653-2

НАУЧНЫЙ КОМИТЕТ

Сопредседатели:

Т.А. Янина, д.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

А.В. Панин, д.г.н., член-корр. РАН, Институт географии РАН, Москва

Г.Г. Матишов, д.г.н., академик РАН, Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону

Е.А. Иванцова, д.с.-х.н., Волгоградский государственный университет, Волгоград

Члены научного комитета:

Н.С. Болиховская, д.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

С.А. Васильев, д.и.н., Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург

А.С. Застрожнов, к.г.-м.н., Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

В.С. Зыкина, д.г.-м.н., Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Е.А. Константинов, к.г.н., Институт географии РАН, Москва

Р.Н. Курбанов, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

М.П. Лебедева, д.с.-х.н., Почвенный институт имени В.В. Докучаева РАН, Москва

А.О. Макеев, д.б.н., факультет почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

Р.Р. Макшаев, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

А.К. Очередной, к.и.н., Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург

В.В. Рогов, д.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

А.В. Русаков, д.г.н., Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Д.А. Солодовников, к.г.н., Волгоградский государственный университет, Волгоград

И.Д. Стрелецкая, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

Д.А. Субетто, д.г.н., Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург

А.С. Тесаков, д.г.-м.н., Геологический институт РАН, Москва

В.В. Титов, к.б.н., Южный научный центра РАН, Ростов-на-Дону

А.Л. Чепалыга, д.г.н., Институт географии РАН, Москва

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Сопредседатели:

Р.Н. Курбанов, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

Д.А. Солодовников, к.г.н., Волгоградский государственный университет, Волгоград

Члены оргкомитета:

Е.Н. Бадюкова, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

В.Р. Беляев, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

М.В. Кривошеев, к.и.н., Волгоградский государственный университет, Волгоград

Е.И. Куренкова, к.г.н., Институт географии РАН, Москва

М.С. Лукьянычева, Институт географии РАН, Москва

Р.Р. Макшаев, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

С.О. Ремизов, Музей "Старая Сарепта", Волгоград

*Д.В. Семиколенных, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,
Москва*

Н.А. Таратунина, к.г.н., географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

О.А. Токарева, Институт географии РАН, Москва

А.О. Уткина, Институт географии РАН, Москва

Н.М. Хаванская, к.г.н., Волгоградский государственный университет, Волгоград

Л.В. Шашерина, Институт географии РАН, Москва

М.О. Ефимова, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

Введение

Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек» (18-24 сентября 2023 г., Волгоград - Астрахань) имеет своей целью объединение специалистов различных направлений в изучении четвертичного периода для обсуждения новых данных по палеогеографии, четвертичной геологии, стратиграфии, геохронологии, палеопедологии, геоархеологии, палеогеоморфологии и поиска решения дискуссионных проблем. Научное содержание конференции не ограничивается Каспийским регионом и включает наиболее значимые направления современной палеогеографии и четвертичной геологии в России.

Конференция посвящена памяти профессора Александра Адамовича Свиточа (1932–2022), одного из крупнейших специалистов в палеогеографии четвертичного периода, значительный вклад которого в разработку теоретических основ палеогеографии, в познание эволюции природной среды Северной Евразии является важным достижением российской науки.

А.А. Свиточ поступил в 1953 г. на географический факультет МГУ, кафедру геоморфологии. Своими основными учителями в его становлении как геоморфолога Александр Адамович называл И.С. Шукина, К.К. Маркова, Н.И. Маккавеева, А.И. Спиридонова. Большой опыт геологических исследований он приобрел еще в студенческие годы, работая в Геологическом институте АН СССР старшим коллектором. Участие в геологической съемке в долинах рек Зеи, Индигирки, Колымы воспитало в нем настоящего полевика. В 1960 г. А.А. Свиточ был принят на работу на должность геоморфолога в Прикаспийскую геолого-поисковую экспедицию Союзбургаз, где проработал шесть лет. Именно в эти годы у Александра Адамовича зародилась любовь к Каспию и стремление разгадать геологические загадки этого уникального региона. Занимаясь геологической съемкой и одновременно решая научные задачи, он защитил кандидатскую диссертацию на тему «Четвертичные отложения и неотектоника Волго-Уральского междуречья». В эти же годы им подготовлен первый Атлас-определитель четвертичной малакофауны Северного Прикаспия, послуживший пособием многим исследователям региона. В 1967 г. А.А. Свиточ был принят на должность младшего научного сотрудника во ВНИИГАЗ, а спустя два года приглашен в Лабораторию изучения новейших отложений и палеогеографии плейстоцена на географический факультет МГУ. С этого года (более 50-ти лет) его жизнь была связана с факультетом и лабораторией.

Лаборатория была создана по инициативе К.К. Маркова в 1968 г. в рамках кафедры общего землеведения (переименована в кафедру общей физической географии и палеогеографии в 1970 г.). По глубокому убеждению К.К. Маркова, фундаментальные палеогеографические исследования должны сводиться не к простому комплексному применению широких методов изучения плейстоценовых образований, а к органичному сочетанию этих методов и их сопряжению. Им был разработан проект изучения опорных разрезов на территории СССР на базе применения большого арсенала современных аналитических методов. Одной из задач лаборатории и была реализация этого проекта. Как писал К.К. Марков в своей книге «Два очерка о географии» (М.: Мысль, 1978), основу его решения о создании лаборатории составляли два мотива: это неудовлетворительная, по его мнению, разработка стратиграфических представлений о плейстоценовых отложениях и односторонний путь исследований, который наблюдается в течение многих лет, с частым предпочтением одного метода и недооценкой комплексного (сопряженного) палеогеографического анализа. В коллектив лаборатории были привлечены высококвалифицированные специалисты в области физики, радиохимии, палеонтологии, археологии, литологии. Сопряженный метод исследования стал ведущим в познании палеогеографии плейстоцена.

В лаборатории основной задачей Александра Адамовича стало воплощение в жизнь идей К.К. Маркова по изучению опорных разрезов плейстоцена сопряженным методом. Как участник и руководитель коллектива специалистов, он провел масштабные комплексные исследования разрезов Алтая, Западной Камчатки, Чукотки, Сахалина и Прикаспия, по каждому из которых изданы монографии. Материалы исследований обобщены им в докторской диссертации «Палеогеография плейстоцена Северной Евразии» (1980) и монографии «Палеогеография плейстоцена» (1987).

По инициативе и под руководством А.А. Свиточа в лаборатории выполнены фундаментальные исследования по глобальной корреляции палеогеографических событий; сравнительному анализу природных явлений плейстоцена Каспия, Азово-Черноморского региона и Средиземноморья. Большое внимание в своих исследованиях А.А. Свиточ уделял созданию единой стратиграфической шкалы морского плейстоцена российских побережий, основанной на нескольких предложенных им признаках: хроностратиграфической последовательности; отношению к трансгрессивной эпохе (временному интервалу проявления трансгрессивных признаков на побережьях); принадлежности к разным климатическим эпохам.

Его зарубежные исследования включают острова Сейшельские, Сокотра, Мадагаскар, Куба, побережье и шельф Болгарии, Иранское побережье Каспия. Но в течение всех лет своих научных исследований Александр Адамович был верен своей первой любви – он постоянно возвращался к нерешенным или дискуссионным проблемам Каспия и его развитию в динамике окружающих территорий. История развития внутриконтинентальных морей юга России и сопредельных стран, проблемы плейстоценового Каспия, история Нижнего Поволжья, происхождение бэровских бугров, проливы Маныча, связь с Азово-Черноморским регионом – все эти проблемы нашли свое отражение в трудах А.А. Свиточа. В 2014 г. им опубликована обобщающая монография «Большой Каспий: строение и история развития».

Важное место в исследованиях А.А. Свиточа занимали теоретические вопросы палеогеографии плейстоцена, обобщенные им в монографии «Палеогеография: теория и актуальные вопросы» (1995). Им дано определение науке, рассмотрены ее задачи, методология и методы, показано положение палеогеографии в системе наук о Земле. Дана систематизация палеогеографических событий и поставлена проблема палеогеографических шкал плейстоцена. При изучении вопроса пространства-времени в палеогеографии им введено новое понятие «полихронность», означающее свойство различных компонентов и процессов природы проявляться в пространстве в разных (многих) временных соотношениях, как одновременно, так и не одновременно. Применительно к четвертичным отложениям А.А. Свиточем предложено определение понятия «опорный разрез», показаны основные требования, предъявляемые к такому разрезу, критерии его выбора; поставлены частные и общие задачи изучения. Рассмотрена специфика четвертичного литогенеза и неполнота геологической летописи. В его исследованиях нашли отражение и вопросы, связанные с прогнозом изменения природной среды и рационального природопользования. Им подготовлен (вместе с О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым) учебник «Палеогеография» (2004). Наиболее важные, с точки зрения Александра Адамовича, работы вошли в две книги Избранных трудов (2002 и 2012). Первая из них (2002) удостоена премии имени Д.Н. Анучина.

Научные труды А.А. Свиточа широко известны. Он – автор 45 монографий и более 500 статей. В 2002 г. ему присвоено звание «Заслуженный научный сотрудник Московского университета». В 2021 г. Александр Адамович удостоен памятной медали и премии имени А.А. Величко, учрежденной Институтом географии РАН «За крупные достижения в изучении четвертичного периода Северной Евразии».

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

17.02.2022 Александру Адамовичу исполнилось 90 лет. А 22.02.2022, в эту уникальную дату-палиндром, его не стало. Побеждавший в научных спорах и спортивных состязаниях, он проиграл схватку с коварным вирусом. COVID оборвал жизнь нашего Коллеги, Друга, Учителя.



Профессор А.А. Свиточ

Спустя годы масштабность многосторонней деятельности этого яркого ученого увидится еще ярче. А сейчас нами принято решение посвятить этот всероссийский форум 2023 года его памяти, памяти Александра Адамовича Свиточа.

С трудами А.А. Свиточа можно ознакомиться на его страничке в системе ИСТИНА МГУ: <https://istina.msu.ru/profile/asvitoch/>. С фотогалереей – на сайте НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена <http://www.geogr.msu.ru/structure/labs/notl/gallery/>.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА И ПАВОДКИ В ВЫСОКОГОРЬЕ РУССКОГО АЛТАЯ: ХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Агатова А.Р.¹, Непоп Р.К.¹

¹ *Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, agatr@mail.ru*

Введение

Русский Алтай широко известен как внутриконтинентальная горная система, в межгорных котловинах которой во время плейстоценовых оледенений неоднократно образовывались огромные ледниково-подпрудные озера. Потепления климата вызывали разрушение ледниковых дамб и катастрофический сброс воды вдоль магистральных долин рек Чуя и Катунь. Эти гляциогенные паводки (glacial lake outburst floods – GLOF) относят к одним из крупнейших среди известных потоков пресной воды на Земле.

Возможность прохождения высокоэнергетических гляциогенных паводков в Алтае-Саянской горной области отдельные исследователи рассматривали еще в 60-70-е годы прошлого века, однако в виде самостоятельной парадигмы концепция GLOF оформилась в 80-х годы благодаря работам в российской части Алтая А.Н. Рудого и В.В. Бутвиловского. В последующие годы, вплоть до настоящего времени, количество работ, рассматривающих различные аспекты этой концепции, лишь увеличивалось, отражая интерес научного сообщества к данной теме. К исследованиям подключались все новые коллективы по всему миру, и на сегодняшний день следы гигантских плейстоценовых ледниково-подпрудных озер и последствий их катастрофических осушений на Русском Алтае являются, пожалуй, одними из самых изученных в ряду подобных явлений. Несмотря на остающиеся разногласия по ряду вопросов, наметилось сближение точек зрения разных исследовательских коллективов.

Имеющиеся взгляды на плейстоценовые оледенения и GLOF Русского Алтая

В ходе вот уже почти полувековых исследований оформилось несколько точек зрения на хронологию и масштабы GLOF событий. В их основе лежат различные представления о размерах, количестве и возрасте оледенений, определявших возможность возникновения ледниково-подпрудных озер. На сегодняшний день существует две основных концепции плейстоценовых оледенений Русского Алтая.

1. Согласно схеме Е.В. Девяткина (1965) регион подвергся максимальному оледенению в среднем плейстоцене, из двух оледенений позднего плейстоцена последнее (именовавшееся сартанским в Западно-Сибирской шкале, МИС-2 по шкале SPECMAP, последний ледниковый максимум (LGM)) было минимальным по площади. Первоначально возрастные определения были относительными и основывались на степени сохранности моренных комплексов. Со временем схема стала обосновываться TL и ¹⁴C датами.

2. По В.В. Бутвиловскому (1993), А.Н. Рудому (1988) последнее (сартанское, МИС-2, LGM) оледенение, напротив, было максимальным. Возможное существование предыдущих оледенений не отрицается, но их количество и возраст не обсуждаются. Хронологическими реперами этой концепции первоначально служили ¹⁴C даты подстилающих морены отложений и покровного субаэрального комплекса [Бутвиловский, 1993].

Касательно времени формирования ледниково-подпрудных озер и их катастрофических спусков существуют следующие основные альтернативные представления:

1. Наиболее мощные спуски таких озер в Курайской и Чуйской впадинах произошли в конце позднего плейстоцена в МИС-2 [Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005; Herget, 2005 и др.], что определялось максимальной (согласно схемам оледенения В.В.Бутвиловского (1993) и А.Н.Рудого (1988)) за плейстоцен площадью оледенения в этот период;

2. Основные паводки произошли в начале позднего плейстоцена в МИС-5 либо даже в МИС-6 в ходе максимального оледенения (согласно схеме Е.В.Девяткина (1965)), тогда как в МИС-2 ледниково-подпрудные озера в Чуйской и Курайской впадинах не формировались вовсе вследствие долинно-карового характера ледников [Зольников, Мистрюков, 2008] либо в устье Курайской

впадины в МИС 2 существовало лишь небольшое, не дававшее паводков озеро, подпруженное крупным ледником [Зольников и др., 2016];

3. Формирование ледниково-подпрудных озер и их катастрофические спуски происходили в разные эпохи позднего плейстоцена, последнее относительно крупное ледниково-подпрудное озеро в Курайской впадине существовало в МИС-2 и катастрофически спустилось в период около 19-16 тыс. л.н. [Carling et al., 2002; Agatova et al., 2020].

Еще одним дискуссионным вопросом палеогеографии региона является хронология формирования и характер осадконакопления ининской и сальджарской дилювиальных (катафлювиальных) толщ, слагающих гигантские (до 350 м над урезом рек) бары и средние (до 60 м) террасы в магистральных долинах рек Чуя и Катунь. Формирование баров и террас связывают с прохождением катастрофических потоков, вызванных осушением ледниково-подпрудных озер в Чуйско-Курайской системе межгорных котловин. Обозначенные выше различные представления о возрасте и масштабах оледенений и гляциогенных паводков обусловили отличия в реконструкциях времени формирования террасовых комплексов. Так, согласно мнению ряда авторов, [Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005; Herget, 2005], формирование обеих толщ связано с паводками в МИС-2. Альтернативные точки зрения подразумевают различный и, во многих реконструкциях, более древний возраст их накопления.

Различаются взгляды исследователей и на особенности седиментации ининской и сальджарской толщ. Так Ю.Хергет [Herget, 2005] полагает, что сальджарская толща, слагающая средние террасы в долинах Чуи и Катунь, представляет собой грубообломочные донные отложения (влекомый нанос), а ининская толща, сложенная преимущественно древесным материалом, является взвешенным наносом суперпаводков. Последняя формирует вдоль склонов долин гигантские бары высотой до 300 м, которые указывают на высоту катастрофического потока. Согласно иной точке зрения, разновозрастные ининская и сальджарская толщи, по которым вырезаны высокие и средние террасы, однотипны по фациальному составу: преобладают грубообломочные фации влекомого наноса и мелкообломочные фации лавинного выпадения взвешенного наноса [Зольников, Мистрюков, 2008].

Последний детальный обзор по теме GLOF Алтая был опубликован 3 года назад Ю.Хергетом с коллегами [Herget et al., 2020]. Был сделан вывод о том, что на современном уровне изученности наиболее вероятное время прохождения высоко энергетических паводков соответствует периоду между 28 и 15 тыс. л.н. Во время последнего ледникового максимума (LGM) протяженность и мощность долинных ледников была достаточной для блокирования стока магистральной р. Чуи и формирования глубоких ледниково-подпрудных озер. Свидетельства более ранних GLOF событий менее отчетливы. Более молодые и меньшие по расходам паводки, происходившие после 15 тыс. л.н., скорее всего, связаны с некатастрофическим осушением остаточных малых озер во впадинах. При этом авторы подчеркивают, что вплоть до настоящего времени хронологическая привязка LGM также остается дискуссионным вопросом. Прямое сопоставление хронологии оледенений других территорий в контексте реконструкции GLOF Русского Алтая не проясняет картину, т.к. в прилегающих районах имеются свидетельства оледенений в МИС-4 и МИС-3 [Herget et al., 2020]. Положение Русского Алтая в переходной зоне подразумевает возможность развития LGM в различное время и отражает индивидуальный тренд изменения влажности и температуры в регионе.

Несмотря на то, что с выхода этого последнего обзора [Herget et al., 2020] прошло совсем немного времени, за прошедшие три года разными исследовательскими группами был накоплен большой массив новых, в том числе хронологических, данных. Результаты наших последних исследований уточняют хронологические ориентиры крупных ледниковых событий плейстоцена Русского Алтая, а также связанных с ними событий GLOF.

Палеогеография плейстоцена Русского Алтая с позиции GLOF-концепции

Горное обрамление Чуйской впадины Русского Алтая подвергалось крупному оледенению уже в среднем неоплейстоцене – около 160-180 тыс. л.н. (МИС-6) (OSL-возраст нижней части ледниковой толщи разреза Чаган), однако ледниково-подпрудный водоем, оставивший максимально высокие (до 2100 м н.у.м.) береговые линии на склонах Чуйской и Курайской впадин, существовал не ранее 90-80 тыс. л.н., то есть в позднем, а не среднем неоплейстоцене (OSL-возраст отложений, слагающих высокую озерную террасу в Чуйской впадине). Этот хронологический рубеж ограничивает участие высокоэнергетических потоков в результате осушения наиболее

крупных озер в этих впадинах в формировании ининской толщи в долинах Чуи и Катунь. Последний сброс воды из ледниково-подпрудного озера с уровнем не ниже 1890 м в Чуйской котловине произошел в интервале между 37 тыс. л.н. (OSL-возраст подстилающего рябь течения пролювия) и 16-10 тыс. л.н. (времени существования локального озера с моренно-обвальная дамбой в устье Куектанара).

Во время последнего оледенения (LGM, МИС-2) продвижение ледников в горном обрамлении аридной восточной периферии Чуйской впадины было незначительным: в бассейне р. Богуты ледники не выходили за пределы троговых долин хребта Чихачева. В Богутинской впадине у подножия хребта на высоте 2470 м н.у.м. уже как минимум с 24 тыс. л.н. идет непрерывная озерная седиментация. К 24 тыс. л.н. сформирована морена в устье Куекатанара на высотах около 1730-1800 м. Около 16 тыс. л.н. на фоне прогрессирующего потепления начинается активное таяние сохранившихся на тот момент ледников не только в аридном восточном обрамлении Чуйской впадины, но и в хребтах, обрамляющих устьевую западную часть Курайской впадины со значительно большей влажностью. В это время Улаганское плато уже свободно от ледникового покрова, долинские ледники на северном макросклоне Курайского ледника, в том числе Чибитский, располагаются выше 2000 м н.у.м.. Вопрос о масштабах оледенения на Улаганском плато и, соответственно, размерах выводного Чибитского ледника в максимум LGM остается открытым, однако морены этого ледника даже не соприкасаются с моренами Маашейского ледника, подпруживавшего сток Чуи в устье Курайской впадины. Соответственно, Чибитский ледник не влиял на формирование подпрудных озер и характер осадконакопления в ней. В то же время большие абсолютные высоты Северо-Чуйского хребта и огромная область питания обеспечивали продвижение в LGM крупного Маашейского ледника. Этот ледник блокировал сток Чуи в устье впадины, что привело к формированию обширного Курайского ледниково-подпрудного озера. Около 19 тыс. л.н. его верхний уровень, очевидно, был не ниже 1730 м, и оно простиралось в долину Чуи между Курайской и Чуйской впадинами (OSL-возраст озерно-дельтовых отложений в Куектанаре). Катастрофическое осушение этого водоема происходит около 19-16 тыс. л.н. По всей видимости, именно с этим последним спуском связано формирование ряби течения на днище Курайской впадины. После этого до начала голоцена в устьевой части Курайской впадины в районе урочища Баратал и в долине Чуи в районе устья Куектанара существуют лишь относительно небольшие обвальное-моренные подпрудные озера, осушение которых не оказывает значительного влияния на изменения рельефа.

Результаты наши палеонтологических и геохронологических исследований сальджарской толщи в долине Катунь и в устьях ее притоков свидетельствуют об ее длительном накоплении в МИС-2, что было обусловлено как периодическим прохождением паводков, так и озерно-болотной и «нормальной» аллювиальной седиментацией в долинах в перерывах между паводками. На это указывают сделанные нами находки озерной фауны *in situ* в основании разреза средней террасы в устье Семы и многочисленных остатков лугово-болотной растительности с ¹⁴C-возрастом 23-16 тыс. л. ниже озерно-катафлювиальных циклитов в устье Ини.

Накопление катафлювиально-озерных циклитов в устье Ини началось около 17-16 тыс. л.н. – синхронно спуску крупного ледниково-подпрудного озера, заполнявшего Курайскую впадину в МИС-2. Вероятно, катафлювиально-озерные циклиты долины р. Иня синхронны паводкам в магистральных долинах рек Чуя и Катунь, которые привели преимущественно к вырезанию в ранее накопленной сальджарской толще эрозионных площадок и уступов и формированию таких характерных черт ее поверхности, как “сады камней” и рябь течения. Возможно, эрозионной работой паводков этого времени вызвано и различие высот площадок террас р. Иня и средних террас р. Катунь; последние почти на 50 м ниже. Около 15-12 тыс.л.н. начал формироваться 70-метровый эрозионный врез в сальджарскую толщу выше устья Чуи.

Заключение

На сегодняшний день можно констатировать, что прогресс в методах численного датирования позволил расширить имеющуюся базу численных определений возраста ледниковых и связанных с ними отложений, дающих хронологические реперы GLOF-событиям Русского Алтая. Вместе с этим сохраняющаяся дискуссионность реконструкций по ряду вопросов определяется, прежде всего, различной генетической интерпретацией исследуемых отложений, а также наличием противоречивых дат. Это обстоятельство делает актуальным более тщательное изучение

датируемого материала и проведение мультидисциплинарных исследований для обеспечения взаимного контроля и верификации получаемых результатов.

Литература

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня. Новосибирск: Параллель, 2008. 182 с.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов, Г.Г., Назаров, Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуня (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1194-1197.

Рудой А.Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения ледниково-подпрудных озер на Алтае // Известия Всесоюзного географического общества. 1988. Т. 120. №4. С. 344-348.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск: ТГПУ, 2005. 228 с.

Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // Earth-Science Reviews. 2020. V. 205. P. 103-183.

Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S.V., Borodavko P.S., Berger G.W. Late-Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposits sedimentology // Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples. Eds. Martini P.I., Baker V.R., Garzon G. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 2002. V. 32. P. 17-35.

Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in Altai mountains, Siberia // Geol. Soc. Am. Spec. Publ. 2005. V. 386. 118 p.

Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K. Altai megafloods – the temporal context // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 200. P. 102-995.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЛУЧШИХ АНАЛОГОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛЕСИСТОСТИ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СРЕДНЕЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

Андреев Р.А.^{1,2}, Новенко Е.Ю.^{1,2}

¹Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, кафедра физической географии и ландшафтоведения, Москва, Россия, dorionio40@gmail.com, lenanov@mail.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия

Введение

Территория Средней Сибири целиком расположена в криолитозоне и покрыта лесами, произрастающими в суровых континентальных условиях. Это определяет их уязвимость перед происходящими климатическими изменениями и актуальность изучения развития лесов региона. Несмотря на значительную площадь территории Средней Сибири, изменения растительности и климата региона в голоцене остаются малоизученными. Одним из наиболее широко используемых источников информации об изменениях природной среды в голоцене является спорово-пыльцевой анализ. С его помощью возможны количественные реконструкции климатических показателей, а также лесного покрова.

В данной работе реконструированы средние июльские температуры ($T_{\text{ср. июл}}$, °С) и лесопокрытая площадь в радиусе 20 км (лесистость, %) для двух ключевых участков в Средней Сибири, расположенных в окрестностях г. Игарка и пос. Тура (Красноярский край). В ходе работы использован метод лучших аналогов, широко используемый при палеогеографических реконструкциях.

Методы

Ключевые участки находятся в окрестностях г. Игарка и пос. Тура. Игарка расположена на правом берегу р. Енисей, Тура – на плато Сыверма, в месте впадения р. Кочечум в Нижнюю Тунгуску. Ключевой участок Игарка характеризуется ледниковыми равнинами ермаковского возраста и бугристыми болотными комплексами, с прерывистой вечной мерзлотой под северотаёжными елово-лиственничными лесами. Климат Игарки умеренный, континентальный. Средняя температура воздуха в июле – 15,3°С, в январе -27,7°С, выпадает 516 мм осадков в год. Современная лесистость в Игарке составляет 65%. Тура расположена в пределах базальтовых плато, расчленённых речными долинами со сплошной мерзлотой под лиственничными лесами. Климат умеренный, резко континентальный, со средними температурами июля 17°С, января – -36°С. В год выпадает 365 мм осадков. Современная лесистость в радиусе 20 км на участке Тура составляет 95%.

Использованный в данной работе метод лучших аналогов применяется для широкого спектра палеогеографических реконструкций [Overpeck et al., 1985]. В его основе лежит математическая процедура поиска для ископаемого пыльцевого спектра его наиболее близкого аналога из имеющейся базы данных поверхностных проб, и реконструируемые показатели ($T_{\text{ср. июл}}$, °С и лесистость в радиусе 20 км, %) территории происхождения спектра-аналога используются для реконструкции условий прошлого.

Поиск спектров-аналогов производится посредством расчёта коэффициента (меры сходства) между ископаемым и современным спектром, равным расстояниям по хорде между ними [Overpeck et al., 1985; Simpson, Oksanen, 2021]: $d_{jk} = \sqrt{\sum_{k=1}^m (x_{ij}^{0,5} + x_{ik}^{0,5})^2}$, где j и k – спектры, i – таксон, $x_{ij}^{0,5}$ – % таксона в образце, d_{jk} – мера сходства. После расчёта мер сходства выбираются современные спектры, чьи коэффициенты равны или меньше порогового значения. В ходе перекрестной проверки установили, что пороговое значение 2,0 и 8 лучших аналогов показывают наибольшую точность реконструкции. Эти спектры считаются аналогами ископаемых. Затем из их показателей средней температуры июля и лесистости рассчитывается среднее арифметическое, которое принято, как реконструированное значение искомой характеристики.

В качестве источника данных о современных спектрах была создана база данных субфоссильных спорово-пыльцевых спектров для Средней Сибири севернее 60° с.ш., содержащая 171 точку. Метаданные для каждой точки отбора поверхностных проб содержат информацию о реконструируемых показателях (средняя температура июля, °С и лесистость в радиусе 20 км, %). Спорово-пыльцевые спектры 142 поверхностных проб взяты из базы данных Eurasian Modern Pollen Database-2 [EMPD-2, Davis et al., 2020]. Они охватывают территории окрестностей Норильска и плато Путорана, Северосибирскую низменность в районе Хатанги и Центральнокутскую низменность. Кроме того, были использованы результаты палинологического анализа поверхностных проб из районов Игарки, Туры, Туруханска и Ванавары (30 спектров), полученные в ходе выполнения проекта РНФ 20-17-00043, [Новенко и др., 2022]. Показатель современной $T_{\text{ср. июл}}$ (за последние 30 лет) для них взяты из базы данных МЦД-ВНИИГМИ для метеостанций Игарка, Тура, Туруханск и Ванавара [Разуваев и др., 2020].

Современные показатели лесистости в радиусе 20 км подсчитаны на основе данных проекта WorldCover 2020 [ESA..., 2021], которые представляют собой сведения о ландшафтном покрове территорий со всего мира с пространственным разрешением 10 м, классифицированные на основе данных дистанционного зондирования Земли со спутников Sentinel-1 и Sentinel-2. Независимая статистическая и визуальная оценка WorldCover показывает высокую точность проведённой классификации (82,1% для Азии, WorldCover..., 2022) что вместе с пространственным разрешением в 10 м обеспечивают высокую точность расчёта лесопокрытой площади. Процесс определения лесистости произведён в программном обеспечении (ПО) «QGIS» версии 3.16, а также с помощью вспомогательной программы на языке R [Haka, Gentleman, 1996].

Оценка точности реконструкции лесистости и средней температуры июля проведена путем перекрестной проверки. Метод заключается в последовательном представлении каждого современного спектра как «ископаемого» и нахождении для него аналогов среди остальных. Затем для «ископаемого» образца определяется реконструируемый показатель. Полученные «реконструированные» и современные, измеренные показатели затем сравниваются между собой с помощью статистических методов. В ходе проверки внесены коррективы в параметры модели (пороговое значение, количество точек, количество аналогов), установлено, что 2,6% поверхностных спектра не имеют аналогов. Проверка показала, что коэффициенты детерминации R^2 для лесистости составил 0,59, для $T_{\text{ср. июл}}$ 0,81, при среднеквадратической и абсолютной средней ошибках 20%, 14% и 1,2°C, 0,77°C соответственно. Таким образом, мы имеем возможность, если и не реконструировать точные показатели температуры и лесистости, то надёжно оценить их изменения на уровне тренда.

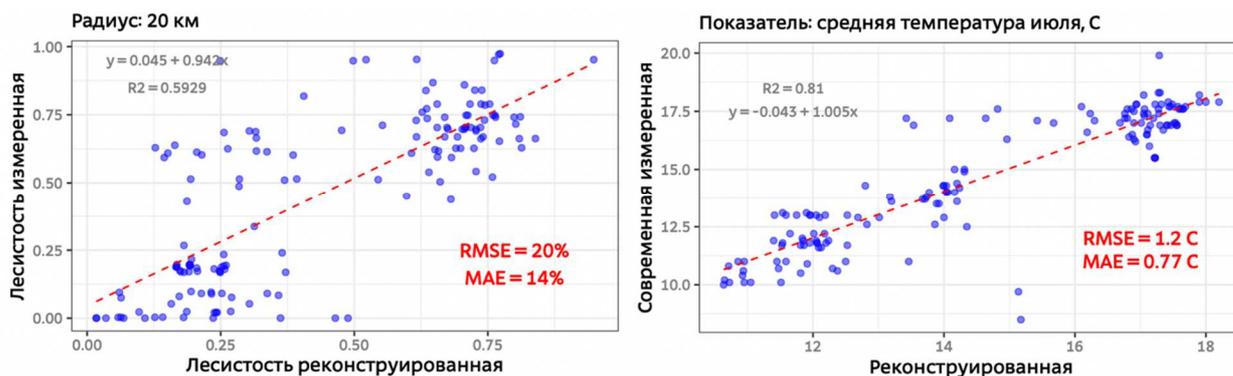


Рис. 1. Диаграммы рассеяния между выборками значений лесистости и $T_{\text{ср. июл}}$. Красным пунктиром обозначены линии регрессии. R^2 – коэффициент детерминации, RMSE – среднеквадратическая ошибка, MAE – абсолютная средняя ошибка.

На диаграммах рассеяния (рис. 1) показаны результаты сравнения выборок реконструированных и современных измеренных показателей. На них чётко выделяются две группы – одна в правом верхнем углу (высокая лесистость, высокая $T_{\text{ср. июл}}$), другая в левом нижнем (низкая лесистость, низкая $T_{\text{ср. июл}}$) углу графика. Таким образом, результаты перекрёстной проверки подтверждают, что исходная база данных представляет собой две независимые выборки с разным распределением значений лесистости – очевидно, это точки из зон тундр и тайги.

Перекрестная проверка и реконструкция $T_{\text{ср. июл}}$ лесистости в радиусе 20 км методом лучших аналогов реализована в виде скриптов на языке программирования R. Пакет **analogue** [версия 0.17-6; Simpson, Oksanen, 2021] использован для расчёта мер сходства с помощью заданной функции (расстояние по хорде).

В качестве источника данных ископаемых спорово-пыльцевых спектров использовались данные спорово-пыльцевого анализа торфяных разрезов в пределах ключевых участков: несколько разрезов в пределах крупнобугристого болота в районе Игарки [Новенко и др., 2022] и разрез болота Горное (Тура). Радиоуглеродное датирование образцов из разреза проведено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН методом AMS. По радиоуглеродным датировкам построены модели вертикального прироста торфа. Разрез Горное отобран из одноимённого плоскобугристого болота в окрестностях пос. Тура.

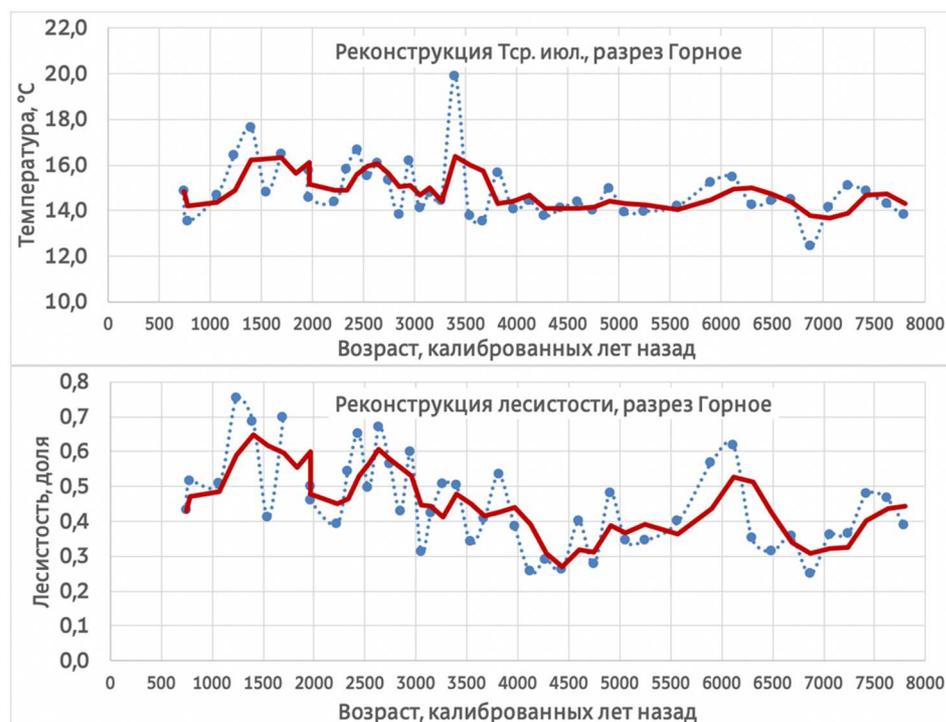


Рис. 2. Графики с реконструированными показателями для разреза болота Горного (Тура). Красным показаны линии тренда (скользящее среднее, период 3).

Результаты

Накопление торфяной залежи болота началось 7800 калиброванных (кал.) л.н. – полученная реконструкция охватывает поздний голоцен и большую часть среднего голоцена. Полученные данные показали (рис. 2), что в рассматриваемый период можно выделить интервалы с низкой лесистостью (7500-6500, 5500-4000 кал. л.н.), когда лесистость составляла 0.3-0.4 и интервалы, когда лесопокрытая площадь в районе исследований возрастала до 0.5-0.6 (6500-5500, 4000-1500 кал. л.н.). Четко прослеживается тренд к снижению доли лесов в растительности начиная с 1500 кал. л.н. до настоящего времени, когда лесистость сократилась с 60 до 30%. Изменения лесистости могут быть связаны с климатическими изменениями в голоцене, влиянием пожаров и антропогенного фактора. Средняя температура июля изменялась в диапазоне от 12 до 16°C, отдельные пики повышения температуры (рис.2), очевидно, связаны с ошибками реконструкции и влиянием локальных факторов на состав спорово-пыльцевого спектра. Выявлены колебания летних температур в среднем и позднем голоцене и ярко выраженный тренд к снижению средней температуры июля, начиная с 1500 кал. л.н.

В районе Игарки было исследовано крупнобугристое болото, накопление торфа в котором началось около 6200 кал. л.н. Реконструкция лесистости выявила ее колебания в диапазоне от 30 до 80% при отсутствии четко выраженного тренда. Очевидно, на колебания площади лесной растительности вокруг болота влияли локальные факторы, например пожары. Средняя температура июля варьировала в пределах от 13 до 17°C. Установлено снижение теплообеспеченности после 2500 кал. л.н.

Выводы

1. Проведена проверка и адаптация модели, реконструирующей лесистость и $T_{\text{ср. июл}}$ с помощью метода лучших аналогов, создана база данных современных спорово-пыльцевых спектров.

2. Оценка точности модели методом перекрёстного анализа показывала коэффициенты детерминации для лесистости $R^2=0,59$ и для средней температуры июля $R^2=0,81$, ошибку определения лесистости в 14-20%, а $T_{\text{ср. июл}}$ в 0,77-1,2°C, что приемлемо для реконструкций.

3. Получена палеорекострукция, отражающая развитие лесопокрытой площади и изменения $T_{\text{ср. июл}}$ для двух ключевых участков (Игарка и Тура).

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599, 08.06.2021

Литература

Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Куприянов Д.А., Шатунов А.Е., Андреев Р.А., Макарова Е.А., Бородина К.А., Руденко О.В., Прокушкин А.С., Волкова Е.М. Изменения растительности Приенисейской Сибири в последние 4700 лет: новые палеоэкологические данные из района Игарки (Красноярский край) // Геоморфология, 2022. Т. 53, № 3. С. 51-60.

Разуваев, В.Н., Булыгина, О.Н., Коршунова, Н.Н., Клещенко, Л.К., Кузнецова, В.Н., Трофименко, Л.Т., Шерстюков, А.Б., Швець, Н.В., Давлетшин, С.Г., Зверева, Г.Н. Научно-прикладной справочник «Климат России». Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2020. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://aisori-m.meteo.ru/climsprn> (дата обращения: 16.08.2023).36.

Davis B.A.S, Chevalier M., Sommer P., Carter V.A., Finsinger W., Mauri A., Phelps L.N., Zanon M., Data Contributors. The Eurasian Modern Pollen Database (EMPD), version 2 // Earth System Science Data, 2020. Vol. 12, № 4. P. 2423–2445. 52.

ESA WorldCover project, 2021. [Internet resource]. Access: <https://viewer.esa-worldcover.org/worldcover/>.

Guiot, J. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. // Palaeogeography, Palaeochmatology, Palaeoecology, 1990. Vol. 80 P. 49-69. 67.

Ihaka, R., Gentleman, R. R: A Language for Data Analysis and Graphics. // Journal of Computational and Graphical Statistics, 1996. Vol. 5 №3. P. 299–314.

Overpeck, J.T. Webb III, T., Prentice, I.C. Quantitative Interpretation of Fossil Pollen Spectra: Dissimilarity Coefficients and the Method of Modern Analogs. // Quaternary Research, 1985. Vol. 23. P. 87-108.

Simpson, G.L., Oksanen, J. analogue: Analogue and weighted averaging methods for palaeoecology. R package version 0.17-6, 2021. [Internet resource]. Access:<https://cran.r-project.org/package=analogue>.

WorldCover Product Validation Report | V2.0. // ESA WorldCover, 2022 [Internet resource]. Access: https://worldcover2021.esa.int/data/docs/WorldCover_PVR_V2.0.pdf (accessed 28.02.2023).

ПРОБЛЕМА ПЕРЕХОДА ОТ СРЕДНЕГО К ВЕРХНЕМУ ПАЛЕОЛИТУ НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ

Анойкин А.А.

Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, anui1@yandex.ru

Введение

Переход от средне- к верхнепалеолитическим индустриям был временем важнейших биологических и культурных изменений в истории человечества, связанных с заселением людьми современного антропологического типа территории Евразии, исчезновением неандертальцев, а также появлением новых технологий обработки природных материалов. В целом, эти процессы охватывают интервал 50 - 30 тыс. л.н., однако, в каждом отдельном регионе континента хронология культурных явлений рубежа среднего/верхнего палеолита имеет свою продолжительность и свои особенности. На Восточном Кавказе до последнего времени материалы финала среднего палеолита были известны только в нескольких пещерных стоянках Азербайджана (Азых, Таглар и др.) [Джафаров, 1999; Любин, 1989], а его северная часть являлась в этом отношении «белым пятном». С начала века в результате интенсивных исследовательских работ экспедиций ИАЭТ СО РАН на территории приморских районов Дагестана было открыто более 20 памятников палеолита, включая стратифицированные многослойные объекты [Деревянко и др., 2012], и в настоящее время здесь представлены каменные индустрии, соответствующие всем основным этапам раннего - среднего палеолита, включая время перехода от среднего к верхнему палеолиту, что позволяет по-новому взглянуть на картину развития палеолитических культур в этой части Кавказа во время MIS3.

Методы

В данной работе был использован набор методов, обычно применяемых при исследованиях археологических материалов: традиционный типологический и технологический анализы; анализ планиграфии и микростратиграфии культурного слоя и метод ремонтажа. Для определения абсолютного возраста использовались AMS-даты, полученные в нескольких лабораториях, а также результаты ОСЛ-датирования вмещающих артефакты отложений.

Природные обстановки

В палеогеографическом отношении периоду MIS4-MIS2 в истории Восточного Кавказа и прикаспийского региона, в целом, соответствует хвалынский трансгрессивный этап Каспийского моря. С MIS3, временем, когда происходили все основные процессы, связанные со сменой среднепалеолитических индустрий верхним палеолитом, соотносится раннехвалынский трансгрессивный этап и начало енотаевской регрессии. [Федоров, 1957; Леонтьев, 1968; Рычагов, 1997; Варушенко, Варушенко, Клиге, 1987; Свиточ, 1991].

На Северо-Восточном Кавказе это время характеризуется значительным развитием лесной растительности – мезофильных широколиственных лесов тепло-умеренного облика с примесью бореальных форм (ель, вересковые, плауны, сфагнумы и т.д.) при некотором участии в растительном покрове лугово-разнотравных ценозов [Абрамова, 1974].

В животном мире умеренных широт в позднем плейстоцене под влиянием резких неоднократных климатических изменений сформировался своеобразный териокомплекс, соответствующий последней, основной стадии развития мамонтовой фауны, широко распространенной к этому времени по Евразии. Во второй половине верхнего плейстоцена, которому соответствует хвалынский цикл, мамонтовая фауна имела огромный ареал и была более или менее однородна [Верещагин, Барышников, 1977].

Согласно имеющимся естественнонаучным данным, климат западного побережья Каспия на протяжении позднего плейстоцена не испытывал резких изменений. На фоне постепенного общего континентального похолодания здесь происходили периодические смещения климатических зон в двух направлениях: широтные сдвиги от влажного умеренно прохладного климата к относительно теплому полупустынному/степному (и обратно), а также высотные изменения границ ландшафтных поясов в горных и предгорных районах [Каплин, Селиванов, 1999]. Практически вся территория Дагестана в гляциальные эпохи была свободна от вечных снегов и льдов, т.к. оледенения не имели тут такого распространения как на Западном и Центральном Кавказе в силу ряда сдерживающих

факторов – экранирующая роль Главного и Бокового хребтов с юга и запада; проникновение сухих и теплых воздушных масс из западных районов Центральной Азии. Более того, в гляциальные периоды в этой части Кавказа происходило и некоторое смягчение аридного континентального климата.

Таким образом, палеоэкологические условия на территории Дагестана на поздних стадиях плейстоцена, были более благоприятными для существования и расселения древних человеческих популяций, чем в западной и центральной частях кавказского региона, в том числе, благодаря рельефу приморской зоны. Последняя представляла собой в периоды регрессий низкую равнину, а в периоды трансгрессий предгорную зону с незначительной амплитудой абсолютных высот, пересеченную многочисленными некрупными водотоками. Эта территория была легко преодолима в меридиональном направлении и являлась более удобным естественным коридором, чем сильно расчлененное гористое черноморское побережье Кавказа.

Археологические данные

Тинит-1

Стоянка Тинит-1 находится в среднем течении р. Рубас. Участок местности, где расположен памятник, представляет собой глубоко врезанную узкую долину ручья (правый приток р. Рубас), по бортам которой фиксируется серия разновысотных слабо выраженных террасовидных поверхностей, местами сливающихся друг с другом. Вскрытые в ходе раскопочных работ на объекте отложения представляют собой толщу субгоризонтально залегающих, переслаивающихся монотонных темно-коричневых и серо-коричневых лессовидных суглинков с незначительным содержанием мелкого обломочного материала. Генезис отложений - эолово-делювиальный. При работах выделено 9 литологических слоев, содержащих 11 уровней залегания археологического материала. По технико-типологическим характеристикам составляющих артефактов они объединяются в два комплекса: нижний (ур. 11-5) и верхний (ур. 4-1), имеющих различия, как в технике первичного расщепления, так и в орудийных наборах. Кроме того, эти группы горизонтов были разделены определенным временным интервалом, что фиксируется довольно мощной (0,3–0,4 м) стерильной прослойкой, разделяющей ур. 4 и ур. 5.

Хронология памятника

Для памятника получена серия из пяти радиоуглеродных дат (не калиброванных), выполненных по образцам древесного угля. Слой 2 (ур. 2) – 39 200 ± 740 л.н. (AA93693); слой 3 ур. 3) – 43 900 ± 2000 л.н. (AA93915), сл. 6 (ур. 8): >42 800 л.н. (AA93694) и >43 900 л.н. (AA93916), слой 8 (ур. 10) – 47 800 ± 1 500 л.н. (AA93695) [Анойкин и др., 2013]. Таким образом, согласно имеющимся AMS-датам, хронологическими рамками археологических индустрий Тинита-1 следует считать интервал 50-37 тыс. л.н., при этом предварительные результаты серии OSL-дат и новых радиоуглеродных датировок, позволяют предполагать, что возраст этих комплексов древнее минимум на 5 тыс. лет, а возможно, и больше.

Рубас-1

Памятник Рубас-1 находится в 14 км ниже по течению от стоянки Тинит-1. Памятник локализован в теле крупного оползня блочного типа, в настоящее время имеющего вид протяженного террасовидного уступа с ровной столообразной поверхностью и крутыми склонами. На памятнике получен сводный разрез четвертичных отложений мощностью до 18 м, с которыми связано три комплекса археологических материалов (ранний-финал среднего палеолита) [Деревянко и др., 2012]. Вскрытые в ходе раскопочных работ на верхнем комплексе отложения представляют собой толщу сложного генезиса, сложенную преимущественно светлым серо-коричневым алевритом. Отложения субаэрального образования содержат горизонты коллювиально-пролювиально-делювиального происхождения в виде гравийно-дресвяных, галечно-щебнистых отложений. [Деревянко и др., 2012; Анойкин, Борисов, 2014; Анойкин, Борисов, 2015]. В верхней пачке отложений на стоянке было выделено 9 литологических слоев, содержащих 7 уровней залегания археологического материала. Анализ всего объема информации об археологических материалах верхнего комплекса артефактов, позволяет разделить их на две большие группы, соответствующие каменным индустриям археологических уровней 4–7 и 1–3. Данные группы имеют явные различия между собой, как в технике первичного расщепления, так и в орудийных наборах. Также они разделены продолжительным временным интервалом, что

маркирует пачка стерильных в археологическом плане отложений, залегающая между ними – слои 4 и 5, мощностью ~1 м.

Хронология памятника

Хронология верхнего комплекса Рубаса-1 определяется единственной AMS- датой, полученной для кровли слоя 3 (ур. 2) по раковине наземного моллюска – 36336-34334 calBC (GV-1938). Дата, вероятно, омоложена, т.к. предварительные результаты серии OSL-дат, позволяют предполагать, что возраст этих комплексов древнее минимум на 5 -10 тыс. лет, а возможно, и больше. Скорее всего, эти комплексы синхронны материалам Тинита-1.

Результаты

На территории Восточного Кавказа стратифицированные археологические комплексы рубежа среднего/верхнего палеолита представлены материалами стоянок Тинит-1 и Рубас-1 (верхний комплекс). Артефакты на памятниках залежали на нескольких археологических уровнях, образуя в пределах одного объекта два индустриально разных технокомплекса.

Материалы нижних горизонтов стоянок характеризуются как нелеваллуазские, нефасетированные, непластинчатые, с присутствием леваллуазского расщепления (IL и IF <20; Пам ~15). Среди нуклеусов преобладают ядрища параллельного способа скалывания, в разных вариантах; реже использовалась леваллуазская техника. При этом леваллуазское расщепление было направлено в первую очередь на производство удлиненных заготовок, включая остроконечники. Довольно часто применялось торцовое скалывание. Есть единичные подпризматические нуклеусы. Основу орудийного набора составляют скребла, в основном однолезвийные, и ножи. Леваллуазские и мустьерские остроконечники немногочисленны. Присутствуют выемчатые и шиповидные орудия. Есть транкированно-фасетированные изделия. Верхнепалеолитическая группа не представительна и включает скребки, в том числе высокой формы, резцы, проколку и транкированный скол. Отсутствуют бифасы и изделия с бифасиальной обработкой. Вентральное утончение фиксируется только на двух однолезвийных скреблах.

Индустрии верхних горизонтов характеризуются как нелеваллуазские, нефасетированные, пластинчатые. Продукты леваллуазского расщепления отсутствуют, IF <10; Пам ~30. Нуклеусы представлены разными вариантами ядрищ параллельного способа скалывания. Применялось торцовое и подпризматическое расщепление. Основу орудийного набора составляют скребла, в основном, однолезвийные, скребки и ножи. Присутствуют выемчатые и шиповидные орудия. Есть одно транкированно-фасетированное изделие. Верхнепалеолитическая группа, кроме скребков, включает резцы, проколку, долотовидное орудие и транкированный скол. Нет изделий с бифасиальной обработкой, не фиксируется прием вентрального утончения заготовок.

Оценивая ситуацию на Кавказе на границе среднего/верхнего палеолита в целом, можно резюмировать, что по последним оценкам, время существования археологических комплексов, предшествующих появлению здесь ранних верхнепалеолитических индустрий (пещеры Сакаджиа, Ортвале Клде, Мезмайская и др.), определяется интервалом ~44–37 тыс. л.н. [Golovanova et al, 2010; Golovanova, Doronichev, 2012; Pinhasi et al., 2012; Moncel et al, 2015]. За все это время в них не наблюдается каких-либо существенных технико-типологических изменений, что хорошо прослежено на материалах среднего палеолита из многослойных пещерных объектов. В более позднее время им на смену приходят, уже в «готовом виде», верхнепалеолитические индустрии с развитым пластинчатым производством и принципиально иным орудийным набором. Эти кардинально различные по облику каменные индустрии на территории Кавказа разделяет, судя по имеющимся данным, длительный временной интервал (~5 тыс. лет). Это позволяет предполагать, что изменения носили «катастрофический» характер и, скорее всего, были связаны со сменой населения [Любин, Беляева, 2006; Golovanova et al, 2010; Pinhasi et al., 2012; Moncel et al, 2015].

Близкому хронологическому интервалу ~48–37 тыс. л.н. соответствует и время бытования поздних среднепалеолитических индустрий в Дагестане. Однако в отличие от «консервативных» технокомплексов других регионов Кавказа, материалы Рубаса-1 и Тинита-1 показывают комплекс изменений в технике первичного расщепления и, в меньшей степени, в орудийных наборах, в целом направленный на формирование верхнепалеолитических черт. В них фиксируется трансформация леваллуазских техник расщепления, направленная на более интенсивное использование технического объема ядрища в рамках полуобъемного пластинчатого раскалывания. Одновременно с этим в технокомплексах происходит частичная смена орудийного набора, выражающаяся в исчезновении среднепалеолитических острых форм (леваллуазские и мустьерские

остроконечники, угловатые скребла), упрощении обработки скребел, увеличении количества и разнообразия верхнепалеолитических типов. При этом общий типологический состав орудийных форм остается в пределах одной функциональной направленности.

Выводы

Рубеж среднего – верхнего палеолита на западном побережье Каспия в основном характеризуют материалы стоянок Тинит-1 и Рубас-1 (верхний комплекс) (Приморский Дагестан). Время их бытования приходится на интервал ~50–35 тыс. л.н., если исходить из имеющихся на настоящий момент данных, однако нельзя исключать и более древнюю хронологию. Эти индустрии, в отличие от синхронных технокомплексов из других регионов Кавказа, показывают существенные изменения происшедшие за время их бытования. Наиболее заметна трансформация первичного расщепления – отказ от леваллуазских техник расщепления, переход к подпризматическому пластинчатому раскалыванию. Также происходят изменения в орудийных наборах: исчезают среднепалеолитические острыйные формы (леваллуазские и мустьерские остроконечники, угловатые скребла), упрощается обработка скребел, увеличивается количество и разнообразие верхнепалеолитических типов орудий.

От материалов памятников Северо-Западного и Южного Кавказа индустрии Приморского Дагестана отличаются отсутствием бифасов, низкой долей остроконечных форм (остроконечники, конвергентные и угловатые скребла), крайне редким использованием приема вентрального утончения. Наибольшее сходство они имеют с комплексами стоянки Шлях (слои 7–9) на юге Русской равнины. Причины этих изменений на основе имеющейся информации определить сложно. На наш взгляд, возможны три варианта: это наиболее раннее свидетельство прохода по каспийскому коридору группы носителей верхнепалеолитических технологических традиций; это южная граница ареала распространения нелеваллуазских пластинчатых индустрий юго-запада Восточно-Европейской равнины на рубеже среднего/верхнего палеолита; здесь фиксируется начало формирования верхнепалеолитических индустрий на местной основе.

Объем инноваций, в первую очередь, среди орудийных форм не столь значителен, чтобы однозначно свидетельствовать о смене населения. При этом, на Восточном Кавказе не известно стратифицированных стоянок с ассамбляжами верхнего палеолита, что создает лакуну, не позволяющую утверждать непрерывность процесса трансформации и исключать возможную смену человеческих популяций, сопровождавшуюся кардинальными изменениями в облике каменных индустрий, которая выявлена на памятниках южной и западной частей региона. Большое значение для создания наиболее вероятного сценария имеет установление точной хронологии памятников.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 21-18-00552.

Литература

Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974. 24 с.

Анойкин А.А., Борисов М.А. Каменная индустрия рубежа среднего/верхнего палеолита местонахождения Рубас-1 (Приморский Дагестан): новые данные // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН. 2014. Т. XX. С. 11–14.

Анойкин А.А., Борисов М.А. Каменная индустрия верхнего комплекса артефактов местонахождения Рубас-1 (по материалам раскопок 2015 г.) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2015. Т. XXI. С. 15–18.

Анойкин А.А., Славинский В.С., Рудая Н.А., Рыбалко А.Г. Новые данные об индустриях рубежа среднего-верхнего палеолита на территории Дагестана // Археология, этнография и антропология Евразии. 2013. № 2 (54). С. 26–39.

Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: ИВП. 1987. 240 с.

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

- Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф.* Ледниковая теория и палеофаунология // Известия Всесоюзного географического общества, 1977. № 2. С. 122–129.
- Дервянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н., Анойкин А.А., Рыбалко А.Г.* Проблемы палеолита Дагестана. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2012. – 292 с.
- Джафаров А.Г.* Средний палеолит Азербайджана. – Баку: Елм, 1999. 228 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О.* Изменения уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС. 1999. 299 с.
- Леонтьев О.К.* Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четвертичном периоде // Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. М.: МГУ. 1968. С. 106–140.
- Любин В.П.* Палеолит Кавказа. // Палеолит мира. Палеолит Кавказа и Северной Азии. Л.: Наука, 1989. С. 9–142.
- Любин В.П., Беляева Е.В.* Ранняя преистория Кавказа. СПб.: Петербургское востоковедение. 2006. 108 с.
- Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: МГУ. 1997. – 267 с.
- Свиточ А.А.* Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 3–100.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. // Труды ГИН АН СССР. Вып. 10. М.: 1957. 308 с.
- Golovanova L.V., Doronichev V.B.* The Early Upper Paleolithic of the Caucasus in the West Eurasian Context // The Aurignacian of Yafteh Cave and its context (2005–2008 excavations) Otte M., Shidrang S., Flas D. (eds) ERAUL. 2012. Vol. 132. P. 137–160.
- Golovanova L.V., Doronichev V.B., Kulkova M.A., Cleghorn N., Sapelko T.V.* Significance of ecological factors in the Middle to Upper Paleolithic transition // Current Anthropology. 2010. Vol. 51 (5). P. 655–691.
- Moncel M.-H., Pleurdeau D., Pinhasi R., Yeshurun R., Agapishvili T., Chevalier T., Lebourdonnec F.-X., Poupeau G., Nomade S., Jennings R., Higham T., Tushubramishvili N., Lordkipanidze D.* The Middle Palaeolithic record of Georgia: a Synthesis of the technological, economic and paleoanthropological aspects // Anthropologie. 2015. № LIII/1–2. P. 93–125.
- Pinhasi R., Nioradze M., Tushabramishvili N., Lordkipanidze D., Pleurdeau D., Moncel M.-H., Adler D.S., Stringer C., Higham T.F.G.* New chronology for the Middle Palaeolithic of the southern Caucasus suggests early demise of Neanderthals in this region // Journal of Human Evolution, 2012. № 63. P. 770–780.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА МАРРЕ-САЛЕ

Белова Н.Г.¹, Макшаев Р.Р.¹, Стрелецкая И.Д.¹, Кузякин Л.П.¹, Облогов Г.Е.², Васильев А.А.²

¹ *Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, radikm1986@mail.ru*

² *Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия*

Механизмы и условия формирования пластовых льдов на приморских арктических низменностях Западной Сибири дискуссионны. Детальное комплексное изучение льдов и вмещающих их отложений является важнейшей частью для познания природы седиментогенеза, условий промерзаний и построения палеогеографических моделей/схем для региона Западного Ямала. Для построения или обоснования региональных палеогеографических реконструкций необходимо детальное комплексное изучение льдов и вмещающих их отложений с реконструкцией истории седиментогенеза и промерзания. В августе 2022 года в рамках экспедиции Института криосферы Земли были исследованы пластовые льды и вмещающие их отложения района метеостанции Марре-Сале, ранее детально изучавшиеся многими исследователями. В береговом уступе Карского моря высотой 25 м был изучен разрез четвертичных отложений с полигонально-жильными и пластовыми льдами («верхние» пластовые льды района Марре-Сале). Верхняя часть разреза представлена континентальными песчаными отложениями, включающими сингенетические полигонально-жильные льды вертикальной мощностью до 12 м. Пластовый лёд залегает на глубине 11-12 м от поверхности террасы и представлен двумя смежными линзами мощностью 0.4 и 0.75 м. Кровля и подошва ледяных линз наклонная, контакт с вмещающими песками несогласный – линзы льда секут слоистость во вмещающей песчаной толще. На глубине 12 м линзу льда рассекает хвост полигонально-жильного льда. Пластовый лёд практически не содержит грунтовых включений, крупнокристаллический (отдельные кристаллы имеют размер более 10 см), что свидетельствует о сравнительно медленном промерзании. Подобное строение показывает, что данный пластовый лёд сформировался ранее позднеплейстоценового полигонально-жильного при внутригнуровом промерзании водонасыщенной песчаной толщи.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке РФФ, 23-27-00218

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ХАЗАРСКИХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Болиховская Н.С.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, nbolikh@geogr.msu.ru

Введение

Выполняемые по палинологическим записям реконструкции зональных и интразональных сообществ плейстоценовой и голоценовой растительности Северного Прикаспия [Гричук, 1954; Тюрина, 1961; Вронский, 1966; Яхимович и др., 1986; Bolikhovskaya, Kasimov, 2010; Bolikhovskaya, Makshaev, 2020; и др.] базируются, прежде всего, на сопоставлении полученных ископаемых спорово-пыльцевых спектров с субрецентными спектрами современных отложений из различных природных зон и формаций растительности Прикаспия, Русской равнины и других районов Северной Евразии, а также на анализе современной зонально-фитоценотической и эколого-фитоценотической приуроченности таксонов, одноименных с таксонами изученных ископаемых палинофлор.

В работах, посвященных реконструкциям растительности и климата, выполненным по данным спорово-пыльцевого анализа морских и континентальных отложений плейстоценовых разрезов Северного Прикаспия, обычно отсутствуют или весьма скудны сведения о таксономическом составе автохтонных и аллохтонных палиноморф и тафономических особенностях пыльцы и спор в извлеченных из осадков палинологических концентратах. Малочисленны данные по субрецентным спектрам современных отложений этой территории. Нами при изучении морских отложений, вскрытых скважиной в Северном Каспии, указанным вопросам уделено особое внимание. В данной работе представлены некоторые результаты палинотафономических исследований хазарских морских отложений и анализа субрецентных спектров современных осадков с пробных площадок пустынных фитоценозов, продуцирующих пыльцу и споры.

Материалы и результаты

Как указывается в статье в настоящем сборнике [Болиховская, Янина «Первые репрезентативные...»], палинологическим методом изучены морские осадки, представленные в более 56-метровом керне скважины ИГС, пробуренной в Северном Каспии. Их накопление, согласно данным сейсмоакустического профилирования, литологического и биостратиграфического анализов, осуществлялось в интервале от раннехазарской трансгрессии Каспия до начала голоцена [Янина и др., 2014]. Исходя из седиментационно-литологических особенностей этой толщи, для целей климато-стратиграфического расчленения и реконструкции климато-фитоценотических особенностей ландшафтов Северного Прикаспия в основные этапы ее формирования, для анализа были отобраны 64 образца. Результаты палинологического исследования представленных на глубине 21,8–26,6 м ательских отложений и проведенные для ательского регрессивного этапа (МИС 4 – первая половина МИС 3) палеогеографические реконструкции и корреляции были опубликованы ранее [Болиховская и др., 2017; Yanina et al., 2021].

Для залегающей на глубине 29,0–51,45 м под ательскими отложениями примерно 22,5-метровой последовательности, относимой по малакофаунистическим данным к хазарскому *sensu lato* интервалу [Янина и др., 2014], к настоящему времени получены 17 репрезентативных спорово-пыльцевых спектров, свидетельствующих о её накоплении на протяжении ряда климато-фитоценотических сукцессий двух межледниковых этапов и разделяющего из холодного этапа.

В некоторых изученных концентратах пыльцы (далее – п.) и спор (далее – сп.), как и в ательских осадках [Болиховская и др., 2018], присутствовали аллохтонные палиноморфы докайнозойских пород и разрушенные и/или минерализованные пыльца и споры кайнозоя. В связи с этим при выполнении спорово-пыльцевого анализа для получения репрезентативных данных проводились тщательные палинотафономические исследования с целью дифференциации автохтонных и аллохтонных микрофоссилий. Примеры пыльцы и спор автохтонного и аллохтонного комплексов в изученных хазарских отложениях приведены на рисунке.



Рис. 1. Примеры пыльцы и спор (*in situ* и переотложенных) из казских отложений (увеличение x400). В скобках – номера образцов казских осадков. а) пыльца и споры автохтонного комплекса без признаков искажающего воздействия процессов диагенеза; б) пыльца автохтонного комплекса (с полным или частичным заполнением вещества цитоплазмы аморфным кремнеземом или со сгустками кремнезема на поверхности); в) пыльца аллохтонного комплекса с разрушенной и/или минерализованной спородермой

Критериями выделения по палинологическим данным палеоклиматических этапов межледникового ранга являются реконструированные на основании ряда спорово-пыльцевых спектров фитоценоотические сукцессии, свидетельствующие, что на протяжении оптимальных фаз в развитии растительности изученного этапа климатические условия были аналогичны современным климатическим условиям в районе изучаемого разреза или были более теплыми и более гумидными, чем последние, а также были близкими или более теплыми и гумидными, чем климатические условия оптимума голоцена в изучаемом районе. Выполнение климато-фитоценоотических реконструкций по результатам палинологических исследований четвертичных отложений и решение вопросов о ранге (межледниковом или межстадиальном) выделяемых палеоклиматических этапов в значительной степени базируется на материалах изучения субрецентных проб осадков разного генезиса, отобранных на пробных площадках различных типов фитоценозов изучаемой

территории и других районов, и установления степени соответствия полученных субрецентных палиноспектров продуцирующим пыльцу и споры современным растительным сообществам.

В настоящее время Нижнее Поволжье и вся Прикаспийская низменность представляют собой область с самым аридным и континентальным климатом не только на Восточно-Европейской равнине, но и на Европейском субконтиненте в целом. На территории, непосредственно примыкающей к Северному Каспию, распространены фитоценозы зоны пустыни. В составе растительности зональных пустынных ландшафтов господствуют сообщества из полыни (*Artemisia* из подродов *Seriphidium* и *Dracunculus*). В приморской полосе Каспия преобладают травы и кустарнички из семейства *Chenopodiaceae* и рода *Artemisia*, слагающие солянковые и солянково-полынные сообщества. Лесная растительность представлена в долине нижнего течения р. Волги. Пойменные леса из ивы и луговые злаково-разнотравные, злаковые, злаково-осоковые, полынно-разнотравные и др. сообщества занимают Волго-Ахтубинскую пойму. В лесах наряду с разными видами ивы растут тополь, клен, осина, реже встречаются дуб, ясень, вяз, береза и ольха черная. Дендрофлора дельты Волги чрезвычайно бедна – древостой здесь образован в основном ивой белой (*Salix alba*), и только в северной части дельты в ивовых лесах растут ясень и вяз. Для целей палиноиндикации фитоценологических сукцессий и климатических особенностей реконструируемых палеогеографических этапов плейстоцена и голоцена был проведен сбор проб современных субаквальных и субаэральных осадков на площадках фитоценозов зоны пустыни Северного Прикаспия (табл. 1, 1а).

Таблица 1

Субрецентные спектры разнофациальных проб в зоне пустыни Северного Прикаспия

Номера проб	3	5	5а	6	7	8	9	10
	%	%	%	%	%	%	%	%
Пыльца деревьев и кустарников (AP)	4		48	4	3	5	1	1
Пыльца трав и кустарничков (NAP)	96	100	48	95	96	94	99	99
Споры (SP)		*	4	1	1	1		
Пыльца деревьев и кустарников:								
<i>Abies</i> sp.								
<i>Picea</i> sect. <i>Picea</i>			5			*		
<i>Pinus</i> subgenus <i>Harpoxylon</i>						*		*
<i>Pinus sylvestris</i>			9	*	*	*		
<i>Betula pendula</i> , <i>P. pubescens</i>	*		2	*	*	*	*	
<i>Salix</i>	*		75				*	*
<i>Alnus glutinosa</i> , <i>A. incana</i>			1	*	*			
<i>Corylus avellana</i>			*					*
<i>Quercus robur</i>			2			*		*
<i>Ulmus</i>			*					
<i>Fraxinus</i>			*					
<i>Elaeagnus</i>							*	*
<i>Tamarix</i>			2					*
<i>Euonymus</i>								
Пыльца трав и кустарничков:								
Cerealia				3				
Poaceae	*		12	12	15	11	*	9
Cyperaceae	8		7	1	1	*	*	*
Cannabaceae				*				
<i>Ephedra</i> sp.	*		2			12		

<i>Artemisia</i> subgenera	26		26	30	29	36	12	*
Chenopodiaceae	65	97	25	49	50	30	75	86
Herbetum mixtum	*	3	14	3	5	10	13	3
Aquatic	*		14	1				
Споры:								
Bryales			*		*			
<i>Sphagnum</i>			*					
Polypodiaceae		*	*	*	*	*		
Lycopodiaceae			*					
<i>Equisetum</i>						*		
<i>Salvinia natans</i>			*					
Сумма пыльцы и спор	367	330	530	229	977	445	355	1502

Таблица 1а

Места отбора проб разнофациальных осадков в зоне пустыни Северного Прикаспия

№№ проб	Генезис осадка, фитоценоз и местоположение
3	почва на поверхности бэровского бугра (<i>Artemisia</i> - <i>Chenopodiaceae</i> сообщество; долина Волги в районе пос. Селитрянное)
5	дно высохшей лагуны, с сообществами солянок семейства <i>Chenopodiaceae</i> (в районе г. Астрахань)
5а	наилок на дне лимана (вблизи ивовый лес; район Дамчика в дельте Волги)
6	почва на вершине бугра Бэра (редкие дернины <i>Artemisia</i> - <i>Chenopodiaceae</i> ; район пос. Улан-Хол, 40 км западнее г. Каспийск)
7	пойменный наилок (участок злаково-полынной пустыни; низовье долины р. Кумы)
8	почва (разнотравно-злаковые и марево-полынные с <i>Ephedra</i> сообщества; участок приводораздельного склона, низовье долины р. Кумы)
9	наилок на низкой пойме в долине р. Горькая Балка (<i>Artemisia</i> - <i>Chenopodiaceae</i> association; 20 км северо-западнее г. Кочубей)
10	почва на высокой пойме (<i>Chenopodiaceae</i> coenoses, <i>Tamarix</i> , <i>Elaeagnus</i> thickets; долина р. Горькая Балка, 20 км северо-западнее г. Кочубей)

Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют, что субрецентные палиноспектры всех проб адекватно отражают зональную или интразональную принадлежность и состав продуцирующих пыльцу и споры растительных сообществ. Характерными чертами спектров прикаспийской пустыни являются низкие содержания п. деревьев и кустарников (0-5%), а также спор (0-4%), при преобладании в доминирующей группе трав и кустарничков (NAP – 95-100%) п. *Chenopodiaceae* (25-97%) и полыни (до 36% – преимущественно *Artemisia* s.g. *Seriphidium*, *A.* s.g. *Dracunculus*). Исключение составляет проба лиманных осадков, в которой содержание AP достигает 48% за счет п. *Salix alba*, образующей прирусловые ивовые леса в дельте Волги.

Кроме того, при палеогеографических реконструкциях использовались литературные материалы о составе п. и сп. в поверхностном слое осадков Каспийского моря [Абрамова, 1971] и «пыльцевого дождя», собранного над его акваторией [Вронский, 1976]. В спектрах «пыльцевого дождя» Северного Каспия от 92 до 100% приходится на п. травяно-кустарничковых растений, среди которой преобладают пыльцевые зерна маревых (*Chenopodiaceae* – 47-81%) и полыни (*Artemisia*, преимущественно подрода *Seriphidium* – 5-26%). В воздушной взвеси над Каспием п. деревьев представлена главным образом пыльцой сосны (*Pinus sylvestris*) и единичными пыльцевыми зернами березы, ивы и дуба. В палиноспектрах донных осадков Северного Каспия абсолютно доминирует п. NAP (90–97%). В группе AP преобладает п. *Pinus sylvestris*, в меньших количествах присутствует п. березы и ольхи, встречаются единичные экземпляры п. ивы, лещины, дуба, граба, липы и вяза. Эти палинологические материалы свидетельствуют о несомненном соответствии как субрецентных, так и рецентных спектров составу зональной растительности прибрежной зоны.

По сравнению с рецентными и субрецентными палиноспектрами все спорово-пыльцевые спектры изученных хазарских *sensu lato* отложений характеризуются значительно более высокими содержаниями п. деревьев и кустарников (11-65%) и сп. (8-28%), свидетельствуя о более гумидных, чем современные, климатических условиях всех этапов их накопления. Учитывая поступление пыльцы и спор в морские осадки Северного Каспия воздушным и водным путем из прилегающих районов, а также важность нахождения подобных полученным хазарским палиноспектрам аналогов, для идентификации зональных палеофитоценозов были привлечены обширные собственные и литературные материалы по субрецентным спектрам современных субаквальных и субаэральных отложений из степной, лесостепной и лесной зон южной половины Восточно-Европейской равнины [Мальгина, 1952; Арап, 1976; Болиховская, 1976, 1995; Красноруцкая, 2011; и мн. др.].

Следует подчеркнуть, что палиноспектры установленного холодного этапа в истории хазарской эпохи Каспия кардинально отличаются от современных и хазарских межледниковых спорово-пыльцевых спектров отсутствием пыльцы широколиственных пород и содоминированием пыльцы и спор представителей бореальной, аркто-бореальной и пустынно-степной флор.

Выводы

Не вызывает сомнения большое значение всех кратко рассмотренных методических аспектов палинологического анализа отложений Северного Каспия, Северного Прикаспия и других районов для корректной климато-фитоценотической интерпретации спорово-пыльцевых спектров хазарской (*sensu lato*) эпохи и других трансгрессивных и регрессивных этапов в истории Каспия. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-27-00164).

Литература

Абрамова Т.А. Результаты спорово-пыльцевого анализа современных отложений Каспийского моря и Дагестанского побережья // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. С. 106–115.

Арап Р.Я. Спорово-пыльцевые исследования поверхностных проб почвы растительных зон равнинной части Украины // Автореф. канд. дисс. Киев, 1976. 25 с.

Болиховская Н.С. Палинология лёссов и погребенных почв Русской равнины // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 257–277.

Болиховская Н.С. Перигляциальные и межледниковые ландшафты плейстоцена Восточно-Предкавказской лёссовой области. М.: ВИНТИ, 1995. (№ 52-В95). 125 с.

Болиховская Н.С., Мамонтов Д.А., Янина Т.А. Особенности палинологических танатоценозов в ательских отложениях Северного Каспия // Фундаментальная и прикладная палеонтология. Материалы LXIV сессии Палеонтологического общества при РАН (Санкт-Петербург). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. С. 142–144.

Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорокин В.М. Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2017. № 6. С. 96–101.

Вронский В.А. К характеристике верхнеплиоценовых и плейстоценовых ландшафтов юго-запада Прикаспийской низменности // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 205–209.

Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовского университета, 1976. С. 200.

Гричук В.П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Труды Института географии АН СССР, изд-во АН СССР, 1954. С. 5–79.

Красноруцкая К.В. Поверхностные спорово-пыльцевые спектры побережья Азовского моря // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Мат-лы Межд. науч. конф. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 172–174.

Мальгина Е.А. Спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб из различных географических зон Поволжья // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1952. Вып. 52. С. 73–90.

Тюрина Л.С. Спорово-пыльцевые характеристики четвертичных и верхнеплиоценовых отложений низового Поволжья // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четв. периода. М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 288–295.

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2014. № 3. С. 3–9.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г. и др. Плейстоцен нижнего течения реки Урал. Уфа, 1986. 136 с.

Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S. The evolution of climate and landscapes of the Lower Volga Region during the Holocene // Geography, Environment, Sustainability. 2010. Vol. 3. N. 2. P. 78-97.

Bolikhovskaya N.S., Makshaev R.R. The Early Khvalynian stage in the Caspian Sea evolution: pollen records, palynofloras and reconstructions of paleoenvironments // Quaternary International, 2020. Vol. 540. P. 10–21.

Yanina T., Bolikhovskaya N., Sorokin V., Romanyuk B., Berdnikova A., Tkach N. Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data) // Quaternary International. 2021. 590. P. 73-84. doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.023

ПЕРВЫЕ РЕПРЕЗЕНТАТИВНЫЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ КЛИМАТО-ФИТОЦЕНОТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ВРЕМЕНИ ХАЗАРСКОЙ SENSU LATO ЭПОХИ ПАЛЕОКАСПИЯ

Болиховская Н.С.¹, Янина Т.А.^{1,2}

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, nbolikh@geogr.msu.ru, ² didacna@mail.ru

Введение

Дискуссии о истории развития Каспия в хазарскую эпоху ведутся более столетия. Анализ керн морских скважин, пробуренных в Северном Каспии в ходе инженерно-геологических изысканий, привел к заключению о существовании в эту эпоху трех трансгрессивных бассейнов (раннехазарского, позднехазарского и гирканского) [Янина и др., 2014; Sorokin et al., 2018; Yanina et al., 2018]. Неоднозначность представлений о их возрасте, амплитудах колебаний уровня моря и масштабах распространения палеобассейнов отражена во многих научных публикациях.

Вклад палинологических записей, полученных для морских и континентальных седиментаций хазарского времени, в обсуждение этих вопросов до сих пор незначителен и, в основном, касается эволюции природной среды прилегающих районов. Спорово-пыльцевой анализ хазарских отложений, не охарактеризованных малакофаунистическими данными и остракодами и не расчлененных на ранне- и позднехазарские осадки, был начат в начале 1950-х годов по разрезам Северного Прикаспия и продолжен в 1960-х годах [Гричук, 1954; Тюрина, 1961; Вронский, 1966; и др.]. Палинологические данные для осадков, отнесенных к позднехазарским, но не имеющих биостратиграфического обоснования, были получены В.К. Немковой [Яхимович и др., 1986] по разрезу Мергенево, расположенном на правом берегу р. Урал. К позднехазарским отложениям отнесены залегающие под раннехвалынскими осадками галечники и глинистые алевроиты общей мощностью 2 м (слои 9-10), перекрытые 15-сантиметровым прослоем красновато-коричневых глин (слой 8). Слои 9-10 характеризуются степными спектрами (AP – 13-18%, NAP – 82-95%, SP – 1-5%), в которых превалирует пыльца (далее – п.) *Chenopodiaceae* (до 40%), *Artemisia* (до 40%) и разнотравья (до 30%), встречается п. *Ephedra distachya*, водных и прибрежно-водных растений. Древесные породы представлены п. ели (3-8%), сосен (8-12%) и в меньшем количестве – березы, ольхи, граба, липы, вяза, лещины и ивы. В спектре осадков слоя 8 увеличивается количество п. древесных пород, в основном ели, снижается содержание п. маревых и полыни. Не исключено, что спорово-пыльцевые спектры разреза Мергенево, действительно, характеризуют фрагмент в позднехазарской летописи развития плейстоценовой растительности и климата Северного Прикаспия. Два спорово-пыльцевых спектра из достоверно морских верхнехазарских отложений, также свидетельствующие о степных природных обстановках, были получены Н.О. Рыбаковой [Безродных и др., 2004].

В данной работе рассмотрим полученные нами материалы, впервые выявившие развитие перигляциальных климато-фитоценотических обстановок в хазарскую эпоху Каспия.

Материалы и результаты

В плане комплексного анализа морских отложений Северного Каспия нами малакофаунистическим и палинологическим методами изучены осадки, представленные в более 56-метровом керне пробуренной в котловине Широкая (глубина моря 11,9 м) скважины ИГС. Согласно данным сейсмоакустического профилирования, литологического и биостратиграфического анализов их накопление происходило на протяжении длительного интервала от времени раннехазарской трансгрессии Каспийского палеобассейна до начала голоцена. Материалы комплексного анализа осадков интервала 26,6-21,8 м, отражающего ательский регрессивный этап в истории Каспия (МИС 4 – первая половина МИС 3), опубликованы нами ранее [Болиховская, Янина, Сорокин, 2017; Yanina et al., 2021].

Строение и малакофаунистический состав изученного керн указывают на отражение в осадочной толще в интервале 56,00-26,60 м трех трансгрессивных бассейнов Каспия: раннехазарского, позднехазарского и гирканского, разделенных регрессивными стадиями. Самым

глубоководным из трансгрессивных бассейнов был раннехазарский, мелководным – позднехазарский.

К настоящему времени получены результаты спорово-пыльцевого анализа для серии образцов из залегающей на глубине 29,0–51,45 м под ательскими отложениями примерно 22,5-метровой последовательности, относимой по малакофаунистическим данным к хазарскому (*sensu lato*) интервалу. Палинологическая запись свидетельствует, что изученные хазарские отложения формировались на протяжении трех палеоклиматических этапов – двух потеплений, каждое из которых характеризовалось изменениями растительности, проходившими в ландшафтах прилегающих районов в условиях межледникового климата, и в период разделявшего эти теплые этапы значительного похолодания, приведшего к развитию на территории Северного Прикаспия перигляциальной растительности. В отличие от толщ коричневых и темнокоричневых глин, формировавшихся в теплые этапы, толща осадков, характеризующихся перигляциальными спектрами, сложена преимущественно серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми песками с тонкими темно-серыми и синеvато-серыми глинистыми прослоями. Литологические описания выполнены д.г.-м.н. В.М.Сорокиным, которому авторы выражают глубокую признательность за сотрудничество и предоставленный для изучения керн.

В хазарских морских толщах ранее не были выявлены осадки с типичными перигляциальными спектрами и флорами.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений установленного холодного этапа в истории хазарской эпохи Каспия представлены в таблице. Климато-фитоценологические сукцессии отражают четыре репрезентативных спектра, характеризующих время накопления пачки осадков на гл. 32,65–43,25 м.

Таблица 1.

**СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО ЭТАПА НАКОПЛЕНИЯ
ХАЗАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

№№ образцов	27	25	21	20
Глубина, м	34,2	38,0	42,1	42,2
AP/NAP/SP				
Пыльца деревьев и кустарников (AP), %	14	18	18	16
Пыльца трав и кустарничков (NAP), %	69	72	72	72
Споры высших споровых растений (SP), %	17	10	11	12
Пыльца деревьев и кустарников, %:				
<i>Abies</i>	0	0	4	1
<i>Picea</i> sect. <i>Picea</i>	4	3	15	12
<i>Pinus sibirica</i> , <i>P.</i> subgen. <i>Haploxyton</i>	6	12	13	6
<i>Larix</i> cf. <i>sibirica</i>	0	0	15	2
<i>Pinus</i> s.g. <i>Diploxyton</i> , <i>P. sylvestris</i>	19	41	6	7
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> , <i>B. pendula</i> , <i>B. pubescens</i>	7	5	21	19
<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i> , <i>B. nana</i>	22	2	10	7
<i>Alnaster fruticosus</i> / <i>Duschekia fruticosa</i>	0	0	0	1
<i>Alnus glutinosa</i> , <i>A. incana</i>	18	11	0	1
<i>Hippophaë rhamnoides</i>	0	0	3	0
<i>Salix</i> spp.	6	7	10	21
<i>Juniperus</i> spp.	20	18	0	22
<i>Lonicera</i>	0	0	4	0
Пыльца трав и кустарничков, %:				
Ericales	0	0	0	1
Poaceae	5	9	9	11
Cyperaceae	11	8	2	7
<i>Ephedra</i> spp.	1	0	1	1

<i>Artemisia</i> s.g. <i>Seriphidium</i> , <i>A.</i> s.g. <i>Euartemisia</i>	16	29	33	32
Chenopodiaceae	62	42	38	31
Herbetum mixtum	3	10	9	6
Pollen of aquatic plants	2	2	8	11
Споры, %:				
<i>Bryales</i>	63	2	27	68
<i>Sphagnum</i>	15	45	34	18
Polypodiaceae	14	4	13	4
<i>Athyrium filix-femina</i>	0	2	0	0
<i>Botrychium</i>	1	0	0	0
<i>Lycopodium</i> sp., <i>Huperzia</i> sp.	0	31	2	3
<i>Lycopodium appressum</i>	0	0	0	1
<i>Diphasium alpinum</i>	1	6	2	1
<i>Selaginella selaginoides</i>	2	4	2	0
<i>Equisetum</i>	4	2	13	0
<i>Salvinia natans</i>	0	0	2	3
<i>Riccia</i>	0	4	8	4
Сумма пыльцы и спор	757	500	600	943

Во всех спектрах отсутствует пыльца широколиственных пород. В них преобладает п. травяно-кустарничковых растений (NAP – 69-72%) с доминирующей п. Chenopodiaceae/ Amaranthaceae и полыни *Artemisia* s.g. *Seriphidium*, *A.* s.g. *Euartemisia*, *A.* s.g. *Dracunculus* (в сумме до 73%), при относительно высоком содержании спор (10-17%). В составе микроостатков травянистых растений участвуют пыльца и споры представителей водной и прибрежно-водной флоры (*Alisma*, *Potamogeton*, *Sparganium* /доминант этой группы/, *Typha*, *Salvinia natans*, *Riccia* и др.). В группе высших споровых растений преобладают споры (далее – сп.) зеленых и сфагновых мхов, заметна роль сп. папоротников Polypodiaceae и плаунов при постоянном участии аркто-бореальных тундровых и северо-таежных таксонов (*Lycopodium appressum*, *Diphasium alpinum*, *Selaginella selaginoides*). В группе пыльцы деревьев и кустарников (AP) при превалировании п. представителей бореальной флоры (*Picea* sect. *Picea*, *Pinus sibirica*, *P. sylvestris*, *P.* s.g. *Diploxylon*, *Juniperus*, *Betula* sect. *Albae*, *B. pendula*, *B. pubescens*) заметную роль играет п. ерниковой березы (*Betula* sect. *Nanae*, *B. nana* – 2-22%), встречена п. ольховника (*Alnaster fruticosus*/*Duschekia fruticosa*).

Полученные палинологические данные свидетельствуют, что на прилегающей к Северному Палеокаспию территории были распространены открытые ландшафты перигляциальных степей, в которых господствовали полынно-маревые сообщества с участием эфедры (*Ephedra distachya*), замещавшиеся или соседствовавшие в долинных пойменных, балочных и других биотопах с разнотравно-злаковыми, злаково-разнотравными, злаково-осоковыми группировками, заболоченными участками, хвойными и хвойно-березовыми редколесьями и кустарниковыми формациями из карликовой березы. Их перигляциальную специфику отражает совокупность представителей бореальной, пустынно-степной и аркто-бореальной флор.

В развитии растительного покрова на современном этапе исследований можно предполагать следующие климато-фитоценотические сукцессии. В начальную фазу (спектр образца №20) залесенные участки были представлены елово-кедровыми и лиственнично-березовыми с можжевельником и *Betula nana* в кустарниковом ярусе сообществами, в моховом покрове которых превалировали зеленые мхи, и ивовыми древостоями в пойменных экотопах. В следующую фазу (спектр образца №21) возросло участие в этих ограниченно развитых лесных формациях лиственницы и *Pinus sibirica*. Фаза, зафиксированная спектром образца на гл. 38 м (спектр образца №25), в котором содержание п. *Betula* sect. *Nanae*, *B. nana* сокращается до 2% и преобладает п. сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), отражает длительное межстадиальное потепление с превалировавшими в составе залесенных участков сосновыми редколесьями, ольховыми

древостоями и зарослями можжевельника. Высокое содержание в спектре сп. *Sphagnum*, *Huperzia* и *Lycopodium* sp. указывает, по-видимому, на расширение заболоченных биотопов, а присутствие сп. *Athyrium filix-femina*, произрастающего ныне на влажных торфяно-перегнойных почвах сырах хвойных и смешанных лесов, свидетельствует о довольно мягких межстадиальных климатических условиях. Последняя установленная фаза (спектр образца №27) хазарского похолодания отличалась возросшим участием в пойменных лесах ольхи и новой экспансией ерников в состав кустарниковых сообществ.

Сопоставление полученных для хазарского времени флоро-фитоценологических реконструкций с детально реконструированными по лёссово-почвенной последовательности разреза Отказное [Болыховская, 1995] климато-фитоценологическими сукцессиями черепетьского межледниковья (МИС 7) и днепровского холодного этапа (МИС 6), для которого установлена заметная роль широколиственных пород в сосново-березовых и ольховых лесах днепровско-московского межстадиала в долине Средней Кумы (Северо-Западный Прикаспий), позволяет предполагать, что пачка хазарских осадков на гл. 32,65-43,25 м представляет собой важный литологический фрагмент палеоклиматических событий середины днепровского/московского криохрона.

В установленный холодный этап хазарский бассейн развивался на низких отметках, условия в нем, судя по преобладанию в малакофауне *Dreissena caspia*, были опресненными, неблагоприятными для обитания моллюсков. Наступившее длительное межстадиальное потепление изменило ситуацию в бассейне: состав моллюсков стал богаче, в нем появились характерные представители позднехазарской фауны *Didacna nalivkini*. Бассейн оставался достаточно мелководным. Мы не знаем, когда завершилось развитие позднехазарского бассейна, ибо значительная толща осадков была размыта последующими событиями.

В настоящее время авторы готовят к печати статью с результатами изучения всей толщи хазарских отложений, вскрытых в скважине ИГС. Анализ палинологической записи этих осадков, представленных на гл. 29,0–51,45 м, позволил авторам предполагать, что в керне скважины отсутствуют отложения чрезвычайно продолжительного периода, отвечающего второй половине днепровского криохрона и термоксеротической стадии микулинского межледниковья. Анализ свидетельствует и о вероятности других хиатусов в процессе седиментации этой литологической последовательности.

Выводы

Палинологические спектры холодного этапа ледникового ранга, которое авторы сопоставляют с МИС 6, свидетельствуют, что на прилегающей к Северному Палеокаспию территории были распространены открытые ландшафты перигляциальных степей, в которых господствовали полынно-маревые сообщества с участием эфедры (*Ephedra distachya*), соседствовавшие в долинных, балочных и других биотопах с разнотравно-злаковыми, злаково-разнотравными, злаково-осоковыми группировками, заболоченными участками, хвойными и хвойно-березовыми редколесьями и кустарниковыми формациями из карликовой березы (*Betula nana*). В развитии растительного покрова установлены климато-фитоценологические сукцессии (четыре палинозоны), свидетельствующие о климатических изменениях в течение холодного этапа. Так, третья палинозона отражает длительное межстадиальное потепление с преваляровавшими в составе залесенных участков сосновыми редколесьями, ольховыми древостоями и зарослями можжевельника. Осадки с типичными перигляциальными спектрами и флорами никогда ранее в хазарских морских толщах не выявлялись.

Заклучение о начале развития позднехазарской трансгрессии в межстадиальное потепление ледниковой эпохи МИС 6 оказалось неожиданным, противоречащим предыдущим построениям. Результаты палинологических исследований внесли новые дискуссионные вопросы в палеогеографию Северного Каспия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-27-00164).

Литература

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 114–124.

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорокин В.М. Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2017. № 6. С. 96–101.

Вронский В.А. К характеристике верхнеплиоценовых и плейстоценовых ландшафтов юго-запада Прикаспийской низменности // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 205–209.

Гричук В.П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Труды Института географии АН СССР, изд-во АН СССР, 1954. С. 5–79.

Тюрина Л.С. Спорово-пыльцевые характеристики четвертичных и верхнеплиоценовых отложений низового Поволжья // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четв. периода. М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 288–295.

Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2014. № 3. С. 3–9.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г. и др. Плейстоцен нижнего течения реки Урал. Уфа, 1986. 136 с.

Sorokin V., Yanina T., Bezrodnykh Y., Romanyuk B. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (upper Pleistocene) in the Caspian Sea // Quaternary International. 2018. 465A. P. 152-157.

Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Y., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. 2018. 465A. P. 130-141.

Yanina T., Bolikhovskaya N., Sorokin V., Romanyuk B., Berdnikova A., Tkach N. Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data) // Quaternary International. 2021. 590. P. 73-84.

НАХОДКИ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ПАЛЕОФАУНЫ В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Буркацкий О.Н.

АО «Южморгеология», Геленджик, Краснодарский край, Россия, burkacki.oleg@yandex.ru

В рамках, выполненных АО «Южморгеология», геологосъемочных работ на двух станциях площади листа L-36-XXXV [Выполнение геологосъемочных работ..., 2022], с помощью гравитационной трубки, были подняты тугопластичные глины с включениями: грязевулканических брекчий, гальки, обломков раковин двухстворчатых моллюсков и ракушечного детрита.

Месторасположения этих станций непосредственно выбрали для опробования предполагаемых грязевых вулканов, выделенных по результатам геофизических исследований. Станции проботбора удалены друг от друга на расстояние не более 1 км. Расстояние от ближайшей точки береговой линии Крыма (мыс Аю-Даг) до места отбора проб достигает 50 км. Места отбора находились на границе подножия материкового склона и абиссальной равнины на глубинах моря от 2000 до 2100 м (рис.1).



Рисунок 1. Станции проботбора с верхнеплейстоценовой палеофауной

Обнаруженные обломки раковин двухстворчатых моллюсков относятся к *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dreissena* sp. и *Didacna* sp, предположительно древнеэвксинского возраста. Определения палеофауны моллюсков выполнил Попов С.В. (ПИН РАН). При длине кернов, на одной станции – 75 см и на другой – 60 см, данная палеофауна располагалась в интервалах: 40-45 см и 55- 60 см, соответственно. Кроме этого, на одной станции створки *Dreissena* sp. находились в составе линз грязевулканических брекчий, представленных гальками до 3см в диаметре в цементированной глине. Линзы располагались в интервале 30-40 см (полевое описание геолога Акулова А.А.).

Ранее, на Крымском и Кавказском участках Черноморского бассейна были, хотя и не частые, случаи находок палеофауны солоноватоводных моллюсков с галечниками в диапазонах глубин от нижней границы шельфа до 1800м [Архангельский, Страхов, 1938; Щербаков и др, 1978; Шнюков и др., 2003]. В нашем случае такой материал был поднят с еще больших глубин. Поэтому данная находка может существенно дополнить информацию о геологических процессах верхнеплейстоценового времени, отразившихся на формировании современного состояния Черного моря.

Работа выполнялась в рамках контракта с ФГБУ «ВСЕГЕИ» № 15-3/20-2.

Литература

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.: АН СССР. 1938. 226 с.

Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов L-36-XXXV, L-36-XXXVI (Южная площадь): отчёт по Контр. № 15-3/20-2. (отв. исп.: Шейков А.А.). Геленджик: АО «Южморгеология». 2022.

Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Иноземцев Ю.И. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений Крымского шельфа и глубоководной части Черного моря // Геологический журнал. 2003. №1. С. 9-23

Щербаков Ф.А. и др. (П.А. Каплин отв. ред). Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря // Океанографическая комиссия АН СССР. М.: Наука, 1978. 212 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОФАУНЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Буркацкий О.Н.¹, Пинчук Т.Н.²

¹АО «Южморгеология», Геленджик, Краснодарский край, Россия, burkacki.oleg@yandex.ru

²Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,

Материалом исследований послужили результаты геологосъемочных работ в пределах листов L-36-XXXV и L-36-XXXVI [Выполнение геологосъемочных..., 2022], проводимых в Черном море на площади размером более 11000км². Опробование донных осадков выполнено четырехметровой гравитационной трубкой на 200 станциях, расположенных на глубинах от 52 м до 2167 м. В разрезе преобладали терригенные известковистые алевро-пелитовые илы, с прослоями органогенных сапропелевых и кокколитовых илов. Встречались интервалы со следами размыва и переотложения осадков, брекчиевидные структуры, включения обломков осадочных образований – гравийных фракций, ракуши и её детрита.

Пробы палеофауны отобраны по разрезу колонки неравномерно, с трех, реже с восьми интервалов. В 333 из исследованных 413 проб найдены ископаемые остатки раковин моллюсков, остракод и фораминифер. Определения палеофауны проводили: моллюсков – Янина Т.А. (МГУ) и Попов С.В. (ПИН РАН), остракод – Кодаш А.С. (АО «Южморгеология»), фораминифер – Пинчук Т.Н. (КубГУ). По результатам палеонтологических исследований установлено, что возраст отобранных донных осадков соответствовал неоплейстоцен-голоценовым отложениям Черного моря (табл. 1).

Таблица 1. Неоплейстоцен-голоценовая фауна

Надраздел	Горизонт	Подгоризонт	Преобладающая палеофауна
Голоцен	Черноморский	Новочерноморский	фораминиферы: <i>Ammonia compacta</i> , <i>Ammonia tepida</i> , <i>Ammonia ammoniformis</i> , <i>Ammonia caucasica</i> , <i>Nonion matagordanus</i> , <i>Canalifera nigarensis</i> , <i>Eggerella scabra</i> , <i>Massilina secans</i> , <i>Quinqueloculina laevigata</i> ; остракоды: <i>Callistocythere cristata</i> , <i>Callistocythere diffusa</i> , <i>Carinocythereis rubra</i> , <i>Costa edwardsii runcinata</i> , <i>Loxococoncha bulgarica</i> , <i>Loxococoncha eichwaldi</i> , <i>Euxinocythere lopatici</i> , <i>Euxinocythere multipunctata</i> , <i>Bythocythere schornikovi</i> , <i>Xestoleberis cornelii</i> , <i>Paradoxostoma naviculum</i> , <i>Paradoxostoma simile</i> , <i>Cytheroma marinovi</i> моллюски: <i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Parvicardium papillosum</i> , <i>Modiolus cf. phaseolinus</i> , <i>Chlamys (Flexopecten) glabra</i> , <i>Pitar rudis</i> , <i>Gafrarium minimum</i> , <i>Spisula subtruncata triangula</i>
		Древнечерноморский	фораминиферы: <i>A. tepida</i> , <i>A. caucasica</i> , <i>A. compacta</i> , <i>Ammonia parasovica</i> , <i>P. subgranosus</i> , <i>Mayerella brotskajae</i> ; остракоды: <i>L. lepida</i> , <i>L. bulgarica</i> , <i>L. eichwaldi</i> , <i>Amnocythere palimpsesta</i> , <i>Amnocythere quinquetuberculata</i> , <i>Cytherissa bogatschovi</i> , <i>X. cornelii</i> , <i>Palmoconcha agilis</i> ; моллюски: <i>Dreissena rostriformis distincta</i> , <i>M. galloprovincialis</i> , <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Theodoxus sp.</i>
Плейстоцен	Новоэвксинский		фораминиферы: <i>Ammonia novoexinica</i> , <i>A. tepida</i> , <i>Porosonion subgranosus</i> ; остракоды: <i>Candona elongata</i> , <i>Candona. cavis</i> , <i>Candona neglecta</i> , <i>L. lepida</i> , <i>Loxococoncha immodulata</i> , <i>Eucypris crassa</i> , <i>E. asiatica</i> , <i>Darwinula stevensoni</i> , <i>Ilyocypris gibba</i> , <i>Limnocythere alveolata</i> моллюски: <i>Dr. rostriformis distincta</i> и <i>Dreissena cf. polymorpha</i> , <i>Theodoxus sp.</i>

	Древнеэвксинский	остракоды: <i>Caspiolla levintalini</i> , <i>Tyrrhenocythere pseudoconvexa</i> и <i>T. Papillosa</i> моллюски: <i>D. rostriformis</i> и <i>Didacna sp.</i> (окатанные обломки)
--	------------------	---

В отличие от илов с новочерномоской палеофауной, которые образуют практически сплошной чехол перекрывающий морское дно, осадки древнеэвксинского, новоэвксинского и древнечерноморского возрастов, отобраны на участках дна с редуцированной, за счет относительно большей эрозии, мощностью черноморских отложений: в бортах подводных ложбин и крутонаклонных и наклонных частях материкового склона. Древнечерноморские осадки распространены и на менее крутых частях склона. Кроме этого, на участках дна подверженных различным перемещениям донных осадков, часто встречается более древняя микрофауна, имеющая ранний плейстоценовый, плиоценовый, миоценовый и палеогеновый возраста.

Работа выполнялась в рамках контракта с ФГБУ «ВСЕГЕИ» № 15-3/20-2.

Литература

Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов L-36-XXXV, L-36-XXXVI (Южная площадь): отчёт по Контр. № 15-3/20-2; отв. исп.: Шейков А.А. – Геленджик АО «Южморгеология». 2022.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Васильева А.Н.¹, Лыткин В.М.¹, Павлова М.Р.¹, Шапошников Г.И.¹, Курбанов Р.Н.^{2,3}

¹ *Институт мерзлотоведения имени П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,
angievasilieva@gmail.com*

² *МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

³ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

Большую часть водораздельных пространств Центральноякутской низменности покрывают четвертичные отложения, которые включают в себе аллювий древних речных систем, озерно-аллювиальные и озерные осадки, а также болотные и эоловые отложения. Сложными по строению являются четвертичные отложения в долинах крупных рек – Лены, Алдана и Вилюя, где они представляют собой комплекс аллювиальных отложений, формирующих серию террас.

Наличие речных террас в долине р. Лена указывает на ее сложное развитие, когда периоды аккумуляции осадков чередовались с периодами врезания реки. Вместе с тем, считается, что в формировании речных террас, а также и в других морфологических особенностях долины, приняли участие неотектонические движения четвертичного периода. Также, предполагается, что на положение русла реки и его развитие повлияло оледенение Верхоянского хребта.

Более полувека ведется дискуссия об истории развития долины р. Лена: этапы развития русла реки и влияние оледенений Верхоянского хребта на его положение; о количестве, возрасте и происхождении террас. Традиционно считалось, что низкие террасы являются молодыми, а высокие – наиболее древними. Однако, опыт изучения террасовых уровней рек Восточной Сибири заставляет осторожно относиться к высотам террас как к критерию для определения их возраста.

Самое первое геоморфологическое районирование Центральноякутской равнины было выполнено В.Г. Зольниковым и А.И. Поповой [1957], согласно которому равнина подразделяется на три геоморфологические области: 1) область древней, сильно расчлененной денудационной равнины; 2) область древней аллювиальной равнины четвертичного возраста и 3) область современных долин рек.

В работе П.А. Соловьева [1959] северная часть Лено-Амгинского междуречья характеризуется, как аллювиальная террасированная равнина, в пределах которой было выделено четыре ступени рельефа: 1) низкие аккумулятивные голоценовые террасы (пойменная, Якутская, Сергеляхская); 2) средневысотные аккумулятивно-эрозионные террасы (Кердемская, Бестяхская, Тюнгилюнская псевдотерраса, Абалахская, Маганская); 3) высокие эрозионные террасы (Эмильская, Киренская, Верхоленская).

Г.Ф. Лунгерсгаузен [1961] делит древние террасы среднего и нижнего течения р. Лена на три хорошо различимых по своему гипсометрическому положению комплекса: верхний, средний и нижний. К верхнему комплексу он отнес впервые установленные террасы: 1) самая высокая, орографически выраженная, Табагинская, слагающая Лено-Амгинское междуречье, которая сменяется на левобережье р. Лена отложениями древней овражно-долинной речной сети (ханчалинская свита); 2) Черендейская; 3) Тустаахская. Средний комплекс представлен: 1) Бестяхская терраса; 2) Покровская терраса. К нижнему комплексу относятся две нижние надпойменные террасы: 1) Саньяхтахская и 2) древняя – Якутская. Голоценовая пойма делится на два уровня: верхний и нижний (современная пойма).

В своей работе С.Ф. Бискэ [1964] долину р. Лена, протяженностью около 800 км, разделил по внешнему облику на три участка: I – от Покровска до устья р. Алдан; II – от устья р. Алдан до устья р. Вилюй; III – от устья р. Вилюй до с. Жиганск. В пределах каждого участка автор подробно рассматривает количество террас, строение и их предположительный возраст.

В работе Катасонова и Иванова [1973] указывается, что р. Алдан делит Центральноякутскую низменность на две части. Правобережье представлено ледниковой, а левый берег реки – аллювиальной равниной, в рельефе которой выделяются, с точки зрения генезиса и строения, слагающих их отложений: 1) низкие террасы; 2) бестяхская-тюнгилюнская и 3) абалахская поверхности. Здесь, в долине среднего течения р. Лена, авторами подробно описывается ряд ключевых обнажений.

В долине р. Лена С.С. Коржуевым [1977] было выделено четыре крупных геоморфологических участка: верхний – от истоков до устья р. Витим; средний – от устья р. Витим до пос. Покровск; нижний – от пос. Покровск до Булуна и придельтовый – от Булуна до дельты. На участке от пос. Покровск до Булуна отмечено широкое развитие аккумулятивных террас и преобладание суглинисто-супесчаных, сильно льдистых аллювиальных отложений покровного типа. Автор делит террасы по высотам, называя их порядковые номера: 1) низкие аккумулятивные: пойма (1-7 м), терраса I (8-16 м), терраса II (18-20 м); 2) средние преимущественно цокольные: терраса III (25-30 м); терраса IV (35-40 м); терраса V (45-55 м); высокие цокольные: терраса VI (70-80 м); терраса VII (90-110 м); терраса VIII (130-140 м) и терраса IX (160-170 м).

М.С. Иванов [1984] в рельефе Центральной Якутии выделил равнины четырех типов: 1) денудационную; 2) аккумулятивную ледниково-флювиогляциальную; 3) эрозионно-аккумулятивную Абалахскую; 4) аккумулятивную аллювиальную. Проведенные исследования подтвердили существование следующих террас р. Лена, которые выделил П.А. Соловьев [1959]: Тюнгилюнская, Бестяхская, Кердемская и низкие – Сергеляхская, Жатайская пойма.

Подробное изучение ключевых обнажений в пределах долины среднего течения р. Лена (Песчаная Гора, обнажение Кангаласский мыс, обнажение Усть-Ботома, местность Самыс-Кумага) было проведено М.Н. Алексеевым и др. [1984].

С целью изучения строения бестяхской террасы В.А. Камалетдиновым и П.С. Минюком [1991] было проведено детальное исследование на более чем 300-километровом отрезке долины р. Лена – от местности Ленские столбы до устья р. Алдан. На основе детального изучения Диринг-Юряхского и Усть-Ботомского обнажений, установлено, что в строении террасы принимают участие отложения бестяхской, огдогунской, мавринской и дьолкуминской свит. Огдогунская свита выделяется впервые и поле ее развития ограничивается Ботомо-Синским геоморфологическим районом.

В пределах Лено-Амгинской равнины В.Б. Спектором и В.В. Спектором [2002] впервые были установлены новые террасовидные уровни: дирингский (на границе равнины/плато 280-450 м), абалахский (260-360 м), тюнгилюнский (160-200 м), бестяхский (120-170 м), дьолкуминский (100-120 м), кердемский (представлен здесь в роли второй надпойменной террасы 90-110 м) и современные террасы (пойма и первая надпойменная терраса). В строении равнины участвуют четыре литолого-генетических комплекса: каргинско-сартанский ледовый, верхнеплейстоценовый алевритовый (I), озерный (II), среднеплейстоценовый песчаный (III), среднеплейстоценовый песчано-галечный, базальный (IV).

С.А. Правкин с соавторами [2018] провели исследования строения Бестяхской террасы на основании данных следующих разрезов: «Буотама», «Улахан-Тарын», «Нижний Бестях», «Суллар Мыран», «Батамай». На основе полученных радиоуглеродных и люминесцентных дат, авторы пришли к выводу об относительной молодости и общности условий происхождения рельефа всей данной поверхности долины р. Лена по сравнению с окружающей средой. Также, проведенные морфометрические исследования не подтверждают указанные предшественниками высоты и наличие четких границ между тюнгилюнской, бестяхской и кердемской террасами.

А.А. Галанин считает, что значительное снижение высоты Бестяхской и Кердемской террас от устья р. Ботома до устья р. Алдан является результатом тектонического погружения подошвы четвертичных отложений. Современные данные указывают на то, что выделенные предшественниками террасовые уровни не являются нормальными террасами в классическом понимании. Данные ступени рельефа являются полигенетическими поверхностями выравнивания, относительная высота которых связана не с циклическим врезанием р. Лена, а с субаэральным (эоловым) осадконакоплением и дефляцией, господствовавшими на протяжении большей части среднего и позднего плейстоцена [Галанин, 2021].

Так, несмотря на разные высоты, Кердемская (18-25 м) и Бестяхская (45-74 м) террасы имеют одинаковое строение цоколя и кровли. В основании террас залегают аллювиальные галечники бестяхской свиты среднего плейстоцена, верхние части разрезов представлены перекрестно-слоистыми песками дьолкуминской свиты, накопление которых происходило на протяжении сартанского криохрона (МИС 2) и прекратилось в голоцене [Алексеев и др., 1990; Камалетдинов, Минюк, 1991 и др.]. Выявлено, что в строении обеих террас принимают участие 3 основные свиты (бестяхская, мавринская и дьолкуминская). Поверхности данных террас повсеместно покрыты разновозрастными генерациями закрепленных параболических и

копьевидных дюн, сложенных перекрестно слоистыми кварцевыми песками мощностью до 10-15 м [Галанин, 2021].

Наиболее высокие террасы р. Лена (Тюнгионская, Табагинская, а также Абалахская равнина) имеют другое строение. Их поверхности покрыты единым плащом тонкослоистых суглинистых отложений мощностью от 10-15 до 60 м, причем их мощность увеличивается от тальвегов в сторону водоразделов. Данные отложения имеют эоловое и криогенно-эоловое происхождение и делятся на 2 пачки: нижняя состоит из серых слабо льдистых лессов среднеплейстоценового возраста, верхняя – из коричневых лессово-ледовых отложений (едомная свита) с массивными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), формировавшимися на протяжении второй половины позднего плейстоцена.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <http://rscf.ru/project/21-17-00054/>.

Литература

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. ЯНИЦ СО АН СССР. 1990.

Бискэ С.Ф. Об условиях образования отложений четвертичных террас р. Лены между пос. Покровск и пос. Жиганск // Четвертичная геология и геоморфология Северо-Востока Сибири. Новосибирск: СО АН СССР. 1964. Вып. 8. С. 5—40.

Галанин А.А., Курбанов Р.Н., Шапошников Г.И., Васильева А.Н., Лыткин В.М. Новые данные о строении и возрасте бестяхской террасы р. Лены в окрестностях г. Якутска (Восточная Сибирь) // Пути эволюционной географии - 2021: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). / Под ред. А.В. Панина и др. М.: ИГ РАН. 2021. С. 76-80.

Зольников В. Г., Попова А.И. Палеогеографическая схема четвертичного периода равнины Центральной Якутии // Труды Института биологии Якутского филиала АН СССР. 1957. Вып. III. С. 5–8.

Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука. 1984. 126 с.

Камалетдинов В. А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений Бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. Вып. 60. С. 68–78

Катасонов Е. М., Иванов М. С. Криолитология Центральной Якутии (экскурсия по Лене и Алдану): Путеводитель. Якутск: ОУПЭС СО АН СССР. 1973. 37 с.

Коржуев С.С. Геоморфология речных долин и гидроэнергетическое строительство. М.: Наука, 1977. 176 с.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода (Четвертичные отложения азиатской части СССР). 1961. Вып. 3. С. 209–217.

Правкин С.А., Большианов Д.Ю., Поморцев О.А. и др. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине. // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2018, № 63 (2), с. 209-229.

Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: АН СССР. 1959. 141 с.

Спектор В. Б., Спектор В. В. О происхождении высокой Лено-Амгинской перигляциальной равнины. // Криосфера Земли. 2002. VI. № 4. С. 3–12.

Экскурсия 052. Кайнозойские отложения Лены и Алдана // 27-й МГК. Якутская АССР. Сибирская платформа. // Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055. Новосибирск: Наука. 1984. С. 21—42.

КУЛЬТУРНАЯ ГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЛИТА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Вишняцкий Л.Б.

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, lvishn@yandex.ru

Введение

В среднем палеолите Восточной Европы выделяются два технокомплекса: мустьерский и микокский. В отличие от мустье с его односторонне обработанными орудиями, для микока типичны бифасиальные, т.е. обработанные по обеим поверхностям изделия (асимметричные ножи с противоположащим рабочему краю обушком, листовидные формы, иногда своеобразные рубила и небольшие рубильца). Односторонне обработанные орудия в микоке, разумеется, тоже, как правило, хорошо представлены. Все среднепалеолитические индустрии, известные в настоящее время в Восточной Европе, можно отнести либо к мустье, либо к микоку. В работе рассматриваются особенности их распределения в пространстве.

Распространение памятников и проблема белых пятен.

Первое, что бросается в глаза при взгляде на карту среднего палеолита Восточной Европы, это крайне неравномерное географическое распределение памятников. Они концентрируются «пятнами» в основном в южной и западной частях региона, причем между районами их сосредоточения часто отсутствуют даже единичные достоверные находки материалов этой эпохи. Можно выделить 13 основных территориальных групп памятников (рис. 1). Самая западная из них — это закарпатская группа, которую часто относят не к Восточной, а к Центральной Европе. Далее с запада на восток следуют подольская, прутско-днестровская, полесская, деснинская, нижнеднепровская, крымская, донбасско-приазовская, нижнедонская, прикубанская (северо-западный Кавказ), приэльбрусская, прикаспийская (северо-восточный Кавказ) и волго-донская группы. Кроме того, единичные местонахождения, предположительно относимые к среднему палеолиту, имеются в северном и южном Предуралье.

То обстоятельство, что в южной части Восточной Европы памятников среднего палеолита намного больше, чем в северной, легко объяснить разницей природных условий. Климат Кавказа, Крыма и Приднестровья всегда был мягче, чем климат Русской равнины, а кроме того, там в изобилии имелись удобные естественные убежища — гроты и пещеры, полностью отсутствовавшие на севере (кроме Предуралья). Труднее понять, почему памятники располагаются «гнездами», точнее, почему области их концентрации разделены обширными «белыми пятнами». Вряд ли это можно полностью списать на слабую исследованность «пустых» территорий: на некоторых из них поиски среднего палеолита велись вполне целенаправленно, но результатов не дали (например, на верхнем Дону, в районе Костёнок).

Особенно поразительно существование огромного белого пятна в самом центре Русской равнины. Оно покрывает территорию от верховьев Десны на западе до среднего течения Дона на востоке и от Оки на севере до Северского Донца на юге. Многие части этого пространства исследованы археологами довольно основательно, здесь встречаются и выходы кремня, и отложения конца среднего и первой половины позднего плейстоцена. Не хватает только среднепалеолитических памятников: либо они пока просто не найдены, либо же люди, которые могли бы их оставить, по каким-то непонятным для нас причинам здесь не жили.

Мустье и микок.

Основной особенностью культурной географии среднего палеолита Восточной Европы является наличие почти во всех территориальных группах, перечисленных выше и показанных на рис. 1, индустрий двух основных типов: микокских и мустьерских. В большинстве групп преобладают микокские комплексы (Полесье, Крым, северо-западный Кавказ, междуречье Дона и Волги), в некоторых мустьерские (Подолье, Прутско-Днестровское междуречье), но в каждой представлены и те, и другие. Единственное исключение представляет собой юго-восточный угол рассматриваемой территории, т. е. центр (Приэльбрусье) и восток (Прикаспий) Северного Кавказа, где сейчас известны только мустьерские комплексы. Однако и число изученных здесь среднепалеолитических памятников пока крайне невелико.

Ясно выраженное чересполосное распространение микока и мустье уже само по себе может служить сильным аргументом в пользу гипотезы, согласно которой различия между ними имели скорее функциональную, чем культурно-генетическую (разность происхождения и традиций) природу, будучи результатом приспособления одного и того же населения к разным условиям. Сосуществование проявлений обоих технокомплексов в каждом из освоенных среднепалеолитическими людьми районов Восточной Европы делает такую интерпретацию еще более правдоподобной. При этом, однако, она не является единственно возможной, поскольку сосуществование в пространстве не означает сосуществования во времени.

Не исключено, что, если не во всех, то, по крайней мере, в некоторых районах распространение мустьерских и микокских памятников происходило не одновременно, а последовательно. В этом случае смену одних другими проще было бы объяснять сменой населения. Хотя, ввиду недостатка надежных хронологических данных, рассматривать такую возможность пока можно лишь сугубо предположительно, следует обратить внимание на то обстоятельство, что почти во всех случаях, когда мустье и микок представлены в одной стратиграфической колонке, комплексы первого залегают ниже, а второго выше. Такая картина наблюдается в Королево 1 (Закарпатье), Езуполе 1 (Подолье) и в Рипичени Извор (Полупутье). То же самое характерно и для Центральной Европы (Кульна, Нетопежова, Чемна, Краков-Звержинец), что отмечалось зарубежными исследователями (Kozłowski 2014: 360). Обратная картина зафиксирована лишь в Крыму (Кабази 2, Караби Тамчин).

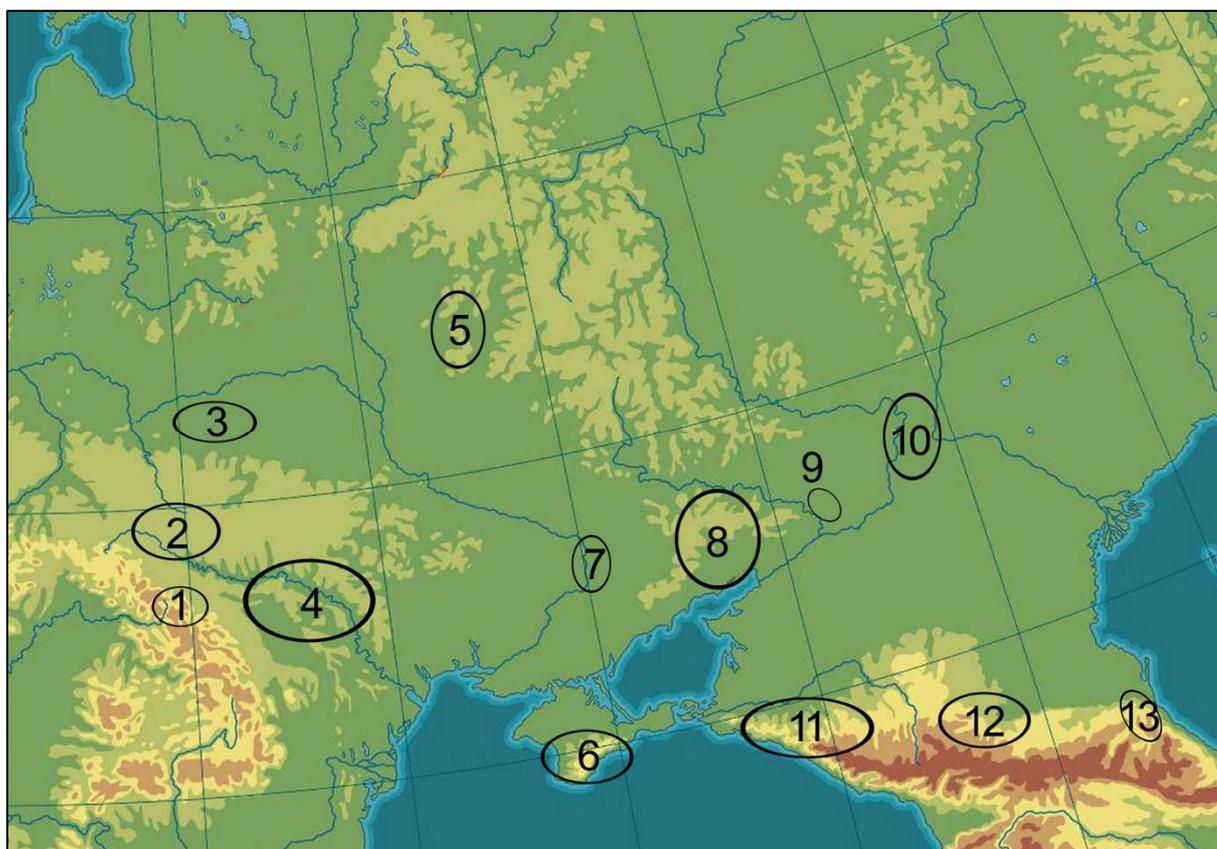


Рис. 1. Территориальные группы памятников среднего палеолита Восточной Европы 1 – закарпатская; 2 – подольская; 3 – прутско-днестровская; 4 – полеская; 5 – деснинская; 6 – нижнеднепровская; 7 – крымская; 8 – донбасско-приазовская; 9 – нижнедонская; 10 – волго-донская; 11 – прикубанская; 12 – приэльбрусская; 13 – прикаспийская

Вариабельность внутри мустье и микока.

Степень индустриальной вариабельности в пределах некоторых территориальных групп может быть столь же высока, как в пределах Восточной Европы в целом. Это особенно хорошо видно на примерах Крыма и Кавказа, где памятники среднего палеолита наиболее многочисленны, а физико-географические условия особенно разнообразны. В каждом из этих районов выделяют по несколько разновидностей мустьерских и/или микокских индустрий, которые обычно

рассматривают либо в качестве более или менее близких аналогов археологических культур (Любин 1977), либо в качестве функциональных «фаций» одной культуры (Чабай 2004). Однако, поскольку факторы изменчивости каменных индустрий крайне разнообразны, то, сравнивая между собой те или иные комплексы, всегда очень непросто решить, какие именно из возможных причин обусловили наблюдаемые различия. Наряду с тем, что археологи называют традицией (тенденция к воспроизводству из поколения в поколение определенных типов вещей и способов их изготовления), на облик орудий и выбор используемых для их производства технологий влияли многие другие факторы: физические свойства наличного каменного сырья (размер и форма отдельностей породы, твердость, изотропность), его обилие и доступность (расстояние до источников, трудность извлечения), особенности среды обитания и продиктованные ими характер и широта круга задач, решавшихся людьми в данном конкретном месте.

Проблема зубчатого мустье.

Одним из наиболее распространенных типов среднепалеолитических индустрий, выделяемым почти повсеместно, является так называемое зубчатое мустье. К нему относят комплексы, включающие большое количество орудий, рабочие края которых имеют зубчатую кромку или выемки. Их интерпретация давно стала предметом разногласий. Главная проблема заключается в том, что идентификация зубчато-выемчатых изделий в среднепалеолитических коллекциях сопряжена, как правило, с большими трудностями. Очень часто просто невозможно с уверенностью определить, имеем ли мы дело с искусственной обработкой или с естественными повреждениями края. Такие повреждения, как показано специальными исследованиями, могли, в частности, получаться в результате «вытаптывания» культурного слоя (Щелинский 1983: 86–89). Таким образом, хотя орудия с намеренно созданным зубчатым или выемчатым рабочим краем, безусловно, есть и, более того, встречаются едва ли не во всех сколько-нибудь представительных коллекциях, выделение зубчатого мустье как особого типа среднепалеолитических индустрий кажется сомнительным.

Заключение

Две основные особенности географии среднего палеолита Восточной Европы — это, во-первых, очень неравномерное (очаговое) распределение памятников, образующих на карте пятна, разделённые обширными пустыми пространствами, а во-вторых, повсеместная встречаемость индустрий двух основных технокомплексов: мустье и микока. Их ареалы не просто перекрываются, а совпадают, что трудно согласуется с представлением, согласно которому они являют собой независимые традиции, если только не допустить их одновременность. Обоим технокомплексам свойственна значительная внутренняя вариабельность, природа которой, как и природа различий между микоком и мустье в целом, пока понятна очень плохо.

Литература

- Любин В. П.* 1977. Мустьерские культуры Кавказа. Л.: Наука.
Чабай В. П. 2004. Средний палеолит Крыма. Киев: Шлях.
Щелинский В. Е. 1983. К изучению техники, технологии изготовления и функций орудий мустьерсклй эпохи // Технологии производства в эпоху палеолита. Л.: Наука, 86–89.
Kozłowski J. K. 2014. Middle Palaeolithic variability in Central Europe: Mousterian vs Micoquian // Quaternary International 326–327, 344–363.

МОДЕЛЬНЫЙ РАСЧЁТ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ

Гаврилова А.А.¹, Кузнецов А.Б.¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
gavryusha.dipsi@mail.ru

Введение

Изучение изотопного отношения стронция в глобальном речном стоке позволяет оценивать не только вклад континентального стока в Мировой океан и конечные водоемы, но и определить изменчивость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ под влиянием геологических факторов с течением геологического времени. В результате эрозионной деятельности, физического и химического выветривания, из-за высокой подвижности стронция, происходит его высвобождение из горных пород на поверхность и перемещение водными потоками в различные водосборные бассейны – озера, реки, моря, океаны [Кузнецов и др., 2012; Кузнецов и др., 2018]. Растворенный в воде стронций поглощается растениями, моллюсками и животными и входит в состав костей рыб и раковин моллюсков, путём замещения в них кальция. Следовательно, изотопное отношение стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонате кальция конкретных организмов будет соответствовать этому значению в водной среде, в которой они развивались.

Анализируя изотопный состав Sr в реках, можно восстанавливать характеристики среды осадконакопления для разновозрастных палеобассейнов, как открыто-морских, так и континентально-озерных, проводить корреляцию отложений, оценивать изменения состава пород в водосборных бассейнах. Помимо этого, отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ является ценным индикатором при реконструкции химической эволюции гидрологических систем.

В настоящей работе проведен модельный расчёт изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) различных пород в водосборном бассейне Каспийского моря, после чего сделан контрольный анализ изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в раковинах современных моллюсков в этом регионе.

Методы.

Для достижения поставленной цели проведена обработка картографического материала с выделением структурно-формационных комплексов (зон) [Свиточ 2014; Карта... 1995, Choubert 1976; Rad, Afzal, 2008]. За основу выделения структурно-формационных зон приняты совокупности геологических формаций и нестратифицированных магматических, метаморфических и метасоматических (в том числе кор выветривания) комплексов, которые связаны с определенными структурными элементами земной коры. С помощью программ QGIS и ArcGIS построена карта, отражающая основные комплексы пород, характерные для данного региона (Рис.1). Нами выделено 5 базовых породных комплексов (литотип): терригенный, глинисто-карбонатный, карбонатный, эвапоритовый и базальтовый. В свою очередь, терригенный комплекс подразделяется на три группы: 1 – терригенный и карбонатно-терригенный (слабо литофицированные глинисто-песчаные породы); 2 – собственно терригенный, 3 – терригенный и карбонатно-терригенный (слабо литофицированные глинистые породы). Глинисто-карбонатный – на два: глинисто-карбонатный и глинисто-песчано-карбонатный. Эвапоритовый комплекс представлен галогенно-сульфатными породами, а вулканогенный – базальтами.

Для лабораторного определения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ были отобраны образцы современных пресноводных моллюсков рода *Unio*. Из 12 исследованных образцов раковины *Unio* пять были из нижнего и среднего течения Волги, а два – из среднего течения и устья Урала (Рис. 1). Пять раковин представляют верхнее, среднее и нижнее течение р. Белой. В качестве анализируемого вещества использовались раковины моллюсков, хитиновый покров которых счищался для того, чтобы оставить лишь карбонатную составляющую. Органический карбонат, истёртый в ступке (навеска 0,02-0,03 г), растворялся в 0.1N соляной кислоте при температуре 60°C. Полученные растворы пропускались через ионообменные хроматографические колонки, где в качестве неподвижной фазы выступала эпоксидная смола [Кузнецов и др., 2012, Кузнецов и др., 2018]. Готовый продукт измерялся на твердофазном термо-ионизационном масс-спектрометре Triton TI в лаборатории ИГГД РАН.

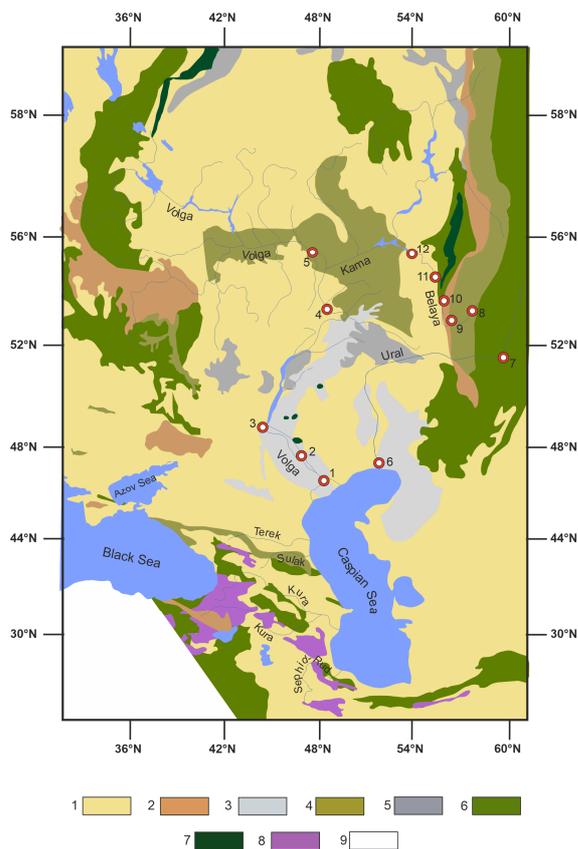


Рисунок 1. Карта структурно-формационных комплексов Каспийского региона: 1 – терригенные и карбонатно-терригенные (слаболитофицированные глинисто-песчаные породы), 2 – терригенные, 3 – терригенные и карбонатно-терригенные (слаболитофицированные глинистые породы), 4 – глинисто-карбонатные породы, 5 – глинисто-песчано карбонатные породы 6 – карбонатные, 7 – эвапоритовый (галогебно-сульфатный) комплекс, 8 – вулканогенный (базальтовый) комплекс, 9 – нет данных. Место отбора образцов раковин современных моллюсков: 1 – Астрахань, 2 – Косика, 3 – Волгоград, 4 – Тольятти, 5 – Казань, 6 – Атырау, 7 – Орск, 8 – Мурадымово, 9 – Юмагузино, 10 – Стерлитамак, 11 – Уфа, 12 – Дюртюли.

Результаты

На основе многочисленных исследований [Кузнецов и др., 2012; Кузнецов и др., 2018] в лаборатории изотопной хемотратиграфии и геохронологии осадочных пород Института геологии и геохронологии докембрия РАН составлена усреднённая база данных, которая отражает характеристики различных породных комплексов, которые необходимы для расчёта модельного возраста.

Основной тенденцией, сформированной в процессе накопления данных стала средняя величина изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которая понижается в ряду терригенный → глинисто-карбонатный → карбонатный → эвапоритовый → базальтовый комплекс, соответственно: $0,7300 \rightarrow 0,7120 \rightarrow 0,7085 \rightarrow 0,7070 \rightarrow 0,7050$.

При этом, наилучшим поставщиком Sr в конечные водоёмы являются наиболее растворимые породы галогебно-сульфатного комплекса (10% относительно объёма породы) с высокой исходной концентрацией стронция. Породы карбонатного комплекса, в особенности известняки, являются средними как по содержанию данного элемента, так и по его привнесу в водосборные бассейны (4%) в результате химического выветривания. Терригенные породы практически не накапливают стронций и поставляют очень мало Sr в водосборный бассейн и океан (0,1 %) вследствие своей плохой растворимости [Гаврилова, Кузнецов, 2019].

Оперируя средними значениями изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и долями легкоподвижного (растворимого) стронция каждого литотипа пород, произведён модельный расчёт изотопного состава стронция для исследуемых пород со схожим генетическим типом. Полученные значения сопоставлены с результатами лабораторной обработки 12 образцов современных пресноводных моллюсков.

Модельное расчетное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нижнем и среднем течении реки Волга составляет 0,7083, что соответствует изотопным данным по Sr, полученным путем прямого измерения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в раковинах из образцов, отобранных в Косике и Астрахани - 0,7081-0,7082 и в Казани - 0,7082. Расчетное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для реки Урал составляет 0,7085, что очень близко к измеренному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в раковинах из устья этой реки - 0,7086. Рассчитанные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для рек Кура и Сулак составляют 0,7076 и 0,7079. Эти значения также совпадают с измеренными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в родниковых водах тех же рек - 0,7075 и 0,7080 соответственно [Шишлина и др., 2016]. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в раковинах из р. Белой варьируют от 0,7110-0,7125 до 0,7079-0,7083 и представляют собой средние значения изотопного отношения Sr в различных литолого-формационных комплексах Уральского региона: терригенном (0,7097-0,7189), карбонатном (0,7075-0,7083) и эвапоритовом (0,7075-0,7078).

На основе этой модели и данных (таких как: площадь водосбора и расход воды) о крупных реках, составляющих основу водосборного бассейна Каспия, было рассчитано отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде Каспийского моря. Рассчитанное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет около 0,7083. Это значение соответствует измеренным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пробах воды из Каспийского моря и Кара-Богаз-Гола, варьирующим около 0,7082 [Clauer, 2009].

Выводы

Таким образом, полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответствуют эмпирическим Sr изотопным данным в раковинах на водосборных площадях Каспия. Это свидетельствует о том, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водосборных бассейнах континентальных рек в других регионах может быть рассчитано на основе параметров этой модели. Использование модельных расчетов упрощает работу. Однако каждая модель требует всесторонней оценки геологического строения территории и ее рельефа. Кроме того, четвертичные отложения (лёсс, ледниковый тилль, покровные пески, торф) могут влиять на объем подвижного Sr и его изотопный состав [Evans, 2010 et al.; Willmes et al., 2018]. Поэтому наиболее точную информацию о отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальных бассейнах дает прямое измерение изотопного состава Sr в раковинах моллюсков, являющихся естественной биоминеральной системой.

Литература

- Гаврилова А. А., Кузнецов А. Б.* Оценка изотопного состава стронция в водосборном бассейне Каспийского моря // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 10. №. 6 (1).
- Карта структурно-формационных комплексов России (ред. А. А. Смыслов; составители: К. И. Дворцова, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев // Геологический атлас России. Раздел II. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр (отв. ред. А. А. Смыслов); Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр; Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 1:10000000. 1995.
- Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М.* Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. №. 6. С. 3-19.
- Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2018. – Т. 26. – №. 4. – С. 3-23.
- Свиточ А. А.* Большой Каспий: строение и история развития // М.: МГУ. 2014. 272 с.
- Шишлина Н. И., Ларионова Ю.О., Идрисов И.А., Азаров Е.С.* Вариации изотопного состава стронция в образцах современных улиток восточной части Кавказа // Аридные экосистемы. 2016. Т. 22. №. 2 (67). С. 32-40.
- Choubert G., Faure-Muret A., Chanteux P.* Atlas géologique du monde: 1:10000000. Unesco. 1976.
- Clauer N., Pierret M.-C., Chaudhuri S.* Role of subsurface brines in salt balance: the case study of the Caspian Sea and Kara Bogaz Bay // Aquatic Geochemistry. 2009. Vol. 15. P. 237–261.
- Evans J. A. et al.* Spatial variations in biosphere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Britain // Journal of the geological society. 2010. Т. 167. №. 1. Pp. 1-4.
- Rad, A. J., Afzal, P.* Iran Geological Maps 1:250 000. Geological Survey of Iran, Teheran. 2008.
- Willmes M. et al.* Mapping of bioavailable strontium isotope ratios in France for archaeological provenance studies // Applied Geochemistry. 2018. Т. 90. С. 75-86.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ, КОМПЛЕКСНОГО ДАТИРОВАНИЯ И ОЦЕНКА СКОРОСТИ РОСТА СПЕЛЕОТЕМА ПЕЩЕРЫ ВОРОНЦОВСКАЯ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)

Гаврюшкин Д.А.¹, Максимов Ф.Е.², Пасенко А.М.¹, Веселовский Р.В.¹

¹ ИФЗ РАН, Москва, Россия, dmitry.gavriushkin@gmail.com

² СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Введение

Спелеотемы – вторичные кальцитовые образования пещер – являются уникальными архивами информации о климате, геомагнетизме и экологических обстановках прошлого и в последние два десятилетия успешно использовались для палеоклиматических и палеомагнитных исследований. Уникальность этих геологических объектов заключается в особенностях их формирования и сохранения широкого спектра геохимических, геологических и геофизических прокси, и в возможности получать временные ряды соответствующих характеристик с высоким разрешением, в частности, с использованием изотопно-геохронологических методов датирования и приростной хронологии. За рубежом спелеотемы служат объектами исследования уже два-три десятилетия, в течение которых вокруг данного типа объектов успело сформироваться новое научное направление в науках о Земле – Speleothem Science, включающее палеоклиматологов, геохимиков, минералогов, палеомагнитологов и т.д. В то же время в России спелеотемы до сих пор считаются экзотическим объектом исследований и только начинают использоваться отечественными исследователями для палеоклиматических и палеомагнитных реконструкций. В настоящем докладе представлены первые результаты палеомагнитных и геохронологических исследований спелеотема Vor из Воронцовской пещеры (Западный Кавказ).

Объект исследований

Материал для данного исследования был отобран из карстовой пещеры Воронцовская, расположенной в Адлерском районе г. Сочи Краснодарского края на северо-восточном побережье Черного моря в 13 км от береговой линии. Вход в пещеру расположен на высоте 500 м н.у.м. Спелеотем Vor расположен в южной части пещеры в Очажном гроте и представляет собой натёчную плотину (flowstone), образованную путем кристаллизации ионов Ca²⁺ и HCO₃⁻ при дегазации CO₂ из воды подземного ручья, стекающего с отвесного уступа высотой 4 м (Рис. 1). Для исследования из нижней части плотины были выбурены два керна – Vor14 и Vor15 – диаметром 25 мм и длиной 236 и 296 мм, соответственно. Предварительно от каждого керна была отрезана тонкая продольная пластинка для подсчета слоев годовичного прироста, после чего каждый керн был распилен поперек длинной оси на отдельные образцы толщиной 4-5 мм для последующих палеомагнитных и геохронологических исследований.

Методы исследований

Магнитная чистка проводилась на SQUID-магнитометре 2G Enterprises 755 SRM переменным магнитным полем (AF-чистка) с пошаговым (25 шагов) увеличением переменного поля от 0 до 130 мТл. Результаты магнитной чистки были подвергнуты компонентному анализу с использованием ПО PMGSC [Enkin, 1994].

На основе результатов палеомагнитных исследований [Gavriushkin et al., 2022], для датирования из каждого керна было отобрано по 6 образцов, которые соответствуют: (а) времени окончания роста спелеотема, (б) примерному времени завершения экскурса, (в) времени максимальной фазы экскурса. Определение возраста образцов спелеотема Vor проводилось в лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ уран-ториевым (²³⁰Th/²³⁴U) методом неравновесной геохронологии с использованием α -спектрометрии [Кузнецов, Максимов, 2012]. Отметим, что ²³⁰Th/U датирование пещерного карбоната выполнено в отечественной практике впервые. Для анализа были использованы образцы кернов Vor14 и Vor15 с разных стратиграфических уровней, масса одного образца составляла 1.5-3.0 г. На первой стадии образцы подвергались нагреванию при температуре 500–600°C для разрушения органических веществ. Далее образцы растворялись в 7N HNO₃.

Определение содержания изотопов U и Th в полученных растворах производилось с применением радиохимической методики [Максимов, Кузнецов, 2010].



Рисунок 1. Общий вид натечной плотины (flowstone) в пещере Воронцовская с обведённым жёлтым овалом - местом отбора палеомагнитных образцов (а, б) и общий вид выбуренного керна спелеотема (в).

Для проверки результатов $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода было также проведено радиоуглеродное датирование. Определение возраста спелеотема с использованием изотопа ^{14}C выполнялось в лаборатории Геоморфологических и палеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ с использованием жидкостно-сцинтилляционного метода счета β -частиц ^{14}C . Из CO_2 , полученного из CaCO_3 образца спелеотема, синтезировался бензол, из которого готовился жидкий сцинтиллятор [Арсланов, 1987]. Измерения активности ^{14}C бензола проводилось на ультра-низкофоновом сцинтилляционном спектрометре Quantulus. Калибровка радиоуглеродного возраста осуществлялась по программе OxCal v4.4.4 [Ramsey, 2022] с использованием калибровочной кривой [Reimer et al., 2020]. Из-за малого количества фактического материала для анализа были использованы две объединенные пробы из образцов разных кернов, близкие по своему стратиграфическому положению: Vor14-34 (129 мм) + Vor15-45 (145 мм) и Vor15-53 (205 мм) + Vor15-57 (228 мм).

В целях точного определения продолжительности экскурса Vor был выполнен подсчет слоев годовичного прироста (метод приростной хронологии, см., например, [Baker et al., 2008]) во фрагменте керна Vor15, отвечающем образцам 53-57. Подсчет выполнен на основе изображения шлифа, полученного при помощи прямого оптического микроскопа при общем увеличении до $\times 1000$. Для подсчета изображение фрагмента было разбито вдоль простирания слоев на 3 участка, слои прироста считались в каждом участке отдельно по 3 раза – вдоль направления прироста по трем разным профилям, затем результаты подсчета по каждому участку усреднялись и складывались.

Результаты и обсуждение

Выполненные исследования показали наличие в спелеотеме Vor подробной палеомагнитной записи хорошего качества. Данные представлены в виде кривых вариаций широты виртуального геомагнитного полюса (ВГП) (Рис. 2а). Анализ палеомагнитной записи выявил присутствие в

нижней ее части эпизода, во время которого наблюдается резкое смещение ВГП в южном направлении вплоть до перехода его в южное полушарие с последующим возвратом в северное, который мы интерпретируем как геомагнитный экскурс.

При обработке результатов альфа-спектрометрии мы применили изохронное приближение для трех образцов (кern Vor15 с глубин 170-214 мм), отвечающих экскурсу, и четырех образцов (кern Vor14 с глубин 146-219 мм), близких к нему стратиграфически и, соответственно, по возрасту. Согласно расчетам по методике [Максимов и др., 2022] с использованием параметров линейных зависимостей, изохронный возраст будет равен 7.7 ± 1.4 тыс. лет.

В результате проведенных по методу ^{14}C исследований нами были получены следующие значения возраста: 2610 ± 130 лет BP (калиброванный возраст – 2680 ± 170 лет calBP) для объединенного образца (Vor14-34 + Vor15-45); 2350 ± 130 лет BP (калиброванный возраст – 2410 ± 190 лет calBP) для объединенного образца (Vor15-53 + Vor15-57).

В результате прямого подсчета установлено, что фрагмент керна Vor15, соответствующий образцам 53-57, включает 871 ± 16 пар слоев. Каждая пара представлена более толстым прозрачным и тонким непрозрачным слоями кальцита, образованными во влажные и относительно сухие сезоны, соответственно (Рис. 2б). Таким образом, каждая пара соответствует одному календарному году, а весь фрагмент – 871 ± 16 годам. В нижней трети фрагмента скорость прироста составляла ~ 24 мкм/год, в то время как в верхней части ~ 43 мкм/год. В среднем по фрагменту скорость прироста составила ~ 34 мкм/год.

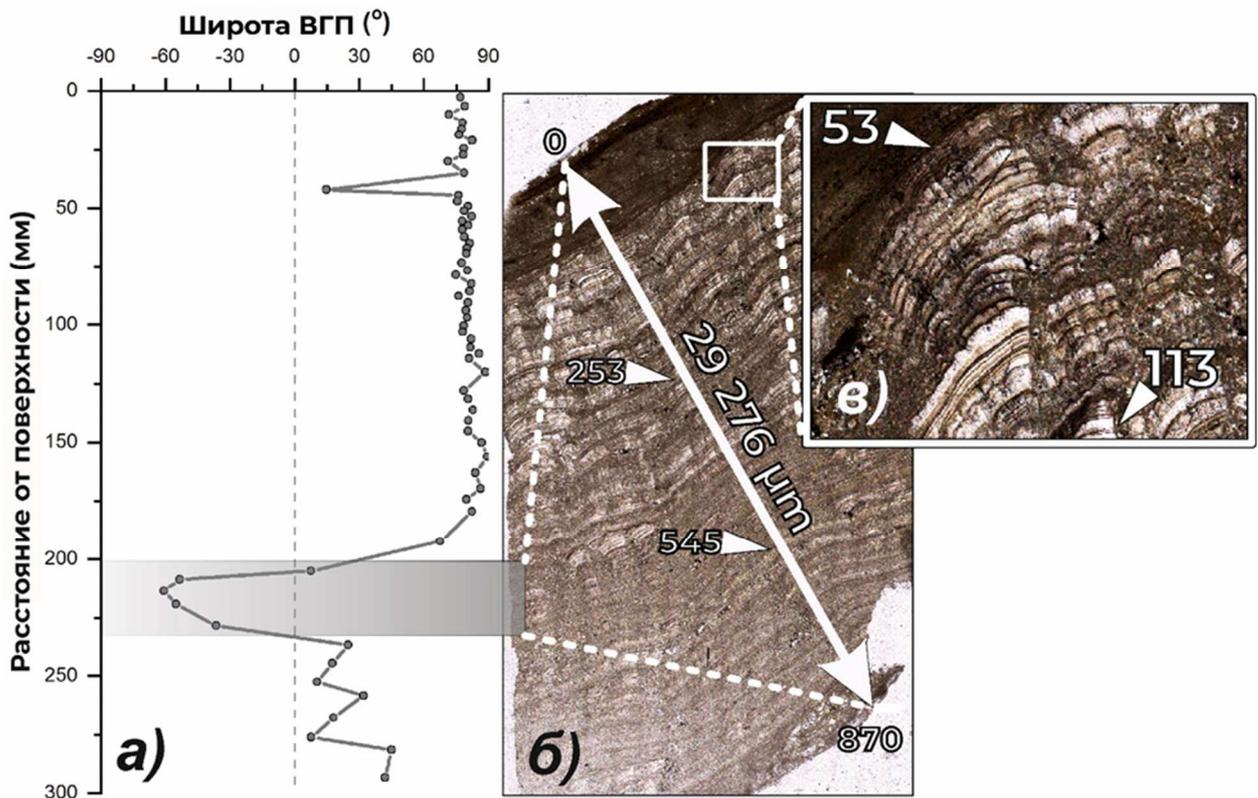


Рисунок 2. а) Кривая изменения широты виртуального геомагнитного полюса в зависимости от глубины по данным керна Vor15. Затененной серой областью показан интервал, соответствующий образцам 53-57 и изученный методом приростной хронологии; б) микроизображение илльфа фрагмента керна Vor15, содержащего 871 ± 16 пар слоев; в) участок того же илльфа в более крупном масштабе, демонстрирующий слои годовичного прироста спелеотема.

Как показано в предыдущем разделе, определения возраста, полученные по $^{230}\text{Th}/\text{U}$, и ^{14}C методам не следует считать однозначно надежными. Действительно, утверждать, что карбонатная формация (и ее отдельные слои) сохранялась в постседиментационное время как закрытая радиометрическая система (как по $^{230}\text{Th}/\text{U}$, так и по ^{14}C), весьма сложно. Также неизвестно начальное содержание в пробах изотопа ^{14}C . Наконец, в рамках $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования аналитические данные получены с большими погрешностями, что является следствием малого

количества исследуемого материала. Таким образом, по данным изотопной геохронологии, можно лишь предположить, что геомагнитное событие Vog имело место в голоцене. В то же время, метод приростной хронологии дает точную оценку продолжительности основной фазы события Vog, во время которой виртуальный геомагнитный полюс находился в южном полушарии – 871 ± 16 лет. Скорость роста спелеотема в этом интервале глубин колебалась от 24 до 43 мкм/год со средним значением 34 мкм/год. Если допустить, что за время “жизни” спелеотема Vog скорость его роста не выходила за эти пределы и перерывы роста отсутствовали, то методом экстраполяции можно оценить продолжительность всей палеомагнитной записи в пределах от 5.5 до 9.8 тыс лет, в среднем – 6.9 тыс лет. Это довольно грубая оценка, но она позволяет предположить, что обнаруженный экскурс мог иметь место не позднее середины голоцена; в таком случае результаты определения возраста по ^{14}C – 2680 ± 170 и 2410 ± 190 лет calBP – следует рассматривать как значительно омоложенные. В то же время, ранее приведенные оценки $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронного возраста 7.7 ± 1.4 тыс лет, хотя и представляются не вполне надежными, не противоречат данным приростной хронологии.

Заключение

В настоящей работе предпринята первая в отечественной практике попытка определения возраста спелеотема, сохранившего запись геомагнитного экскурса. Полученные результаты позволяют предположить, что геомагнитное событие Vog, наиболее вероятно, имело место не позднее середины голоцена. Однако в целом фрагментарность аналитических данных, в совокупности с их большими погрешностями и признаками открытости изотопных систем по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C , не позволяет надежно обосновать полученные оценки возраста. В то же время методом приростной хронологии получена оценка скорости роста спелеотема и продолжительности основной фазы геомагнитного события Vog, которая составила 871 ± 16 лет. Проведенные исследования подчеркивают перспективность натечных образований пещер – спелеотемов – как объектов для изучения тонкой структуры геомагнитного поля (и не только), а также необходимость совершенствования в России методов и подходов высокоточной оценки возраста карбонатов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-27-00453.

Литература

- Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: Геохимия и геохронология. Л.: ЛГУ. 1987. 300 с.
- Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е.* Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. СПб.: Наука, 2012. 191 с.
- Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю.* Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и среднеплейстоценовых отложений // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2010. Серия 7. Вып. 4. С. 94–107.
- Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Попова С.С., Зюганова И.С., Григорьев В.А., Левченко С.Б., Петров А.Ю., Фоменко А.П., Панкратова Л.А., Кузнецов В.Ю.* Хроностратиграфическое положение микулинских отложений (на примере опорного разреза у д. Нижняя Боярщина, Смоленская область) // Известия РАН, серия географическая. 2022. Т. 86. №3. С. 447-469.
- Baker A., Smith C.L., Jex C., Fairchild I.J., Genty D., Fuller L.* Annually Laminated Speleothems: a Review // International Journal of Speleology. 2008. 37 (3). P.193-206.
- Bronk Ramsey C.* OxCal. "v4. 4.4. 2021" // Scientific Reports. 2022. 12. P.60.
- Enkin, R. J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. 16.
- Gavriushkin D.A., Pasenko A.M., Veselovskiy R.V., Rud'ko D.V.* Geomagnetic Excursion Record Preserved in the Speleothem from Western Caucasus: First Data // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. Vol. N 13 (2s). Pp. 1-6.
- Reimer P.J., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V.62. N.4. P.725-757.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТА ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КИРЬЯС-Л В МИС-5С

Галимов А. Т.^{1,2}, Шахматов А. С.², Коркин С.Е.¹

¹ *Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия. E-mail: galimov_at@ipae.uran.ru, egf_nv@mail.ru*

² *Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, Россия. E-mail: andrey.shakhmatov@urfu.ru*

Введение

МИС-5, последнее межледниковье находится под пристальным вниманием исследователей [Архипов и др., 1994; Астахов, Мангеруд, 2005; Волкова и др., 2005; Новенко, 2016; и др.]. Современные флоры Западной Сибири имеют ярко выраженную зональность, и возникает вопрос об истории и закономерности их формирования. Для выяснения исторических корней актуальной растительности наиболее интересным является МИС-5. МИС-5 являлся оптимумом для развития таёжной зоны Евразии и, по мнению некоторых исследователей, в этот период климатические параметры достигали современных параметров или был теплее (и/или мягче) современного [Архипов, 1997; Волкова и др., 2005]. Существующие ныне флоры, бесспорно, являются преемниками сообществ, живших в прошлом и, следовательно, региональные изучения в пределах МИС-5 становятся крайне важными.

Обнажение Кирьяс в Среднем Приобье (60°57' с. ш., 75°45' в. д.) ранее было признано стратотипом кирьяских слоёв карагинского горизонта [Архипов, 1997; Волкова и др., 2005]. В ходе работ по переописанию ключевых разрезов Западной Сибири, начатых в 2015 г., благодаря комплексному подходу, получено обилие материалов, позволяющих уточнить уже существующие представления о палеобиоте этой территории. Динамика климатических изменений Западной Сибири в период МИС-5 исследована, главным образом, на основе палеоботанических данных, кроме того, существует ряд работ по энтомофаунам.

Зачастую результаты работ по реконструкции опираются на один метод, но комплексный подход позволяет компенсировать недостатки одного метода преимуществом другого. В работе были уточнены данные о флоре МИС-5с в местонахождении Кирьяс. Вопрос о количественной реконструкции климата, является актуальным, и существует набор разных методов для его решения, оптимальным для спорово-пыльцевого анализа является метод современных аналогов, единственное ограничение которого – наличие поверхностных спектров для изучаемой территории. Были сопоставлены данные о палеоклимате с материалами по растительности и альгофлоре за время формирования торфяного слоя. Отбор и анализ проб проводились из того же горизонта, что был проанализирован другими методами в уже опубликованных работах с датировкой подстилающего слоя в $105,5 \pm 3,6$ тыс. лет назад. Были проведены альгологический и спорово-пыльцевой анализы. На основании результатов спорово-пыльцевого анализа методом современных аналогов были реконструированы среднегодовая температура и уровень осадков.

Цель работы - сопоставление результатов реконструкции палеоклимата на основе данных о растительности с данными, полученными из анализа альгофлоры в отложениях торфяного слоя разреза Кирьяс-Л.

Методы

Отбор проб на разрезе Кирьяс-Л производили снизу вверх через каждый сантиметр из слоя 12, представленного пробой № 3 и с датировкой подстилающего слоя в $105,5 \pm 3,6$ тыс. лет назад. Всего было получено и обработано 14 проб. Лабораторную обработку ввиду избыточного содержания минеральных частиц в пробах проводили по стандартным методикам палинологического анализа в два этапа: на первом использовали мацерационный метод Поста, на втором для насыщения пробы пылью использовался сепарационный метод Гричука с заменой кадмиевой жидкости на ГПС-В, имеющей те же характеристики, но не обладающей токсичными свойствами [Гричук, Заклинская, 1948]. Микроскопический анализ подготовленных образцов проводили на микроскопе Zeiss Axio n.1.

Статистическую обработку материала производили с использованием программных пакетов R и PAST 4.1. Для реконструкции количественных климатических параметров использовался метод современных аналогов. В основе метода лежит поиск соответствия ископаемого спектра современным спорово-пыльцевым спектрам, для каждого из которых приведены определенные значения метеорологических переменных (осредненные за 30 лет), количество обнаруживаемых аналогов не менее 5. В работе использовались данные из Eurasian Modern Pollen Database (EMPD) version 2 [Davis et al., 2020]. Для получения современных климатических данных использовались специализированные массивы для климатических исследований WorldClim2 [Fick, 2017]. Для всех расчетов использовался пакет «analogue» [Simpson, 2007; Simpson, Oksanen, 2021], свободно распространяемый из среды разработки R.

Результаты

В результате проведенного анализа изученного материала были реконструированы среднегодовые температуры (рис. 1) и среднегодовые осадки (рис. 2).

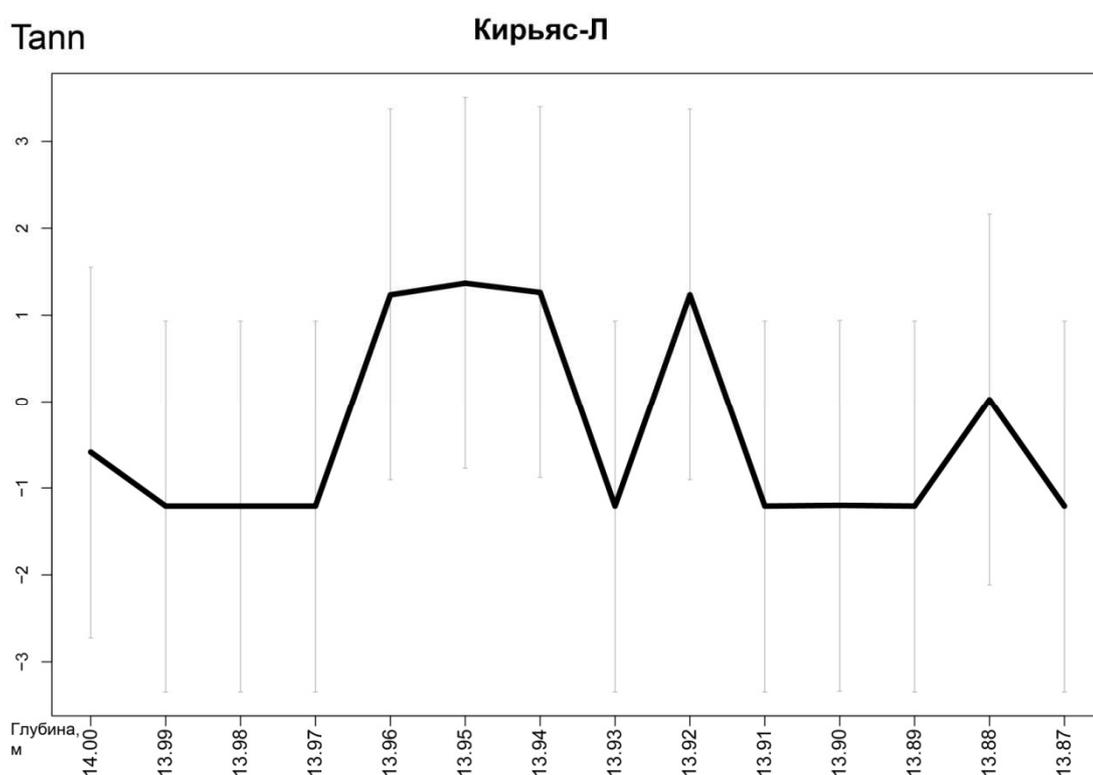


Рисунок 1. Климатограмма местонахождения Кирьяс-Л из торфяного горизонта 13,87-14 м, Танн – среднегодовая температура в °C

Среднегодовая температура при формировании подошвы торфяного горизонта колебалась в значениях близких к -1°C (при современных $-1,5^{\circ}\text{C}$), при формировании глубин 13,91-13,96 показатели увеличились до 1°C , что отражено и в растительности [Галимов, Шахматов, 2023]. В этот период увеличивается содержание пыльцы древесных берёз, в спектре присутствует пыльцы ели и сосны в равном соотношении. Затем происходит понижение температуры до исходных значений к -1°C . Реконструированные среднегодовые осадки, не разделяются так однозначно на три зоны, при этом возможно рассмотрение температурных трендов: первый на уровне 13,87-13,93, в течении которого происходит колебание осадков в интервале 400-580 мм/год. После чего следуют два относительно стабильных периода с низким (13,94-13,96) и высоким (13,97-13,99) уровнями осадков.

Заключение

При сопоставлении результатов палеоклиматической реконструкции методом современных аналогов с данными о растительности и альгофлоре установлено, что торфообразование после 105 тыс. лет назад, началось на фоне относительно холодных условий. Следующий продолжительный теплый, но засушливый период, вероятно, связан не с общей тенденцией к потеплению, а с локальным отступлением реки, о котором сигнализируют изменения в сообществе водорослей [Галимов, Шахматов, 2023]. На финальной стадии образования торфяного горизонта температура снова понижается, при повышении осадков, что находит отражение как в высших сосудистых растениях, как индикаторе региональных условий, так и в альгофлоре как индикаторе локальных условий.

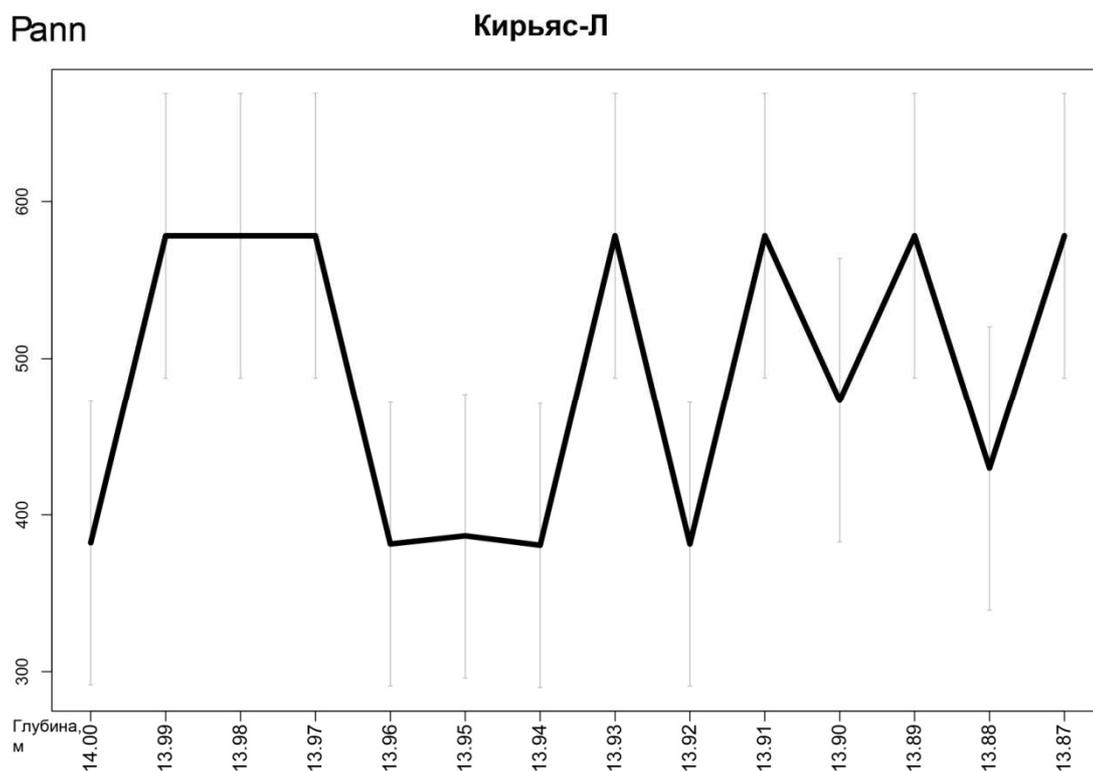


Рисунок 2. Климатограмма местонахождения Кирьяс-Л из торфяного горизонта 13,87-14м, Ранн – среднегодовые осадки в мм/год

Использование комплексного подхода при решении задач, связанных с реконструкцией экосистем прошлого, позволяет компенсировать информационные пробелы, возникающие при использовании отдельных методов.

Палеонтологическая часть работы выполнена при поддержке гранта РФФИ №22-14-00332 «Фаунистические связи Европы и Азии в четвертичном периоде на примере широко распространенных мелких млекопитающих Северной Евразии»

Геологическая часть работы выполнена за счет гранта РФФИ и Правительства ХМАО-Югры № 22-17-20011, <https://rscf.ru/project/22-17-20011/>.

Литература

Архипов С. А., Волкова, В. С., Бахарева В. А., Вотах М. Р., Левина, Т. П., Кривоногов С. К., Орлова Л. А. Природно-климатические изменения в Западной Сибири к 2000 г. // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 1. С. 3–21.

Архипов С. А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 12. С. 1863–1884.

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Астахов В. И., Мангеруд Я. Возраст каргинских слоев и климат океанической изотопной стадии 3 (ОИС 3). // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт. 2005. С. 24–25.

Волкова В. С., Хазина А. Е., Бабушкин А. Е. Стратиграфия плейстоцена Западной Сибири и палеоклиматическая шкала // Квартер, 2005. Сыктывкар: Геопринт. С. 77–78

Галимов А. Т., Шахматов А. С. Позднеплейстоценовая флора местонахождения Кирьяс-Л по данным спорово-пыльцевого и альгологического анализа (Западная Сибирь, Россия) // Проблемы ботаники Южной Сибири и Монголии. 2023. Т. 22. №. 1. С. 90-96.

Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ. 1948. 223 с.

Новенко Е. Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. М: ГЕОС. 2016. 228 с.

Davis B. A. S. et al. The Eurasian Modern Pollen Database (EMPD), version 2 // Earth system science data. 2020. Т. 12. №. 4. Pp. 2423-2445.

Fick S. E., Hijmans R. J. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas // International journal of climatology. 2017. Т. 37. № 12. Pp. 4302-4315.

Simpson GL. Analogue Methods in Palaeoecology: Using the analogue Package // *Journal of Statistical Software.* 2007. V. 22, №2. Pp. 1–29

Simpson GL., Oksanen J. analogue: Analogue and weighted averaging methods for palaeoecology. R package version 0.17-6. 2021.

<https://cran.r-project.org/package=analogue>

ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА АНТЮХ-ЛАМБИНА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Греков И.М.

РГПУ им. А. И. Герцена, ivanmihgrekov@gmail.com

Введение

Донные отложения малых озер являются своеобразными архивами информации об изменении природной среды. Донные отложения включают минеральную и органогенную составляющие, которые формируются как в самом озере, так и приносятся извне, с водосбора. Комплексные исследования с применением различных методов при изучении природного архива донных отложений дают представление о смене условий существования озера и ближайших территорий. Озеро Антюх-Ламбина является интересным с точки зрения изучения природным архивом. Бассейн озера имеет оригинальное местоположение в районе воздействия четвертичных оледенений, неотектонических движений, колебаний уровня Белого моря и развития природной среды в позднеледниковье и голоцене. Донные отложения озера Антюх-Ламбина могут дать большой набор информации о развитии территории при их комплексном изучении.

Объект исследований

Озеро Антюх-Ламбина (N 67.08579; E 33.16436), площадью примерно 200 м², расположено на южном берегу озера Колвицкого, от которого отделено отрогом гряды Вилласельга. Озеро вытянутой формы и имеет одну с Колвицким озером высоту над уровнем моря 59 м. В озеро впадает ручей с ЮВ стороны, берущий начало в Колвицких тундрах. С озером Колвицким соединено узким проливом, через который проходит сток и водообмен.

Результаты

Колонка донных отложений озера Антюх-Ламбина отобрана с глубин 4 метра до 6.9 метров и представлена последовательностью от серых алевритистых глин в нижней части к бурой гиттии с переходной зоной между ними. Колонка донных отложений была опробирована комплексом методов: литологический, радиоуглеродный, потери массы органики при прокаливании (ППП), палеоботанические и микропалеонтологические. Согласно литологическому анализу, основная часть донных отложений представлена алевритистой гиттией [Греков, Колька, 2016]. Согласно результатам радиоуглеродного датирования, формирование глинистых отложений нижней части разреза началось в пребореале. Видимых нарушений в литологической последовательности отложений не выявлено, что говорит о непрерывности процессов седиментации на протяжении всего голоцена. На основе результатов радиоуглеродного датирования, литостратиграфии и ППП в изученном разрезе донных отложений можно выделить 3 основные зоны. В нижней части разреза (6,94-6,66м), в период формирования глинистой толщи содержание органики незначительное, около 1-2%, что говорит о существовании большого низкопродуктивного, предположительно приледникового водоема. Выше по разрезу в переходной зоне (6,66-6,19м) отмечается колебание содержания органического вещества (3.5-7%), глинистая фракция сменяется на алеврит с гиттией, т.е. фиксируется переход от минерагенного осадконакопления к органогенному. Выше по разрезу (6.19-6.00м) можно обозначить литологическую фацию резкой сменой алеврита на алевритистую гиттию с увеличением содержания органики до 14%. Далее до конца разреза (6,00-4,05м) наблюдается стабильная продуктивность водоема с небольшими колебаниями значений содержания органики (10-15%).

Результаты изучения содержания органического вещества в донных отложениях озера Антюх-Ламбина согласуются с данными других исследований. На основе изучения диатомовых водорослей (*Diatomeae*) выделена четкая последовательная смена условий от солоноводного водоема к пресноводному на раннем этапе существования озера в раннеголоценовый период [Лудикова, Греков, 2017]. Согласно результатам анализа хирономидных сообществ (*Chironomidae*), на раннем этапе формирования пресноводного озера оно было окружено заболоченными

территориями, а вода в нем была эвтрофной. Далее смена хирономидных сообществ показывает небольшие колебания климата в регионе с характерным выделенным потеплением атлантического периода [Syrykh et al. 2016]. Аналогичную картину развития озера и колебаний климата демонстрирует исследование изменений сообществ ветвистоусых ракообразных (*Cladocera*) [Ибрагимова и др., 2017].

Выводы

Озеро Антюх-Ламбина представляет собой интересный природный архив для исследования региона Кандалакшского берега. Непрерывная последовательность накопления донных отложений даёт возможность изучить историю формирования и развития окружающих территорий с раннего голоцена до современности. Результаты исследований возможно экстраполировать на Колвицкое озеро, являющееся самым большим на данной территории. В дальнейшем планируются дополнительные исследования имеющейся колонки донных отложений, для более детальной реконструкции условий природной среды в регионе.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке Министерства Просвещения РФ (проект VRFY-2023-0010 «Эволюция озерного осадконакопления в условиях меняющегося климата: позднеплейстоценовое и современное озерное осадконакопление в гляциальных и перигляциальных условиях (по данным из озер полярных регионов (Антарктика и Арктика) и озер Восточно-Европейской равнины»).

Литература

Греков И.М., Колька В.В. Палеолимнологические исследования донных отложений озер ЮЗ Кольского полуострова // *Paleolimnology of Northern Eurasia. Experience, Methodology, Current Status: Proceedings of the International Conference. Yakutsk, 22 -27 August. 2016.* С. 44-47.

Ибрагимова А. Г., Фролова Л. А., Греков И. М., Сырых Л. С. Изменение состава сообществ *Cladocera* (Brachiopoda, Crustacea) в озере Антюх-Ламбина (Кольский полуостров, Мурманская область) в голоцене // *Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Материалы 1-й Международной конференции (11–15 сентября 2017 г.).* Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. С. 592-597.

Лудикова А.В., Греков И.М. Предварительные результаты диатомового анализа проб донных отложений оз. Антюх-Ламбина (ЮЗ Кольского полуострова // *География арктических регионов 2017. Коллективная монография по материалам Международной научно-практической конференции, Санкт-Петербург, РГПУ им. А.И. Герцена, 9-10 ноября 2017 года.* СПб.: Типография ООО "Старый город", 2017. С. 33-36.

Syrykh L., Nazarova L., Frolova L., Grekov I., Ibragimova A., Subetto D. Development of the lake ecosystem, palaeoclimate and palaeoenvironment on the Kola Peninsula (NW Russia) as reconstructed from sediment record of the Lake Antyukh-Lambina // *SIL 2016 XXXIII congress 31 july-5 august.*

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА СУХАЯ МЕЧЕТКА

Ельцов М.В.¹, Романис Т.В.²

¹ *ИХИБПП РАН, Пущино, Россия, m.v.eltsov@gmail.com*

² *Институт почвоведения им. В.В. Докучаева, Москва, Россия*

Палеолитическое поселение Сухая Мечетка – один из важнейших памятников среднего палеолита Восточной Европы. Приблизительно 97-110 тыс. лет назад эта территория была заселена неандертальцами, пути миграции которых до сих пор вызывают много вопросов. Мощность разрезов для изучения культурных горизонтов палеолитического поселения достигает 20 метров. В строении разрезов выделяют до 11 основных этапов осадконакопления, но сохранившиеся полноразвитые почвы описаны лишь в основании разреза. Всего диагностировано три погребенные почвы, отражающие этапы потепления стадии МИС 5 и соотносящиеся с ее подстадиями 5e, 5c и 5a, средняя из которых содержит культурный слой.

Изученную почвенно-грунтовую толщу можно разделить на несколько генетических слоев. Современная каштановая среднесуглинистая почва на глубине около 2 метров подстилается песчаными отложениями раннехвалынской трансгрессии Каспия. Ниже залегает мощная легкосуглинистая окарбонатная толща с большим количеством прослоев среднего и мелкого песка, которая на глубине около 15 метров сменяется среднесуглинистыми мелкослоистыми относительно гумусированными отложениями с серией погребенных почв, вторая из которых содержит культурный слой. Гранулометрический состав этих отложений характеризуется преобладанием фракции крупной пыли. Ниже толща средних суглинков сменяется слоем аллювиальных песков.

Погребенные почвы памятника представлены аллювиальными гумусовыми синлитогенными почвами, сформировавшимися на отложениях палеореки / ручья Сухая Мечетка, впадавшей в эстуарий Волги.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ХРОНОЛОГИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ПАМИРА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Ефимова М.О.¹, Панин А.В.², Деев Е.В.³, Сосин П.М.⁴, Vuylaert J.-P.⁵, Мюррей Э.С.⁶, Шнайдер Р.⁷,
Лукьянычева М.С.², Таратунина Н.А.⁵, Курбанов Р.Н.²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, iakovlevam@geogr.msu.ru

² Институт географии РАН, Москва, Россия

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск,
Россия

⁴ Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАН Таджикистана, Душанбе,
Таджикистан

⁵ Датский технический университет, Роскилле, Дания

⁶ Орхусский университет, Орхус, Дания

⁷ Уппсальский университет, Уппсала, Швеция

Введение

Памир – одна из самых высоких горных систем мира. На протяжении всего четвертичного периода горы Памира были основным источником воды для существенной части Центральной Азии, а крупные реки Амударья и Сырдарья транспортировали большое количество терригенного материала, образовавшего обширные пустыни Каракум и Кызылкум. Орографические и климатические условия обуславливают широкое распространение ледников в этом районе. Гляциальная история Памира насчитывает несколько крупных оледенений. Изучение временного и пространственного распределения ледников на Памире поможет понять, как менялся климат Центральной Азии в прошлом. В течение многих десятилетий геоморфологи и гляциологи стремились реконструировать хронологию оледенения гор Памира. За последние 20 лет рядом исследователей были получены важные результаты по ледниковой истории южного Памира [1], благодаря датированию морен методом наземных космогенных нуклидов.

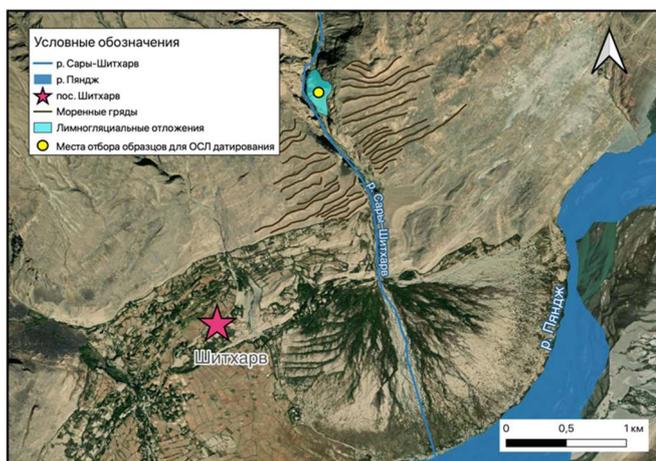


Рис.3. Район исследования – Ишкашимский хребет,
Юго-Западный Памир.



Рис.2. Серия лимногляциальных
отложений в долине реки Сары–
Шитхарэ.

Материалы и методы

В рамках проекта «ТНОСА», посвященному изучению хронологии и экологии культур палеолита в Центральной Азии, была исследована серия озерных отложений ледниково-подпрудного озера в долине реки Пяндж – крупнейшего притока Амударьи. Для лимногляциальных отложений было проведено люминесцентное датирование, чтобы получить более подробные данные о ледниковой истории Памира и проследить роль оледенения в перераспределении эолового материала по территории Центральной Азии. Район исследования расположен на правом берегу реки Пяндж, на южном склоне хребта Ишкашим на Юго-Западном Памире (рис. 1). В пределах

небольшого притока, в верхней части склона, была выявлена уникальная серия озерно-ледниковых отложений (рис. 2). Эта серия мелкодисперсного тонкослоистого материала, вероятно, является индикатором блокировки долины реки Сары-Шитхарв большим ледником, который заполнял долину реки Пяндж и образовал озеро внутри притока.

Результаты

Впервые для региона детально обследованы серии озерных отложений на высоких уровнях правого борта долины реки Пяндж. В долине правого притока – Сары-Шитхарв – изучен разрез ледниковых, озерных и аллювиальных отложений, выделены этапы формирования морен и развития ледниково-подпрудного озера. Для разреза получено 25 новых ОСЛ дат. Датирование было выполнено для зерен песчаной фракции на основе измерения ОСЛ для кварца и ИКСЛ_{50,290} для зерен калиевых полевых шпатов. Изученные зерна кварца показали плохое качество люминесценции, медленно затухающий сигнал с низкой чувствительностью, поэтому хронология разреза Сары-Шитхарв основана на полевых шпатах. Естественные сигналы ИКСЛ_{50,290} для нижней части последовательности (ниже 48 м) находились в полном насыщении, возможно, из-за недостаточного обнуления сигнала на ранних этапах существования палеоозера или более древнего возраста (>300 тыс. лет назад). Для верхней части были получены серии возрастов ИКСЛ_{50,290} с дозой в диапазоне ~600-670 Гр; соответствующие дозы ИК₅₀ составляют 140-240 Гр. Мощности доз относительно высоки (4,2–4,8 Гр/тыс. лет), в результате чего возраст отложений по протоколу ИКСЛ_{50,290} составил более 140 тыс. лет, что укладывается в МИС 6. Запланированы дополнительные измерения, которые, позволят более надежно определить время возникновения палеоозера Сары-Шитхарв и крупнейшего известного оледенения в горах Памира.

Литература

[1] Abramowski, U., Bergau, A., Seebach, D., Zech, R., Glaser, B., Sosin, P., Kubik, W., Zech, W., 2006. Pleistocene glaciations of Central Asia: results from 10Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan), and the Alaye-Turkestan range (Kyrgyzstan). Quat. Sci. Rev. 25 (9-10), 1080-1096.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОКА ДАГЕСТАНА

Идрисов И.А.^{1,2}

¹ *Институт геологии ДФИЦ РАН, Махачкала, Россия, idris_gun@mail.ru*

² *Институт Археологии и Этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия*

Введение

Район исследований расположен в юго-восточной части Республики Дагестан и занимает северную периферию восточного и юго-восточного Кавказа. Территория принадлежит Терско-Каспийскому передовому прогибу. Внутренняя, прилегающая к Кавказу, часть прогиба осложнена системой двух антиклинальных зон: западной и восточной, вытянутых в направлении с северо-запада на юго-восток. В районе исследований эти зоны формируют антиклинали (АК) Аджинаур на западе и Рукельская - Хошмензильская на востоке. Между этими зонами расположена Куларская синклиналь (СК) [Голубятников, 1935; Милановский, 1968; Черкашин и др., 2012].

Осевая часть антиклиналей размыта [Фотеева, 1954]. В своде Аджинаурской АК выявлены разновозрастные породы вплоть до палеогенового возраста. К западу и юго-западу от антиклинали породы сравнительно полого поднимаются в сторону Главного Кавказского хребта. Склон антиклиналей очень пологий. Осевая часть Рукельской представлена возвышенностью, сложенной песчаниками раннего миоцена. Ось Хошмензильской антиклинали относительно понижена и размыта, на ее своде обнажаются известняки позднемиоценового (сарматского) этапа. Куларская синклиналь характеризуется шириной до 10 км и почти горизонтальным залеганием пород в осевой части. Складки отличаются небольшой амплитудой, в первые десятки метров, и пологими крыльями, осевые части нарушены разрывными нарушениями.

На юго-западе по крупному разлому впадина граничит с горными сооружениями Кавказа. При переходе от гор к прогибу верхнемеловые отложения погружаются от +1,5 км выше до -3,0 км ниже уровня моря [Черкашин и др., 2012].

Результаты

Основание и подавляющую часть разреза плейстоцена в регионе образуют отложения акчагыльского регионального яруса (плиоцен-плейстоцен). Они глубоко размыты, особенно в бассейне р. Рубас, вдоль долины которой и ее притоков обнажаются мощные толщи отложений акчагыльского яруса.



Рисунок 1. Нижняя часть отложений Акчагыл. Впадение реки Камышчай в реку Рубас (Камышчайский разрез, обн. № 20/18, GPS 41°53'6" с.ш. 48°15'35" в.д., +70 м). Горизонтальная слоистость в осевой зоне синклинали. Глины. Слои известняка образуют «структурные» террасы.

Здесь вскрыты мощные отложения преимущественно глины темно-серого цвета в нижней части и желто-серого цвета в верхней части (рис. 1), мощностью более 200 м. Контакты глин с подстилающими породами в наших полевых исследованиях не выявлены. Исключение составляют размывы своды антиклиналей и, вероятно, отдельные участки вдоль русла р. Рубас. Южнее, в бассейне р. Самур, глины акчагыльского яруса непосредственно залегают на мощных галечниках балаханского яруса.

На различных стратиграфических уровнях фиксируются слои с обильной малакофауной. В ряде случаев образуются ракушечно-известняковые образования мощностью до 5 м, хорошо выделяющиеся в современном рельефе в виде структурных террас и уступов рельефа.

Вверх по разрезу отложения сменяются слоистым песком и слабосцементированным песчаником с тонкими прослоями гальки и известняков (рис. 2), мощность пород до 250 м. На большей части верхняя часть акчагыла размыва, сохранилась в западной части и в отдельных останцах, а также в погруженном виде на востоке района. По нашему мнению, значительное увеличение крупности зерен выше разреза региональных акчагыльских пород связано с постепенным тектоническим поднятием территории в течение акчагыльского этапа и заполнением впадины осадками. Соответственно, глубина бассейна, которая могла существовать на этом участке в акчагыльское время, непрерывно уменьшалась вплоть до перехода от глубоководной к мелководной и прибрежной обстановке. В то же время можно отметить качественные различия между нижними «глинистыми» и верхними «песчаными» толщами акчагыла в бассейне реки Рубас. При этом строение разреза акчагыльских отложений с обособлением двух частей наблюдается во всех исследованных разрезах в регионе. Их сложное строение отмечается и в других регионах [Трубин, 1977; Krijgsman et al. 2019; Van Baak, et al.; 2013; Геология Азербайджана...1998].



Рисунок 2. Верхняя часть отложений Акчагыла. Пески слоистые, бассейн реки Рубас.
(Участок № 22/18 Марага-3, GPS 41°56'56.27"N 48°09'00.33"E, +350 м)

В южной части развиты крупные плоские возвышения, бронированные с поверхности мощными толщами гальки. В частности, Куркентское плато, поднимающееся с востока на запад на высоту от 400 до 800 м над уровнем моря. С севера оно ограничено долинами притоков реки Рубас; с юга - долиной реки Гюльгерайчай. К югу от нее и до долины реки Самур располагается Келегское плато. Оно отличается большими размерами и большей скоростью неотектонического подъема до 1500 м. Далее на юг в пределах Азербайджанской Республики развита система подобных плато, разделенных долинами рек. Все эти плато образуют юго-западную периферию Кусарской наклонной равнины. Поверхность этих плато покрыта мощной толщей гальки, которая выделяется

под названием кусарской свиты верхнего апшерона [Геология Азербайджана..., 1998]. Эти галечники с несогласием и размывом перекрывают песчаники верхней части акчагыла. Аналоги этих галечников верхнего апшерона широко развиты вдоль всей периферии Кавказа и периферии нагорий Малой Азии, а также, вероятно, развиты в крупных тектонических депрессиях в пределах Кавказа.

Отложения бакинского яруса с размывом залегают на породах акчагыла и представлены песчаниками [Федоров, 1957] мощностью до 30 м. Бакинские отложения представляют собой горизонтально залегающие песчаники с обильной фауной моллюсков. Сверху они покрыты тонким слоем (1-5 см) глины серо-голубого цвета и косослоистых эоловых песчаников (рис. 7). Для прилегающих с севера участков предгорного Дагестана описано залегание бакинских отложений на эродированном акчагыле [Деревянко и др., 2012].

Одной из ярких особенностей природы региона является значительный перерыв в осадконакоплении между акчагылом и одной из трансгрессивных стадий бакинского яруса (вероятно, одной из последних). Это проявляется в полном отсутствии в регионе фаунистически датированных морских отложений апшеронского яруса. Причины подобного строения разреза плейстоцена региона неизвестны.

Восток междуречных возвышенностей региона (Паласа-сырт) препарирован несколькими террасами из галечника и песка с хазарской фауной.

Разрез завершают лессовые породы. На поверхности Куркентского плато они разделены тремя четко выраженными почвами и маломощным слоем пепла [Идрисов, Борисов, 2018]. Для р. Самур было выявлено, что лессовые породы залегают на поверхности одного из крупных галечниковых конусов выноса и срезаются галечниками «современной» поймы.

Выводы

Плейстоценовые отложения Юго-востока Дагестана весьма разнообразны и представлены галечниками, лессовидными суглинками, песками различного генезиса, известняками, морскими глинами и алевролитами.

На территории исследований установлено широкое развитие акчагыльских отложений мощностью в сотни метров. Почти на всей территории региона они залегают горизонтально, однако неотектонически подняты от своего первоначального положения на высоту до 700м.

Выявлено чередование по профилю акчагыльских отложений литологически различно. Это связано с развитием в это время многочисленных колебаний уровня моря, ранга трансгрессивно-регрессивных фаз. Наиболее ярко этот контраст проявляется в верхней части акчагыльских отложений, а также в пограничной зоне между верхней и нижней частями.

Среди отложений акчагыла на исследуемой территории резко увеличивается доля песка вверх по профилю. Контрастные различия между нижней (глинистой) и верхней (песчаной) пачками акчагыла связаны со значительными перестройками режима осадконакопления в это время. Палеогеографические причины такого изменения не установлены, но контрастность изменений позволяет предположить эту границу как стратиграфическую между плиоценом и плейстоценом [Чепалыга и др., 2018].

Морские датированные отложения апшеронского яруса в регионе не обнаружены.

Выявлено наличие морских и связанных с ними отложений бакинского яруса (мощностью до 30м), врезанных в акчагыльские отложения. Они фрагментарно встречаются в разных частях средней части бассейна реки Рубас. С востока на высотах ниже +120м древние отложения препарированы морскими террасами и галечниками последующего хазарского яруса. Низменность ниже +50м занята хвлылинскими осадками.

Установлено широкое развитие лёссовых отложений мощностью до 30 м с несколькими ископаемыми почвами.

Выявлено наличие двух мощных толщ галечников разного возраста. Разрез подстилается толщей галечников балаханского яруса плиоцена мощностью до 1000 м. Акчагыльский ярус срезается в южной части региона галечниками кусарского яруса мощностью до 150м.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 21-18-00552 Древнейшая история Каспийского региона: хронология и развитие археологических культур в условиях меняющейся природной среды.

Литература

- Голубятников В.Д. Геологическое строение третичной области отложений Южного Дагестана (между реками Рубас-Чай и Самур). Л-М.: Гос. Научно-техн. геолого-разведочное изд. 1933. 43 с.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.
- Черкашин В.И.; Сабанаев К.А.; Гаврилов Ю.О.; Панов, Д.И. Тектоническая карта Дагестана Масштаба 1:500 000. (Пояснительная записка). // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала: АЛЕФ, 2012. Вып. 60.
- Фотеева Н.И. Рельеф Восточного Дагестана. Автореферат канд. дисс. М.: 1954.
- Трубахин, В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука. 1977. Вып. 301.
- Krijgsman, W.; Tesakov, A.; Yanina, T.; Lazarev, S.; Danukalova, G.; Van Baak, C.G.C.; Agustí, J.; Alçiçek, M.C.; Aliyeva, E.; Bista, D. et al. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: interbasinal connectivity and faunal evolution. // Earth Science Reviews. 2019. Vol. 188, pp. 1-40.
- Van Baak, C.G.C.; Vasiliev, I.; Stoica, M.; Kuiper, K.F.; Forte, A.M.; Aliyeva, E.; Krijgsman, W. A. Magnetostratigraphic time frame for Plio-Pleistocene transgressions in the South Caspian Basin, Azerbaijan. In Global and Planetary Change; 2013; No 103; pp. 119–134.
- Геология Азербайджана. Литология. Баку: Нафта-Пресс, 1998. Том
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Труды ГИН АН СССР. 1957. Вып. 10.
- Деревянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н., Анойкин А.А., Рыбалко А.Г. Проблемы палеолита Дагестана. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2012. 292 с.
- Идрисов И.А.; Борисов, А.В. Лёссовые отложения крайнего юга Прикаспийской низменности. // Тезисы международной конференции «Лёссфест 2018. Разнообразие лёсса: свойства, стратиграфия, происхождение и региональные особенности». Волгоград: ун-т. 2018. С. 114-115.
- Чепалыга А.Л.; Садчикова Т.А.; Адаева Д.О.; Идрисов, И.А. Понто-Каспий на рубеже неогена и четвертичного периода. Известия Дагестанского госуд. педагогического ун-та. Естественные и точные науки. 2018. Т. 12. № 3. С. 81-88.

БИОМАРКЕРЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, НА ПРИМЕРЕ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОГО КAVKAZA

Ковалева Н.О.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, natalia_kovaleva@mail.ru

Введение.

В настоящее время парадигма климатического почвоведения начала уточняться зародившейся в недрах палеогеографии идеей зависимости конфигурации почвенных зон от характера и продолжительности ледниковых осцилляций [Kust et.al., 2022]. Наиболее ярко эта зависимость проявляется в горных ландшафтах, как арене действия современных оледенений, что показано в наших предыдущих исследованиях [Ковалева, Ковалев, 2020]. Целью данного исследования было – проследить и уточнить обсуждаемую закономерность на примере ландшафтов Восточного Кавказа с помощью использования высокотехнологичных почвенных методов тонкой биохимии [Ковалева, Ковалев, 2020].

В результате изучения следов последнего Шахнабадского оледенения, а именно, гипсометрического расположения морен, в Азербайджанской части Кавказа, Будагов (1986) установил три стадии его наступания: Лазинская, Шахдюзинская и Шахюрдская. При этом ледники альпийского типа носили долинный характер, лишь вершина г. Шахдаг отличалась покровным оледенением. Во время второй – максимальной Лозинской стадии – плейстоценового оледенения ледники достигли высоты 2500-2600 м, а по долине Шахнабад – высоты 1600 м. Ледники последней волны оледенения спускались до высоты 2800-3000 м. Третья же – Шахюрдская ледниковая осцилляция, - приурочена только к склонам отдельных вершин, хребтов и отрогов на высоте 3000-3200 м. Ее реликтами являются современные ледники Шахдагского массива на высоте 3700 м. При этом в Лазинскую морену врезаются речные террасы высотой 65-70 м, в Шахдюзинскую – высотой 22-24 м, в Шахюрдскую – 5-6 м. Возраст речных террас при этом устанавливается на основании их сопоставления с морскими террасами Каспия: первые соответственно- верхнехазарские, вторые – верхнехвалынские, третьи – нижнекаспийские.

Объекты и методы.

Выделенные Будаговым [Будагов и др., 1986] моренные уровни дают возможность хронологизировать морены и развитые на них почвы. Так, моногенетичные полноголоценовые горные лугово-степные почвы долины Чарын-дага, вскрытые разрезами № 3, 4, 5, и склона г. Рагдан (разрезы № 10 и 11) сформированы на моренах максимальной стадии плейстоценового оледенения, а горные черноземы, вскрытые разрезами 6 и 12 – находятся ниже уровня ледникового максимума вюрма. Одновозрастными с ними можно считать и погребенные под мореной данной стадии малогумусные горизонты разреза № 8. На моренах и в карах последней волны оледенения на высотах 2700-2800 м сформирована основная масса изученных разрезов, представляющих собой полигенетичные профили горно-луговых субальпийских почв с погребенными гумусовыми горизонтами предыдущей стадии почвообразования (разрезы № 7, 1, 2, 116, 119, 120, 121). И, наконец, горно-луговые альпийские почвы развиты на моренах малого ледникового периода (разрезы № 114, 115), перекрывших профили почв предыдущей эпохи почвообразования и сформированные на свободной ото льда части Шахдагской поверхности выравнивания (разрез № 13).

Во всех образцах почв были определены pH_{H_2O} и pH_{KCl} , содержание углерода органических соединений методом Тюрина, объемная магнитная восприимчивость каппаметром КТ-5 в 3 повторностях, анализ спектральной отражательной способности почв, групповой состав гумуса по методу Тюрина в модификации Пономаревой и Плотниковой, сняты спектры поглощения щелочных растворов (0,1н NaOH) гуминовых кислот 2 фракции на спектрофотометрах СФ-18. Изучен изотопный состав ($\delta^{15}N$ и $\delta^{13}C$) органического вещества почв на изотопном масс-спектрометре Thermo-Finnigan Delta V Plus, определен возраст почв радиоуглеродным методом и изучен гранулометрический состав почв методом лазерной дифракции.

Результаты и обсуждение.

Профили горно-луговых почв Дагестана содержат ритмичные серии пространственно выраженных погребенных гумусовых горизонтов, некогда бывших дневными. Полигеничные профили почв южных и юго-восточных склонов Кавказа отличаются также значительной щебнистостью профилей. Интересно заметить, что увеличение щебнистости хорошо коррелирует с описанными Будаговым (1986) высотами наступаниями ледников в позднеледниковье и голоцене. При изреженности растительного покрова в почвах этих аридных ландшафтов дерновый горизонт в них часто фрагментарен, иллювиальный горизонт отличается хорошо выраженной ореховатой структурой и наличием глинистых кутан – свидетелей периодов усиления увлажнения климата. Цветовые характеристики почв (табл. 1), являясь проявлением процессов почвообразования, содержат информацию об истории формирования почв.

Таблица 1. Характеристики спектральной отражательной способности почв

Разрез, название почвы	Горизонт, глубина	ρ_{750}	ρ_{400}	$T_{g\alpha}$	$h, \%$	Вскипание
13, горно-луговая альпийская	AB (19-42)	43,00	24,00	0,054	2,00	Не вскип. Бурно вскип.
	B1 (42-67)	47,25	24,75	0,064	3,25	
115, горно-луговая альпийская	A (0-22)	39,50	24,50	0,043	1,65	Не вскипает Слабо вскип.
	B (22-45)	37,50	23,25	0,041	1,35	
16, горно-луговая альпийская	AB (33-53)	43,00	23,50	0,056	3,10	Бурно вскип. Не вскипает Бурно вскип.
	B (55-75)	31,00	22,50	0,024	1,00	
	[A] (75-115)	47,50	24,80	0,065	2,35	
17, горно-луговая альпийская	AB (15-35)	30,00	20,25	0,028	1,00	Не вскипает Бурно вскип.
	[A] (72-137)	43,25	24,30	0,054	2,75	
14, горно-луговая субальпийская	A (0-10)	25,75	19,30	0,023	3,15	Все горизонты не вскипают
	AB (19-42)	31,75	21,15	0,030	1,05	
	[A] (42-69)	33,50	22,00	0,033	1,50	
	[AB] (70-92)	37,00	23,80	0,038	2,00	
	C (92-130)	37,50	23,50	0,040	1,65	
15, горно-луговая субальпийская	A (0-16)	28,75	20,50	0,024	1,00	Не вскипает Слабо вскип. Бурно вскип.
	B (16-52)	34,50	22,00	0,036	1,25	
	BC (85-103)	45,75	24,50	0,061	3,40	
20, горная лугово-степная	A (0-25)	22,50	19,50	0,009	-0,50	Не вскипает Не вскипает Не вскипает Средне вскип.
	AB (25-46)	19,50	18,75	0,002	-0,75	
	B (46-73)	20,00	19,00	0,003	-0,75	
	BC (73-120)	33,50	23,20	0,029	1,00	
22, горная лугово-степная	A (0-19)	25,20	20,00	0,015	1,30	- - - -
	C (19-48)	32,00	22,90	0,026	0,75	
	[A] (28-85)	29,00	22,00	0,020	0,65	
	C (85-105)	30,50	22,75	0,022	0,60	

Примечания: $T_{g\alpha}$ – угол наклона спектральной кривой, $h, \%$ - высота перегиба кривой

Изученные спектры отражения представлены тремя известными типами кривых: 1) пологими – гумусо-аккумулятивных горизонтов черноземов и лугово-степных почв Дагестана; 2) кривыми с перегибом в области 500-600 нм, типичными для иллювиальных горизонтов; 3) пологими кривыми с высоким уровнем отражения сильно окисленных горизонтов. Четвертый тип кривых с двумя перегибами в области 410-480 нм и 540-640 нм, не имеющий аналогов в литературе, характерен для некоторых погребенных горизонтов. Величины отражения увеличиваются в глубину профиля и уменьшаются в ряду горно-луговые альпийские – горно-луговые субальпийские – горно-луговые степные почвы. Очевидно также, что коэффициенты отражения погребенных горизонтов неоднородны по профилю и отличаются повышенными значениями по сравнению с современными гумусовыми горизонтами в лугово-степных почвах, отражая разные условия влагообеспеченности. Наличие слоистости, глинистых кутан, железистых новообразований в погребенных горизонтах одних почв (разрез 13, 14, 115, 116) и отсутствие этих признаков в погребенных горизонтах других (разрез 22), возможно, указывает на различные ландшафтные условия образования и иные формы дневной поверхности. Периоды повышенной увлажненности (луговости) диагностированы и по усилению элювиально-иллювиальной дифференциации профилей и наличию глинисто-аккумулятивного горизонта в разрезах № 3, 4, 16, 114, 115, 119, 121. Причем, данные периоды приурочены ко второй половине голоцена, судя по расположению данных горизонтов над погребенными среднеголоценовыми горизонтами черноземов и черноземовидных почв. При этом, в катене почвы, приуроченной к горному массиву горы Шалбуздаг, наблюдается увеличение содержания илистой фракции и связанной с ней фракции гуминовых кислот не только вниз по профилям почв, но и вниз по катене. В почвах на моренах малого ледникового возраста – в разрезе № 14 – 38-47 % илистой фракции, в почвах на моренах последних ледниковых наступаний плейстоцена – в разрезах № 16 и 17 – 45-63 % илистой фракции.

Содержание гумуса в почвах Восточного Кавказа оценивается как очень высокое (р.14,20,22) и среднее в дневных горизонтах. Горно-луговые и горные лугово-степные почвы Дагестана характеризуются фульватно-гуматным и гуматным типом гумуса. Гуминовые кислоты второй фракции преобладают в групповом составе. Наблюдается тенденция приуроченности максимальных значений отношения $S_{гк}/C_{фк}$ или локальных максимумов этой величины к погребенным горизонтам.

Характеристики оптических свойств гуминовых кислот (табл. 2) горных почв Дагестана диагностируют, как минимум, две контрастные эпохи гумусо- и почвообразования. Во-первых, фульватно-гуматный и гуматный тип гумуса дневных горизонтов, низкие величины коэффициента экстинкции (0,002-0,004), высокие значения коэффициента цветности (2-3), низкие величины показателя гумификации отличают современный луговой этап гумусонакопления и почвообразования с преобладанием алифатических фрагментов в низкоароматичных гидрофильных молекулах гуминовых кислот и увеличение степени увлажненности климата. Во-вторых, в профилях почв хорошо прослеживаются следы более аридного степного почвообразования. По увеличению в погребенных и нижних горизонтах почв количества гуминовых кислот (таблица 2), в том числе связанных с кальцием, и соответственному увеличению их оптической плотности, уменьшению значений коэффициента цветности, можно диагностировать более сложную насыщенную бензойными структурами гидрофобную природу молекул гумуса. Оценка крутизны спектральных кривых методом Салфелда также обнаружило три области значений, соответствующих различному строению молекул гумуса в дневных современных горизонтах, в погребенных слоях и в прослойках породы.

Таблица 2. Характеристика оптических свойства гуминовых кислот

Горизонт, глубины (см).	D_{465}	D_{650}	$0,00\% E_{1cm}^{1\%}_{465}, \frac{D_{465}}{1 * C}$	$Q, \frac{D_{465}}{D_{650}}$	A (коэффициент Алешина), $\ln \frac{D_{465}/D_{650}}{D_{465}-D_{650}}$	ПГ (показатель гумификации), $S_{гк} * E_{465}$
Разрез 13. Горно-луговая альпийская почва						
AB (19-42)	0,51	0,16	0,011	3,20	6,29	0,32
B1 (42-67)	0,31	0,11	0,005	2,88	5,71	0,18

Разрез 14. Горно-луговая субальпийская почва						
A (0-10)	0,34	0,25	0,004	1,36	1,65	0,15
AB (19-42)	0,41	0,14	0,006	2,86	5,69	0,40
[A] (42-69)	0,34	0,11	0,016	3,00	5,94	0,27
[AB] (70-92)	0,44	0,16	0,025	2,81	5,59	0,58
C (92-130)	0,40	0,13	0,022	3,15	6,20	0,71
Разрез 15. Горно-луговая субальпийская почва						
A (0-16)	0,29	0,11	0,002	2,73	5,44	0,06
B (16-52)	0,26	0,09	0,003	3,01	5,96	0,08
BC (85-103)	0,29	0,05	0,012	6,00	9,69	0,29
Разрез 20. Горная лугово-степная почва						
A (0-25)	0,36	0,11	0,003	3,19	6,27	0,08
AB (25-46)	0,28	0,09	0,001	3,19	6,26	0,04
B (46-73)	0,71	0,23	0,004	3,05	6,02	0,14
BC (73-120)	0,35	0,10	0,022	3,46	6,71	0,39
Разрез 22. Горная лугово-степная почва						
A (0-19)	0,32	0,13	0,004	2,53	5,02	0,17
C (19-48)	0,31	0,06	0,012	5,10	8,81	0,24
[A] (28-85)	0,32	0,25	0,013	1,28	1,33	0,24
C (85-105)	0,25	0,04	0,011	6,39	10,02	0,25

Изотопный состав горно-луговых и горных лугово-степных почв Дагестана утяжелен (табл. 3), что обусловлено аридным типом климата. Величины $\delta^{13}\text{C}$ гумуса изменяются от -23.36 до -25.26, облегчаясь по мере понижения гипсометрического уровня и увеличения глубины профиля. Утяжеление значений $\delta^{13}\text{C}$ в погребенных частях профилей отражает более засушливую (степную) фазу фотосинтеза с большей долей в составе растительных ассоциаций растений С-4 типа фотосинтеза. Важно подчеркнуть, что профильное распределение изотопного состава углерода гумуса обратно коррелирует с величинами магнитной восприимчивости (коэффициент корреляции -0,7 - -0,9), подтверждая верность выделения различных этапов климатогенного педолитогенеза.

Таблица 3. Изотопный состав углерода и азота гумуса почв Дагестана.

Горизонт, глубины (см).	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{15}\text{N}$, ‰	C, %	N, %	Доля С4-растений %C4 = $\frac{(\delta^{13}\text{C}_{\text{Сисх.}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{С3}}) * 100}{(\delta^{13}\text{C}_{\text{С4}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{С3}})}$
Разрез 16. Горно-луговая субальпийская почва, 2935 м					
AB (33-53)	-24.32	1.82	0.8	0.1	19.16
B (55-75)	-23.80	н/о	н/о	н/о	22.86
[A] (75-115)	-23.80	н/о	н/о	н/о	22.84
Разрез 14. Горно-луговая субальпийская почва, 2870 м					
A (0-10)	-24,49	4.11	4.1	0.5	17.91
AB (19-42)	-24,46	3.56	1.5	0.2	18.12
[A] (42-69)	-24,30	2.98	0.9	0.1	19.32
[AB] (70-92)	-24,03	1.13	0.6	0.1	21.23
C (92-130)	-24,06	0.57	0.4	0.1	21.01
Разрез 22. Горная лугово-степная почва, 2600 м					
A (0-19)	-25,26	3.83	н/о	н/о	12.44
C (19-48)	-23,87	3.11	н/о	н/о	22.39
[A] (28-85)	-24,22	2.63	н/о	н/о	19.87
C (85-105)	-24,03	2.33	н/о	н/о	21.21
Разрез 17. Горно-луговая альпийская почва, 2550 м					
AB (15-35)	-23.83	5.88	н/о	н/о	22.62
[A] (72-137)	-23.36	3.75	н/о	н/о	26.02

Радиоуглеродный возраст погребенного горизонта горно-луговой почвы Дагестана на высоте около 2900м под низкотравным альпийским лугом составил 8060 ± 240 лет (RGI-57). Горизонт второй погребенной почвы горного Дагестана на высоте 2500м под остепненным лугом - 6430 ± 270 лет (RGI-56). Современный гумусовый горизонт горно-луговой субальпийской почвы Дагестана имеет возраст 610 ± 150 лет (RGI-54).

Выводы.

Таким образом, полученные результаты характеристик отражения, щебнистости позволяют сделать вывод о наличии различных стадий педогенеза в истории формирования изученных почв, во многом обусловленных ледниковыми осцилляциями. Нелокальность этих свойств в пространстве позволяет судить о климатических событиях значительных масштабов.

В горном Дагестане уже около 8000 лет назад сформировались гумусированные хорошо развитые полугидромофрные почвы за счет увеличения увлажненности климата под альпийскими низкотравными лугами или лесом, но в более холодных условиях, чем сегодня. Эта, вероятно, горно-луговая альпийская или бурая лесная почва была перекрыта мореной Шахюрдской стадии Шахнабадского оледенения, ледники которого спускались до высот 3000-3200м. В атлантическом периоде голоцена вектор эволюции почв резко меняет свое направление с гумидного на аридно-степной, происходит формирования лугово-степных почв. Активизировавшиеся в историческое время склоновые процессы формировали облик рельефа вплоть до средних веков, а почвы были подвержены действиям стирающей эволюции. Современный гумусовый горизонт горно-луговой субальпийской почвы не разрушен талыми водами малого ледникового периода, то есть современные лугово-степные почвы Дагестана активно развивались в средневековый климатический оптимум - около 1251 – 1449 гг., а интенсивность оледенения в малый ледниковый период в горном Дагестане была менее значительна, нежели в других регионах, например, на Северо-Западном Кавказе.

Работа выполнена в рамках государственного задания МГУ № 122011800459-3.

Литература

Будагов Б.А., Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш. Изменения природы горных областей в послеледниковое время (на примере Восточного Кавказа). // Известия АН СССР. Сер. Геогр. 1986. № 3. С. 84-90.

Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Почвенные биомаркеры. М.; МАКС Пресс. 2020. 192 с.

Kust Pavel, Makeev Alexander, Lessovaia Sofia, Milanovsky Evgeniy, Rusakov Alexey, Abrosimov Konstantin, Belyaev Vladimir, Ryazantsev Pavel. Polygenetic features in Retisols, formed in Moscow (Late Saalian) glacial till. //Catena, 2022, p. 1-21.

ИНДУСТРИЯ СТОЯНКИ ГАРАДЖА (АЗЕРБАЙДЖАН) В КОНТЕКСТЕ АШЕЛЯ КАВКАЗА

Кулаков С.А.^{1,2}, Зейналов А.А.³

¹ *Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия*

² *Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
kazvolg@yandex.ru*

³ *Институт археологии, этнографии и антропологии НАНА, Баку, Азербайджан*

Введение

Стоянка Гараджа, открытая в 2012 г., находится на южном берегу Мингячевирского водохранилища в 1 км на восток от плотины ГЭС [Зейналов и др., 2013]. Памятник приурочен к дислоцированным отложениям северного крыла антиклинали Гараджа (Караджа), которые в этом месте размыты колебаниями уровня водохранилища (рис. 1). Стратиграфия береговых отложений, фаунистические находки и малакофауна позволили предварительно ограничить памятник хронологическими рамками среднего плейстоцена – «бакинским ярусом истории Каспия» [Идрисов и др. 2015].



Рис. 1. Стоянка Гараджа, вид с северо-востока. Фотография Р.Н. Курбанова 2021 г.

В 2013-2022 гг. работы на памятнике позволили собрать большую коллекцию артефактов и фауны, которые чётко располагались по трём уровням залегания. Согласно И.А. Идрисову, вскрытая водой 100-метровая толща содержит отложения как морского, так и континентального генезиса среднего плейстоцена (рис. 2). Вымытые, но не переотложенные, водой артефакты и фаунистические остатки обнаруживаются в песчано-галечных линзах, в выделяемых нижней и верхней континентальных пачках, которые по всем биостратиграфическим показателям датируются серединой и второй половиной бакинского этапа истории Каспийского моря [Зейналов, Кулаков, 2023]. Начиная с 2021 г., памятник начала исследовать совместная Российско-Азербайджанская геоархеологическая экспедиция в рамках проекта РФФ [Анойкин и др., 2021]. В 2021-2022 гг. был произведён тщательный поиск и сбор артефактов и фауны с точной привязкой каждой находки на местности, изучение стратиграфии культуросодержащих горизонтов, а также были отобраны образцы для датирования отложений, вмещающих находки. Проведённая работа позволилакратно увеличить коллекции каменных изделий и фауны, которые получили более точные стратиграфические позиции [Анойкин и др., 2022; Зейналов и др., 2022].

Каменная индустрия

Каменные изделия стоянки Гараджа локализуются в трёх стратиграфических уровнях, «нижний»-I более древний отделяется от «среднего»-II и «верхнего»-III морской толщей (рис. 2). Исследования стоянки Гараджа за 10 лет позволили получить большую коллекцию артефактов раннего палеолита, включающую чопперы, ручные рубила, колуны-«квиверы», пики-триэдры, скрёбла, нуклеусы и сколы, изготовленные из местных разнообразных галек, линзы которых располагаются так же во вскрытых водой отложениях [Зейналов и др., 2022].

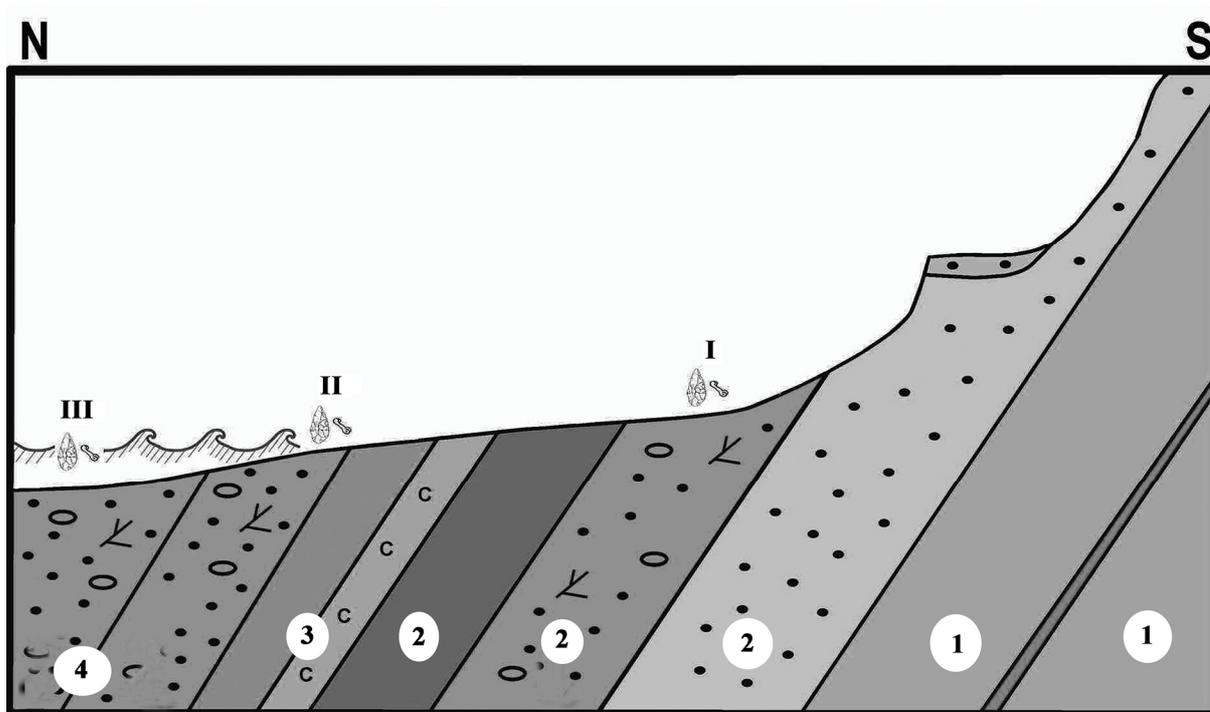


Рис. 2. Стоянка Гараджа, стратиграфия отложений. Блок-схема И.А. Идрисова 2022 г.

1. Нижняя морская толща. 2. Нижняя континентальная толща. 3. Верхняя морская толща. 4. Верхняя континентальная толща.

I. Нижний уровень залегания находок. II. Средний уровень залегания находок. III. Верхний уровень залегания находок.

Нуклеусы коллекции Гараджи представлены небольшим количеством. В основном они – стандартные ашельские одноплощадочные, односторонние ядрища на гальках. Гальки для нуклеусов, по всей видимости, тщательно подбирались по форме, на них только готовилась обивкой ударная площадка, с которой затем производилось снятие нескольких долечных сколов. Подобные долечные отщепы, также немногочисленные, представляют всю группу сколов коллекции. Наряду с этим, в среднем уровне залегания находок были обнаружены два нуклеуса с леваллуазской технологией расщепления, но самих леваллуазских сколов, пока, не обнаружено [Зейналов и др., 2022].

Чопперы коллекции, все изготовленные на гальках, представлены всеми стадиями обработки, от начальной с 1-2 сколами, до конечной с выведенным лезвием. Среди полностью законченных присутствуют как односторонние, так и двусторонние орудия [Зейналов и др., 2022, рис. 5: 1, 6; 2, 3]. Морфологически чопперы всех трёх уровней залегания находок не различаются.

Ручные рубила коллекции представлены самыми разнообразными формами и «типами» [Зейналов и др., 2022, рис. 7]. Для изготовления этих изделий использовались как целые гальки, так и крупные сколы с них. В коллекции этих орудий представлены собственно ручные рубила, частичные ручные рубила, бифасы и унифасы на разных стадиях изготовления. Во всех трёх уровнях присутствуют как полностью законченные орудия с выведенными «нитевидными» лезвиями [Анойкин и др., 2021, рис. 3; Зейналов и др., 2022, рис. 7: 3, 5, 7, 8], так и не законченные изделия на разных стадиях оформления [Анойкин и др., 2022, рис. 2: 6; рис. 3: 3, 5, 7; Зейналов и др., 2022, рис. 7: 1, 4, 6, 9]. Основная часть ручных рубил – это не законченные предметы. По формально типологическим критериям в коллекции ручных рубил можно определить все основные

формы: миндалевидные, копьевидные, сердцевидные, овальные, треугольные и пр. Предварительный морфолого-технологический анализ ручных рубил Гараджа показывает, что, пока, различия между орудиями этой категории в зависимости от разновременных уровней залегания не прослеживаются. Уникальной чертой коллекции этих изделий стало обнаружение обушково-асимметричных форм бифасов [Анойкин и др., 2021, рис. 3; Анойкин и др., 2022, рис. 2: 4; Зейналов и др., 2022, рис. 7: 5, 7, 8), находящих, по мнению А.К. Очередного, аналогии в индустриях «Keilmesser group» [Зейналов и др., 2022, с. 10]. Такие изделия найдены во всех трёх уровнях залегания находок на стоянке.

Ещё одной отличительнейшей чертой индустрии стоянки Гараджа стало присутствие в орудийном наборе категории классических колунов-«кливеров» – 8 экз. Они все изготовлены на очень крупных намеренных галечных сколах и локализуются только в нижнем уровне залегания находок на памятнике [Кулаков, Зейналов, 2014; Зейналов и др., 2022, рис. 6: 4, 5; Зейналов, Кулаков, 2023]. Гараджинские колуны – единственная на Кавказе достаточно многочисленная группа этих ярких изделий, которые находят прямые аналогии в ашельских индустриях Ближнего Востока и Северной Африки [Зейналов, Кулаков, 2023].

Третьей особенностью индустрии Гараджа стало обнаружение в 2022 г. в среднем уровне залегания находок двух классических ближневосточных ашельских пиков-триэдров. Одно орудие полностью закончено, второе было оставлено на начальной стадии изготовления [Анойкин и др., 2022, рис. 2: 1; рис. 3: 1, 6].

Среди нескольких ретушированных предметов коллекции стоянки Гараджа выделяются три выразительных скребла. Одно изготовлено на мелкой плоской галечке обивкой и ретушированием [Зейналов и др., 2022, рис. 6: 1]. Два других выполнены на долечных сколах ретушью чешуйчатой, многорядной и ступенчатой, что позволяет рассматривать их как скребла полу-кина [Анойкин и др., 2022, рис. 2: 3; Зейналов и др., 2022, рис. 7: 2].

Заключение

Коллекция артефактов стоянки Гараджа, по всей видимости, содержит разновременные ашельские индустрии, приуроченные, как представляется, к линзам легкодоступного галечного сырья, расположенным, на берегах водоёмов, и вокруг них, где было много фауны – охотничьей добычи среднего плейстоцена. О разновременности и многократном посещении этого места коллективами древних людей свидетельствуют факты приуроченности находок колунов-«кливеров» только к «нижнему», а пиков-триэдров к «среднему» уровням залегания находок. Индустрии стоянки Гараджа, по составу орудийных форм и их технико-морфологическим показателям, в первую очередь, ручных рубил, находят самые широкие аналогии в ашельских индустриях стратифицированных памятников среднего ашеля Евразии. Наиболее близкие, можно сказать «родственные», аналогии обнаруживаются в коллекциях памятников раннего палеолита (~0,6-0,3 млн л.) Приморского Дагестана: Дарвагчай 1, Дарвагчай-Залив 1 и 4 [Рыбалко, 2019; Рыбалко, 2020]. Наряду с этим, наличие в гараджинской коллекции таких специфических форм как колуны-«кливеры» и пики-«триэдры» может свидетельствовать о миграциях коллективов древнейших *Ното* с Ближнего Востока и Северной Африки.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 21-18-00552 «Древнейшая история Каспийского региона: хронология и развитие археологических культур в условиях меняющейся природной среды».

Литература

Анойкин А.А., Зейналов А.А., Кулаков С.А., Очередной А.К., Идрисов И.А., Курбанов Р.Н. Геоархеологические работы на территории Азербайджанской Республики в 2021 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2021. Т. 27. С. 20–28.

Анойкин А.А., Зейналов А.А., Кулаков С.А., Очередной А.К., Идрисов И.А., Курбанов Р.Н., Эйбатов Т.М. Геоархеологические работы на территории Азербайджанской Республики в 2022 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2022. Т. 28. С. 21–28.

Зейналов А.А., Кулаков С.А. Колуны в ашеле Южного Кавказа // *Stratum plus*. Кишинев, 2023. № 1. С. 1-12.

Зейналов А. А., Кулаков С. А., Идрисов И.Н., Мустафаев И.М., Сулейманов Т.Я. Новые памятники каменного века в Гянджа-Газахском регионе Азербайджана // *Azerbaijan Arxeologiyasi va Etnografiyasi*. 2013. № 1. С. 4–22.

Зейналов А.А., Кулаков С.А., Идрисов И.А., Очередной А.К., Курбанов Р.Н., Анойкин А.А. Финальный ранний палеолит Азербайджана (по материалам местонахождение Гараджа). // *Археология, этнография и антропология Евразии*. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2022. Т. 50. № 4. С. 3–15.

Идрисов И. А., Зейналов А. А., Кулаков С. А. Новый геоархеологический район на западе Азербайджана. // *Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований*. Иркутск: ИГ СО РАН, 2015. С. 186—187.

Кулаков С. А., Зейналов А. А. Первый топорик (hachereau sur éclat, flake cleaver) в ашеле Кавказа // *Stratum plus*. Кишинев, 2014. № 1. С. 17—27.

Рыбалко А.Г. Рубила Дарвагчайского геоархеологического района (Юго-Восточный Дагестан) // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2019. Т. 25. С. 218–224.

Рыбалко А.Г. Основные типы макроорудий в ашельских комплексах Юго-Восточного Дагестана // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2020. Т. 26. С. 119–205.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Куприянов Д.А.^{1,2,3}

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, dmitriyкуприянов1994@yandex.ru

² Институт Археологии РАН, Москва, Россия

³ Институт Географии РАН, Москва, Россия

Введение

Лесные пожары и их периодичность выступают в роли одного из важнейших факторов функционирования различных экосистем. Кроме того, лесные пожары являются важным явлением, влияющим на хозяйственную деятельность человека как в настоящее время, так и в прошлом. При этом периодичность лесных пожаров может определяться различными факторами: как климатическими, так и антропогенными. Также периодичность лесных пожаров может существенно отличаться в разных ландшафтах в пределах одного региона. Установления роли различных факторов динамики периодичности лесных пожаров в прошлом позволяет спрогнозировать её изменение в будущем, что, определённо, становится важной научной задачей в условиях современных глобальных климатических изменений.

Основным источником информации о долгопериодной динамике лесных пожаров в настоящий момент является анализ макроскопических частиц угля в торфяных и озёрных отложениях. Но основные факторы изменения периодичности лесных пожаров можно выявить только используя другие анализы торфяной толщи, в первую очередь, спорово-пыльцевой, а также проводя сравнения с известными палеоклиматическими реконструкциями в регионах исследований.

В качестве материала для полученной реконструкции использовались результаты лабораторного анализа болотных отложений 13 разрезов в пределах 9 ключевых участков (рис. 1). Участки расположены в разных ландшафтных условиях от средней тайги до границы между лесной зоной и лесостепью в пределах центральной части Восточно-Европейской равнины.

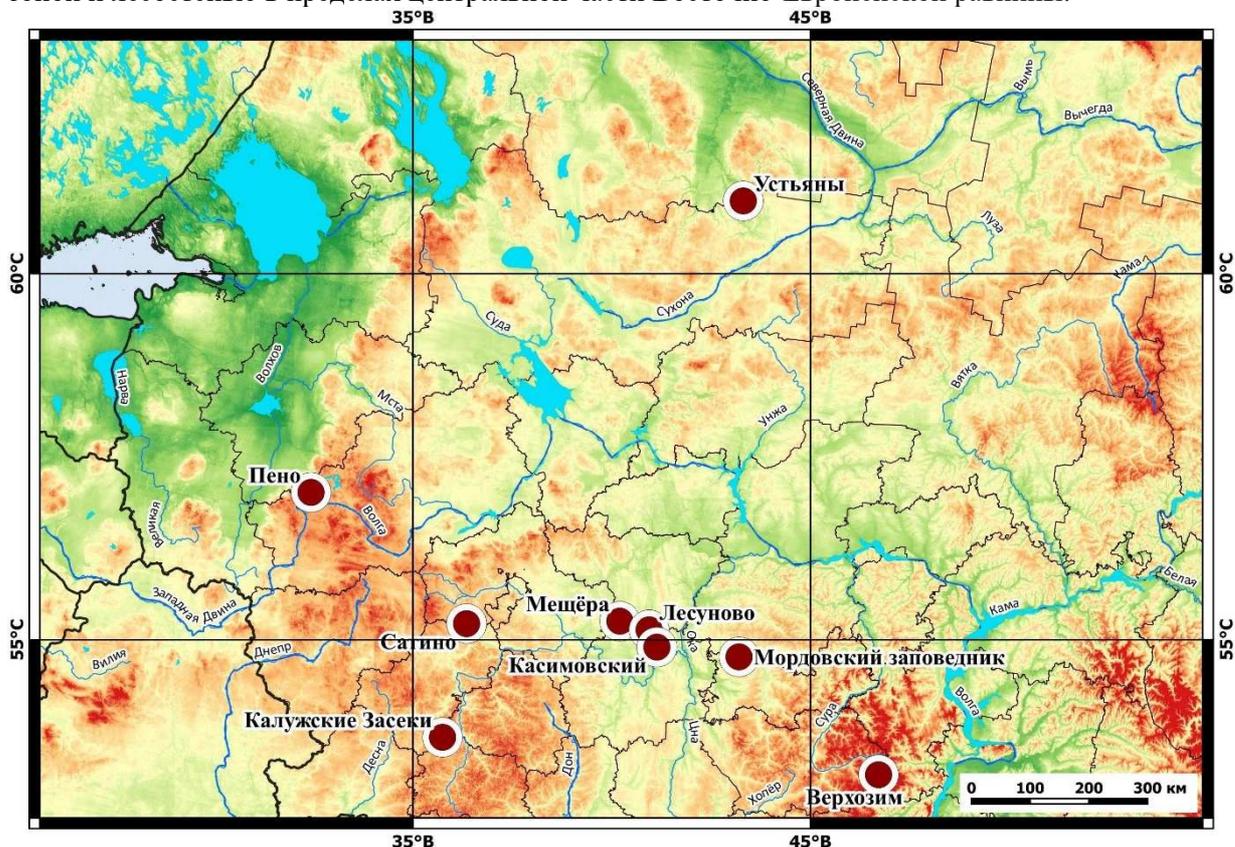


Рис. 1. Расположение ключевых участков исследования.

Методы

Для реконструкции истории лесных пожаров использовался стандартный метод анализа макроскопических (т.е. размером более 100 мкм) частиц угля в болотных отложениях и озёрных отложения. Образцы торфа или гиттии установленного объёма (в нашем случае 1 см³) отбирались из торфяной колонки непрерывно каждый 1 см (в некоторых случаях каждые 2 или 5 см), отбеливались в водном растворе NaOCl и промывались через сито с диаметром ячеек 125 мкм. Подсчёт макроскопических частиц угля производился под биноклем при увеличении 25-40-х. Хронологическая основа реконструкций обеспечивалась сериями радиоуглеродных датировок и моделями скоростей накопления осадков, построенной в программе Bacon [1].

Дальнейшая обработка полученных значений концентрации макроскопических частиц угля в торфе осуществлялась в виде пересчёта в виде вычисления значений скорости аккумуляции угля (CHAR – charcoal accumulation rate) с последующим выделением фоновых и пороговых значений, а также локальных пожарных эпизодов, т.е. лесных пожаров происходивших непосредственно на самом болоте и/или на прилегающей территории радиусом до нескольких километров Кроме того, проводился расчёт межпожарных интервалов – временных отрезков между двумя пожарными эпизодами. Расчёты проводилась в программном пакете taras [2], являющимся адаптированной для программной среды R и модифицированной версией программы CharAnalysis [3]. Для каждого разреза подбирались индивидуальные параметры сглаживающей кривой и периода сглаживания, а также параметры, определяющие статистическую вероятность пороговых значений.

На основе полученных значений скоростей аккумуляции макрочастиц угля всех используемых разрезов создана интегральная модель истории лесных пожаров за последние 9000 кал. лет. Создание модели осуществлялось при помощи программного пакета Paleofire [4]. Для составления полученной реконструкции выполнены процедуры нормализации данных через функцию преобразования Бокса-Кокса, сглаживания данных сглаживающей кривой локальной взвешенной регрессии (LOWESS) с периодом сглаживания 500 лет, а также выполнена стандартизация данных на основе функции z-score со значением n для bootstrap-статистики равным 1000. Кроме того, были рассчитаны 95%-е доверительные интервалы. Положительные и отрицательные отклонения значений z-score относительно 0 интерпретировались, соответственно, как периоды высокой или низкой активности лесных пожаров (периоды высокой или низкой интенсивности поступления угольных частиц в озеро или болото) относительно средних значений за моделируемый период.

Результаты

Результаты, полученные при составлении интегральной модели активности лесных пожаров (рис. 2), позволяют выделить три основных периода динамики лесных пожаров в голоцене.

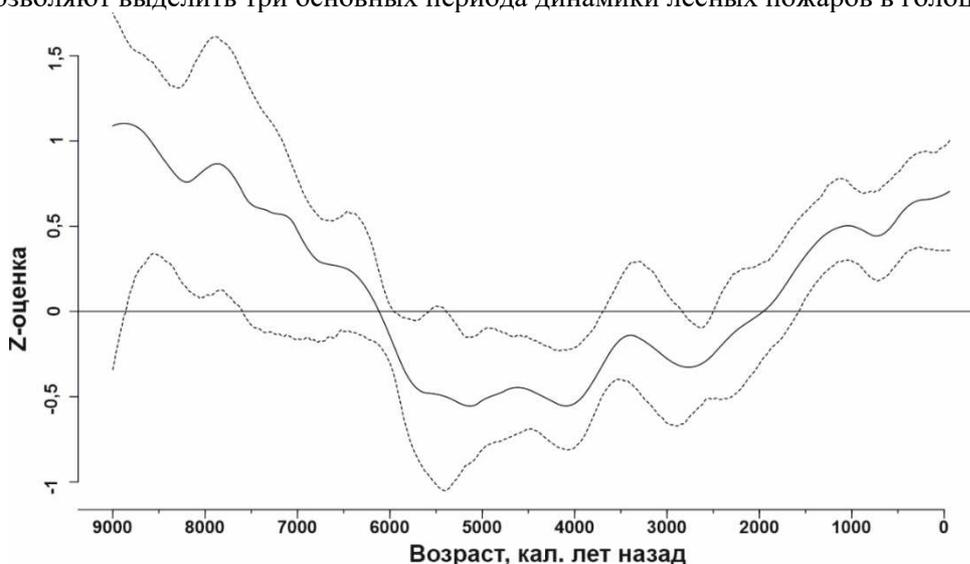


Рис. 2. Модель изменения частоты лесных пожаров (количества сгоревшей биомассы) за последние 9000 лет. Положительные значения кривой интерпретируются как высокая активность лесных пожаров, а отрицательная – низкая активность. Точечной линией показаны 95%-й доверительный интервал.

Первый период (9000-6000 кал. лет назад) характеризуется наивысшей частотой лесных пожаров и наибольшим количеством сгоревшей биомассы за весь исследуемый период. В данном интервале наблюдается последовательный чёткий тренд на уменьшение активности лесных пожаров и/или площадей, пройденных ими. Представленный интервал соотносится с климатическим оптимум голоцена – периодом с максимальной теплообеспеченностью в пределах изучаемого региона [4]. Вероятно, климатические условия данного интервала способствовали активности лесных пожаров. Результаты спорово-пыльцевого анализов показывают, что для данного интервала характерно преобладание постпирогенных сосново-берёзовых древостоев. При этом синхронно с трендом на уменьшение активности лесных пожаров происходит увеличение доли пыльцы широколиственных пород. В изученных разрезах существенных признаков пыльцы-индикаторов антропогенной активности не выявлено. Межпожарные интервалы для большинства разрезов колеблются в диапазоне 20-120 лет.

Второй период (6000-2000 кал. лет назад) характеризуется отрицательными значениями интегральной кривой, минимальные значения которой наблюдаются в интервале 5000-4000 кал. лет назад. После 4000 кал. лет назад наблюдается тренд на постепенный рост количества лесных пожаров. Палинологические данные свидетельствуют о господстве смешанных лесов с преобладанием широколиственных пород. Вероятно, изменение климатических условий повлекло снижение количества лесных пожаров и значительно трансформации растительных сообществ. Для большинства разрезов фиксируются межпожарные интервалы более чем 1000 лет.

Третий период (2000 кал. лет назад – настоящее время) характеризуется направленным трендом на рост активности лесных пожаров, сопровождающейся синхронным появлением пыльцевых индикаторов антропогенных нарушений в ландшафте. Происходит существенная трансформация растительного покрова в сторону увеличения доли сосново-берёзовых лесов. Однако не во всех изученных разрезах это выявляется синхронно, что, вероятно, связано с различным временем начала хозяйственной трансформации ландшафтов.

Выводы

Результаты анализа содержания макрочастиц угля в болотных отложениях и последующей реконструкции истории лесных пожаров в голоцене показывают, что для центральной части Восточно-Европейской равнины можно выделить три основных этапа изменения частоты лесных пожаров: 9000-6000 кал. лет назад с обильными лесными пожарами, период низкой активности лесных пожаров 6000-2000 кал. лет назад и период направленного роста частоты лесных пожаров начиная с 2000 кал. лет назад по настоящее время. Изменение частоты лесных пожаров в первые два этапа, вероятно, обусловлено климатическими трендами, в то время как изменение частоты лесных пожаров в последние 2000 лет связано как с климатическими тенденциями, так и с возрастающим антропогенным прессом на окружающую среду.

Литература

Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process, *Bayesian Analysis*, 2011, vol. 6(3), p. 457–474.

Finsinger W., Bonnici I. Tapas: an R package to perform trend and peaks analysis. 2022.

Higuera P. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis. Bozeman: MT, Montana State University, 2009. 27 p.

Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковье и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 228 с.

**ИСКУССТВЕННО ФРАГМЕНТИРОВАННЫЕ КОСТИ ИЗ КОЛЛЕКЦИИ
ПАМЯТНИКА СУХАЯ МЕЧЕТКА (ПО МАТЕРИАЛАМ РАСКОПОК С.Н.
ЗАМЯТНИНА 1952, 1954 ГГ.)**

Куприянова М.Д.¹, Иванов Я.Д.², Титов В.В.³, Тимонина Г.И.⁴, Саблин М.В.⁵,
Очередной А.К.^{6,7}

^{1,2,6}Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
kupriyanova.masha@gmail.com, yadivanov66@gmail.com, a.otcherednoy@gmail.com

³ Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия, vvtitov@yandex.ru

⁴ Азовский историко-археологический и палеонтологический музей-заповедник, Азов, Россия,
azovpriroda@yandex.ru

⁵ Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия, mikhail.Sablin@zin.ru

⁷ Институт археологии и этнографии СО РАН

Среднепалеолитическая стоянка Сухая Мечетка, расположенная на северной окраине Тракторозаводского района Волгограда, является эталонным однослойным памятником общности индустрий с клиновидными ножами (нем. Keilmessergruppe), известной по целой серии разновременных комплексов разной сохранности от Западной Европы до Тувы и, таким образом, занимающей доминирующее положение среди среднепалеолитических памятников Северной Евразии.

Памятник был открыт в 1951 году М.Н. Грищенко и А.И. Коптевым и частично изучен в 1952 и 1954 гг. С.Н. Замятниным и М.З. Паничкиной. В 1970-х и 1980-х гг. к изучению памятника обратились Н.Д. Праслов и Е.В. Кузнецова, а в настоящее время с материалами памятника работает специально созданная Нижневолжская экспедиция ИИМК РАН (Замятнин, 1961; Праслов, Кузнецова, 2020; Очередной и др., 2021; Янина и др., 2023). Коллекция каменных изделий насчитывает порядка 8 000 предметов, большинство из которых были изготовлены непосредственно на месте стоянки (Колесник и др., 2020). Орудийная часть коллекции представлена в первую очередь разнообразными типами двусторонне обработанных изделий, среди которых наиболее сложными и выразительными являются клиновидные ножи типа Сухая Мечетка, впервые выделенные Г. Бозинским (Bosinski, 1967), а также богатый набор односторонних изделий – симметричных и асимметричных остроконечников, простых, конвергентных и угловатых скребел и единичных изделий других типов (например, скребков).

Фаунистическая коллекция насчитывает около 870 костей, среди которых, согласно определению Н.К. Верещагина, абсолютно преобладают кости крупных копытных и в первую очередь бизона (*Bison priscus*), сайги (*Saiga tatarica*) и лошади (*Equus caballus*) (Замятнин, 1961).

Одной из главных характеристик этой коллекции является преобладание мелких расчлененных трубчатых костей в сравнении с крупными нерасчлененными костями, что может указывать на специализацию памятника как долговременной стоянки, а не кратковременного охотничьего лагеря (Замятнин, 1961). В плане, находки образуют порядка 50 скоплений, включающих в том числе костяной материал (Ларионова, 2012).

Основным препятствием для анализа поверхностей костей является их плохая сохранность, обусловленная состоянием отложений, вмещающих культурный слой. Можно заметить большой разброс – от очень хорошей до очень плохой сохранности поверхностей (Рис.1). В основном повреждения связаны с отложением карбонатной корки и гипсовыми наростами.

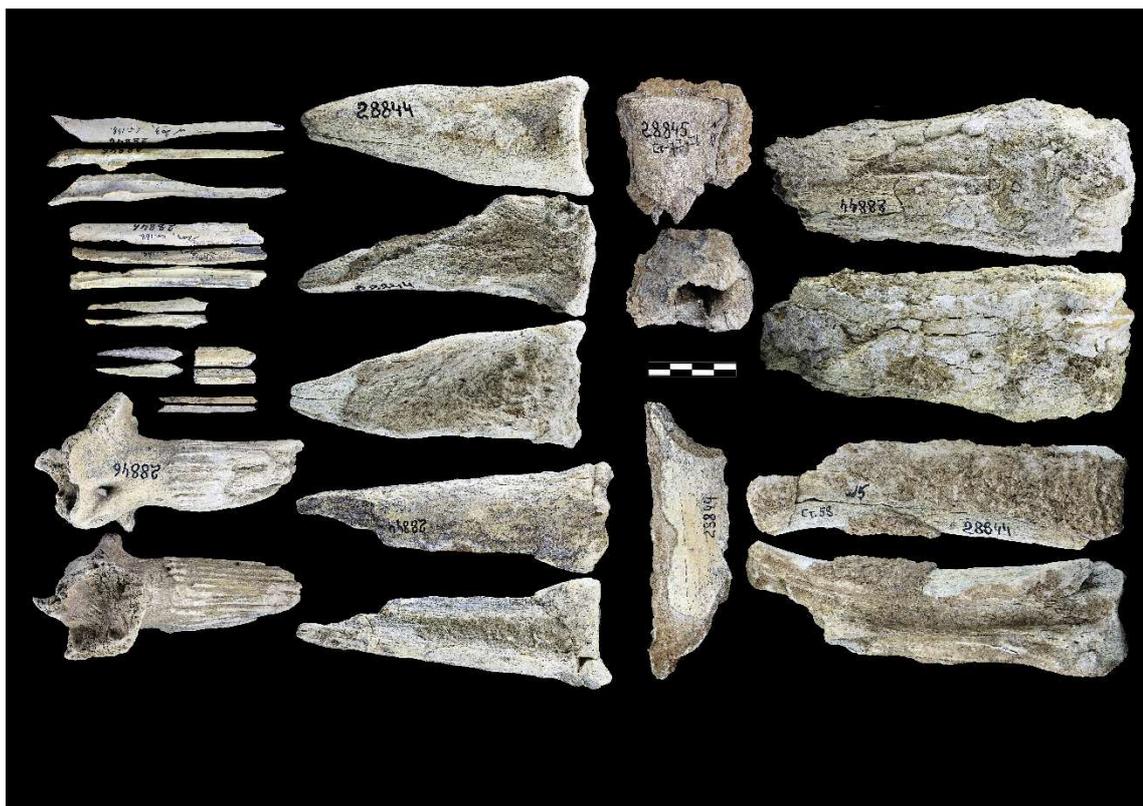


Рис.1 Расщепленные твердые органические материалы стоянки Сухая Мечетка. На фото слева направо представлен диапазон сохранности поверхностей – от неповрежденных костей и рогов, до предметов сильно затронутых карбонатным натеком и минеральными наростами.

Поэтому, утверждение С.Н. Замятина о том, что в коллекции можно выделить серию орудий из кости (ретушеров и наковаленок) сложно проверить. В коллекциях ЗИН РАН и МАЭ РАН не удалось обнаружить указанных изделий, а сохранность найденных в коллекциях МАЭ обломков крупных трубчатых костей, к сожалению, не позволяет надежно идентифицировать их.

Тем не менее, в коллекции ЗИН нами выделена серия изделий, которые могут быть связаны с расщеплением кости и рога в ходе хозяйственно-бытовой деятельности. На таких изделиях обнаруживается комплекс макроследов связанных с расщеплением кости в свежем виде (green bone) (Marshall, 1989). Самыми яркими предметами является серия поперечно отделенных эпифизов с характерными негативами, продольно расщепленные диафизы трубчатых костей, мелкий дебитаж (Рис.2). Что позволяет говорить о том, что расщепление производилось на месте стоянки.

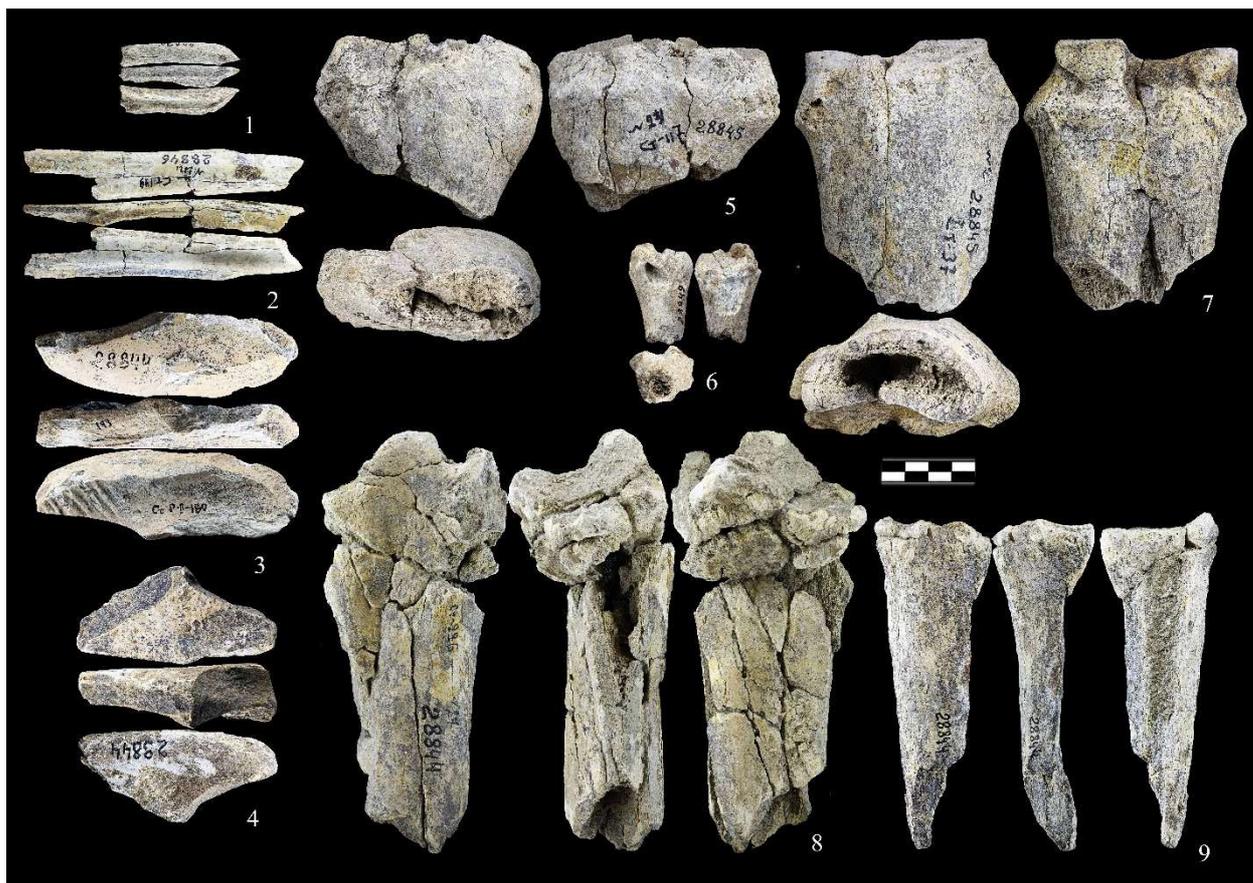


Рис.2. Расщепленная кость коллекции памятника Сухая Мечетка. Поперечно отделенные эпифизы (5-8), продольно расщепленный диафиз (9), мелкий дебитаж (1-4).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 21-18-00552 «Древнейшая история Каспийского региона: хронология и развитие археологических культур в условиях меняющейся природной среды»

Литература:

Замятнин С.Н. Сталинградская палеолитическая стоянка //Краткие сообщения о докладах и полевых исследованиях Института археологии. 1961. № 82. С. 5–36. URL:https://www.archaeolog.ru/media/books_ksia/ksia_082.pdf.

Колесник А.В., Очередной А.К., Степанова К.Н., Данильченко А.Ю. Технология первичного расщепления камня на стоянке Сухая Мечетка // Camera praehistorica. 2020. № 2(5). С. 67–99.

Ларионова А.В. Предварительные данные о степенесохранности культурного слоя среднепалеолитической стоянки Сухая Мечётка: раскоп 1 // Camera praehistorica. –2021. – №1(6). – С. 25–46.

Очередной А.К., Янина Т.А., Романис Т.В., Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А., Ельцов М.В., Казаков Е.В., Иванов Я.Д., Куприянова М.Д., Клименко П.Г., Ремизов С.О. Геоархеологические исследования на среднепалеолитическом памятнике Сухая Мечетка в 2021 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2021. Т. XXVII. С. 201–208.

Праслов Н.Д., Кузнецова Л.В. Палеолитическое поселение Сухая Мечетка (по материалам раскопок С.Н. Замятнина). СПб.: Невская книжная типография, 2020. 144 с.

Янина Т.А., Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А., Романис Т.В., Ельцов М.В., Лаврентьев Н.В., Глушанкова Н.И., Ремизов С.О., Иванов Я.Д., Куприянова М.Д., Очередной А.К. Палеолитическая стоянка Сухая Мечетка (Волгоград) в контексте стратиграфии и палеогеографии Нижнего Поволжья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2023. Т. 78. № 2. С. 113–128.

Bosinski G. Die mittelpaläolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa, Dissertation, Universität Köln 1963, Böhlau, Köln, Graz, 1967

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Marshall, L.G., Bone Modification and “The Laws of Burial,” in Bone Modification, Bonnischen, R. and Sorg, M.H., Eds., Center for the Study of the First Americans, University of Maine, Orono, 7, 1989

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗРАСТ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК ЕЛИСЕЕВИЧИ И ЮДИНОВО В ДОЛИНЕ РЕКИ СУДОСТИ

Куренкова Е.И.¹, Тумской В.Е.², Курбанов Р.Н.^{1,3}, Таратунина Н.А.^{1,3}, Панин А.В.¹,
Хлопачев Г.А.⁴

¹ ИГ РАН, г. Москва, Россия, paleolith@yandex.ru; ² ИМЗ СО РАН, г. Якутск, Россия;
³ МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия; ⁴ МАЭ РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

Введение

Долина реки Десны по праву считается одним из главных центров сосредоточения верхнепалеолитических памятников в Восточной Европе. Она начала заселяться первобытным человеком, по всей видимости, уже в раннем валдае тогда еще носителями среднепалеолитической культуры [Очередной, 2018]. А в позднеледниковое время здесь уже существовало множество верхнепалеолитических поселений, каждое из которых представляется весьма значимым для изучения истории заселения Европейской части России. Среди них заметное место занимают две хорошо известные и комплексно изученные стоянки Елисеевичи и Юдиново, которые располагаются в долине самого крупного правого притока Десны – реки Судость. Время обитание обеих относится к позднеледниковью с его резкими колебаниями климата и трансформациями ландшафтов. Оба памятника находятся на небольшом расстоянии друг от друга, оба находятся на низких речных террасах.

Внутри долин обеих рек распространены флювиогляциальные отложения среднеплейстоценового возраста мощностью от 2 до 10 м, которые вскрываются по всей долине р. Судости. Они выходят на поверхность вблизи водораздела Десны и Судости. Склон, обращенный к долине в районе стоянки Елисеевичи 1 в нижней части также сложен флювиогляциальными отложениями днепровского возраста. В долине р. Судости лессовые отложения распространены довольно широко, хотя мощность их меньше, чем в долине Десны. Они становятся более опесчаненными и слоистыми, что может говорить о том, что условия, в которых происходило их накопление, характеризовались большим увлажнением. С приводораздельных участков лесс перемещался на более низкие уровни – в балочные понижения и на низкие речные террасы [Величко и др., 1977].

Елисеевичи

Стоянка располагается на второй террасе на мысу, образованном долиной реки и древней балкой. Культурный слой приурочен к лессовым субаэриально-делювиальным отложениям, плащеобразно залегающим как на стояночной террасе, так и на более высоких геоморфологических уровнях [Грибченко, Куренкова, 2014]. Елисеевичи 1 является крупной стоянкой, на которой были открыты разнообразные жилые и хозяйственные объекты из костей мамонтов.

Характерной чертой Елисеевичей стало широкое распространение здесь следов мерзлотных нарушений, представленных на всей площади изученного памятника. Его возраст соответствует, согласно радиоуглеродным данным, позднеледниковью (18-12 тыс.л.н. кал.), которые хорошо коррелируются с полученными позднее OSL-датировками. Эти датировки связаны с мерзлотной структурой, вскрытой в шурфе № 3 в 2011 г. В стенке шурфа до глубины 0,7 м были вскрыты буроватые суглинки, переработанные сверху процессами современного почвообразования. Ниже них до глубины 2, 25 м залегают супеси лессовидные, слоистые, в толще которых присутствуют артефакты культурного слоя и проявляются следы очажной массы. Вблизи вскрытого очага все слои имеют наклон к западу, от реки в сторону водораздела. Очевидно, что это вскрыт правый борт мерзлотной структуры. Люминесцентные даты указывают на то, что формирование культурного слоя происходило относительно быстро в период с 16 до 15 тыс.л.н. В разрезе по результатам датирования не выделяется резких несогласий, перерывов, возрастных инверсий, что может свидетельствовать об относительно непрерывном осадконакоплении. Начало деградации мерзлоты совпадало с периодом активизации процессов эоловой аккумуляции и седиментации лессовых отложений, перекрывающих культурный слой стоянки [Тумской и др., 2020].

Юдиново

Памятник поздней поры верхнего палеолита располагается на правом берегу Судости ниже по течению, т.е. немного южнее Елисеевичей. Он связан с низким геоморфологическим уровнем I надпойменной террасы примерно в 100 м от берега. Стояночный участок представляет собой небольшой пологий мыс, ограниченный с востока береговым уступом Судости. Стоянка располагается на возвышенной части террасы, которая сформировалась в результате накопления эоловых лессовидных отложений. Поверхность террасы слабо наклонна, расчленена неглубокими пологосклонными балками и осложнена округлыми понижениями, которые есть также и на более высоких геоморфологических уровнях. [Величко и др., 1999]. Одно из таких понижений, которые мы рассматриваем как степные блюдца, расположено в непосредственной близости от стоянки, примерно в 70 м. Центральная часть понижения находится примерно на 5 м. ниже поверхности террасы в месте раскопок. Согласно имеющимся радиоуглеродным датировкам, возраст Юдиново также относится к позднеледниковью, 18-12 тыс.л.н., однако основной массив ¹⁴C датировок падает на промежуток времени 14-12 тыс.л.н. В раскопе стоянки был заложен шурф, из которого отбирались образцы для OSL датирования. Полученные датировки указывают на возраст нижнего и верхнего культурных слоев в интервале 15 – 13 тыс. л.н. Они хорошо коррелируются с радиоуглеродными данными и вполне вписываются в общие представления о времени обитания здесь человека. Анализ рыхлых отложений в окрестностях степного блюдца позволяет предполагать, что оно сформировалось задолго до поселения здесь человеческих коллективов. [Куренкова и др., 2020]. В период жизни людей оно, по всей видимости, представляло собой небольшое озеро и, вероятнее всего, использовалось населением. В отличие от Елисеевичей, в Юдиново не выявлены следы крупных мерзлотных нарушений. К проявлению мерзлотных процессов можно отнести только мелкополигональную структуру и мелкие трещины (1-2 см) в основании нижнего культурного слоя.

Таким образом, в позднеледниковье в долине Судости практически одновременно, в одной зоне и при общем едином фоне ландшафтно-климатической обстановки существовали два крупных поселения, имеющих некоторые локальные особенности условий обитания. Детальный разбор причин локальных различий еще предстоит выяснить.

Работа выполнена в рамках проекта РФФ 19-77-1007.

Литература

Величко А. А., Грехова Л. В., Грибченко Ю. Н., Куренкова Е.И. Первобытный человек в экстремальных условиях среды. Стоянка Елисеевичи. М.: ИГ РАН; ГИМ. 1997. 191 с.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И., Новенко Е.Ю. Геохронология палеолита Восточно-Европейской равнины //Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене. М.: ИГ РАН. 1999. С. 19-50.

Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Палеогеографические особенности основных стоянок позднего палеолита бассейна реки Десны (Хотылево, Елисеевичи, Юдиново, Пушкари) // Епиграветські пам'ятки середнього Подніпров'я. Археологічний альманах. № 31. Київ: Видавець Олег Філюк. 2014. С. 99-115.

Куренкова Е.И., Панин А.В., Тумской В.Е., Хлопачев Г.А. Первобытное население в долине р. Судости в позднеледниковье // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена. Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения» /Под ред. Н.С. Болиховской, Т.С. Кловиткиной, Т.А. Яниной. М.: МГУ. 2020. С. 217-219.

Очередной А.К., Воскресенская Е.В., Степанова К.Н., Вишняцкий Л.Б., Нехорошев П.Е., Ларионова А.В., Зарецкая Н.Е., Блохин Е.К., Колесник А.В. Комплексные георхеологические исследования среднеледниковских памятников Русской равнины.// Записки ИИМК РАН. № 17, ИИМК РАН. СПб. 2018. С.74-83.

Тумской В.Е., Куренкова Е. И., Хлопачев Г. А., Таратунина Н. А., Викулова Н. О., Курбанов Р. Н. Возраст рыхлых отложений на стоянке Елисеевичи 1 по результатам их датирования методом оптико-стимулированной люминесценции // Краткие сообщения Института археологии. 2020. Вып. 261. С. 121-132.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАМЯТНИКЕ РАННЕГО ПАЛЕОЛИТА КУЛЬДАРА, ТАДЖИКИСТАН

Кулакова Е.П.^{1,2}, Сосин П.М.³, Анойкин А.А.², Курбанов Р.Н.^{2,4,5}

¹ *Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, ek.kula@yandex.ru*

² *Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия*

³ *Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАНТ, Душанбе, Таджикистан*

⁴ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

⁵ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

Введение

Стоянка Кульдара, приуроченная к лёссовому плато Ховалинг в Южном Таджикистане, известна как наиболее древнее стратифицированное раннепалеолитическое местонахождение в Центральной Азии (Ранов и др., 1987; Деревянко, 2018). Здесь в 1980 году Г.П. Павловым был найден отщеп в палеопочве 11, после чего на протяжении 4 полевых сезонов (1981-1984 гг.) под руководством В.А. Ранова проходили археологические раскопки, позволившие собрать значительный материал из педокомплексов 11 и 12. По совокупности палеомагнитных, палинологических и археологических данных возраст обнаруженных каменных орудий в педокомплексах 11 и 12 оценивался ~880-955 тыс. лет (Додонов, 2002). Найденные в Кульдаре археологические материалы являются свидетельством наиболее раннего проникновения древних людей в юго-восточные районы Центральной Азии. Несмотря на большое значение стоянки для понимания условий и хронологии первоначального заселения региона, в опубликованных материалах отмечаются несогласованность в нумерации педокомплексов разреза, отсутствие детальной характеристики выполненных здесь хроностратиграфических и педологических исследований, а также наличие дискуссии о возможном нарушенном положении педокомплексов в результате деятельности склоновых процессов (Ранов, 1988; 1991; Ранов, Амосова, 1990). Для уточнения схемы строения лёссово-почвенных серий и оценки возраста горизонтов палеопочв, с которыми связаны палеолитические артефакты, в 2021 году разрез Кульдара был повторно исследован с привлечением комплекса естественнонаучных и археологических методов. Сериями непрерывных траншей была изучена полная стратиграфия разреза на обрыве восточного борта ручья Кульдара, от современной голоценовой почвы по педокомплекс 11. На педокомплексах (ПК) 4, 5, 9, 10 и 11 были заложены археологические раскопы. Для разреза было проведено комплексное изучение строения лёссово-почвенных серий, морфологическая характеристика палеопочв, получены детальная магнитостратиграфическая шкала и непрерывная кривая изменения магнитной восприимчивости. На противоположном борту ручья, в месте раскопа В.А. Ранова 1981-1984 гг., в 2023 г. траншеями были вскрыты почвенные горизонты одной из стенок бывшего раскопа и лёссовая толща под ним, из которых были взяты палеомагнитные образцы для верификации данных предшественников и образцы для микроморфологического изучения.

Методы.

Основные работы были сосредоточены на правом борту ручья в стенке крупного обнажения, где можно было изучить непрерывную последовательность отложений разреза Кульдара. Раскопочными работами было вскрыто 85 м лёссово-почвенных серий, на всю мощность которых было составлено литологическое описание, измерение полевой магнитной восприимчивости, отбор на палеомагнитный анализ. Измерения магнитной восприимчивости проводились полевым каппаметром ПИМВ (Геодевайс, Россия) непрерывно на всю мощность разреза с частотой, определяемой шириной измерительной поверхности прибора – 3 см. Ориентированные блоки для палеомагнитного анализа отбирались каждые 50 см. Интервал мощностью ~5 м, содержащий запись инверсии геомагнитного поля Матуяма-Брюнес, отбирался и впоследствии изучался непрерывно с шагом ~2 см. В палеомагнитном анализе исследовалось от 3 до 8 образцов с одного уровня. Лабораторные исследования образцов проведены в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН по стандартной методике (Таухе, 2010). Отдельно проводилась ортофотосъемка оврага ручья Кульдара в пределах локализации разреза беспилотным летательным аппаратом DJI Phantom 4 (Китай) с перекрытием смежных фотографий не менее 60%. На основе

этих снимков была создана цифровая модель рельефа изучаемого разреза в программе Agisoft Metashape Professional.

Объект исследования.

Лёссово-почвенный разрез Кульдара (N 38.28277°, E 69.88564°) находится в 1,8 км к югу от группы других памятников лёссового палеолита – разрезов Оби-Мазар, Лахути-I и недавно открытой новой раннепалеолитической стоянки Лахути-IV (Anoikin et al., 2023). Работы проводились на правом берегу оврага, вскрывающем отвесную лёссовую стенку, соответствующей разрезу I в сводной схеме В.А. Ранова (Ранов и др., 1987). Для характеристики полной последовательности лёссово-почвенных серий были вскрыты отложения от голоценовой почвы до ПК 11, суммарной мощностью 85 м. Положение исследуемого обнажения и раскопа 1981-1984 гг. показаны на рис. 1, расстояние между ними не более 150 м.

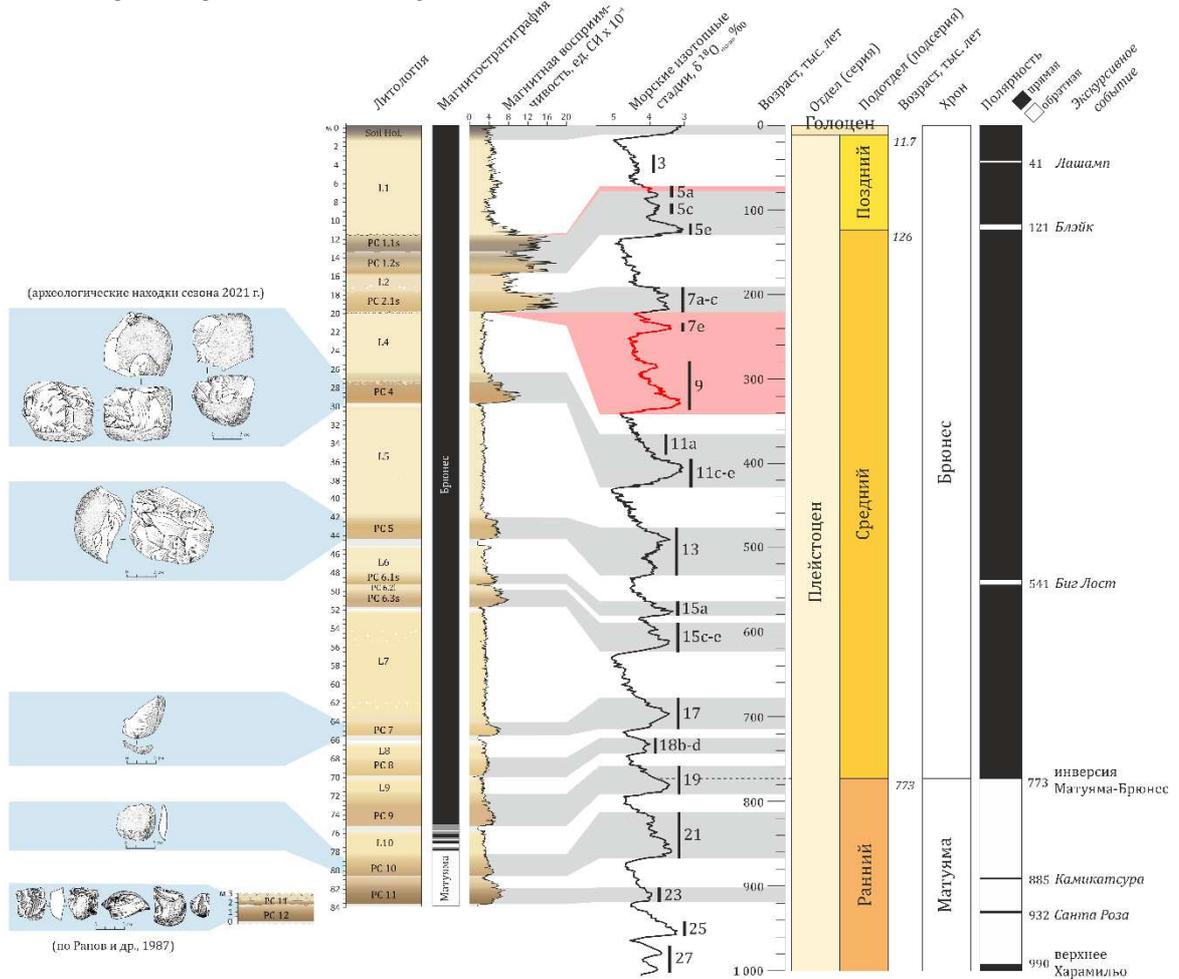


Рис. 1. Сводная хроностратиграфическая схема разреза Кульдара: артефакты, литологическая колонка, шкала магнитной зональности, кривая магнитной восприимчивости, морские изотопные стадии, стратиграфические подразделения четвертичного периода и глобальная магнитостратиграфическая шкала. МИС даны по (Lisiecki, Raymo, 2005), геологическая шкала по (Cohen, Gibbard, 2019).

Результаты.

В строении разреза выделены несогласия, отмечается наличие значительного по длительности хиатуса продолжительностью ~120 тыс. лет (220 – 340 тыс. л.н.) в верхней части разреза Кульдара, где отсутствует вторая почва ПК 2, лёссовая толща под ней и ПК 3 (рис. 1). Новые палеомагнитные данные свидетельствуют о положении границы Матуяма-Брюнес в основании ПК 9, что также было обнаружено в разрезе Дараи Калон (Dodonov et al., 2006), и поэтому надежно связывают ПК 9 с морской изотопной стадией 21. Оценен возраст выделенных палеопочв на основе корреляции кривой магнитной восприимчивости с кривой морских изотопных стадий с поддержкой палеомагнитных данных (рис. 1).

Новые археологические работы на правом борту ручья Кульдара позволили получить коллекцию каменных орудий из педокомплексов 4, 5, 7 и 10. Эти артефакты, характерные для лёссового палеолита Средней Азии, хоть и немногочисленны, но свидетельствуют о регулярном присутствии древних людей на участке стоянки после начального эпизода заселения. Отщеп из ПК 10 является первой находкой в данном слое для всего лёссового палеолита Таджикистана, ранее считавшемся «немым». В ПК 11 изучаемого разреза в обнажении правого борта не был получен археологический материал.

Повторное изучение отчетов, публикаций и археологической коллекции из ПК 11-12 оставляют сомнение в устоявшейся интерпретации геологической обстановки места раскопа 1981-1984 гг. В обнажении на правом борту ручья ПК 11 подстилается 20 см иллювиальным горизонтом (карбонатной корой), выдержанным по простиранию, и толщиной лёсса более 1 м. Вскрытый ПК 11 в археологическом раскопе 1981-1984 гг. имеет неровную границу, фрагментарную поломанную корку и лежит непосредственно на ПК 12 (Ранов и др., 1987). Вероятней всего, выделенные ранее два педокомплекса являются одним, переработанным в верхней части. Более поздняя дислокация или надвиг/намыв слоя почвы, считавшегося ПК 11, подтверждается данными палеомагнитного анализа, дающими направления, характерные для эпохи Брюнес. Кроме того, по результатам обработки ортофотосъемки был получен ортоплан местности с абсолютными высотами. Согласно результатам расчетов, основанных на дистанции между вскрытым изученным разрезом и положением раскопа 1981-1984 гг. и элементам залегания лёссово-почвенных толщ, основание раскопа В.А. Ранова соответствует основанию ПК 11 на правом борту. Поэтому обнаруженные здесь артефакты, вероятней всего, относятся к одному педокомплексу – ПК 11 – и имеют возраст 900-920 тыс. лет (МИС 23), согласно корреляционной хроностратиграфической схеме для Кульдары.

Выводы.

Впервые описан и изучен полный разрез лёссово-почвенных серий на правом борту ручья в районе стоянки раннего палеолита Кульдара с привлечением комплекса петро- и палеомагнитных данных, позволивших надежно установить возраст погребенных почв для данного разреза. Были обнаружены каменные артефакты в ПК 4, 5, 7 и 10, что свидетельствует о постоянном пребывании человека в данном регионе с конца позднего плейстоцена. Тщательное изучение ненарушенного разреза принесло сомнение в стратиграфической интерпретации вскрытого раскопом 1981-1984 гг. участка на левом борту ручья и показало необходимость переизучения этого участка новыми и усовершенствованными методами. Дополнительные работы на левом борту ручья Кульдара позволят в будущем уточнить стратиграфическую позицию раскопа 1981-1984 гг. и, соответственно, время первоначального заселения региона древним человеком. На настоящий момент есть основания полагать, что археологическая коллекция из толщи, определяемой ранее как ПК 11-12, на самом деле относится к одному педокомплексу ПК 11.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФ №22-18-00568.

Литература

- Деревянко А.П. (2018) Три глобальные миграции человека в Евразии. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН. 884 с.
- Додонов А.Е. (2002) Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. Москва: ГЕОС. 250 с.
- Ранов В.А. (1988) Работы отряда по изучению каменного века в 1981 г. // Археологические работы в Таджикистане. Вып. XXI. С. 201-233.
- Ранов В.А. (1991) Работы отряда по изучению каменного века в 1983 г. // Археологические работы в Таджикистане. Вып. XXIII. С. 116-142.
- Ранов В.А., Амосова А.Г. (1990) Работы отряда по изучению каменного века в 1982 г. // Археологические работы в Таджикистане. Вып. XXII. С. 161-194.
- Ранов В.А., Додонов А.Е., Ломов С.П. и др. (1987) Кульдара – новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 56. С. 65-75.
- Anoikin A., Sosin P., Rybalko A., Khudjageldiev T., Sharipov A., Karayev A., Kulakova E., Meshcheryakova O., Tokareva O., Kurbanov R. (2023) Lakhuti-IV – A new site of the early Palaeolithic in Central Asia (Tajikistan) // *Archaeological Research in Asia*. Vol. 35. P. 100466.

Cohen K.M., Gibbard P.L. (2019) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 // Quaternary International. Vol. 500. P. 20-31.

Dodonov A.E., Sadchikova T.A., Sedov S.N., Simakova A.N., Zhou L.P. (2006) Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan // Quaternary International. Vol. 152-153. P. 48-58.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // Paleoceanography. Vol. 20. PA1003.

Tauxe L. (2010) Essentials of paleomagnetism. Berkeley: University of California Press. 489 p.

ХРОНОЛОГИИ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Курбанов Р.Н.^{1,2}, Янина Т.А.¹, Таратунина Н.А.¹, Солодовников Д.А.³, Беляев В.Р.¹

¹ Географический факультет МГУ им М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

roger.kurbanov@gmail.com

² Институт географии РАН

³ Волгоградский государственный университет

Введение

Каспийское море является уникальным объектом для изучения истории развития природной среды Северной Евразии, сохраняя в донных отложениях запись динамики климатических условий всего водосборного бассейна. Четвертичные отложения Каспия - ценный архив эволюции природной среды центра Евразии: ледниково-межледниковые циклы Русской равнины, Кавказа и Центральной Азии, глобальные и региональные изменения климата.

В сложной и динамичной позднеплейстоценовой истории Каспийского моря выделяется одно очень яркое событие – хвалынская трансгрессия, одна из крупнейших по своим масштабам и относительному подъему уровня (Свиточ, 2007; Рычагов, 2014). Последние данные, полученные по акватории и различным участкам побережья, свидетельствуют о наличии трех стадий трансгрессии. Результаты анализа керн скважин Северного Каспия указывают на существование стадии, которая фиксируется по морским отложениям с хвалынской фауной выше субаэральных ательских отложений (Безродных и др., 2017). Это событие не было описано в прибрежных обнажениях и выделяется как самая ранняя стадия, для которой предложено название палеохвалынская или древнехвалынская трансгрессия (Yanina et al., 2018).

Палеохвалынская стадия отражает самое начало трансгрессии, которая развивалась после значительного снижения уровня моря, когда, по-видимому, вся акватория Северного Каспия была осушена. В это время произошел подъем уровня моря примерно до значений, близких к современному положению Каспия. По данным датирования керн скважин, развитие палеохвалынской стадии, по-видимому, происходило в интервале от 36 тысяч лет назад (тыс.л.н.) до максимума последнего оледенения (Yanina et al., 2018).

Последовавшая затем раннехвалынская стадия была временем максимального развития трансгрессии и резкого увеличения уровня и площади Каспия. Согласно классическим представлениям (Свиточ, 2014), уровень моря достиг 45-50 м абс., а площадь превысила 1 млн км², каспийские воды проникли глубоко в Прикаспийскую низменность, Западно-Туркменскую низменность и Каракумы, образовались пролив в Манычской депрессии и широкие заливы в долинах Волги, Куры, Урала и Узбоя. Следы этого события охарактеризованы на всех участках каспийского побережья. Точный максимальный уровень все еще является предметом дискуссий, но большинство специалистов определяют его в промежутке 45-50 м абс. (Рычагов, 1997). Таким образом, размах трансгрессии характеризуется подъемом уровня на более чем 100 м.

После кратковременной енотаевской регрессии выделяется позднехвалынская стадия, которая была незначительной по размерам. Эта стадия фиксируется как геоморфологическими свидетельствами (наличием выраженной морской террасы), так и биостратиграфией (Свиточ, 2007): раннехвалынский фаунистический комплекс характеризуется преобладанием в составе моллюсков видов *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. ebersini*, редкими *D. praetrigonoides*, в то время как позднехвалынский комплекс – тем же составом дидакн, но с четким преобладанием *Didacna praetrigonoides*. При этом существует мнение, что поздняя стадия не является самостоятельным событием, а лишь фиксирует период кратковременной стабилизации уровня в условиях регрессивной тенденции бассейна (Лаврушин и др., 2014)

В данном исследовании нами применено люминесцентное датирование высокой детальности для определения возраста нижнехвалынских отложений в надежде разрешить неопределенность относительно возраста ранней стадии хвалынской трансгрессии на примере Нижнего Поволжья.

Новые данные существенно дополняют полученные ранее единичные даты для ряда разрезов региона (Kurbanov et al., 2021). Целью работы является разработка детальной хронологии развития трансгрессии на территории Нижнего Поволжья на основе применения люминесцентного датирования по материалам изучения трех опорных разрезов, расположенных вблизи г. Волгоград.

Методы

Для отбора проб были выбраны три известных и детально исследованных разреза по обе стороны Волго-Ахтубинской долины вблизи г. Волгоград (рис. 1). В разрез Райгород выделен горизонт шоколадных глин (ШГ) мощностью 1.7 м, который с несогласием лежит на ательских лёссово-почвенных сериях. Разрез Средняя Ахтуба расположен на правом борту долины, здесь представлены типичные ШГ общей мощностью 2.6 м. В 20 км восточнее расположен разрез Ленинск, где типичные ШГ имеют мощность около 3.7. Во время полевых работ были отобраны пробы из трех описанных разрезов для люминесцентного датирования морских хвалыньских отложений, подстилающих их лёссов и вышележащей почвы.

Результаты и их обсуждение

Для нижнехвалыньских отложений всего получено 32 даты (таб. 1). В разрезе Средняя Ахтуба из прослая песков с хвалыньскими раковинами *Didacna protracta* и *D. ebersini* (слой 3) получена дата 15.0 ± 0.7 тыс.л.н. Образец выше (слой СА-2) охарактеризован возрастом 13.1 ± 0.6 тыс.л.н. Шоколадные глины с размывом залегают на горизонте лёсса (Курбанов и др, 2023).

В Райгороде нижняя часть хвалыньских отложений (слой РГ-4) охарактеризована тремя датами, которые дают близкие значения около 16-17 тыс.л.н. Для верхней части лёссов (слой 5) получено три даты, одна из которых (18.6 ± 1.2) выбивается, при этом все три даты пересекаются с учетом доверительных интервалов. Отмечается хиатус между основанием ШГ (16.9 ± 1.0) и верхом лёссов (21.7 ± 0.9), который составил ~ 5 тыс.л.

Типичные ШГ в разрезе Ленинск (слои 2-5) имеют возраст от 17.4 ± 1.0 до 14.0 ± 0.8 тыс.л.н., что хорошо согласуется с данными из Райгорода и Средней Ахтубы. Особый интерес представляет возраст нижележащей толщи горизонтально-слоистых серых глин и песков (слой ЛН-6). Полученные шесть датировок позволяют оценить время формирования этой толщи в период 27.2-19.9 тыс.л.н. Два образца из подстилающих лёссов и палеопочвы (слои ЛН-7 и ЛН-8) имеют возраст 37.2 ± 2.7 и 37.4 ± 3.1 тыс.л.н.

Таким образом, нижнехвалыньские отложения в изученных разрезах представлены пачкой прибрежно-морских осадков (слой ЛН-6) и горизонтом шоколадных глин. Переслаивающиеся супеси и суглинки в основании хвалыньских отложений формировались в период 27.2-19.9 тыс.л.н. Возраст шоколадных глин в изученных разрезах составил: 16.9-16.5 (Райгород), 15.0-13.1 (Средняя Ахтуба), 15.3-12.5 (Ленинск) тыс.л.н. Согласие результатов ОСЛ с данными радиоуглеродного анализа, высокая сходимость возрастов по кварцу и полевым шпатам, соответствие результатов внутренних тестов принятым в люминесцентном датировании стандартам указывают на высокую достоверность полученной хронологии.

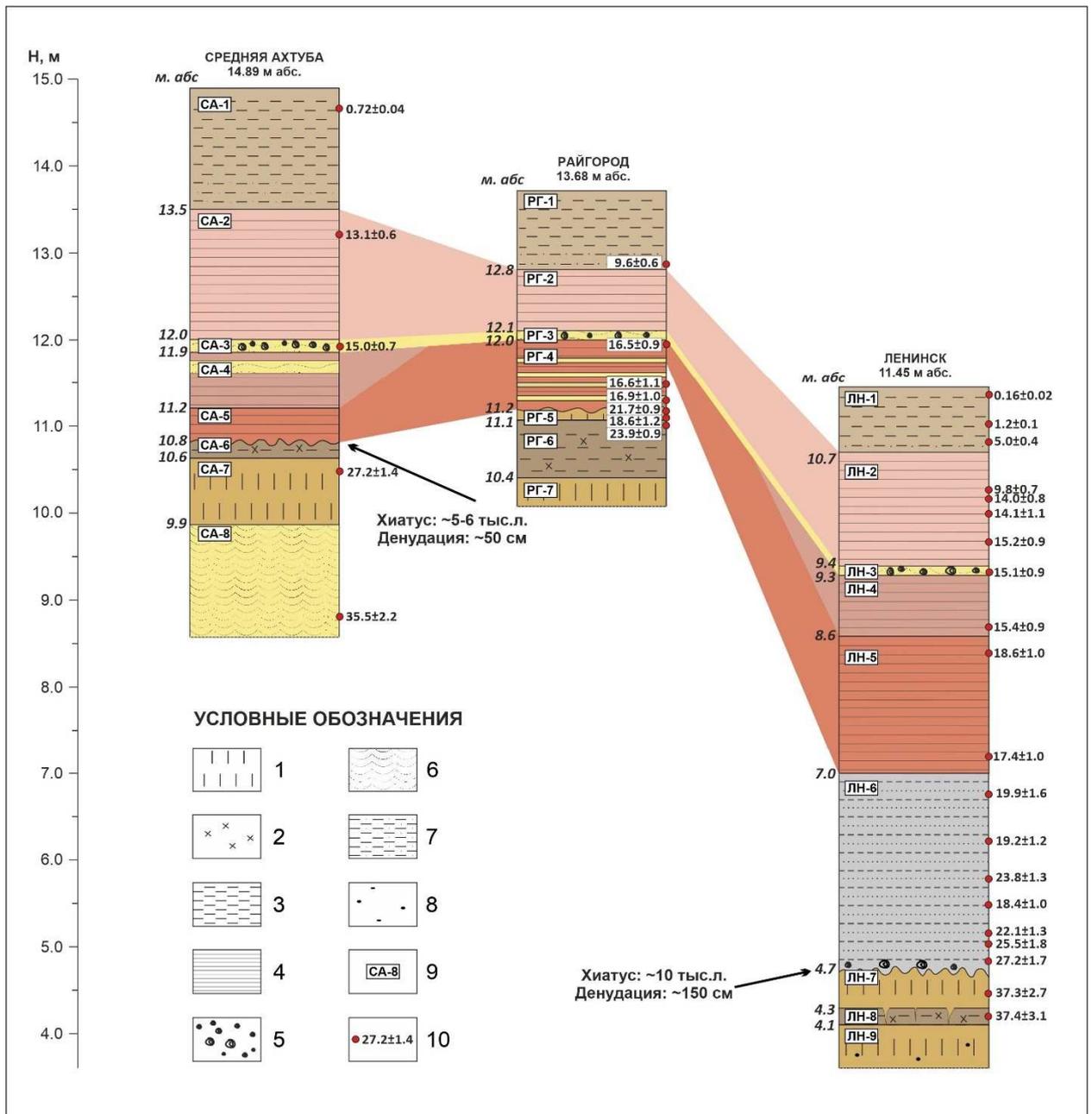


Рисунок 1. Строение, литологическая характеристика изученных разрезов и результаты датирования. Условные обозначения: 1 - лёсс; 2 - палеопочва; 3 - суглинок; 4 - глина; 5 - малакофауна; 6 - песок; 7 - супесь; 8 - угли; 9 - литологические слои; 10 - ОСЛ-возраст, тыс.л.н.

Заключение

Результаты датирования подтверждают имеющиеся данные об относительно молодом (27-14 тыс.л.н.) возрасте трансгрессивной стадии раннехвалынской эпохи, когда слои глин в северной части Нижнего Поволжья откладывались в прибрежно-морских условиях и на подводном береговом склоне обширного хвалынского бассейна. Уточнение строения хвалынских отложений в изученных разрезах, выделение четырех фаций ШГ, новые результаты люминесцентного датирования позволяют более детально реконструировать историю развития раннехвалынской трансгрессии в северной части Нижнего Поволжья и выделить ряд этапов.

Исследование выполнено при поддержке РФФ, проект 19-77-10077П.

Литература

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Безродных Ю.П., 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.

Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И., Бутузова Е.А., Солодовников Д.А., Таратунина Н.А., Янина Т.А. Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря. *Известия Российской академии наук. Серия географическая* 87, 3 (2023), 403–419.

Рычагов Г.И. Хвалынский этап в истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2014. № 4. С. 3–9.

Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Издательство Московского университета, 2014. 272 с.

Свиточ А.А. О природе хвалынской трансгрессии Каспия // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 2. С. 304–311.

Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. 2021. Vol. 50. №1. P. 134–146. DOI: 10.1111/bor.12478

Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // *Quaternary International*. 2018. Vol. 465. Part A. P. 130–141.

О СИНХРОННОСТИ МАКСИМУМОВ РЕГРЕССИЙ БАЛТИКИ И ПАЛЕООЗЕР ЛУБАНСКОЙ И ЦЕДМАРСКОЙ НИЗИН ~ 4700 Л.Н. (ПО ДАННЫМ СТОЯНОК САРНАТЕ, ЦЕДМАР А И СУЛЬКА И СЕРИЙ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК, УВЯЗАННЫХ С ПАЛИНОЛОГИЕЙ)

Левковская Г.М.¹, Зайцева Г.И.¹, Тимофеев В.И.¹, Каспаров А.К.¹, Боголюбова А.Н.²

¹ *Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
ggstepanova@yandex.ru*

² *Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия*

Введение

Цель нашего исследования – рассмотрение вопроса о возможности корреляций одной из значительных регрессий Балтики около 4700 л.н. с крупными регрессиями палеоозер из двух низин – Цедмарской (Калининградская область, Россия) и Лубанской (Восточная Латвия). В связи с особенностями целей исследования и малым объемом статьи мы не включили многочисленные ссылки на регрессии Балтики и анализируем преимущественно источники по палеоозерам из Цедмарской и Лубанской низин, полученные при исследовании археологических памятников.

Общим для всех этих памятников является то, что они приурочены к территориям, занятым мокрыми низинными болтами даже после мелиораций. До мелиорации на Лубанской низине во время паводков вода понималась до отметок 95 м, затопивая всю низину. При понижении уровня воды на 2 м открывалась пойма площадью 750 га, а во время максимума регрессии уровень озера понижался более чем на 2 м. [1]. В Лубанской и Цедмарской низинах под мокрыми субатлантическими торфяниками выявлено переслаивание осадков трансгрессий и многих неолитических стоянок, связанных с регрессиями озер.

Данные по побережью Балтийского моря.

Доказательство существования регрессии. На осушенной поверхности приморского низинного болота на латвийском побережье Балтики Л.В. Ванкиной [2] было раскопано погребенное поселение Сарнате с 40 неолитическим жилищами двух археологических культур – гребенчато-ямочной и местной нарвской.

Данные о возрасте регрессий. На стоянке Сарнате для этапа низкого стояния воды в гидрологической сети района опубликованы шесть некалиброванных C14 датировок от ТА-26: 4700±250 л.н. до Bln-100: 4639±100 л.н. [2, с. 19]. Их калиброванный возраст от 4049-2775 calBC (2σ) до 3637-3097 calBC (2σ) соответственно (Табл. 1). Но спорово-пыльцевая диаграмма [3] указывает, что последняя датировка вместе с датой LE-814: 4510±110 соответствуют уже не максимуму регрессии, а конечной фазе после него.

Таблица 1. Наибольшие и наименьшие датировки серий дат, полученных для регрессий Цедмарского и Лубанского палеоозер и Балтики с максимумами ~ 4700 л.н.

Фаза регрессии	Лаб. номер	C14 возраст, л.н. (BP)	Интервалы калиброванного календарного возраста, calBC, cal. л. до н.э., 2σ (95% вероятности)	Датируемый материал
<i>Сарнате</i> [2, с. 19]				
максимум	Bln-100	4639±100	3637-3097	
	ТА-26	4700±250	4049-2775	
<i>Цедмар А (регрессия ZR4)</i> [4, с. 97]				

максимум	Ле-1319	4730±140	3800-3000	гиттия, вторая прослойка
до максимума	Ле-1269	5440±90	4460-4040	уголь из основания слоя
Сулька [5, с. 26]				
до максимума	ЛЕ-834	4850±60	3779-3386	Торф
	ЛЕ-836	5260±70	4318-3957	торф
Пиестиня [5, с. 25]				
после максимума	LE-748	4520±120	3523-2910	древесина
	LE-750	4670±150	3761-2932	Торф

Данные по Цедмарской низине.

Доказательства существования регрессий. 1. Буровой профиль 16 скважин, пробуренных Х. Гроссом [6] показывают, что в голоцене существовало шесть трансгрессий, когда резко расширились площади сапропелей, и семь регрессий, когда возрастали площади опесчаненных отложений с угольками (рис. 1А). 2. Формирование во время двух регрессий ZR4 и ZR5 (рис. 1А) погребенных неолитических слоев двух культур – Цедмарской (ранней) и предшнуровой (?) [4, с. 101]. Их разделила одна из самых значительных трансгрессий голоцена, затопившая всю низину, заставившая жителей первого этапа заселения ее покинуть, и перекрывшая их культурный слой мощным слоем сапропеля. 3. Существование на низине погребенных неолитических посевов. Уже в нескольких шагах от современных посевов количество пыльцы культурных злаков (*Cerealia*) не превышает 1-2% [7]. В неолитических слоях обнаружены 24 пыльцевых зерна *Cerealia* в четырех скважинах: 1, 2, 4 и 12 (рис. 1А). Наиболее ранние *Cerealia* (древнее максимума дуба, древнее зоны VIII по Х. Гроссу) найдены в скважине 2 на отметках 106.78, 106.73 и 105.67 м, а находки, связанные с максимумом дуба (зона VIII по Х. Гроссу), найдены в скважинах 1, 4, 12 на отметках от 106.65 до 104.50 [6]. О земледелии свидетельствуют и находки большого количества изделий типа мотыг из рога благородного оленя [8].

Возраст регрессии ZR4 определяется на основе 29 некалиброванных и калиброванных C14 датировок раннего этапа заселения стоянок Цедмар А и Цедмар Д [4, с. 97, 99, 100]. Их возраст ~5400-4700 л.н. (табл. 1).

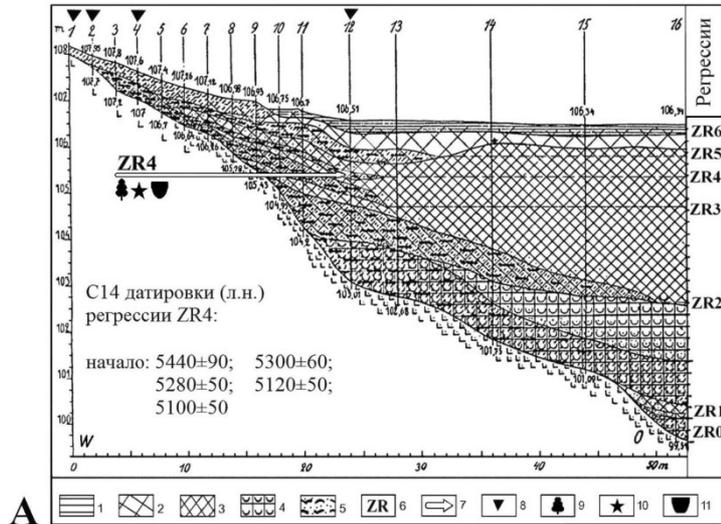
Данные по Лубанской низине

Доказательства существования регрессий: 1. 19 погребенных поселений эпох мезолита, неолита, и ранней бронзы, открытых на низине И.А. Лозе [9, 10] в толще переслаивания отложений нескольких озерных трансгрессий и регрессий; 2. палинологические данные: в монографии Г.М. Левковской [5] приведены 19 спорово-пыльцевых диаграмм разных палинологов по стоянкам Звидзе, Оса, Сулька, Пиестиня, Звейсалас, Найниксте, Абора, Эйни и Лагажа, сопровождающиеся графиками с данными по эрозионным врезам, диатомовым комплексам и т.д. Для стоянок Оса и Пиестиня выявлены разновозрастные диаграммы отложений, погребенных под субатлантическим торфяником – это палиноиндикаторы погребенных террас [5, с. 19, 24]; 3. три террасы, выявленные во время раскопок стоянки Звидзе [11].

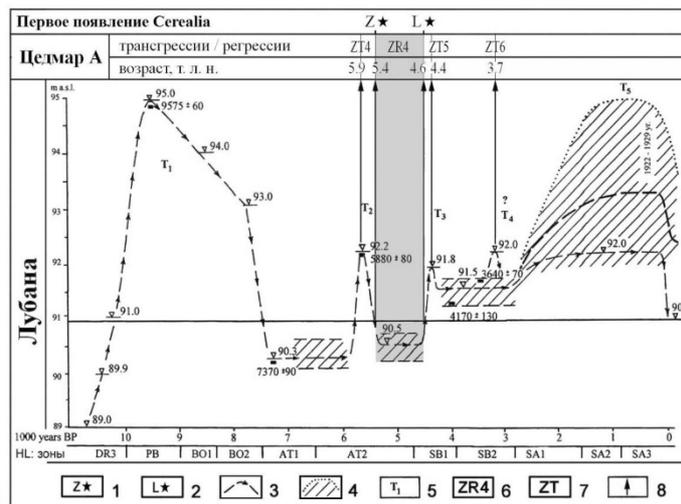
О возрасте регрессий: для культурных слоев Лубанской низины опубликованы десятки C14 дат (только для Звидзе – 41 [12]). 49 датировок опубликованы на диаграммах, включенных в монографию Г.М. Левковской [5]. К ним добавляются десятки датировок палинологических «маркеров», снятых с эталонных диаграмм Восточной Прибалтики. Поэтому надежна датировка регрессии озера Лубанас ~5400-4500 л.н.

Г.Я. Эберхардсом опубликована кривая регрессий и трансгрессий озера Лубанас [13], которая определяет их хронологические рамки. На рисунке 1Б она скоррелирована с данными по Цедмарской низине. С лубанской регрессией, возраст которой на этой кривой 5400-4500 л.н., коррелируются: 1. регрессия озера Цедмар ~5400-4700 л.н. (табл. 1); 2. этап бытования на Лубанской низине среднеолитической культуры гребенчато-ямочной керамики, возраст которой 5250-4750 л.н. [12, с. 167]; 3. ранний из двух этапов заселения Цедмарской низины и бытования на ней

Цедмарской культуры ~5400-4700 л.н. (табл. 1); **4.** начало земледелия на Лубанской низине, возраст которого на стоянке Звидзе определяет датировка 4750±60 л.н. (ТА-1801) [12, с. 165; 14]; **5.** начало земледелия на Цедмарской низине ранее максимума дуба, для которого на спорово-пыльцевой диаграмме Г.М Левковской разреза из раскопа Цедмар А получены датировки около 5100 л.н. (рис. 2А). Но возможно появление более ранних находок *Cerealia* в начальный этап регрессии и заселения низины около 5400 л.н. (рис. 2А).



A



B

Рисунок 1. Голоценовые трангрессии и регрессии Цедмарского и Лубанского палеозер и начало появления в них пыльцы культурных злаков (*Cerealia*).

А – Цедмарская низина. Буровой профиль 16 скважин с палинологией [6], вскрывший отложения 6 трангрессий и опесчаненные отложения 7 регрессий: 1 – низинный торф; 2-4 – отложения трангрессий; 5 – опесчаненные отложения регрессий с углями; 6 – уровни регрессий; 7 – первое появление пыльцы *Cerealia* во время длительной регрессии ZR4 (5400-4500 л.н.), но в ее начальный этап до максимума дуба, когда на низине появилась цедмарская культура, контактировавшая с земледельческими культурами воронковидных кубков и лендельской; 8 – скважины на участках Цедмар А и D с наиболее ранними находками *Cerealia*, которые на диаграммах скважин 1, 4 и 12 синхронны максимуму дуба (граница зон VII и VIII по Х. Гроссу [6]), а на диаграмме скважины 2 древнее этого максимума; 9 – максимум дуба; 10 – уровень наиболее ранних находок *Cerealia*; 11 – ранний этап заселения низины цедмарской культурой.

В – Корреляция событий хроносреза 5900-3700 л.н. на Лубанской [13] и Цедмарской [4] низинах: 1 – первое появления *Cerealia* в Цедмарской низине до максимума дуба ранее 5100 л.н. (в начальный этап Цедмарской культуры) [4]; 2 – первое появления *Cerealia* в Лубанской низине около 4750 л.н. [10, 14] во время максимума регрессии Балтики, с которой связано существование приморской стоянки Сарнаге с пятью С14 датировками ~ 4700 л.н. [2, 3]; 3 – максимумы трангрессий озера Лубанас; 4 – уровни регрессий озера Лубанас; 5 – номера трангрессий Лубанского палеозера за последние 11 000 лет; 6 – регрессия ZR4 Цедмарского палеозера, коррелируемая с Лубанской регрессией; 7 – трангрессии Цедмарского палеозера; 8 – уровни корреляций.

На Лубанской низине существует памятник Сулька [3, 5, 10] точно привязанный к максимуму Лубанской регрессии, т.к. находится на наиболее низком гипсометрическом уровне, в нем обнаружен чистый комплекс гребенчато-ямочной керамики, свидетельства осушения даже низко расположенных торфяников и иссушения климата (рис. 2В). Палеогеографические реконструкции для максимума регрессии, основанные на материалах памятника Сулька, приведены в данном издании в отдельной статье.

Полученные данные указывают на:

1. Существование длительного (5400-4500 л.н.) этапа низкого уровня воды в гидрологической сети и Лубанской, и Цедмарской низин; 2. близость датировок максимумов регрессивных фаз Лубанского и Цедмарского палеозера и Балтийского моря в районе приморской стоянки Сарнате: ~4700 л.н.; 3. на приуроченность двух фаз появления земледелия в Восточной Прибалтике [15] к начальным и конечным фазам этого регрессивного этапа 5400-4500 л.н. К началу этого хроносреза приурочены первые свидетельства земледелия в Восточной Прибалтике, связанные с цедмарской неолитической культурой. К максимуму этой регрессии ~4700 л.н. относится вторая фаза земледелия, связанная с культурой гребенчато-ямочной керамики. Ранее считалось, что земледелие в Восточной Прибалтике началось около 4700 л.н. [16].

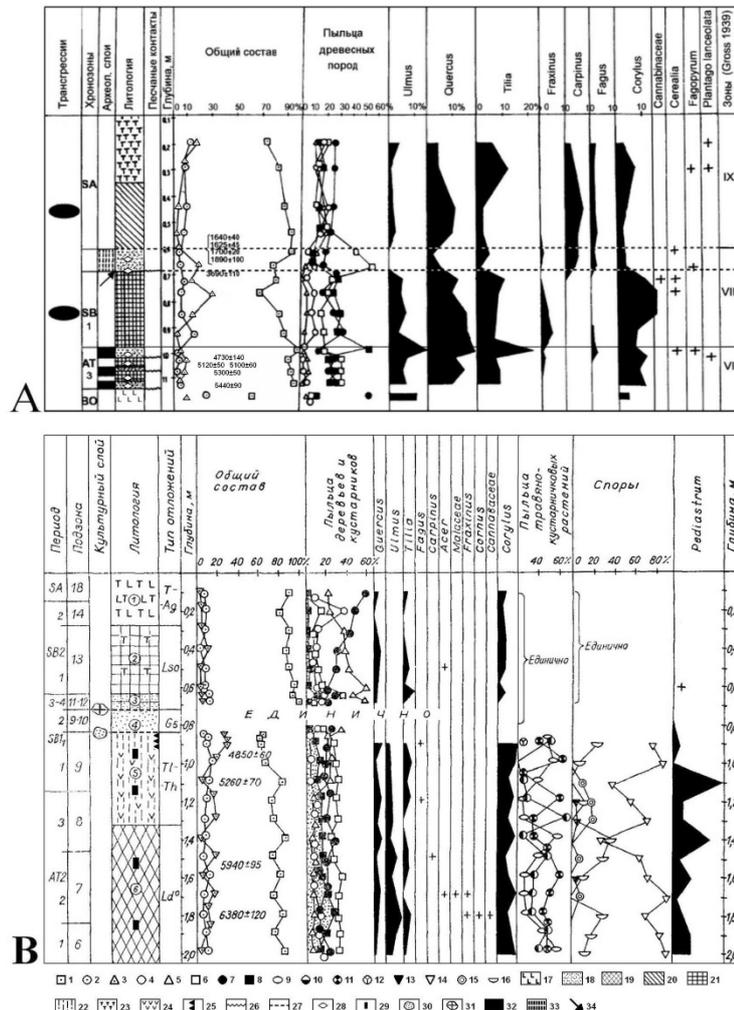


Рисунок 2. Спорно-пыльцевые диаграммы разрезов стоянок Цедмар А (А) и Сулька (В).

- I. Палинология:** 1 – сумма пыльцы древесных пород; 2 – пыльца травяно-кустарничковых растений; 3 – споры; 4-12 пыльца: 4 – березы; 5 – ели; 6 – ольхи; 7 – сосны; 8 – сумма пыльцы широколиственных, 9 – осок; 10 – злаков; 11 – разнотравье; 12 – вересковые; 13-16 – споры: 13 – сфагновых мхов; 14 – зеленых мхов; 15 – хвощей; 16 – папоротников.
- II. Литология и археология:** 17 – алевриты; 18 – пески; 19, 20 – различные по окраске сапропели; 21 – диатомовый сапропель; 22 – торф с остатками водной растительности; 23 – низинный торф; 24 – торф древесный низинный; 25 – торф сильно разложившийся; 26 – уровни песчаных контактов; 27 – перерывы в

осадконакоплении; 28, 29 – места отбора образцов на С14; 30 – гребенчато-ямочная керамика; 31 – пористая керамика; 32 – культурный слой с археологическими находками раннего этапа заселения и первыми находками пыльцы *Cerealia* ранее 5100 л.н. (ранее максимума дуба); 33 – культурный слой раннего железного века (с находками пыльцы *Cerealia*); 34 – уровень кровли сапропеля с находками пыльцы *Cerealia* с датировкой Ле-3168: 3890±60 л.н., к верхам которой в других разрезах приурочены находки шнуровой керамики.

Литература

- Rieksts I. Klimats, tā izmaiņas un varbūtējie ūdens līmeņi Lubānas ezera. // Lubānas zemienes problēma un tās risinājums. Rīga, 1974. P. 8-12.
- Ванкина Л. В. Торфяниковая стоянка Сарнате. Рига. 1970. 267 с.
- Doluchanov P. M. Die Spiegelschwankungen der Ostsee und der Seebecken im nordostbaltischen Raum während des Holzäns. — Peterm. Geogr. Mitt. 1973. 117(3): 169–179.
- Левковская Г.М. Тимофеев В.И. К хронологии и экологии начала земледелия Восточной Прибалтики (о признаках неолитического земледелия в районе Цедмарских торфяниковых стоянок в Калининградской области). // Проблемы хронологии и этнокультурных взаимодействий в неолите Евразии. С.-Пб., 2004. С. 88-106
- Левковская Г.М. Природа и человек в среднем голоцене Лубанской низины. Рига, 1987. 93 с.
- Gross H. Moorgrologische Untersuchund der fordeschtlichen Dorfer im Zedmar–Bruch — Prussia. 1939. Bd. 33 P. 100-168.
- Vuorela I. Relative pollen rain around cultivated fields. — Acta Bot. Fenn. 1973. 102: 1–27.
- Тимофеев В. И. Изделия из кости и рога неолитической стоянки Цедмар (Серово) Д. // КСИА. М., 1981. Вып. 165. С.115-119.
- Лозе И.А. Поздний неолит и ранняя бронза Лубанской низины. Рига, 1979. 204 с.
- Лозе И.А. Поселения каменного века Лубанской низины. Мезолит, ранний и средний неолит. Рига, 1988. 211 с.
- Лозе И.А., Лийва А.А., Стелле В.Я. Эберхардс Г.Я., Якубовская И.И. Звидзе – многослойное поселение эпох мезолита и неолита Лубанской низины (Латвийская ССР). // Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М., 1984. С 40-55.
- Loze I., Liiva A. Radiocarbon chronology and environment of the Stone Age multi-layer settlement Zvidze in the Lake Lubāns wetland (Latvia). // Проблемы хронологии и этнокультурных взаимодействий в неолите Евразии. С.-Пб., 2004. С. 163-167.
- Эберхардс Г.Я. Строение и развитие долин бассейна реки Даугавы. Рига, 1972. 130 С.
- Jakubovska T. Early anthropogenic activities in Eastern Latvian Lowlands — new pollen analyses from Zvidze, Lake Lubana region. // Proceedings of the VII Nordic Conference on the Application of Scientific Methods in Archaeology. 1997. — ISKOS, 11: 152-157.
- Левковская Г.М., Зайцева Г.И., Боголюбова А.Н. О трех фазах неолитического земледелия в Восточной Прибалтике (по археологическим, радиоуглеродным и палинологическим данным). // Эволюция неолитических культур Восточной Европы. С.-Пб., 2019. С. 32 – 36.
- Lang V. Pre-Christian history of farming in the Eastern Baltic region and Finland. // Environmental and Cultural History of Eastern Baltic Region. 1999. — ПАСТ, 57: 373–403.

ОСОБЕННОСТИ ГОЛОЦЕНОВОГО ЛЕССОНАКОПЛЕНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

Лебедева М.П.¹, Макеев А.О.², Курбанов Р.², Мусаэлян Р.Э.¹, Варламов Е.Б.¹

¹ФИЦ «Почвенный институт им. В.В. Докучаева», Москва, *m_verba@mail.ru*

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва,

Разнообразие почвообразующих пород Прикаспийской низменности непосредственно связано с колебаниями уровня Каспийского моря, с этапами морского и субаэрального накопления осадков, развитием эрозии и с формированием палеопочв, свойства которых непосредственно отражают динамику природной среды. При микроморфологических исследованиях современных почв в обнажениях Средняя Ахтуба, Райгород и Ленинск было выявлено, что неглубокое залегание нижнехвалынских ШГ оказывает существенное влияние на процессы современного и древнего педогенеза.

Эволюция почвенного покрова Прикаспийской низменности имеет длительную историю изучения [Роде, Польский, 1961]. Выраженный микро- мезо- и макрорельеф и пестрота почвообразующих пород обусловили комплексность почвенного покрова Джаныбекской равнины с формированием солонцов, каштановых и лугово-каштановых почв. Обнажения Средняя Ахтуба, Райгород и Ленинск являются опорными как для изучения позднего плейстоцена [Moskvitin, 1962; Янина и др., 2017; Tudryn et al., 2013], так и для оценки почвообразования поверхностных почв Джаныбекской равнины, подстилаемых нижнехвалынскими шоколадными глинами (ШГ), которые были датированы по морским раковинам. Накопление ШГ произошло после LGM, между ~ 17 и ~ 13,1 т.л.н. А наибольшие скорости накопления ШГ приходились на бёллинг-аллередский этап (14.7 — 13.2 т.л.н.), [Курбанов и др. 2021; Макшаев, Ткач, 2023]. Эти даты свидетельствуют об их накоплении в эпоху деградации ошашковского оледенения на Русской равнине. Указанный период характеризуется аридным холодным климатом, который и определяет на микроуровне высокую криогенную агрегированность, трещиноватость и загипсованность верхних слоев ШГ. Датированные слои «кровли» ШГ показывают очень высокое их расположение в профиле современных почв: для обнажения Средней Ахтубы граница позднехвалынского этапа (9,10±1,2 т.л.н.) отмечена на глубине всего 30 см, для Райгорода - 80см (9.6±0.61т.л.н.), для Ленинска - 104 см (9.8±0.7т.л.н.) [Макшаев, Ткач, 2023] для почв Джаныбекской равнины - 70-90 см. Лессовые слои с характерной структурой и с фрагментами ШГ свидетельствуют об их эоловом генезисе с близким источником мобилизации материала. От содержания ассимилированных фрагментов ШГ зависит гранулометрический и минералогический составы поверхностных почв на Джаныбекской равнине. Количество иллита во фракции <1мкм увеличивается от разреза Средняя Ахтуба к Ленинску и Райгороду. Количество смектит-смешанослойной фазы - обратно пропорционально. Хлорит и каолинит – сопоставимы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант №21-74-20121.

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТНЫХ КОР В ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВАХ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ ПАМИРО-АЛАЯ

Ломов С.П.

Пензенский Государственный университет архитектуры и строительства, Пенза, Россия,
stas_lomov@mail.ru

Введение.

Высокогорье Памиро-Алая характеризуется преобладанием денудационных процессов, а межгорные впадины и прилегающая Туранская равнина - области аккумуляции и дефляции пылеватого материала. Взаимодействие процессов денудации, аккумуляции и дефляции, предопределяет образование пылеватого материала и отложение его в межгорных впадинах в виде лессовых отложений. Формирование ископаемых почв в лессах отражает цикличность климата, более выраженную в четвертичном периоде: потепление и похолодание

Форма карбонатных отложений в лессах и ископаемых почвах представляет собой видимое отражение гидротермических режимов лессообразования, а также процессов почвообразования, отражающих условия как гляциальных, так и интергляциальных периодов. Расшифровка изменения гидротермического режима при смене процессов лессообразования и генезиса ископаемых почв, должна быть главной задачей геохимических исследований.

Методы.

Использовались, главным образом, палеогеографические и палеопочвенные методические подходы.

Результаты.

В регионе Памиро-Алая (область Древнего Средиземноморья), наряду с описанными разнообразными формами карбонатных отложений в лессах, выявлены существенные отличия форм залегания карбонатной коры в нижней части ископаемых почв. Отличия заключаются в расположении изученных форм карбонатных кор в основании развития начальных стадий почвообразования.

Карбонатные формы (тип кор и другие карбонатные образования) выявлены в регионах семиаридного климата. Они были описаны большим количеством ученых, в частности в Магрибе, где карбонатные коры наиболее развиты. Первые попытки объяснения происхождения карбонатных кор носили «испарительное» направление за счет подъема солевых растворов по капиллярам и отложения их на поверхности после испарения [Pomele, 1872]. Вторая гипотеза была заимствована из работ К.Д. Глинки, которая объясняет выщелачивание карбонатов из горизонта А и отложение их в горизонте Вса. Однако мощность карбонатных отложений оказалась вдвое больше, чем сама почва, что позволило французским ученым обосновать новую идею о латеральном привносе карбонатов, то есть, за счет бокового подпитывания почвенных растворов, обогащенных карбонатами [Boulaine, 1957, Ruellan, 1980]. При этом датирование карбонатов по ^{14}C выявило аномалию: увеличение их возраста с глубиной. В этом случае седиментационная гипотеза Буркарта [Bourcart, 1938], на примере образования карбонатных кор в Марокко в виде озерных карбонатных аккумуляций за счет быстрого испарения воды при активизации альгофлоры и бактерий, была поддержана Дюраном и другими.

В Северной Африке карбонатные коры изучены в пределах Высоких плато, окруженных хребтами: на севере Телль – Атласом, на юге Сахарским Атласом [Ломов, 2008]. Микроморфологические исследования карбонатных кор в Северной Африке осуществлялись [Vogt, 1984]. При этом исключительное внимание уделялось определению степени «зональности» кор. Ранее Дюран [Duran, 1954] сформулировал определение типа «зональных» кор: аккумуляции карбонатов очень плотные с горизонтальным слоистым сложением светлых и окрашенных прослоек без видимых примесей (гумуса, глины, оксидов марганца и других), отражающих условия семиаридного климата.

Приуроченность карбонатных кор к ископаемым почвам в регионе Памиро – Алая (область Древнего Средиземноморья) к самым нижним горизонтам начальной стадии почвообразования

свидетельствует о кардинальных отличиях их от средиземноморских аналогов. Отличия заключаются в сути определения «зональности» карбонатных кор, предложенной Vogt [Vogt, 1984]: «это поверхностно залегающие карбонатные образования, плотные, слоистые, с высоким содержанием CaCO_3 (до 90%), формирующиеся на субстратах различного происхождения и характеризующие аридизацию климата». Во-первых, в регионе Памиро-Алая форма залегания карбонатной коры не поверхностная. Во-вторых, её происхождение почти исключает признаки автоморфности (необходимые условия зональности). И последнее, формирование карбонатных кор Памиро-Алая изначально гидромофное. В результате потепления и таяния снега холодная вода, насыщенная диоксидом углерода и в последствии карбонатами, стекала в понижения, (область лессонакопления), где карбонаты выпадали в осадок в условиях геохимического барьера (рис). Затем, согласно концепции Рюэллана, карбонатный осадок постепенно эволюционировал в плотную карбонатную кору, на которой затем формировались зональные почвы, отражающие оптимальные климатические условия интергляциального периода. В результате субэаральный литогенез, максимально выраженный в периоды лессонакопления, периодически сменялся бассейновыми условиями начального почвообразования и формирования карбонатного горизонта с последующей эволюцией его в плотные карбонатные коры.

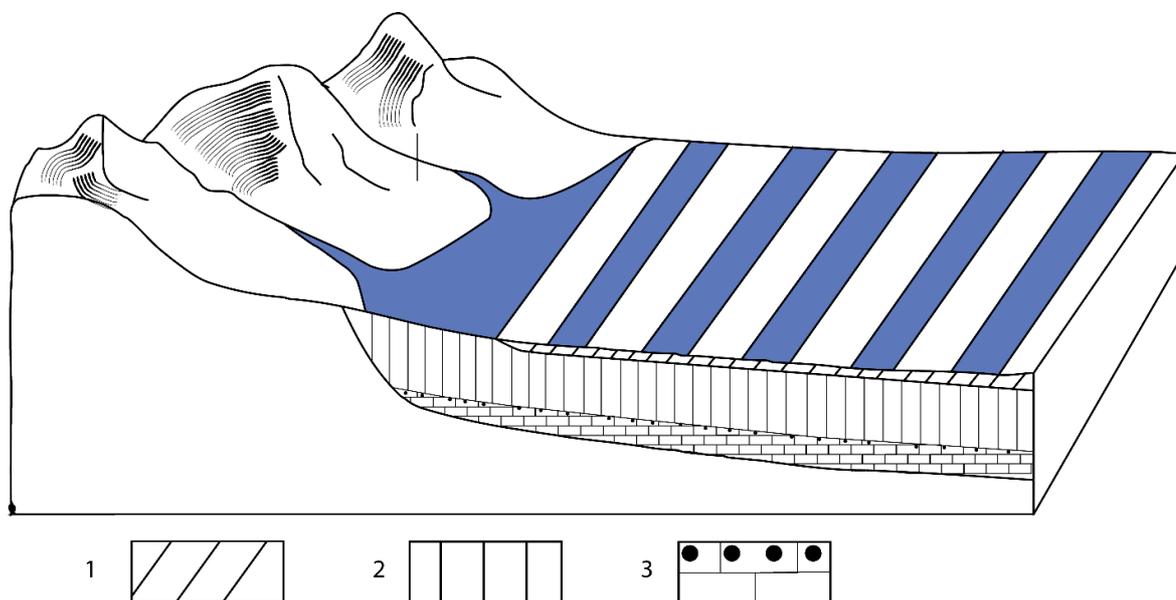


Рис. 1. Потоки воды насыщенные CO_2 и растворимыми карбонатами заполняют понижения, представляющие «область лессонакопления» (2), повышение температуры и влияние геохимического барьера карбонатных лессовых отложений, обуславливает выпадение CaCO_3 в осадок и образование карбонатных горизонтов (1), эволюция которых впоследствии морфологически обособляет карбонатную кору - Sca (3) в нижней части ископаемых почв.

Повышенные температуры в понижениях и геохимический барьер лессовых карбонатных отложений обуславливали выпадение CaCO_3 на поверхности формирующихся сероземов, определяя, таким образом, образование карбонатного горизонта. Последующая эволюция карбонатной плазмы, в плане уплотнения и консолидации (в понимании Рюэллана), обуславливает образование карбонатной коры (Sca). Впоследствии, постоянное пополнение пылеватого материала на карбонатный горизонт и увеличение влаги обусловили формирование нового типа почв, в пределах педокомплекса- коричневых.

Литература

- Ломов С.П. Почвы субтропиков., Пенза; ПГУАС. 2008. 265 с.
Boulaire J. Facteur de formation des sols des Plaine d'Inkermann. // Sup.Sc. Terres et Eaux, Publ. de D.H.E.R, 1957.
Bourcart J. La marge continentale. Essae sur les regression et transgressionne marines. Bul. Soc. Geol. Fr. 1938. Pp. 393-474.
Duran J. Les sols rouges et les croutes en Algerie. D.H.E.R, Alger, 1954.

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Ruellan A. L'accumulation du calcaire dans les sols. In: cristallisation, deformation des carbonates, Bordeaux:1980. Pp.408-411.

Pomel A. Le Sahara. Observation de geologie et de geographie physique et biologique, avec des apercus sur L'Atlas et le Soudan et discussion sur L'hypothese de ka mer saharienne a l'epoque prehistorique. // Bule. Sjc. Clim. Alger. 1872. Pp. 792-794.

Vogt T. Croute calcaeres: Types et genese/ Strasbourg, 1984. 230p.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОСМОГЕННОГО ДАТИРОВАНИЯ (IN-SITU ¹⁰BE) ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОЛИНЫ Р. УНДЮЛЮНГ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА)

Лукьянычева М.С.^{1,2}, Лыткин В.М.², Васильева А.Н.², Шапошников Г.И.², Курбанов Р.Н.³

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия, *tashluk95@igras.ru*

² Институт мерзлотоведения имени П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

³ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Верхоянский хребет представляет большой интерес в плане изучения ледниковой истории высоких широт северного полушария. Он является одним из крупных горных сооружений северной Азии и самым восточным, получающим осадки с Атлантического океана. Хронология и масштабы позднеплейстоценового оледенения Верхоянских гор обсуждается длительное время. Существуют разные мнения о максимальном развитии оледенения за последний ледниковый цикл (Сакс, 1959; Величко, 1991; Астахов, 2006). Реконструкция ледниковой динамики западного макросклона Верхоянского хребта позволяет оценить палеогеографические условия осадконакопления в бассейне р. Лена. Здесь выделяются многочисленные хребты средних и низких высот, а левые притоки Лены врезаны на десятки метров в ледниковые и аллювиальные отложения, что дает прекрасную возможность исследовать ледниковую историю этого региона.

Хронология ледниковых событий Верхоянского хребта первоначально основывалась на стратиграфических взаимоотношениях морен с перекрывающими и подстилающими отложениями не ледникового генезиса. Ранняя хроностратиграфия этого региона в основном построена на радиоуглеродном датировании 1960-1970-х годов, где возраст трех последних конечных морен составил от 29 до 15 тыс. лет (Кобаков, Кинд, 1971; Кинд, 1975). Результаты более поздних исследований в центральной части Верхоянских гор в долинах рек Дяньшка, Келе и Тумара показали, что в этих долинах сохранено 5 различных конечных морен, перекрытых покровными отложениями. На основе ИРСЛ датировок эоловых, флювиальных и аллювиальных отложений возраст самых протяженных конечных морен отнесен к МИС 6, 5d и 5b, где максимальное оледенение дает возраст 135–141 тыс. лет назад (Stauch и др, 2007; Stauch, 2010; Zech, 2011).

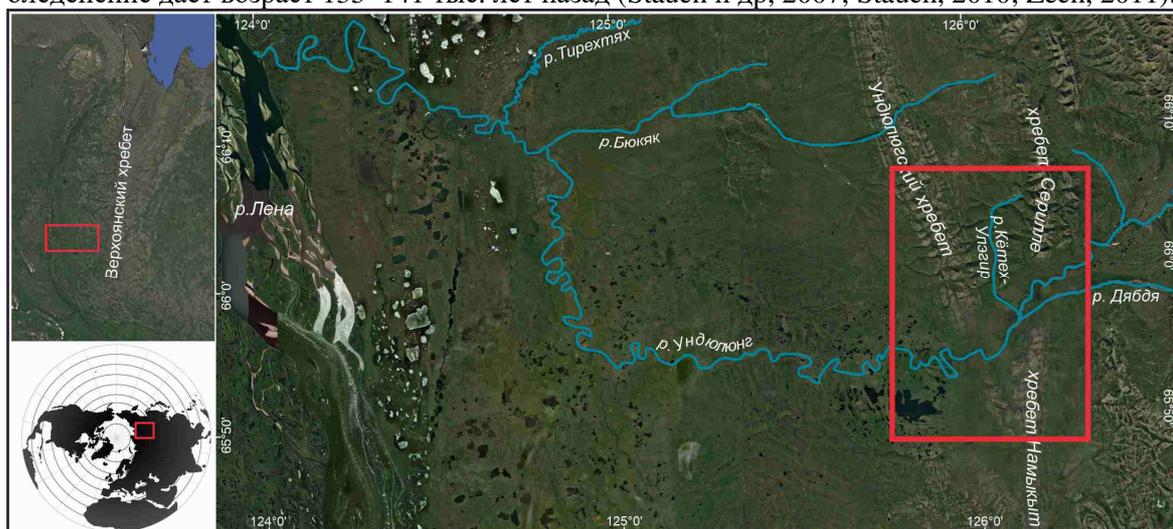


Рис.1. Положение долины р. Ундюлюнг (западный склон Верхоянского хребта). Красный квадрат – район исследования.

С целью уточнения положения границ и возраста четвертичных ледников были проведены полевые работы в районе долины р. Ундюлюнг западного склона Верхоянского хребта. Река Ундюлюнг – крупный правый приток р. Лена, берет свое начало на хребте Орулган, который входит

в состав горной системы Верхоянского хребта. Длина реки составляет 414 км, в нижнем течении выходит на Центральноякутскую низменность и впадает в реку Лена на расстоянии 850 км от ее устья. В работе представлены первые результаты датирования методом наземных космогенных радионуклидов (НКР) в районе хребтов Ундюлюнгский и Намыкыт (рис.1.).

Методы

Для исследуемого участка – долины р. Ундюлюнг, предварительно были изучены космические снимки, отмечены моренные комплексы и выделены ключевые участки для полевых исследований. В ходе экспедиционных работ из ледниковых отложений и форм рельефа были отобраны пробы для абсолютного датирования методом наземных космогенных радионуклидов (НКР). Метод НКР основан на выявлении редких радионуклидов, которые образуются при взаимодействии между космическим излучением и минералами горных пород на поверхности Земли и активно применяется в палеогляциологии. Применение метода датирования по НКР в гляциологических исследованиях особо актуально для определения момента экспозиции отложений, содержащих в толще льда. Измерение концентрации радионуклидов в поверхностном слое горных пород определяет продолжительность времени, прошедшее с момента их выхода на дневную поверхность – начала воздействия космического излучения. Такой метод позволяет датировать обвальные глыбы, моренные комплексы и отдельные валуны, поверхности ледниковой экзарации и др. (Gosse, 2001).

Для датирования этим методом в районе исследования было отобрано 12 образцов из коренных пород и валунов кварцевых песчаников со следами ледниковой обработки. Для каждого образца была измерена топографическая и геологическая обстановка для учета их в дальнейших расчетах. В ходе пробоподготовки космогенных образцов главной целью является выделение кварца. В совместной лаборатории МГУ им. М.В. Ломоносова и Института географии РАН, а также в лаборатории космогенного датирования Орхусского университета (Дания) методами механической и химической обработки из образцов был получен чистый кварц и выделен целевой радионуклид. По итогу были получены концентрации *in-situ* ^{10}Be в 12 образцах и рассчитан их возраст.

Результаты и их обсуждение

По результатам датирования получены 12 космогенных дат на основе анализа содержания *in-situ* ^{10}Be в районе горных хребтов Ундюлюнгский и Намыкыт (рис.2.). Выделяется три группы образцов. Первая группа (образцы Und 1-4) была отобрана из ледниковых валунов на водоразделе южного окончания Ундюлюнгского хребта с абсолютной высотой ~400 м на правом берегу р. Ундюлюнг. Полученный возраст образцов соответствует максимуму последнего оледенения (МИС 2). Однако стоит отметить, что ввиду сравнительно небольшого размера валунов возраст образцов может быть недооценен.

Вторая и третья группы образцов располагаются на левом берегу р. Ундюлюнг в районе хребта Намыкыт. Здесь выделяется ледниковый останец в виде гребня с узкой острой вершиной высотой до 15 м. На поверхности останца и вокруг него отмечаются фрагменты галечно-валунной морены с песчано-суглинистым заполнителем. Два образца Und 5-6 с плоской площадки на вершине останца датируются возрастом позднего дриаса. А два образца Und 7-8 из крупных валунов у основания соответствует максимуму последнего оледенения (МИС 2). Такой останец, вероятно, мог образоваться при движении ледников с восточного и западного окончания хребта Намыкыт, где потом ледники сливались воедино и выходили в долину р. Ундюлюнг. Однако пока непонятно почему возраст на вершине останца моложе, чем у его основания. Вероятно, вершина останца была подвержено локальной эрозией или разрушена процессами криогенного выветривания, что омолодило его возраст.

Северо-восточнее от останца отмечается ложе ледника протяженный до 1 км в диаметре ригель и состоящий из блоково-обломочной каровой морены. Здесь были датированы 4 образца (Und 9-12) из крупных блоков, которые датируются временем окончания последнего ледникового максимума (МИС 2) и началом межледниковой эпохи. Образование этого ригеля вероятно было очень быстрое, так как на всем его протяжении отсутствует валунно-галечный материал. Блоки таких пород несут в себе признаки ледниковой препарировки, такие как штриховка и отполированные грани. Вероятно, ледник сходил со стороны хребта Намыкыт и переливался через коренные выступы в долину, не успев качественно переработать материал.

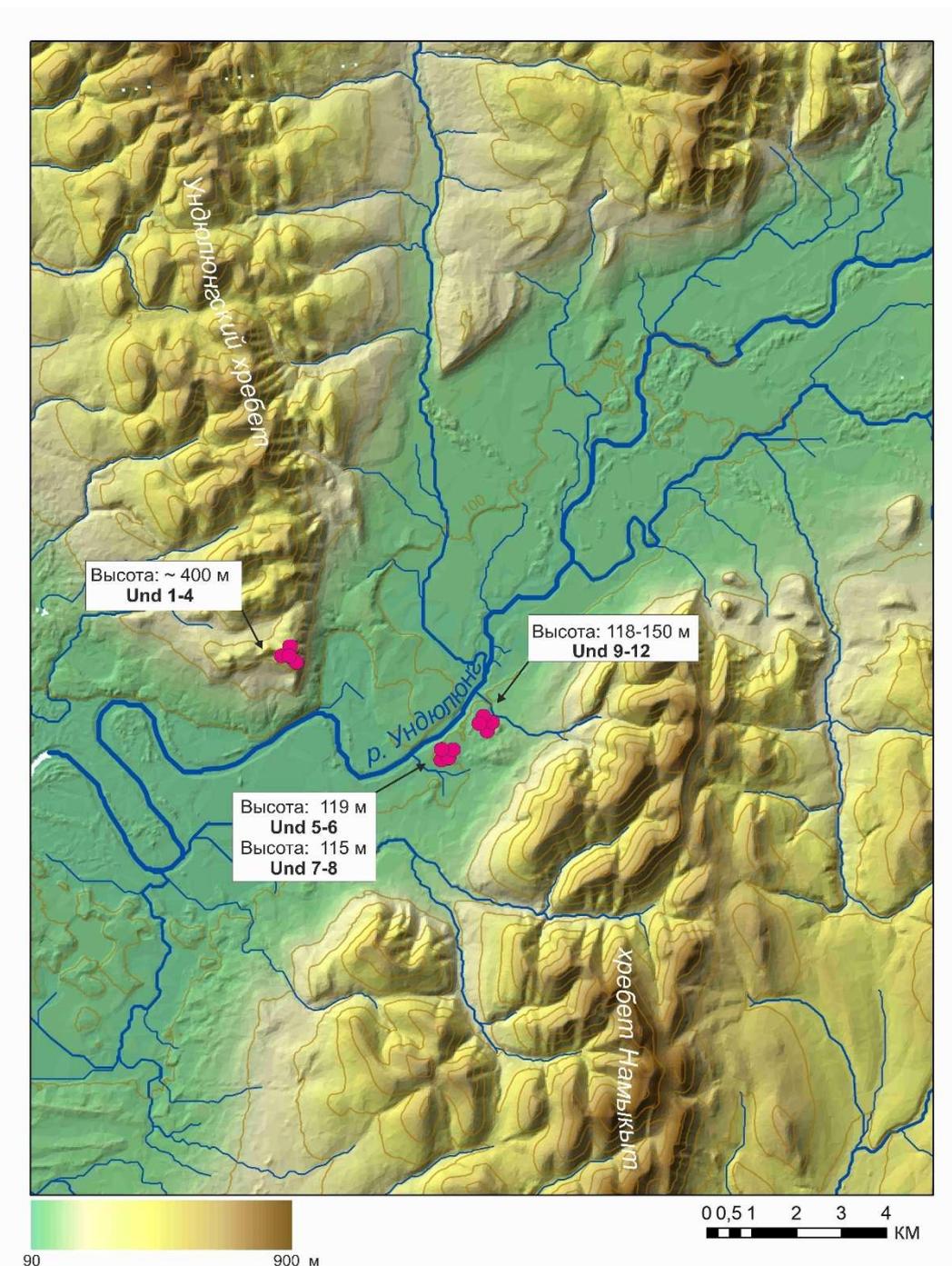


Рис. 2. Положение датированных образцов в предгорной части долины р. Ундюлюнг

Выводы

В долине р. Ундюлюнг впервые были получены даты для ледниковых образований методом НКР. Новые данные о возрасте являются важным шагом в понимании истории развития оледенений западного склона Верхоянского хребта. Результаты датирования указывают на развитие горно-долинного оледенения в центральной части западного склона Верхоянского хребта в МИС 2.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>

Литература

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

Величко А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария //Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1991. – №. 60. – С. 14-28.

Кинд Н.В. Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири //Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена.- М.: Наука. – 1975. – С. 124-132.

Сакс В.Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири //Тр. НИИГА. – 1959. – Т. 96. – №. 8. – С. 151-163.

Gosse J.C. et al. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application //Quaternary Science Reviews. 2001. Т. 20. №. 14. С. 1475-1560.

Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (north-eastern Siberia) //Quaternary Geochronology. – 2007. – Т. 2. – №. 1-4. – С. 255-259.

Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (north-eastern Siberia) //Quaternary Geochronology. – 2007. – Т. 2. – №. 1-4. – С. 255-259.

Zech W. et al. Obliquity forcing of Quaternary glaciation and environmental changes in NE Siberia //Quaternary International. – 2011. – Т. 234. – №. 1-2. – С. 133-145.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ ДОЛИНЫ Р. ТИРЕХТЯХ (ПРАВЫЙ ПРИТОК Р. ИНДИГИРКА)

Лыткин В.М.¹, Павлова М.Р.¹, Шапошников Г.И.¹, Галанин А.А.¹, Боесков Г.Г.¹,
Михаревич М.Н.¹, Протопопов А.В.²

¹ Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, gidro1967@mail.ru

² Академия наук Республики Саха (Якутия), Якутск, Россия

Введение

Бассейн реки Тирехтях является уникальным местонахождением мамонтовой фауны. Начиная с 90-х годов XX в. и до сих пор в данном регионе ведутся палеонтологические исследования и добыча мамонтового бивня. Среди уникальных находок известны останки бизона и детеныша шерстистого мамонта, описанные П.А. Лазаревым в местности Мылахчин [Лазарев, 1980, 1999], детеныш шерстистого носорога [Чернова и др., 2016] и два детеныша ископаемого пещерного льва [Чернова и др., 2020]. К настоящему времени наименее освещены вопросы строения и генезиса отложений, к которому приурочены находки мамонтовой фауны. В 2022 году в долине р. Тирехтях проведен ряд работ с целью комплексного исследования модельного местонахождения четвертичных отложений, продуктивного для обнаружения ископаемой мамонтовой кости. Первичные результаты приведены в данной статье.

Методы

В ходе полевых работ исследован ряд обнажений и расчисток в горных штреках, включающие четвертичные отложения с остатками мамонтовой фауны, приуроченные к береговым обрывам с максимальной высотой до 25 м в бассейне рек Семюелях и Эсэ Аргахтах, правого притока р. Тирехтях. Расстояние до п. Белая Гора составляет около 40 км, до точки впадения р. Тирехтях в р. Индигирка – 8 км (Рис. 1). Всего в бассейне реки Тирехтях задокументировано 4 секции в ходе которых выполнен отбор образцов вмещающих отложений на споро-пыльцевой (10 образцов), карпологический (10 образцов) и радиоуглеродный анализы (12 образцов), а также пробы льда различного генезиса на изотопный анализ (79 образцов). На основе описаний обнажений и горных выработок построены геологические профили, один из которых представлен на Рисунке 2.

Спорово-пыльцевой анализ проведен М.Р. Павловой. Химическая подготовка проб для спорово-пыльцевого анализа производилась с применением адаптированной методики, базирующейся на методах В.П. Гричука (Пыльцевой анализ, 1950; Палеопалинология, 1966) и Фаегри-Иверсена (Faegri, Iversen, 1989). Микроскопирование проводилось с использованием светового микроскопа проходящего света Zeiss PRIMO STAR с увеличением 400 раз. Карпологический анализ проведен М.В. Михаревич. Выбранные пробы для карпологического анализа были обогащены на месте отбора путем промывки через сито с диаметром ячеек 0,05 мм. В лабораторных условиях растительные остатки еще раз промывались для окончательной очистки, предварительно замачиваясь с помощью раствора бикарбоната натрия, сушились и разделялись по фракциям. Из каждой фракции под биноклем выбирались все определяемые растительные остатки и разделялись на семейства и роды. Радиоуглеродное датирование выполнено по стандартной общепринятой методике сцинтилляционным способом в лаборатории абсолютного датирования ИМЗ СО РАН на низкофоновом спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Лабораторный анализ ($\delta^{18}O$, δD) выполнен в Лаборатории изменения климата и окружающей среды Арктического и антарктического научно-исследовательского института АНИИ (г. Санкт-Петербург) методом лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии на приборе PICARRO L2130-i, оснащенный системой WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy).

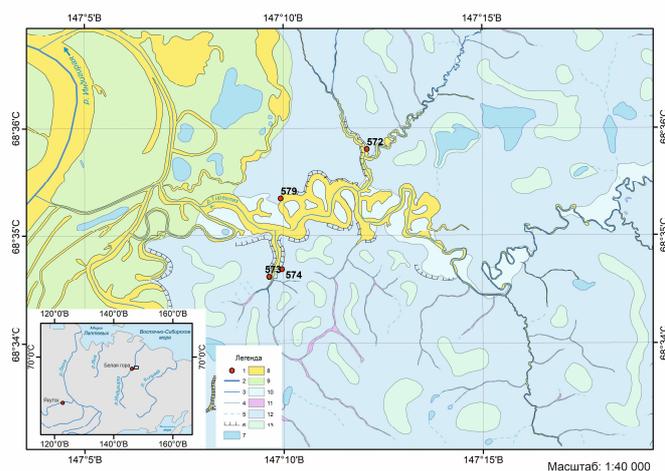


Рисунок 1. Геоморфологическая картосхема ключевого участка исследований: 1 – точки местоположения и номера расчисток; 2 – река Индигирка; 3 – река Тирехтя и притоки первого порядка с неперемежающимся руслом в зимнюю межень; 4 – притоки второго порядка с проточным руслом; 5 – русла временных водотоков низкого порядка; 6 – крутые термоэрозионные берега; 7 – старичные озера в долинах водотоков и термокарстовые озера на плоских водоразделах; 8 – современное русло и низкая пойма водотоков; 9 – первая надпойменная терраса (высокая пойма) реки Индигирка; 10 – первая надпойменная терраса реки Тирехтя и его притоков; 11 – долины временных водотоков; 12 – пологие склоны с делями; 13 – термокарстово-депресссионные приводораздельные выровненные участки

Результаты

Наиболее информативным и характерным для данного ключевого участка является расчистка № 572 (Рис. 2), расположенная в пределах правого борта долины р. Семюелях внутри техногенной выработки. Она заложена в 1-2 метрах выше уреза реки, абсолютная высота устья штрека 22 м н.у.м. На основе полученных данных установлено (снизу-вверх):

0-0.5 (2) м – сингенетические повторно жильные льды с шириной до 2 метров первой генерации. Вмещающие их отложения представлены легкими супесями с линзовидной криотекстурой с вогнутой слоистостью и корешковой органикой с единичными остатками кустарниковой растительности. У контакта с жилой слоистость отложений изгибается вверх. Слоистость ледяных жил вертикальная, лед с примесью минеральных частиц. Высота повторно-жильных льдов изменяется на всем протяжении техногенной выработки и максимальные составляют до 2 м. ПЖЛ имеют следующий средний изотопный состав – $\delta^{18}\text{O}$ -35.6 ± 1.4 и δD -280.1 ± 10 .

0.5-4 м – сильнольдистые легкие супеси с горизонтально-волнистой и перекрестной слоистостью. Их мощность достигает 3,5 метров. Содержание растительных остатков изменяется с основания до кровли отложений. В основании до первых метров она представлена корешковой органикой, небольшими линзами и столбами растительного детрита с охристой оторочкой, в основном травянистых растений. Начиная с двух метров, мощность их увеличивается, в некоторых местах описаны торфяные прослои мощностью до 1,5 метров, сложенные остатками травянистых растений и кустарников. Для таких прослоев в палиноспектре доминирует пыльца травянистых и кустарничковых растений с преобладанием *Cyperaceae*. В этом слое обнаружено наибольшее количество костей ископаемых млекопитающих мамонтовой фауны, некоторые из них захоронены *in situ*. Также в этом слое нередко находки копролита мамонтов хорошей сохранности. Лыдность в основном представлена линзовидной и крупнослоистой криотекстурой. На отдельных участках данных отложений задокументированы захороненные горизонтально слоистые без минеральных примесей беловато-прозрачные пластовые льды с мощностью до 40 см. Они залегают в виде отдельных линз с длиной 4-6 м.

4-15 м – сингенетические повторно жильные льды с шириной до 4 метров второй генерации. Образцы из средней части ПЖЛ имеют средние значения по $\delta^{18}\text{O}$ $-37,7 \pm 0,57$ и δD $-295,8 \pm 2,71$ (№569-1-13), из кровли $\delta^{18}\text{O}$ $-37,7 \pm 0,57$ и δD $-295,8 \pm 2,71$ (№572-1-10) соответственно. Грунтовые столбы представлены легкими супесями с линзовидной криотекстурой с вогнутой слоистостью и корешковой органикой с единичными кустарничковыми останками. В спорово-пыльцевом составе

грунтовых столбов доминирует пыльца травянистых и кустарничковых растений с преобладанием *Poa* и *Cyperaceae*. В отдельных местах на высоте 6-7 метров от подножия горной выработки описаны небольшие линзы растительного детрита и обнаружены единичные остатки ископаемых животных мамонтовой фауны, в том числе туша северного оленя с мягкими тканями и шерстью.

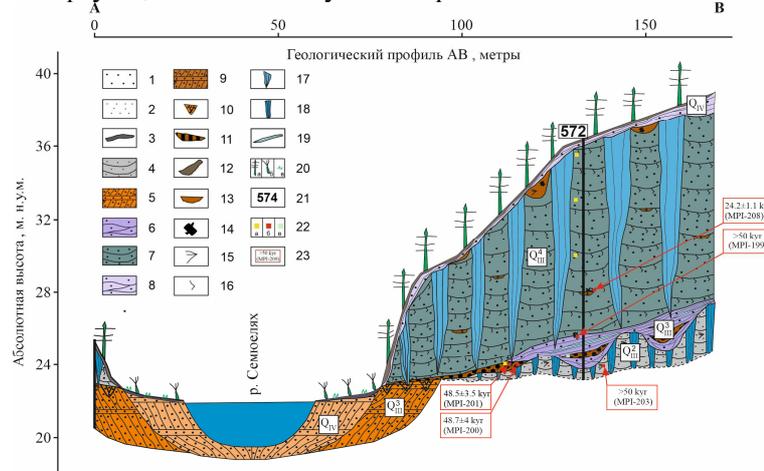


Рис. 2. Геологический разрез четвертичных отложений на участках обнаружения мамонтовой фауны в борту долины реки Семюелях. Литология: 1 – супеси пылеватые; 2 – супеси тяжелые; 3 – современный почвенно-растительный слой. Фациальный состав и стратиграфия: Поздний неоплейстоцен (МИС 3 – МИС 2): 4 – тонкослоистое чередование тяжелых и легких супесей, включающее корешки трав и единичные фрагменты кустарников; 5 - чередование русловых и пойменных песков и супесей, перекрытых горизонтально слоистыми суглинками с прослоями и линзами торфа, остатками древесины и костями животных мамонтовой фауны; 6 – легкие супеси с горизонтальной и и перекрестной слоистостью, включающие линзы и прослойки остатков трав и кустарников и кости животных мамонтовой фауны; 7 – тонкослоистое чередование легких супесей, включающее корешки трав, остатки кустарников и единичные кости животных мамонтовой фауны; Голоцен (МИС-1): 8 – тонкослоистое чередование легких супесей с корешками трав и остатками древесно-кустарниковой растительности; 9 - чередование русловых и пойменных песков и супесей, венчающиеся горизонтально слоистыми суглинками с намытым растительным детритом; 10 – псевдоморфозы в русловых и пойменных легких супесях; 11 – крупные прослойки и линзы травянистых и кустарниковых остатков с костями животных мамонтовой фауны; 12 - крупные прослойки и линзы травянистых, кустарниковых и древесных остатков с единичными костями животных мамонтовой фауны; 13 – линзы и прослойки травянистых остатков соломенного цвета; 14 – фрагменты древесной растительности; 15 – остатки кустарников; 16 – горизонты с корешками трав (in situ); 15 – повторно-жильный лед второй генерации; 18 – повторно-жильный лед первой генерации; 19 – горизонтально-слоистый пласт белого льда; 20 – растительность: а – лиственница Каяндера; б – кустарник; с – трава; 21 – положение и номер опорной расчистки; 22 – место отбора образца: а – для спорово-пыльцевого анализа, б – для радиоуглеродного датирования, в – для карпологического анализа; 23 – абсолютная дата (BP) в тыс. календарных лет и лабораторный код датировки.

Обсуждения и выводы

С учетом изученных расчисток местонахождения мамонтовой кости, а также результатов радиоуглеродного датирования и биостратиграфических данных установлена следующая история формирования рельефа и отложений. Долина р. Тирехтях врезана на 45-50 метров в аккумулятивную слабо всхолмленную поверхность позднеплейстоценового возраста, сложенную отложениями разных генетических типов. Цоколь долины р. Тирехтях сложен нижнемеловыми туфами нельканской свиты, которые на отдельных береговых участках выходят на дневную поверхность.

На кровле нельканской свиты залегают отложения ледового комплекса первой генерации, которые прослеживаются в основании во всех изученных горных штреках. Они представлены сингенетическими повторно-жильными льдами шириной до 3 м и видимой высотой до 5 м. Средние значения по $\delta^{18}O$ $-35,6 \pm 1,4$ и δD $-280,1 \pm 10,3$. Вмещающие их отложения представлены легкими

супесями с линзовидной и поясковой криотекстурой с вогнутой слоистостью и корешковой органикой с единичными остатками кустарниковой растительности. Для грунтовых столбов получена запредельная радиоуглеродная датировка по единичным кустарниковым останкам (MPI-203). Очевидно, что отложения ледового комплекса первой генерации накапливались в условиях холодного криоаридного климата, о чем свидетельствует легкий изотопный состав ПЖЛ и отсутствие остатков крупной растительности. Кроме того, во время полевых исследований в данных отложениях не были встречены остатки костей животных мамонтовой фауны. Представленные отложения встречаются на территории североякутских низменностей и описаны в основании разрезов на р. Аллаиха, на побережье пролива Дм. Лаптева, на Дуванном и Антохинском ярах в бассейне р. Колыма [Каплина, 2011а; Никольский, Базилян, 2003; Tumskoy, Dobrynin, 2008] и отнесены к среднему плейстоцену и раннекаргинскому возрасту.

На отложениях ледового комплекса первой генерации залегают сильнольдистые легкие супесяи с горизонтально-волнистой и перекрестной слоистостью мощностью до 5 м. В этом слое обнаружено наибольшее количество костных остатков ископаемых млекопитающих мамонтовой фауны, некоторые из них захоронены *in situ*, а также большое количество остатков растительного детрита. Остатки детрита представлены травянистой и кустарниковой растительностью, стволами некрупных деревьев. Они залегают по всей мощности толщи в виде пластов и крупных линз. На отдельных участках нами в кровле этих отложений описаны хорошо сохранившиеся норы сусликов с копролитами и травянистой подстилкой. Льдистость отложений в основном представлена линзовидной криотекстурой и крупнослоистыми шпирями льда с мощностью до 1 см. На отдельных участках отложений обнаружены захороненные горизонтально слоистые без минеральных примесей беловато-прозрачные пластовые льды мощностью до 40 см. В период полевых исследований авторским коллективом они были отнесены к «таберальным отложениям», которые хорошо изучены и описаны на территории Яно-Индигорской низменности и для которых характерно наличие в составе отложений озерных и аласных фаций [Каплина, 2011б].

Последующие камеральные работы, биостратиграфические данные и результаты радиоуглеродного датирования позволили сделать следующие выводы по образованию описанных отложений. Они накапливались на поверхности или частично разрушали нижележащие отложения ледового комплекса в период радикальной смены климата от холодных к теплым фазам, вероятнее всего, в начале каргинского термохрона. Потепление климата привело к увеличению стока и формированию первичной дренажной сети на поверхности пологих склонов. В этот период, по результатам палинологических исследований, в ландшафтном отношении преобладали тундростепные, луговостепные или степные группировки. Последующее увеличение температуры воздуха и стока привело к разрушению поверхности ледового комплекса первой генерации, в некоторых отдельных частях начал развиваться термокарст с образованием озер и связанной с ними дренажной сети, что отражается в карпобологических данных, в которых выявлены рдест, болотница болотная, шелковник, ежеголовник гиперборейский, характерные для водоемов. Характер обтекания и вреза дренажной сети в отложениях ледового комплекса первой генерации, а также характерные признаки заполнения намывным растительным детритом в виде крупных линз, а также, большим рассеиванием некоторых костных остатков, свидетельствуют о накоплении данных отложений в флювиальных условиях, не характерных для таберальных отложений. По всей видимости, поверхностные воды не были обильными и пересыхали в зимнюю межень с образованием небольших наледей, которые сохранились в виде отдельных пластовых льдов. В таких пластовых льдах обнаруживаются остатки животных с мягкими тканями и шерстью, особенно часто, нижние конечности бизонов. О наледном генезисе данных льдов свидетельствует их легкий изотопный состав с чередованием отрицательных и положительных сумм дейтериевого эксцесса. Большинство полученных радиоуглеродных датировок показали запредельные возраста для растительного детрита и остатков животных мамонтовой фауны, кроме копролита мамонта и травянистых остатков, результаты которых близки к запредельным (MPI-200, 201).

Этот горизонт перекрывают мощные до 20-30 метров типичные отложения ледового комплекса сартанского времени криогенно-эоловой фации [Томирдиаро, Черненко, 1987]. Они представлены сингенетическими повторно жильными льдами шириной до 4 метров второй генерации с легким изотопным составом, свидетельствующими о суровом климате в период накопления. Грунтовые столбы представлены легкими супесями с линзовидной криотекстурой с вогнутой слоистостью и корешковой органикой с единичными кустарничковыми останками. В

данных отложениях обнаруживаются единичные остатки костей животных мамонтовой фауны, иногда с мягкими тканями.

Аллювиальные отложения представлены разновозрастными пачками. Голоценовые отложения занимают всю долину р. Семюелях (приток р. Тирехтях) и представлены косослоистыми и горизонтально-слоистыми супесями и мелкозернистыми песками. Аллювиальные отложения каргинского времени, для которых характерно наличие костных остатков животных мамонтовой фауны, лежат под покровными отложениями ледового комплекса второй генерации в тыловых швах современной долины. По всей видимости, долина р. Семюелях была намного шире в период формирования отложений каргинского термохрона.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>

Литература

Каплина Т.Н. Древние аласные комплексы северной Якутии (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2011б. Т. XV. №2. С. 3-13.

Каплина Т.Н. Древние аласные комплексы северной Якутии (Сообщение 2) // Криосфера Земли, 2011а. Т. XV. №3. С. 20-30.

Лазарев П.А. Антропогеновые лошади Якутии. Москва: Наука. 1980. 190 с

Лазарев П.А. Остатки Абыйского мамонтенка из урочища Мыльхчин, р. Индигирка // Труды Зоологического института РАН. 1999. Т. 275. С. 39.

Никольский П.А., Басилян А.Э. Мыс Святой Нос – опорный разрез четвертичных отложений севера Яно-Индигирской низменности // Естественная история российской восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М.: ГЕОС. 2003, с. 5–13.

Палеопалинология. Методика палеопалинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий / под ред. И.М. Покровской. – Л.: Недра. 1966. В.3. Т.1. 251 с.

Пыльцевой анализ / под ред. И.М. Покровской. – М.: Госгеолиздат. 1950. 570 с.

Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Сибири и Субарктики. М.: Наука. 1987, 198 с.

Чернова О.Ф., Протопопов А.В., Перфилова Т.В., Кириллова И.В., Боескоров Г.Г. Микроструктура волос впервые найденного детеныша шерстистого носорога *Coelodonta Antiquitatis* // Доклады Академии наук. 2016. Т. 471. № 5. С. 613-617.

Чернова О. Ф., Протопопов А. В., Боескоров Г. Г., Павлова И.С., Плотников В.В., Сузуки Н. Первое описание шерсти двух детенышей ископаемого пещерного льва *Panthera spelaea* (Goldfuss, 1810), найденных в Якутии в 2017 и 2018 гг // Доклады Российской академии наук. Науки о жизни. 2020. Т. 492. № 1. С. 260-266.

Tumskoy V., Dobrynin D. Stratigraphical and geomorphological studies along the south coast of Bol'shoy Lyakhovsky Island and along the Oygos Yar coast // Ibid. 2008. P. 41–50.

ЭВОЛЮЦИЯ БОЛОТНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПЛАТО ПУТОРАНА В ГОЛОЦЕНЕ

Макарова Е.А.^{1,2}, Мазей Н.Г.¹, Новенко Е.Ю.^{1,2}, Чепурная А.А.¹

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, katmak2001@gmail.com

² Институт географии РАН, Москва, Россия

Введение

Болота служат источником палеоэкологических данных. Их торфяные залежи сохраняют информацию об изменениях окружающей среды в прошлом. Основываясь на палеоэкологических данных, можно выявить основные закономерности эволюции ПТК и попробовать спрогнозировать их изменения в будущем. В Средней Сибири большие площади заняты многолетней мерзлотой, что делает ландшафты особенно уязвимыми по отношению к климатическим изменениям и антропогенному воздействию. Эволюция ландшафтов плато Путорана слабо изучено, что способствует актуальности данной работы.

Исследования эволюции болотных комплексов северо-запада плато Путорана, представленные в работе, выполнены на примере ключевого участка на побережье озера Лама в окрестностях устья реки Микчангды. Цель представленной работы – выявление основных закономерностей эволюции болотных комплексов северо-западной части плато Путорана в голоцене.

Краткая характеристика района исследований

Изучаемая территория находится на северо-западе плато Путорана, расположенного в Таймырском Долгано-Ненецком районе Красноярского края. Плато Путорана расположено на северо-западе Среднесибирского плоскогорья и представляет собой среднегорную систему с максимальными высотами до 1700 м [Гвоздецкий, Михайлов, 1978]. Район исследования относится к Сибирской области Субарктического пояса, который характеризуется умеренно холодными и умеренно влажными условиями.

Материалы и методы

В рамках полевых работ в августе 2022 года были пробурены болота Микчангда-1 и Микчангда-2, выбранные в качестве модельных объектов, с мощностью торфа 250 см и 175 см соответственно. Также были выполнены комплексные ландшафтные описания [Жучкова, Раковская, 2004] 18 местообитаний и отобрано 63 образца зеленых и сфагновых мхов. Для пробных площадок отбора образцов мхов были определены уровень болотных вод (УБВ) и биотоп, по возможности выявлено проективное покрытие для каждого вида. С помощью специальных атласов [Игнатов, Игнатова, 2003, 2004; Носкова, 2016] выполнено определение их видовой принадлежности для уточнения полевых описаний. При использовании полевых и дистанционных данных для болот Микчангда-1 и Микчангда-2 были составлены ландшафтные карты. Отобранные торфяные залежи болот ключевого участка были использованы для определения степени гумификации торфа, потерь при прокаливании и проведения анализа ботанического состава торфа. Определение потерь при прокаливании выполнено методом сухого озоления в муфельной печи при температуре 550°C. Определение степени гумификации торфа основано на измерении его оптической плотности [Chambers Beilman, 2010]. Анализ ботанического состава торфа проведен по методике, разработанной Тюремновым [Куликова, 1978; Тюремнов, 1976]. Интервал отбора образцов составлял 3-6 см.

Результаты

Как показали результаты исследований, изучаемые болота сформировались в понижениях моренной равнины сартанского возраста [Государственная...2000]. Болото Микчангда-1 характеризуется большим разнообразием ландшафтных комплексов. Оно относится к плоскобугристо-ложбинно-топяному типу. Наибольшие площади представлены плоскими буграми пучения и сопряженными с ними ложбинами и межбугорными западинами. Болото Микчангда-2

обладает более однородной ландшафтной структурой. Оно отличается пологонаклонной поверхностью. Его можно отнести к плоским эвтрофным и мезотрофным травяно-гипновым болотам с элементами крупнобугристых болот [Усова, 2009].

Результаты определения мхов показали высокое разнообразие видов, что обусловлено мозаичностью местообитаний плоскобугристых мерзлых болот. В пределах болота Микчангда-1 обнаружено 24 вида.

Анализ экологической приуроченности мхов показал, что из сфагновых мхов самый распространенный вид – *Sphagnum russowii*. Согласно литературным данным, этот вид предпочитает бедные, сухие условия и произрастает преимущественно на кочках, а также изредка на склонах бугров [Игнатов, Игнатова, 2003], что подтверждено нашими наблюдениями. *S. russowii* также можно встретить в заболоченных лесах и по залесенной окрайке болот. Схожей экологией обладают *S. capillifolium* и *S. fuscum*, которые могут выдерживать еще более сухие условия. Они были обнаружены на высоких кочках (УБВ > 50 см) в понижениях в пределах плоскобугристого болота. В пониженных местах западин и ложбин, где УБВ составляет 0-5 см, распространен *S. riparium*. Достаточно редки для изучаемых болот *S. divinum*, *S. fimbriatum*, *S. lindbergii*, *S. squarrosum* и *S. teres*, которые были отмечены только на одной точке. Среди зеленых мхов наиболее часто встречаются *Paludella squarrosa*, *Aulacomnium palustre* и *Pleurozium shreberii*. *Paludellas squarrosa* предпочитает мочажины, зачастую обводненные, и растет среди травяного покрова плоских участков болот. *Aulacomnium palustre* был отмечен как на кочках, так и в мочажинах обоих болот. *Pleurozium shreberii* был обнаружен на буграх пучения и крупных кочках. На буграх пучения также широко распространены виды рода *Polytrichum* (*P. juniperinum* и *P. strictum*). *P. strictum* приурочен к вершинам бугров, а *P. juniperinum* предпочитает как вершины, так и чуть более увлажненные ложбины и западины между буграми. Остальные виды зеленых мхов были зафиксированы только на одной точке, что указывает на их строгую приуроченность к определенным ПТК.

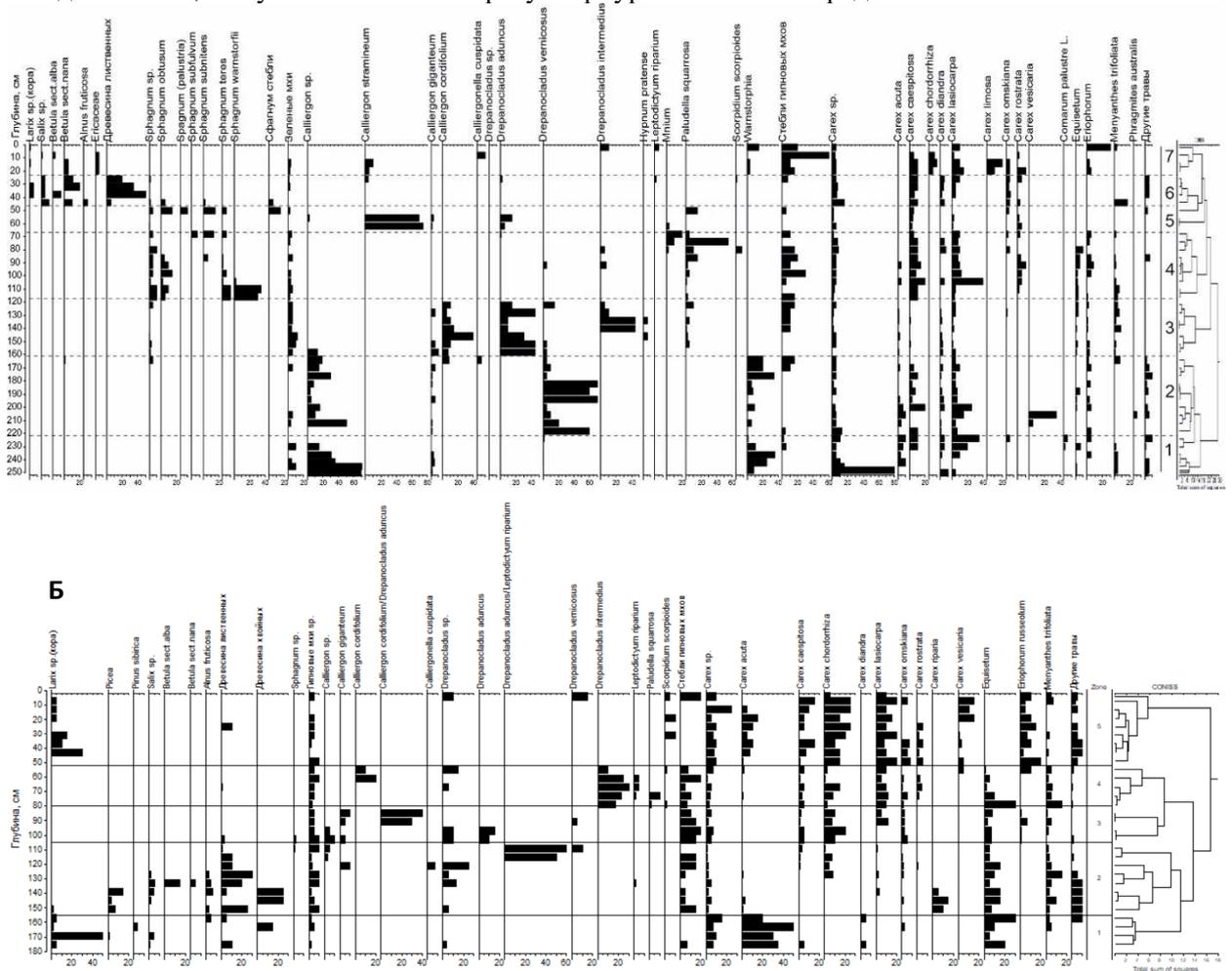


Рис. 1. Результаты анализа ботанического состава торфа болот Микчангда-1 (А) и Микчангда-2 (Б)

Из торфяных колонок болот Микчангда-1 и Микчангда-2 были отобраны образцы для радиоуглеродного датирования. Поскольку к настоящему моменту датировки еще не готовы, для определения возраста болота Микчангда-1 и временных промежутков основных этапов его развития были использованы результаты спорово-пыльцевого анализа торфяной залежи изучаемого болота, которые сопоставлены с данными, полученными А.А. Андреевым с соавторами [Andreev et al., 2004] для озера Лама.

Согласно результатам анализа ботанического состава торфа, в развитии болота Микчангда-1 можно выделить 7 этапов, а болота Микчангда-2 – 5 этапов (рис. 1). Определение степени гумификации торфа и потерь при прокаливании дополняют результаты анализа ботанического состава торфа (рис. 2). Увеличение гумификации указывает на иссушение поверхности болота, а ее уменьшение, наоборот, на обводнение [Chambers F.M., Veilman, 2010]. Снижение потерь при прокаливании свидетельствует об увеличении минерального компонента в торфе, что связано с внешним привнесом вещества.

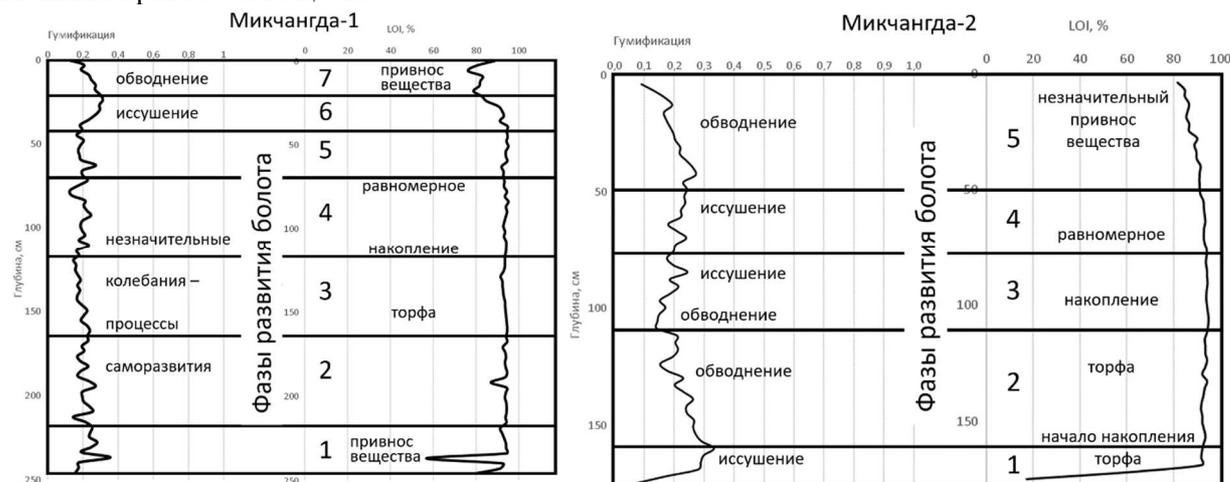


Рис. 2. Результаты определения степени гумификации торфа и потерь при прокаливании болот Микчангда-1 (А) и Микчангда-2 (Б)

Болото Микчангда-1 начало формироваться около 5,7 тыс. кал. (калиброванных) л. н. На 1 этапе развития (5,4-5,7 тыс. кал. л. н.) в растительности болота Микчангда-1 преобладали гипновые мхи (рода *Calliergon*) при участии осок. На следующем этапе (4,9-5,4 тыс. кал. л. н.) изменился видовой состав мхов: стал преобладать *Drepanocladus vernicosus* (до 60%), что говорит об эвтрофных и обводненных условиях. Для 3 этапа (3,5-4,9 тыс. кал. л. н.) характерна очередная смена гипновых мхов на *D. intermedius* (до 40%), *D. aduncus* (30-40%) и *Calliergon cordifolium* (около 10%, до 40%). Доля осок уменьшилась и стала составлять не более 5-10%. Условия по-прежнему оставались эвтрофными. Далее (1,5-3,5 тыс. кал. л.н.) в растительном покрове появились сфагновые мхи (*Sphagnum warnstorffii*, *S. teres*, *S. subnitens* и *S. obtusum*), предпочитающие мезотрофные среднеобводненные условия, что, вероятно, указывает на промерзание и формирование небольшого бугра пучения или гряды. На следующем этапе (1,1-1,5 тыс. кал. л. н.) появился и стал занимать большую долю *Calliergon stramineum* (70%), больше тяготеющий к мезотрофным и олиготрофным условиям [Игнатов, Игнатова, 2003], а доля сфагновых мхов уменьшилась. Во время 6 этапа (0,6-1,1 тыс. кал. л. н.) на болоте появилось большое количество деревьев и кустарников (70-80%): лиственницы, березы и др. Мхи из наземного покрова исчезли, а доля осок сократилась до 15-20%. Таким образом, направленное развитие болота Микчангда-1 в сторону олиготрофизации прервалось, и оно снова стало эвтрофным. Подобный приток питательных веществ можно объяснить пожаром, уничтожившим прежнюю растительность и обогатившим зольными элементами почву, что привело к активному росту древесно-кустарниковой растительности. На 7 этапе (0,6 тыс. кал. л. н.) произошла смена растительности на осоки и гипновые мхи (*Warnstorffia*, *Leptodictyum riparium* и *D. vernicosus*), которые свидетельствуют о сильно обводненных условиях. В верхних 2-х см преобладают остатки пушицы, гипновых мхов и осок, что отражает современную растительность данной мочажины, описанную в ходе полевых работ.

На 1 этапе развития в растительном покрове болота Микчангда-2 преобладали осоки (40-60%), преимущественно представленные *Carex acuta*, которая произрастает на лесных болотах [Флора ...]. В торфе были отмечены остатки коры лиственницы, меньше – ивы и ольхи. Следующий

этап характеризуется значительным количеством (до 30-50%) древесных остатков, преимущественно лиственных. Это говорит о развитии рассматриваемого болота в рамках низинной стадии в условиях достаточно сильного обводнения. На 3 этапе исчезли остатки древесины, лидирующие позиции стали занимать гипновые мхи (60%) (*S.cordifolium*, *Calliergon* sp., *D.aduncus*, *Drepanocladus* sp. и др.). На данном этапе происходило дальнейшее развитие осоково-гипнового болота с богатыми и обводненными условиями. Для 4 этапа характерно преобладание осоково-гипновых сообществ. Среди гипновых мхов появился и стал преобладать *D.intermedius* (20-30%). На последнем этапе снова появились остатки коры лиственницы, практически исчезли гипновые мхи и вахта. Доля осок увеличилась до 60-75%: появились *S. acuta*, преобладавшая на 1 этапе, и *S. vesicaria*. Вероятно, на данном этапе сначала произошло иссушение поверхности болота, которое привело к исчезновению гипновых мхов и появлению лиственницы. В настоящее время из-за обводненности лиственница из растительного покрова мочажины исчезла и сохранилась только на соседних грядах.

Полученные данные показали, что развитие изучаемых болот в голоцене отличается, начиная с самых ранних этапов. Микчангда-2 сформировалось путем суходольного заболачивания на месте влажного лиственничника и длительное время было залесенным. Только на 3 этапе развития болота стало осоково-гипновым. В отличие от него, Микчангда-1 с самого начала (около 5,7 тыс. кал. л. н.) образовалось как низинное травяно-гипновое болото, а его растительность претерпевала изменения, связанные с переменной условий увлажнения и процессами саморазвития: происходили периодические смены осок и различных видов гипновых мхов (*Calliergon*, *Drepanocladus* и др.). Во время 4 этапа (около 1,5-3,5 тыс. кал. л. н.) на болоте Микчангда-1 сформировалась сфагновая гряда, что вероятно связано с активизацией мерзлотных процессов и пучением, а затем изучаемое болото протаяло и обводнилось. В отличие от него Микчангда-2 никогда не промерзало, а рассматриваемая мочажина все время оставалась талой. Следующие этапы развития изучаемых болот достаточно похожи: на обоих болотах появилась лиственница, и стала преобладать древесно-кустарниковая растительность. Болото Микчангда-1 до этого момента испытывало направленное развитие в сторону олиготрофизации, а появление низинного залесенного болота, возможно, связано с иссушением его поверхности и пожаром (около 1,1 тыс. кал. л. н.). Микчангда-2, вероятно, тоже испытывало иссушение, а на его поверхности сформировалась небольшая гряда, создавшая благоприятные условия для произрастания лиственницы. На следующих этапах оба болота обводнились. Согласно результатам определения потерь при прокаливании, начался привнос вещества на их поверхность. В растительном покрове стали преобладать осоки, гипновые мхи и пушица, что можно наблюдать и в настоящее время. Рассматриваемые мочажины сейчас достаточно похожи, однако современная ландшафтная структура изучаемых болот сильно отличается. На болоте Микчангда-1 преобладают плоскобугристые комплексы и связанные с ними ложбины и западины, а мезотрофная мочажина, примыкающая к буграм пучения занимает меньшие площади. Болото Микчангда-2 преимущественно плоское, представлено крупной гипново-осоковой мочажинной и залесенной частью с кустарничково-сфагновыми кочками и обводненными мочажинами.

Выводы

Результаты исследований двух болот на северо-западе плато Путорана позволяют выявить отличия в особенностях их эволюции, начиная с ранних этапов развития. Болото Микчангда-1 преимущественно было низинным осоково-гипновым, а его развитие, которое было осложнено мерзлотными процессами: сначала промерзанием, а затем протаиванием, шло в направлении олиготрофизации, но было прервано, возможно, пожаром. Болото Микчангда-2 также было низинным, но с преобладанием древесно-кустарниковой растительности. В отличие от Микчангды-1, оно не промерзало. В настоящее время мочажины изучаемых болот похожи между собой. Современные различия болотных комплексов обусловлены как эволюционными особенностями, так и ландшафтными факторами.

Исследования выполнены при поддержке Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599, 08.06.2021).

Литература

Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. Азиатская часть: Учебник для студентов геогр. фак. ун-тов. М.: Мысль, 1978. 447 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-(45)-47. Норильск. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 2000. 479 с. + 11 вкл.

Жучкова В.К., Раковская Э.М. Методы комплексных физико-географических исследований. Учебное пособие для студентов ВУЗов. М.: Академия, 2004. 368 с.

Игнатов М.С., Игнатова Е.А. Флора мхов средней части Европейской России: в 2-х т. М.: КМК. 2003, 2004. 944 с.

Куликова Г.Г. Краткое пособие к ботаническому анализу торфа. – М.: МГУ. 1978. 95 с.

Носкова М.Г. Полевой атлас-определитель сфагновых мхов таежной зоны Европейской России. Тула: Аквариус. 2016. 112 с. *Тюремнов С.Н.* Торфяные месторождения. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1976. 488 с.

Усова Л.И. Практическое пособие по ландшафтному дешифрированию аэрофотоснимков различных типов болот Западной Сибири. СПб.: Нестор-История. 2009. 80 с.

Флора Путорана. Материалы к познанию особенностей состава и генезиса горных субарктических флор Сибири / под ред. Л.И.Мальшева. Новосибирск: Наука, СО. 1976. 250 с.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M., Lisitsyna O.M., Hubberten H.-W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2004. Vol. 122. P. 69–84.

Chambers F.M., Beilman D.W., Yu Z. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics // Mires and Peat. 2010. Vol. 7. P. 1-10.

ХВАЛЫНСКИЙ ЭТАП СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Макшаев Р.Р.^{1,3}, Свиточ А.А.¹, Янина Т.А.^{1,3}, Матлахова Е.Ю.¹, Лобачева Д.М.¹, Ткач А.А.^{1,3}, Ткач Н.Т.²

¹ Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, radikm1986@mail.ru

² Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Лаборатория макроэкологии и биогеографии беспозвоночных, Санкт-Петербург, Россия

События, происходившие в позднем плейстоцене, предопределили современное развитие природных систем Каспийского региона. Этот этап был ознаменован развитием одной из крупнейших трансгрессий Каспийского моря, получившей название хвалынской [Православлев, 1913]. Один из основных критериев выделения хвалынского этапа основывался на анализе эндемичной фауны моллюсков рода *Didacna* [Eichwald, 1838]. Для хвалынского этапа характерными видами моллюсков являются представители катиллоидной и тригоноидной групп *Didacna protracta*, *D. praetrigonoides*, *D. ebersini*, *D. parallela*, *D. subcatillus* [Янина, 2012]. Впоследствии по итогам многочисленных геолого-геоморфологических и малакофаунистических исследований хвалынский этап был разделен на раннехвалынский и позднехвалынский подэтапы [Федоров, 1957], относящиеся к трансгрессивным событиям, разделенным енотаевской регрессией [Карандеева, 1951]. По мнению большинства исследователей, положение максимального уровня береговой линии раннехвалынского бассейна достигало абсолютных отметок 45-48 м, а его площадь - более 900 тыс. км² [Свиточ, 2014]. Позднехвалынский этап ознаменовался последней в плейстоцене крупной положительной осцилляцией уровня моря, достигавшего отметок 0 м абс. [Карандеева, 1951]. По данным радиоуглеродного анализа временной интервал развития хвалынского этапа в Северном Прикаспии охватывает промежуток между 27,1 и 8,3 кал.т.л. [Макшаев, Ткач, 2023]. Возраст раковин из нижнехвалынских отложений Нижнего Поволжья охватывает интервал 27,1-12,5 кал.т.л.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке РФФ, №21-44-04401

Литература

- Карандеева М.В. О новой трансгрессии Каспийского моря // Вопросы географии. 1951. Сб. 24.
- Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования // Геоморфология. 2023. Т.1, №1. С. 37-54.
- Православлев П.А. Каспийские осадки по р. Уралу // Изв. Донского политех. ин-та. 1913. Отд. 2. Т. 2. С. 565-622.
- Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ. 2014. 272 с.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологического института АН СССР. 1957. Вып. 10. 297 с.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ. 2012. 264 с.
- Eichwald E. Faunae Caspii maris primitae // Bull. Soc. Imp. Natur. de Moscou. 1838. V. II. P. 125-174.

ИЗУЧЕНИЕ БЕРЕГОВЫХ КОС КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АЗОВСКОГО МОРЯ

Матишов Г.Г.¹, Польшин В.В.¹, Титов В.В.¹, Ковалёва Г.В.¹, Дюжова К.В.¹, Сушко К.С.¹,
Мисиров С.А.¹, Коваленко Е.П.¹, Тесаков А.С.², Фролов П.Д.²

¹ Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону

² Геологический институт РАН, Москва

Существует целый ряд методов и подходов к изучению палеогеографических и палеоэкологических событий морских бассейнов. Одним из них является комплексное изучение строения и геоморфологии береговых кос, поскольку бурение глубоких скважин на акватории связано с целым рядом технологических трудностей. Мелководное Азовское море имеет сложную историю, связанную с трансгрессивно-регрессивными этапами, которые на протяжении четвертичного периода неоднократно приводили к резкому сокращению или полному осушению акватории, а также появлению связи с Каспийским бассейном через Кумо-Маньчский пролив. Сотрудники ЮНЦ РАН на протяжении последних лет проводят работы по изучению истории формирования береговых кос Азовского моря при помощи серийного бурения скважин и исследования особенностей ландшафта при помощи георадара ОКО-3, высокоточного GNSS-приёмника «EFT M4», а также БПЛА (профилей, береговых валов и проч.). Кроме этого, изучается современный почвенный покров на различных участках азовских кос. В результате на данный момент на косах северного (Беглицкая) и южного (Чумбур, Павлово-Очаковская, Сазальникская, Глафировская, Долгая) побережья Таганрогского залива было пробурено более 30 скважин с получением керна мощностью средней глубиной до 25 м.

Совместный анализ литологических, гранулометрических, малакологических, микропалеонтологических (диатомовых, палинологических) данных, совмещённых с результатами радиоуглеродного датирования раковинного материала из различных горизонтов геологических разрезов, позволяет выделить несколько этапов формирования изученных береговых кос. Поверхностные горизонты изученных кос, вне зависимости от размера и расположения, сложены песчано-ракушечными отложениями, в которых карбонатный материал представлен преимущественно раковинами моллюска *Cerastoderma glaucum* (более 95%). Мощность этих отложений, коррелируемых с новоазовским этапом развития Азовского моря, увеличивается от основания к дистальной части кос, где она в среднем достигает 3–4 м. Эти отложения, слагающие системы береговых валов, залегают на сравнительно маломощных лиманно-лагунных серых или голубовато-серых мягкопластичных суглинках или илистых песках (мощностью от 1 до 5 м) древнеазовского возраста, которые в большей степени развиты на косах южного побережья Таганрогского залива.

Под песчано-ракушечными и лиманно-лагунными отложениями залегают тугопластичные голубовато-серые и серые глины и суглинки, мощность которых может достигать 10–20 м (на косе Долгой). Эти слои сформировались в условиях мелководного водоёма, в который периодически происходил заток солоноватых морских вод, предположительно, после окончания валдайского оледенения в начале новочерноморской трансгрессии.

Подобной лиманно-лагунных отложений кос северного и южного берегов Таганрогского залива являются различные породы. Как показано на примере разрезов Долгой, Павлово-Очаковской, Сазальникской кос, отложения пресного и солоноватого водоёма залегают на мелкозернистых морских песках, сформировавшихся в начале позднего плейстоцена в период гирканской трансгрессии каспийского бассейна в карангатский азово-черноморский бассейн. На Беглицкой косе северного берега залива древне- и новоазовские слои отложения отлагались непосредственно на размытую поверхность верхнемиоценовых среднесарматских известняков, которые в этом районе достаточно близко залегают к дневной поверхности.

Таким образом, изучение серии кернов скважин различных береговых кос различных берегов Таганрогского залива Азовского моря позволяет проследить несколько стадий существования бассейна и этапы формирования береговых аккумулятивных форм начиная с начала позднего плейстоцена до современности. Изучение почв, рельефа и характера причленения

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

береговых валов уточняет динамику формирования береговых кос на протяжении новоазовского этапа развития моря.

Работы выполнены в рамках реализации проекта РНФ № 23-17-00232.

РАННЕХВАЛЫНСКИЙ ЭТАП НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК ДОЛИНЫ РЕКИ МАЛЫЙ КАРАМАН)

Матлахова Е.Ю.¹, Макшаев Р.Р.¹, Лобачева Д.М.¹, Лысенко Е.И.¹, Ткач А.А.¹, Ткач Н.Т.²,
Янина Т.А.¹

¹ Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, matlakhova_k@mail.ru

² Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Раннехвалынская трансгрессия Каспия, по мнению большинства исследователей, является одной из крупнейших в позднем плейстоцене: береговая линия достигала абсолютных отметок 45-48 м, а площадь бассейна – более 900 тыс. км² [Федоров, 1957; Москвитин, 1962; Квасов, 1975; Свиточ, 2014 и др.]; в долине Волги в это время формировался обширный палеоэстуарий. По другим данным максимальный уровень раннехвалынского бассейна составлял около 30 м абс. [Бадюкова, 2021]. Основные представления о раннехвалынском этапе в настоящее время основываются преимущественно на результатах, полученных по опорным разрезам Нижнего Поволжья. Раннехвалынский этап, согласно этим данным, относится ко времени 20-12,7 тыс.л.н. Однако до сих пор остаются дискуссионными вопросы о возрасте и границах максимальной стадии раннехвалынского бассейна, времени и особенностях формирования террасовых уровней на территории Среднего Поволжья, накоплении нижнехвалынских отложений. Для уточнения этих вопросов авторами были выполнены исследования на одном из ключевых участков в Среднем Поволжье – в долине р. Малый Караман (левый приток Волги).

Методы

Проведенные работы включали комплекс полевых и лабораторных исследований, а также анализ литературных данных. Полевые работы включали геоморфологическое обследование и картографирование территории, изучение береговых обнажений и расчисток в уступах террас, ручное бурение, геодезическую привязку изученных разрезов и профилей, съемку с помощью БПЛА для создания ЦМР ключевого участка; детальное описание и фотофиксация расчисток, отбор образцов на различные виды анализов. Лабораторные исследования включали геохимический и минералогический анализы (выполнены авторами на базе лабораторий географического факультета МГУ); радиоуглеродное датирование (выполнено в ИГ РАН), OSL-датирование (в Таллинском Технологическом Университете).

Результаты и выводы

В среднем течении долины р. Малый Караман выделяются низкая и высокая поймы (на высоте 0,5 м и 2-2,5 м над урезом, что соответствует абс. высотам 12,5 и 14-14,5 м), а также три террасовых уровня (примерно 4-6, 10-12 и 20-25 м над урезом или 16-18, 22-24 и 32-37 м абс. высоты). Склоны правого борта долины крутые, часто 20-35° и более, изрезаны глубокими оврагами. Авторами было изучено строение всех трех террасовых уровней Малого Карамана, а также высокой поймы. Высокая пойма сложена преимущественно супесями и суглинками, которые подстилаются песками. Первая терраса имеет цокольное строение: с поверхности залегают суглинки и супеси (верхние ~2,5 м), ниже – шоколадные глины мощностью около 3,8 м, еще ниже – серо-сизые глины, переслаивающиеся с коричневыми алевритами. Вторая терраса также с поверхности сложена суглинками и супесями (верхние ~2 м), далее идет переслаивание песков и глин сизых и коричневых (до глубины ~4,2 м), под ними залегает слой шоколадных глин мощностью около 4 м, и далее – переслаивание сизых глин и песков. Третья терраса в верхних 1-1,5 м сложена супесями и алевритами, под ними до глубины около 8 м идет переслаивание песков с тонкими прослоями глин, либо чередование прослоев более или менее оглиненного тонкозернистого песка до алеврита; подстилается эта толща лессовидными светло-серыми суглинками.

Таким образом, раннехвалынские отложения на рассматриваемой территории представлены в основном шоколадными глинами и слоистыми песками, залегающими на высотах от 6 до 35 м абс. В основании этих отложений часто отмечаются слоистые сизые и коричневые глины, по-видимому, отвечающие начальному этапу накопления нижнехвалынских отложений. Аналогичный переход подстилающих сизых глин в шоколадные был отмечен ранее на нижневожских разрезах Ленинск, Цаган-Аман, Копановка [Свиточ и др., 2017; Kurbanov et.al., 2021]. Возраст этих сизых глин установлен для Нижнего Поволжья в пределах 20-18 тыс.л.н. [Kurbanov et.al., 2021; Макшаев, Ткач, 2023].

Нижнехвалынские отложения на изученном участке долины р. Малый Караман датируются временем 22,6-12,9 тыс.л.н. Возраст лессовидных суглинков, слагающих междуречье (~50 м абс.), составляет 25-19,5 тыс.л.н., то есть в это время накопление суглинков происходило в субаэральных условиях, и типичные отложения максимума раннехвалынской трансгрессии на ключевом участке не отмечаются. Предположительно, максимум раннехвалынской трансгрессии приходился на более ранний этап (до LGM), что подтверждается и датами, полученными по скважинам Северного Каспия, показывающими развитие раннехвалынской трансгрессии во второй половине МИС 3 (40-29 тыс.л.н.) [Sorokin et.al., 2014; Безродных и др., 2015]; единичные даты имеются и по другим регионам (Восточный Каспий, Маныч).

В долине Малого Карамана четвертой террасы (45-48 м), отвечавшей уровню максимума раннехвалынского бассейна, не выделяется. Междуречье, имеющее высоты ~48-50 м на ключевом участке, с поверхности сложено субаэральными суглинками и супесями, формировавшимися уже после максимума хвалынской трансгрессии.

Формирование третьей и второй террас в долине Малого Карамана соответствует времени развития раннехвалынского бассейна. Подъем уровня Каспия и достижение им максимального уровня раннехвалынского бассейна, по мнению многих исследователей, происходили постепенно, а последующий спад уровня до 30 м абс. был быстрым и привел к формированию третьей террасы. Резкое падение уровня на этом этапе предположительно связывают с первым этапом спуска раннехвалынских вод по Манычской депрессии в Черное море. Участки террас уровня 30 м абс. в Среднем Поволжье достаточно редки и выделяются преимущественно в низовьях долин рек Малый Караман и Большой Иргиз, а в самой долине р. Волги за счет быстрого падения уровня и высокого стока происходил интенсивный размыв [Обедиентова, 1977], вследствие чего сохранились лишь небольшие участки с террасовым уровнем 30-32 м абс.

В долине Малого Карамана четко прослеживается постепенное замещение шоколадных глин, слагающих нижнюю часть третьей террасы, вышележащими слоистыми песками с небольшими прослоями темно-коричневых глин. По-видимому, накопление шоколадных глин было приурочено к относительно приглубым условиям существования палеоэстуария в долине, а вышележащие пески с прослоями глин накапливались при последующем снижении уровня, в условиях прибрежной полосы.

Формирование второй террасы (20-22 м абс.), вероятно, происходило в условиях развития второго крупного регрессивного этапа и повторного сброса раннехвалынских вод через Манычскую депрессию. Большая часть дат, полученных из нижнехвалынских отложений Маныча, относятся к временному интервалу 14,2-13,4 тыс.л.н. [Свиточ и др., 2009; Семиколенных, 2022]. На большей части Нижнего Поволжья в это время отмечается расселение фауны *Didacna ebersini*, которая характерна для неглубоких, прибрежных участков раннехвалынского бассейна [Янина, 2012].

Первая терраса (16-18 м абс.) в долине р. Малый Караман формировалась в самом конце позднего плейстоцена и, возможно, начале голоцена. Ее развитие, в отличие от более высоких террас, уже полностью определялось деятельностью реки, а не трансгрессивно-регрессивным воздействием Каспия.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке РФФ, проект № 22-27-00164.

Литература

Бадюкова Е.Н. Колебания уровня Каспийского моря в неоплейстоцене (была ли ательская регрессия?) // Океанология. 2021. Т. 61, № 2. С. 320-329.

Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В. М., Янина Т.А. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Доклады Академии наук, 2015, Т. 462, № , с. 95-99.

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

Макишаев Р.Р., Ткач Н.Т. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования // Геоморфология. 2023. Т.1, №1. С. 37-54.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды ГИН АН СССР. М.: АН СССР. 1962. Вып. 64. 64 с.

Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. 242 с.

Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ. 2014. 272 с.

Свиточ А.А., Макишаев Р.Р., Ростовцева Ю.В., Ключиткина Т.С., Березнер О.С., Трегуб Т.Ф., Хомченко Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия. М.: МГУ. 2017. 140 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А., Хоменко А.А., Новикова Н.Г. Хвалыньские отложения Маныча // Доклады Академии наук, 2009. Т. 428. № 1, с. 70-74.

Семиколенных Д.В. Палеогеография проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГРАН, 2022. 26 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологического института АН СССР. 1957. Вып. 10. 297 с.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ. 2012. 264 с.

Kurbanov R.N., Murray A.S., Yanina T.A., Svistunov M.I., Taratunina N.A., Thompson W.K. First optically stimulated luminescence ages of the early khvalynian Caspian Sea transgression in the lower Volga // Boreas. 2021. №50-1, p. 134-146.

Sorokin V., Yanina T., Guilderson T., Bezrodnykh Y., Kuprin P. Age of the khvalynian deposits in the Northern Caspian Sea according to AMS 14C dating // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. 2014. V. 1.p. 135.

РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРАВЛЕНИЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОВЕТРОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГНИТНОЙ ТЕКСТУРЫ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ ТАДЖИКИСТАНА

Мещерякова О.А.^{1,2}, Иванов А.В.¹, Курбанов Р.Н.^{3,4}

¹ Институт Физики Земли Российской академии Наук, *oliya@ifz.ru*

² Институт археологии и этнографии СО РАН

³ Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

⁴ Институт географии Российской академии Наук

Введение

Лёссово-почвенные серии (ЛПС) представляют собой уникальный палеогеографический архив, содержащий ценные сведения о климатических изменениях прошлого. Центрально-Азиатский регион является одним из важнейших районов распространения ЛПС в Евразии. В пределах Центральной Азии наиболее полные и мощные разрезы лёссов находятся на территории Южного Таджикистана. В данной работе будут представлены результаты реконструкции направлений палеоветров с помощью изучения магнитной текстуры (методом анизотропии магнитной восприимчивости - АМВ).

Хонако-II (38.359268°N, 70.046344°E) является одним из наиболее полных и детально исследованных разрезов ЛПС Южного Таджикистана. Объект располагается в 7 км к северо-востоку от поселка Ховалинг – центра одноименного административного района, в западной части крупного оползневого цирка. Хонако-II имеет мощность около 180 м и сложен осадочными неслоистыми недеформированными суглинисто-супесчанистыми породами светло-желтого или палевого цвета с высокой карбонатностью и пористостью. Разрез включает в себя до 24 педокомплексов (педокомплексов или ПК), формировавшихся на протяжении ~1.5 млн. лет (Додонов, 1984). Важной особенностью ЛПС плато Ховалинг в Южном Таджикистане является присутствие в них ряда стратиграфических уровней с культурными горизонтами, содержащими каменные орудия раннего и среднего палеолита.

Методы

Отбор образцов из разреза Хонако-II осуществлялся из разноориентированных стенок заложённой траншеи, при этом переход от одной стенки к другой был обусловлен выбором более свежей поверхности (не преобразованной процессами выветривания или склоновыми процессами) и производился на глубинах 4.5 м, 11.5 м, 13.5 м, 20 м.

Отбор ориентированных образцов осуществлялся с интервалом 20 см отбирались ориентированные блоки размером 10x10x20 см, которые затем распиливались в лаборатории на кубики с ребром 2 см на специально оборудованном станке с алмазным диском. При этом для анализа использовалось от 4 до 5 образцов из одного (верхнего в блоке) стратиграфического уровня. Всего этим способом было опробовано 204 стратиграфических уровня и получено 878 индивидуальных ориентированных образцов.

Измерение анизотропии магнитной восприимчивости образцов (АМВ) выполнено на каппабридже МФК-1 FA (AGICO, Чехия) при напряженности поля 200 А/м на частоте 976 Гц. По результатам измерений АМВ с использованием специализированной программы Anisoft5 были определены направления главных осей и соответствующие им собственные значения (K_1 , K_2 , K_3 , $K_1 > K_2 > K_3$) эллипсоида магнитной восприимчивости. По этим значениям рассчитан ряд параметров, характеризующих форму тензора (эллипсоида) магнитной восприимчивости и, таким образом, магнитную текстуру отложений (Bradak et al., 2019):

степень вытянутости эллипсоида магнитной восприимчивости $L = K_1/K_2$;

степень сплюснутости эллипсоида магнитной восприимчивости $F = K_2/K_3$;

скорректированная степень анизотропии магнитной восприимчивости

$P_j = \exp\sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}$;

где $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$, $\eta_m = \ln ((K_1 + K_2 + K_3)/3)$;

$$\text{и параметр формы } T = \frac{2(\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)}{\eta_1 - \eta_3}.$$

Результаты выполненных измерений анизотропии магнитной восприимчивости показывают, что эллипсы анизотропии для подавляющего числа образцов имеют сплюснутую форму ($F \gg L$), а значения P_j практически всегда ≤ 1.04 , что является свидетельством того, что наши образцы не являются переотложенными. Согласно Liu et al., 1988, для определения направления палеоветров необходимо фильтровать данные, отбросив немногочисленные образцы с $F < L$ и $P_j > 1.04$. После этого необходимо отфильтровать оставшиеся данные по параметрам статистической значимости АМВ (F_{12}) и точности определения направления (E_{12}), отсеяв те из них, у которых анизотропия была статистически незначима или точность определения направления осей была слишком низкой (Рис. 1).

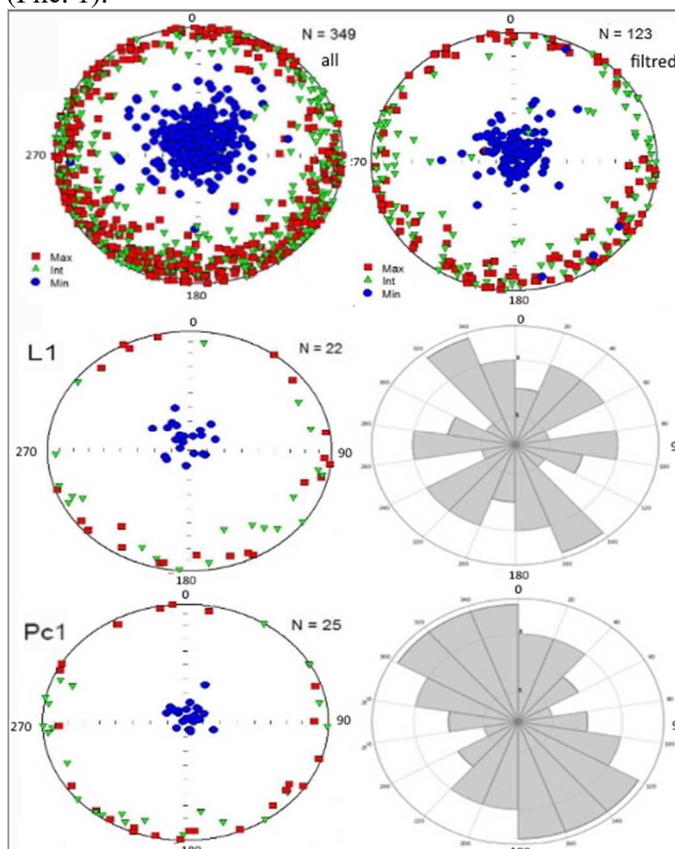


Рис. 1 Анизотропия магнитной восприимчивости до и после фильтрации и роза-диаграмму для горизонтов первого лёссового горизонта (Л1) и первого педокомплекса (ПК1).

Средние направления осей анизотропии для каждого уровня, полученные путем осреднения данных по 2-3 образцам. Как можно увидеть из этого рисунка, распределение направлений длинных осей анизотропии имеет неярко выраженный бимодальный характер: первая мода (кластер) отвечает юго-юго-западному – северо-северо-восточному направлению, вторая мода (кластер) – северо-северо-западному – юго-юго-восточному направлению. Также выделяется западный кластер (Рис. 1).

Важной особенностью этих кластеров является то, что соответствующие им малые оси анизотропии отклонены от вертикали в направлениях примерно перпендикулярных длинным осям анизотропии. Согласно (Nawrocki et al., 2006) такое соотношение длинных и малых осей анизотропии может образовываться при сильных ветрах, когда длинные оси частиц, ответственных за магнитную анизотропию, выстраиваются перпендикулярно направлению воздушных потоков. Принимая эту интерпретацию, можно утверждать, что слои разреза, в которых длинные оси анизотропии попадают в первый кластер, формировались под влиянием сильных ветров, дующих в северо-западном направлении. Слои же разреза, отвечающие второму кластеру, испытывали при своем образовании влияние сильных юго-западных (т.е., дующих в северо-восточном направлении) ветров.

Также выделяется кластер с субширотными направлениями длинных осей анизотропии – кластер 3, в котором малые оси анизотропии также смещены на стереограмме в перпендикулярном направлении относительно длинных осей анизотропии. Это интерпретируется существованием сильных ветров при формировании соответствующих интервалов разрезов, поэтому считаем, что ему отвечают ветры северного направления.

Однако, полученные нами результаты можно интерпретировать разными способами: в первом из них преобладающие направления ветров формировали длинные оси магнитного эллипсоида параллельно направлению ветра, при этом ветра были не сильные. В таком случае получается ССВ–ЮЮЗ направление, ССЗ–ЮЮВ и западно-восточное направление.

Если же заметить, что соответствующие им малые оси анизотропии отклонены от вертикали в направлениях примерно перпендикулярных длинным осям анизотропии, то, согласно (Nawrocki et al., 2006), такое соотношение длинных и малых осей анизотропии может образовываться при сильных ветрах. При них длинные оси частиц, ответственных за магнитную анизотропию, выстраиваются перпендикулярно направлению воздушных потоков.

Принимая эту интерпретацию, можно утверждать, что слои разреза формировались под влиянием сильных ЮВ, ЮЗ и северных ветров. Если же учесть, что во время образования лёссовых горизонты было гораздо холоднее, были более холодные и сильные ветра, а во время палеопочв был более теплый климат и дули более слабые ветра, то для лёссов следует применять метод (Nawrocki et al., 2006), а для палеопочвенных – реконструкцию по длинной оси анизотропии. Так, основными направлениями ветров и для лёссового горизонта Л1 и для ПК-1 являются ССЗ–ЮЮВ и ССВ–ЮЮЗ направления ветров.

Выводы

Выявленные (по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ)) характеристики магнитной текстуры изученных отложений, указывают на то, что почвы и лёссы верхней части опорного разреза Хонако-П не подвергались сколько-нибудь существенным переработке и переотложению.

Для изученных лёссовых отложений характерно отклонение малой оси эллипса АМВ от вертикального положения, что является указанием на широкое развитие в лёссах процесса имбрикации (imbrication) магнитных частиц. Это явление свидетельствует о преобладании сильных ветров во время накопления лёссовых отложений и позволяет реконструировать направления преобладавших в момент осадконакопления ветров по направлению смещения малой оси эллипса анизотропии (Nawrocki et al., 2006). Напротив, в почвенных горизонтах не отмечается значимых отклонений малой оси эллипса анизотропии магнитной восприимчивости от вертикали, что свидетельствует о преобладании относительно более слабых ветров в этапы формирования почв и позволяет определять направление преобладающих ветров по направлению длинной оси анизотропии.

Анализ распределения осей анизотропии магнитной восприимчивости в изученном разрезе указывает на то, что во время накопления, как лёссового горизонта Л1, так и почвенного горизонта ПК1 преобладали ветры ССЗ–ЮЮВ и ССВ–ЮЮЗ направлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 22-18-00649.

Литература

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография М.: Геос., 2002. – 247 с.

Bradák B., Kovács J., Magyari Á. The origin and significance of some ‘irregular’ loess magnetic fabric found in the Paks succession (Hungary) // *Geophysical Journal International*. – 2019. – Т. 217. – №. 3. – С. 1742-1754.

Liu X., Xu T., Liu T. The Chinese loess in Xifeng, II. A study of anisotropy of magnetic susceptibility of loess from Xifeng // *Geophysical Journal International*. – 1988. – Т. 92. – №. 2. – С. 349-353.

Nawrocki J. et al. Palaeowind directions and sources of detrital material archived in the Roxolany loess section (southern Ukraine) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2018. – Т. 496. – С. 121-135.

КОМПОНЕНТЫ ВОДНОГО БАЛАНСА КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЭПОХУ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КРИОХРОНА И ОПТИМУМА ГОЛОЦЕНА

Морозова П.А.¹, Ушаков К.В.^{2,3}, Семенов В.А.^{1,3,4}, Володин Е.М.⁵

¹ *Институт географии РАН, 119017, Москва, Москва, Россия, morozova_polina@mail.ru*

² *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

³ *Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

⁴ *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия*

⁵ *Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия*

Введение

Уровень Каспийского моря является важным индикатором климатических изменений всего водосборного бассейна, занимающего значительную часть Восточно-Европейской равнины, поскольку уровень Каспия, как бессточного водоема, определяется балансом речного стока и видимого испарения (разность между испарением и осадками) с поверхности моря. Помимо климатических факторов суммарное испарение с поверхности Каспия также сильно зависит от площади моря. Из-за морфометрических особенностей Каспийского моря при увеличении уровня происходит значительное увеличение площади в северном направлении, что нелинейно изменяет соотношение компонентов водного баланса Каспия. При оценке изменений гидрологического баланса Каспия при колебаниях уровня в десятки метров, имевших место в позднем плейстоцене [Yanina, 2020], использование данных глобальных климатических моделей имеет ряд принципиальных ограничений: низкое пространственное разрешение и использование упрощенных моделей моря (без учета динамики моря, морского льда и др.). Также в большинстве палеоклиматических экспериментов, результаты которых находятся в открытом доступе [https://pmip4.lsce.ipsl.fr/doku.php/exp_design:index], используется современная конфигурация береговой линии моря.

Использование полной гидродинамической модели Каспийского моря со свободным уровнем высокого пространственного разрешения, реалистично описывающей динамику и термодинамику моря, в том числе испарение, позволяет уточнить величину испарения с морской поверхности по сравнению с глобальными климатическими моделями. Задавая различные граничные атмосферные и радиационные условия в такой модели, можно оценить необходимые значения равновесного речного стока для тех или иных значений уровня моря в различных климатических условиях. Такой подход был использован в данной работе для оценки компонентов водного баланса Каспия для условий позднеплейстоценового криохрона, среднего голоцена и доиндустриальных условий для диапазона изменений уровня от -85 до 50 м.н.у.м. относительно сегодняшнего среднего уровня океана.

Методы

Для исследования чувствительности компонентов водного баланса Каспийского моря в различных климатических условиях и при различных уровнях моря, была использована вихререзающая совместная модель океана INMIO [Ushakov, Ibrayev, 2018] и морского льда CICE [Hunke et al., 2015], реализованная в программной среде CMF [Kalmukov et al., 2018]. Модель решает уравнения трёхмерной динамики и термодинамики океана и морского ледового покрова. Расчёты проводились с пространственным разрешением 0.27° по долготе и 0.2° по широте (т.е. около 22 км), 28 вертикальными уровнями и шагом по времени 20 минут.

В качестве атмосферных и радиационных граничных условий для модели Каспийского моря INMIO–CICE были использованы результаты экспериментов климатической модели ИВМ РАН – INMCM4.8 [Volodin et al., 2018] по воспроизведению климата последнего ледникового максимума (ПЛМ, эксперимент LGM, 21 тыс. лет назад (тыс.л.н.)), климата оптимума голоцена (эксперимент midHolocene, 6 тыс.л.н) и климата преиндустриального периода (piControl, около 1850 г.), выполненных в рамках проектов CMIP6 и PMIP4 [https://pmip4.lsce.ipsl.fr/doku.php/exp_design:index]. В эксперименте LGM воспроизводится климат максимума последней ледниковой эпохи (19-25 тыс.л.н) - периода с максимальным объёмом ледникового покрова (около 21 тыс.л.н). Ключевыми особенностями этого эксперимента являются

увеличение объемов оледенения и наличие покровных ледников на территории Северной Америки и Евразии, изменение топографии и конфигурации суши, понижение уровня океана. Также в соответствии с данными палеореконокструкций задается газовый состав атмосферы и орбитальные параметры. Более подробно граничные условия и первые оценки результатов моделирования для эксперимента LGM представлены в [Kageyama et al., 2021]. Средний голоцен (midHolocene) характеризуется изменением инсоляции из-за изменения орбитальных параметров: Земля была ближе всего к Солнцу «северной» осенью (а не «северной» зимой, как сегодня), в соответствии с данными палеореконокструкций задается также и газовый состав атмосферы, отличный от современного. Граничные условия и первые оценки результатов моделирования голоцена представлены в [Brierley et al., 2020].

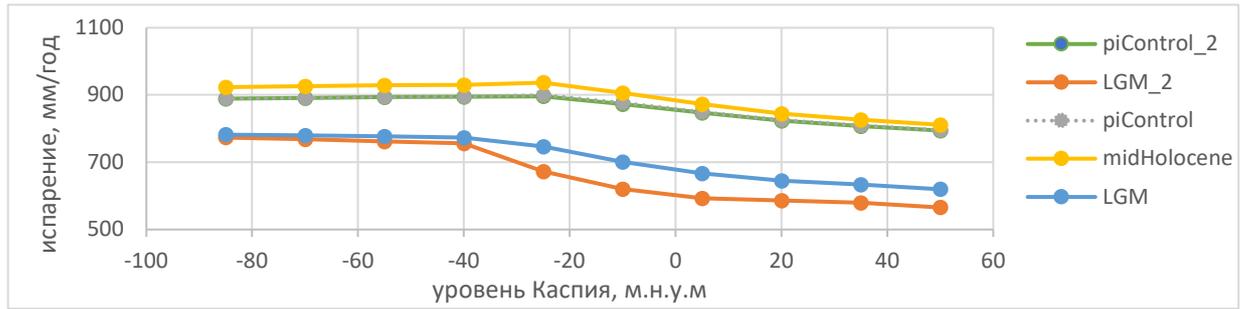
Граничные атмосферные условия для модели INMIO – CICE включают в себя приземную температуру и влажность воздуха, осадки, скорость ветра, потоки приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации. Поскольку Каспийское море во всех экспериментах климатической модели INMCM4.8 было задано в современных границах, то при моделировании трансгрессивных состояний для части атмосферных полей (температуры, влажности, потока приходящей длинноволновой радиации) выполнялась экстраполяция из морской области климатической модели в ячейки, лежащие в области трансгрессии.

Расчеты в каждом климатическом условиях проводились для серии уровней Каспия: -85, -70, -55, -40, -25, -10, 5, 20, 35, 50 м н.у.м. Продолжительность каждого эксперимента составляла 50 лет. Эксперимент был организован следующим образом: при каждом уровне задавалось начальное приближение для величины речного стока (эмпирическая зависимость была получена в предварительных экспериментах [Morozova et al., 2021]). После этого в течение первых 20 лет проводился счёт с заданными граничными условиями: первые 5 лет проходило приспособление модели, затем вычислялся водный дисбаланс, средний за 6–20 годы. После этого объём речного стока корректировался на величину дисбаланса (полученное в результате значение считалось равновесным стоком), и средний по акватории уровень моря мгновенно возвращался к исходному значению. После этого выполнялось ещё одно приспособление модели в течение 10 лет, и последние 20 лет эксперимента (31-50 года симуляции) использовались для дальнейшего анализа.

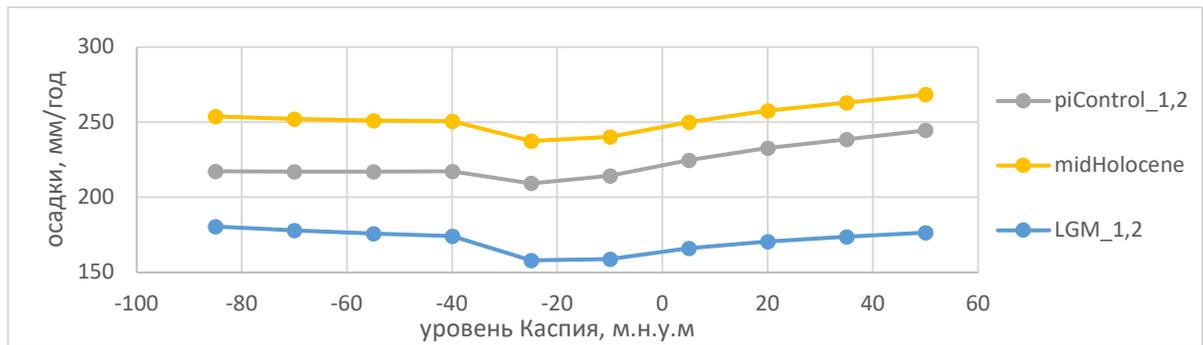
Результаты

Совместные расчеты с использованием климатической модели INMCM4.8 и океанической модели INMIO-CICE позволили оценить компоненты водного баланса Каспийского моря для климатических условий позднего плейстоцена и голоцена, и их изменение относительного контрольного эксперимента (доиндустриальных условий) для широкого диапазона возможных уровней Каспия. На рис.1 представлены испарение и осадки над акваторией Каспийского моря. А также объемы речного стока, необходимые для поддержания уровня озера на различных отметках (равновесный сток). Для периода ПЛМ и контрольного эксперимента представлены результаты расчетов с различными версиями модели INMIO-CICE: с переносом льда и без. Как видно из рис. 1, при повышении уровня средние значения испарения уменьшаются, что связано с особенностями морфологии Каспия: граница водоема смещается преимущественно в северном направлении, где ниже температуры и дольше период покрытости льдом. Осадки же, наоборот, несколько растут. В целом, изменение объемов равновесного стока пропорционально изменению площади Каспия, однако, зависимость для всего диапазона не совсем линейная. Можно выделить участок кривой для уровней -40 м.н.у.м и ниже, когда площадь при изменении уровня меняется не значительно, в этом случае градиент составляет около $0,7 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для преиндустриального климата и климата голоцена и $0,6 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПЛМ. И участок кривой для уровней -25 м.н.у.м и выше, когда происходит значительное увеличение площади озера при повышении уровня за счет мелководной части на севере – в этом случае градиент постепенно уменьшается. Для диапазона (-25)-(-10) м.н.у.м он составляет $0,55 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для преиндустриального климата и климата голоцена, $0,4 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПЛМ в версии модели с переносом льда и $0,3 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПЛМ для версии без переноса льда. Для диапазона же 35-50 м.н.у.м уже $0,25 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для преиндустриального климата, климата голоцена, для ПЛМ в версии модели с переносом льда и $0,15 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПЛМ для версии без переноса льда.

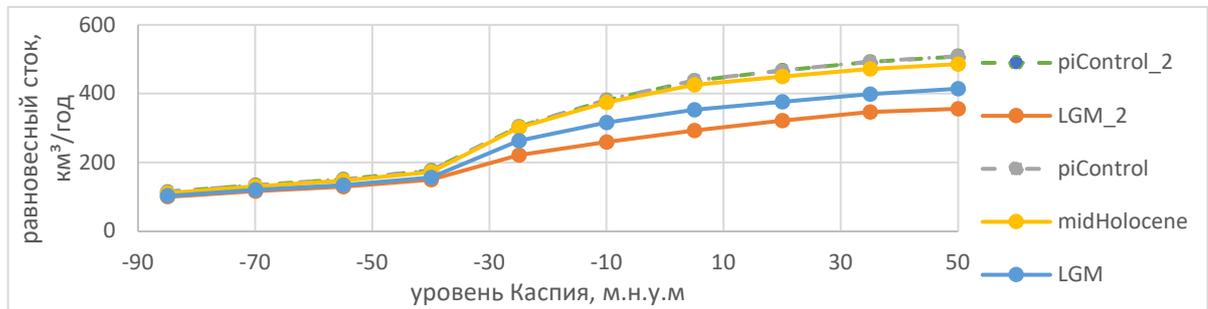
а)



б)



в)



г)

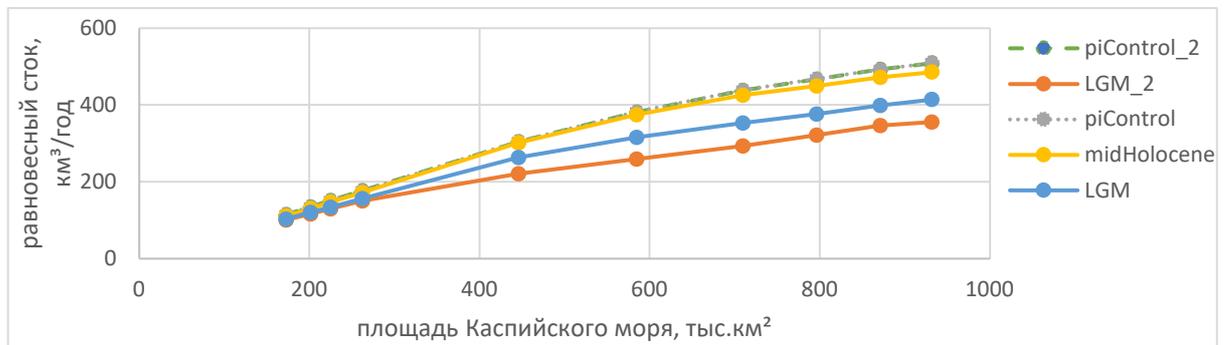


Рис.1. Компоненты водного баланса Каспийского моря для климатических условий позднего плейстоцена, голоцена, преиндустриального периода для регрессивных и трансгрессивных состояний Каспия: а) осредненный по всей акватории слой испарения (мм/год) (здесь и далее: piControl_2,LGM_2 – эксперименты с версией модели без переноса льда); б) осредненный по всей акватории слой осадков (мм/год); в) равновесный сток (км³/год) при различных уровнях Каспия; г) равновесный сток (км³/год) при различной площади Каспия

Значения равновесного стока при различных уровнях в голоцене близки к преиндустриальным. В голоцене выше и осадки, и испарение, что соответствует также данным палеореконовструкций о более влажном и теплом климате в период оптимума голоцена. Однако, при одновременном увеличении происходит компенсация, и водный баланс Каспия практически не меняется. В эпоху ПЛМ и испарение, и осадки над акваторией Каспия значительно сократились по сравнению с преиндустриальными значениями: испарение в среднем на 150-200 мм, осадки – на 50-70 мм, что привело и к изменению значений равновесного стока – для уровней выше -25 м.н.у.м сток ниже в ПЛМ на ~20% в эксперименте с динамическим льдом, и на ~30% в версии без переноса льда по сравнению с контрольным экспериментом. Существенное влияние на результаты при моделировании в ПЛМ оказывает параметризация льда. За счет более низких температур в ПЛМ и обширной зоны мелководья на севере при трансгрессивных состояниях Каспия распределение льда и продолжительность периода закрытой воды играют важную роль в уменьшении испарения с поверхности Каспия. Получившиеся в версии без переноса льда меньшие средние значения испарения и равновесного стока, по-видимому, объясняются увеличением сезона закрытой воды на севере моря из-за отсутствия разрушения ледового поля через механизм выноса льда течениями и ветрами в более тёплые южные районы. Этот эффект имеет значение не только в сезон весеннего таяния, но и зимой на окраинах замерзающей части акватории, где льды непрочны.

Выводы

Использование океанической модели высокого разрешения с детальным описанием морских динамических процессов и процессов тепло-влагообмена на границе вода-лёд-атмосфера позволило уточнить величину испарения с морской поверхности по сравнению с глобальными климатическими моделями. Зависимость видимого испарения от площади не носит линейный характер, что важно при оценках компонентов баланса при значительных изменениях уровня по сравнению с современным положением береговой линии Каспия. Данный подход оказался особенно актуален для возможных трансгрессивных состояний Каспия в периоды значительного похолодания: за счет более низких температур в ПЛМ и обширной зоны мелководья на севере при трансгрессивных состояниях Каспия распределение льда и продолжительность периода закрытой воды играют важную роль в уменьшении испарения с поверхности.

Получение численных оценок компонентов водного баланса для широкого диапазона уровней Каспия и наиболее контрастных климатических условий последних 30 тыс.л. может быть полезно при палеогеографических исследованиях, поскольку единого мнения о природе, масштабах и датировках трансгрессивно-регрессивных событий на сегодняшний день не существует [Yanina, 2020; Kurbanov et al, 2021]

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 19-17-00215, численные эксперименты с моделью общей циркуляции моря, анализ результатов) и госзадания ИГРАН (тема FMGE-2019-0009, воспроизведение климата ПЛМ и голоцена с использованием климатической модели).

Литература

Brierley, C. M., Zhao, A., Harrison, S. P., Braconnot, P., Williams, C. J. R., Thornalley, D. J. R., Shi, X., Peterschmitt, J.-Y., Ohgaito, R., Kaufman, D. S., Kageyama, M., Hargreaves, J. C., Erb, M. P., Emile-Geay, J., D'Agostino, R., Chandan, D., Carré, M., Bartlein, P. J., Zheng, W., Zhang, Z., Zhang, Q., Yang, H., Volodin, E. M., Tomas, R. A., Routson, C., Peltier, W. R., Otto-Bliesner, B., Morozova, P. A., McKay, N. P., Lohmann, G., Legrande, A. N., Guo, C., Cao, J., Brady, E., Annan, J. D., and Abe-Ouchi, A.: Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 midHolocene simulations, *Clim. Past.* 2020 16. 1847–1872, <https://doi.org/10.5194/cp-16-1847-2020>

Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K., Jeffery N., Elliott S. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model. Documentation and Software User's Manual Version 5.1. Los Alamos National Laboratory, 2015.

Kageyama, M., Harrison, S. P., Kapsch, M.-L., Lofverstrom, M., Lora, J. M., Mikolajewicz, U., Sherriff-Tadano, S., Vadsaria, T., Abe-Ouchi, A., Bouttes, N., Chandan, D., Gregoire, L. J., Ivanovic, R. F., Izumi, K., LeGrande, A. N., Lhardy, F., Lohmann, G., Morozova, P. A., Ohgaito, R., Paul, A., Peltier, W. R., Poulsen, C. J., Quiquet, A., Roche, D. M., Shi, X., Tierney, J. E., Valdes, P. J., Volodin, E., and Zhu, J.: The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations, *Clim. Past.* 2021. 17, 1065–1089, <https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>.

Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N., Ushakov K.V. Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean–ice–atmosphere models. *Geosci. Model Dev.* 2018, 11(10), 3983-3997.

Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. 2021. Vol. 50. P. 134–146.

P. A. Morozova, K. V. Ushakov, V. A. Semenov, E. M. Volodin . Water budget of the Caspian sea in the Last Glacial Maximum by data of experiments with mathematical models. *Water Resources*. — 2021. — Vol. 48, no. 6. — P. 823–830.

Ushakov, K. V. and R. A. Ibrayev. Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model, *Russ. J. Earth. Sci.* 2018. 18, ES1004.

Volodin, E. M., Mortikov, E. V., Kostykin, S. V., Galin, V. Y., Lykossov, V. N., Gritsun, A. S., Diansky, N. A., Gusev, A. V., Iakovlev, N. G., Shestakova, A. A., and Emelina, S. V.: Simulation of the modern climate using the INMCM48 climate model, *Russ. J. Numer. Anal. Math. Mod.*, 33, 367–374, <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>, 2018.

Yanina T. Environmental variability of the Ponto-Caspian and Mediterranean basins during the last climatic macrocycle // *Geography, Environment, Sustainability*. 2020. Vol. 13. No 4. P. 6–23

ХАРАКТЕР СВЯЗИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОЧВ И ШОКОЛАДНЫХ ГЛИН СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЯ

Мусаэлян Р. Э.¹, Варламов Е. Б.¹

¹*Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Россия, romaniero1@gmail.com
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,*

Для более эффективного изучения изменений в почвах под влиянием литологических факторов предпочтительно использовать природные катены [Варламов и др., 2017]. В нашем исследовании мы проанализировали минералогический состав ила (<1 мкм), тонкой (1-5 мкм), средней (5-10 мкм) и крупных фракций (>10 мкм) в сопряженных почвах катены балки Ланцуг у озера Эльтон на севере Прикаспия. Различия между почвами в катене обусловлены высотой над уровнем моря, рельефом и наличием специфических отложений Каспийского моря - хвалыньских шоколадных глин (ШГ). На данном участке представлены следующие типы почв: каштановая солонцеватая на водоразделе, каштановая неполноразвитая тяжелосуглинисто-легкоглинистая на слоистых ШГ целинного участка средней части балки и стратифицированная почва в основании балки.

Основная цель данного исследования - проанализировать пространственное распределение минералов тонкодисперсной и кластогенной части в профилях почвы и определить вклад компонентов шоколадных глин в процессы почвообразования. Также будут определены различия между глинистыми и кластогенными минералами в составе различных фракций почв, занимающих разные положения в эрозионной балке.

Несмотря на то, что рельеф данной местности в основном представлен равнинными элементами, наличие глубоко эродированных балок в местных бессточных котловинах приводит к изменениям в почвообразующих процессах в этих элементах рельефа. Здесь формируются разнообразные почвы с разной степенью контрастности и уникальной структурой почвенного покрова. Почвы развиты на суглинистых отложениях, а ниже подстилаются ШГ, местами переслаивающиеся песками.

Условия формирования почв в зоне исследования проявляют уникальное взаимодействие между дерновым (гумусово-аккумулятивным) и степным почвообразовательными процессами [Гончарова, Панов, 1970; Горбунов и др., 1975]. Дерновый процесс, в частности его периодические проявления, происходит лишь на отрицательных формах рельефа при участии злаковой растительности. На основной части территории преобладает степной процесс формирования почв, при котором полынные растения играют доминирующую роль. Особенности этого процесса обусловлены разной длительностью периода снабжения водой летом на различных частях рельефа, что приводит к варьированию интенсивности биологических процессов.

Почвы на вершине балки формируются в пределах однородных слоев тяжелого суглинка. Почва в средней части балки имеет сложное двучленное строение. Верхний литологический слой состоит из лессовидных суглинков (толщиной ≤ 40 см), которые лежат над слоями с разной степенью сохранности пачек хвалыньских шоколадных глин (ШГ) и лессовидных прослоев. Почва у основания балки сложена частично переработанными горизонтами почв, находящимися выше по склону, и формируется непосредственно на выходах ШГ.

Минералогический состав этих почв сложен и включает смешанослойную фазу, иллит, каолиниты разных типов, а также хлорит. Фракции минералов размером более 1 мкм представлены слюдами, кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и хлоритом. Глинистые минералы почв на вершине балки подверглись наибольшему структурным изменениям, что привело к усилению характера хаотичного размещения слоев в смешанослойных минералах и накоплению мелкодисперсного кварца. В почве средней части балки глинистые минералы обладают более совершенной структурой. Смешанослойные минералы, такие как иллит-сметтиты с преобладанием сметтитовых пакетов, наблюдаются в почве нижней части балки. Верхние горизонты почв на

водоразделе содержат меньшее количество смектита в сравнении с почвой у основания балки. Это связано с общим сносом материала со склона, сменой почвообразующих пород и более длительным этапом внутреннего почвообразования.

Смешаннослойные минералы типа иллит-смектиты имеют пластинчатую форму. Вполне вероятно, что именно такая форма облегчила миграцию минералов слюдистой природы в осадочном материале и способствовала их аккумуляции в почвенных профилях основания балки. В отличие от этого, в смыто-намытых почвах этот процесс нарушен. Данное явление объясняется перемешиванием силикатных материалов в почвенных образованиях балки, как в результате смыва частиц, так и медленного перемещения поверхностного слоя (твердого стока) вниз по склону. В результате, на нижних участках балки происходит потеря слюдистых и глинистых минералов, с одновременным обогащением кварцем и полевыми шпатами. Это также сопровождается экспозицией горизонтов шоколадных глин с высоким содержанием смектитовых минералов. Смектитовая фаза, сносимая со склона, в почве основания балки не накапливается, а мигрирует в участки с более низким базисом эрозии. Почвы, сформированные на шоколадных глинах, характеризуются высокой долей минералов смектитовой группы, низкой проницаемостью, значительным набуханием при увлажнении и образованием глубоких трещин при высыхании.

Различия в минералогическом составе почв катены определяется сочетанием эрозионных и почвенных процессов. Эрозионные процессы определяют выход на поверхность разных по составу слоев ШГ, что предопределяет интенсивность проявления почвенных процессов, которые находят отражение в особенностях их кристаллохимического строения минералов.

Работа проведена в рамках темы НИР №0439-2022-0013.

Литература

Варламов Е.Б., Чижикова Н.П., Лебедева М.П., Чурилин Н.А. Эволюция верхнего горизонта солонца постагрогенного светлого Прикаспийской низменности по количественному распределению минералов различных гранулометрических фракций // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 88. С. 96–121.

Гончарова Н.А., Панов Н.П. Минералогический состав малонатриевых солонцов Волгоградской области // Известия ТСХА. 1970. Вып. 4. С. 101–110.

Горбунов Н.И., Бондарев А.Г., Рыбина В.В., Туник Б.М. Минералогический состав и физико-химические свойства орошаемых солонцов и каштановых почв Волгоградского Заволжья // Почвоведение. 1975. № 5. С. 77-88.

ЛЕДНИКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА ГОРНОГО АЛТАЯ

Назаров Д.В.^{1,2}, Гладышева А.С.¹, Никольская О.А.¹, Жигмановская С.В.¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, d.nazarov@spbu.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Несмотря на более чем вековую историю изучения четвертичных отложений Горного Алтая, до сих пор остаются открытыми вопросы о возрасте и пределах распространения ледниковых и межледниковых образований на его территории. Геологосъемочные работы ФГБУ «ВСЕГЕИ» 2020–2021 гг. позволили получить новые данные о геологическом строении и возрасте ледниковых комплексов и разделяющих их толщ. Вновь изучено более пятидесяти опорных разрезов квартера Чуйской котловины, в долинах рек Бол. Улаган и Кубадру, близ с. Акташ, в приустьевых частях долин рек Чуя и Иня. Выполнено 33 новых определения ОСЛ-возраста и получены следующие основные результаты:

1. Построена детальная схема геологического строения стратотипического разреза Чаган в борту Чуйской котловины, в котором для всех ключевых стратонавов получены геохронометрические данные.

Бекенская свита слагает основание разреза Чаган, представлена переслаивающимися алевритами и песками с гравием и выходит на поверхность лишь самой верхней частью на 2050–2060 м абс. выс. В межгорных котловинах Горного Алтая с бекенской свиты начинается разрез четвертичных образований, где по данным бурения 1970 г. ее мощность достигает 90 м. Возраст бекенской свиты определяется как плиоценовый или плиоцен–эоплейстоценовый [Лунгергаузен, Раковец, 1958; Щукина, 1960; Девяткин, 1965; Лискун, 1975; Разрез новейших..., 1978; Борисов, 1984; Государственная геологическая карта..., 2010]. По нашим данным, ОСЛ-возраст верхов бекенской свиты в основании чаганского разреза составляет около 100 тыс. лет.

Башкауская свита с угловым несогласием и эрозионным контактом перекрывает бекенскую. Косослоистые пачки галечников башкауской свиты вскрываются в интервале 2060–2140 м абс. выс. В средней части свиты встречен характерный слой с конволютной слоистостью криогенной природы. Выходы свиты прослеживаются по периферии Чуйской котловины, а её максимальная мощность по данным геологической съемки (1991) составляет 115 м у подножия Курайского хребта. Возраст свиты варьирует от неогенового до верхнеплейстоценового [Щукина, 1960; Девяткин, 1965; Разрез новейших..., 1978; Борисов, 1984; Бутвиловский, 1993; Русанов, Важов, 2014]. Из песчаных линз башкауской свиты в разрезе Чаган нами получен ОСЛ-возраст приблизительно 100 тыс. лет.

Чаганский ледниковый комплекс с несогласием перекрывает башкаускую свиту и слагает всю верхнюю часть обнажения на 2090–2240 м абс. выс. Ледниковый комплекс имеет сложное строение и состоит из алевритистого галечно-валунного диамиктона основной и абляционной морен, в которых на разных высотах фиксируются линзы и прерывистые прослои водноосадочного материала – параллельно-слоистых алевритов и галечников с гравием. В чаганском ледниковом комплексе выделяют до пяти морен [Решения..., 1983; Борисов, 1984], а возраст различных элементов разреза меняется от нижнего до верхнего неоплейстоцена [Девяткин, 1965; Решения..., 1983; Шейнкман, 2002; Agatova, Nepor, 2017; Русанов, 2011; Агатова и др., 2023]. Из линз озерно-ледниковых ритмитов в разных частях комплекса нами датировано девять образцов. Наиболее достоверные результаты получены методом ОСЛ по отдельным зернам кварца и они находятся в интервале 90–80 тыс. лет.

2. Уточнено строение сводного разреза Чаган-Узун, который расположен в западной части Чуйской котловины. На площади в несколько квадратных километров. Чаган-Узун пересекает поперек серию краевых моренных гряд и вскрывает отложения древнего цунгового бассейна внутри моренного амфитеатра. Гляциолимний представлен глинистыми алевритами и песками времени последнего продвижения ледников в Чуйскую котловину. ОСЛ-возраст различных фаций чаганузунских озерно-ледниковых образований составляет 30–20 тыс. лет.

3. Уточнены взаимоотношения и возраст четвертичных образований в долинах рек Кубадру и Бол. Улаган. В Улаганской котловине основание видимой части разреза слагают косослоистые

пачки охристых галечников с мелкими валунами и линзами песков башкаусской свиты. Свита вскрывается на 1250–1400 м абс. выс. в нижнем течении р. Кубадру, где расположен ее стратотип, впервые описанный Е.Н. Шукиной в 1953 г. Из линз песков в основании башкаусской свиты получены ОСЛ-даты около 100 тыс. лет. Выше с угловым несогласием залегает ледниковый комплекс, распространенный в долинах рек Кубадру, Башкаусс и Бол. Улаган. Озерно-ледниковые образования, перекрывающие морену, слагают камовые холмы и террасы с ОСЛ-возрастом 90–60 тыс. лет. Гляциофлювиальные галечники и гравийники с прослоями песков местами вложены в гляциолимний, а местами слагают отдельные террасы вдоль бортов Улаганской котловины.

Выводы.

Вся видимая часть разреза четвертичных образований района Чуйской и Улаганской котловин относится к верхнему неоплейстоцену. Пески верхов бекенской и буроцветные гравийно-галечные образования башкаусской свит сформировались в начале позднего неоплейстоцена, вероятно, на границе межледниковья и ледниковья (100 тыс. лет назад). Морены и водно-ледниковые образования Улаганской котловины и разреза Чаган являются следами оледенения первой половины позднего неоплейстоцена (90–60 тыс. лет), а ледниковый комплекс Чаган-Узуна – результатом самой поздней фазы оледенения в конце неоплейстоцена (30–20 тыс. лет).

Литература:

Агатова А.Р., Непон Р.К., Моска П.И. др. Новые данные комплексных исследований следов крупных климатических событий плейстоцена: оледенений, формирования ледниково-подпрудных озер и их катастрофических спусков на Алтае (горы юга Сибири) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т.510. № 2. С. 201–207.

Борисов Б.А. Алтай-Саянская горная область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). М.: Недра. 1984. с. 331–351.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: ТГУ. 1993. 252 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука. 1965. 244 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XXIII, XXIX (Кош-Агач). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2010. 293 с. + 1 вкл.

Лискун И.Г. Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. М.: Наука. 1975. 171 с.

Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. Труды ВАГТ, 1958. Вып. 4. С. 79–91.

Разрез новейших отложений Алтая (Опорные разрезы новейших отложений). / под ред. К.К. Маркова. М.: МГУ. 1978. 208 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 84 с.

Русанов Г.Г. Разрез Чаган (юго-восточный Алтай): строение и реконструкция условий осадконакопления // Изв. РГО, 2011. Т.143. Вып.1, с. 67–72.

Русанов Г.Г., Важов С.В. Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган). Алтайская гос. академия обр-я им. В.М. Шукшина. Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО». 2014. 163 с.

Шейнкман В.С. Возрастная диагностика отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. М.: 2002. Вып. 93. с.41–55.

Шукина Е.Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Азиатской части СССР и их сопоставление с Европейскими. Труды Геологического института. 1960. Вып. 26. С 127–164.

Agatova A.R., Neron R.K. Pleistocene glaciation of the SE Altai, Russia, based on geomorphological data and absolute dating of glacial deposits Chagan reference section // Geochronometria. 2017. Vol. 44. Pp. 49–65.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОДПРУДНЫХ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Назаров Д.В.^{1,2}, Никольская О.А.¹, Жигмановский И.В.¹, Жигмановская С.В.¹, А.С.
Гладышева А.С.¹, Колбанова А.В.¹, Ручкин М.В.^{1,2}, Черезова А.А.¹

¹*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, d.nazarov@spbu.ru*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

Плейстоценовые ледники на севере Западно-Сибирской равнины создали условия для формирования подпрудных приледниковых озер – крупнейших по площади пресноводных бассейнов Земли своего времени. Современные представления об истории развития этих озер базируются на результатах изучения ограниченного количества представительных разрезов по периферии равнины и на моделях по предполагаемым высотам древних береговых линий (Mangerud et al., 2001; Mangerud et al., 2004; Astakhov, 2006; Panin et al., 2020). В ходе государственного геологического картирования арктической части Западной и Средней Сибири 2012–2019 гг. с массовым применением ОСЛ-датирования удалось существенно уточнить возраст и области распространения озерно-ледниковых образований.

В результате установлено, что в верхнем неоплейстоцене арктической части Западной Сибири фиксируются следы существования двух разновозрастных подпрудных приледниковых озер, названных нами «Мессо» и «Ямал» (Nazarov et al., 2022b). В приморских разрезах отложения этих озер разделены холодноводным маринием, а южнее приблизительно 70° с.ш. – аллювием или субаэральными образованиями с горизонтами погребенных псевдоморфоз по повторно-жильным льдам.

Озеро Мессо, согласно данным ОСЛ-датирования разрезов по берегам Байдарацкой губы, в бассейнах рек Юрибей (п-ов Гыдан), Мессояха, Таз и Танама, а также по данным предшественников (Astakhov, 2006; Astakhov, Mangerud, 2014), существовало примерно 90 тыс. лет назад. При этом, по нашим данным кровля озерно-ледниковых образований этого возраста не превышает 45–50 м абс. выс., за исключением области развития локальных цунговых бассейнов между плато Путорана и р. Бол. Хета, где она поднимается несколько выше. На отметках 45–50 м абс. выс. находятся регионально распространенные тыловые швы, прослеживаемые на сотни километров вдоль древних береговых линий подпрудного озера в бассейнах рек Таз и Мессояха. Кроме того, абсолютную высоту 45–50 м имеет вероятный порог стока из древнего озера Мессо в море Лаптевых на водоразделе рек Сухая Дудинка и Верхняя Агапа. В современном рельефе этот порог представляет собой сухое плоскодонное русло, через которое сток из оз. Мессо шел в долину современной р. Агапа, а затем через долины рек Пясины и Дудыпта в долину р. Хета и далее в море Лаптевых.

Указанная система стока с порогом на 45–50 м абс. выс. соответствует представлениям о существовании в начале поздненеоплейстоценового ледниковья двух отдельных ледниковых щитов – на шельфе Карского моря и на плато Путорана (Nazarov et al., 2022a, 2022b). Напротив, концепция сплошной границы ледника от Урала до Среднесибирского плоскогорья (Svendsen et al., 2004) вынуждает предполагать сток через Тургайскую ложбину на 126 м абс. выс. (Mangerud et al., 2001; Astakhov, 2006), что на 70–80 м выше, чем положение кровли верхнеоплейстоценовых озерно-ледниковых образований Западно-Сибирской равнины. Аномально высокий порог объясняют древним стоком по кровле дочетвертичных пород Тургайского прогиба на 55 м абс. выс., которая позднее была погребена аллювиальными и субаэральными образованиями мощностью более 70 м (Mangerud et al., 2001; Astakhov, 2006).

Озеро Ямал сформировалось во время второй фазы развития позднеоплейстоценового оледенения с центром на шельфе Баренцевого и Карского морей. Фациальный анализ, ОСЛ и ¹⁴C-датирование гляциолимния в разрезах на п-ове Ямал (Nazarov et al., 2022b), на Таймыре (Alexanderson et al., 2001, 2002), Гыданском п-ове, в бассейнах р. Таз, Мессояха и Енисей, позволило выделить два этапа существования озера Ямал – 60–50 и 50–35 тыс. лет. Более древний этап соответствует подпруживанию рек Западной Сибири ледником с южной границей между Югорским

п-овом и п-овом Таймыр, а более молодой – существованию полей мертвого льда на осушенном шельфе Карского моря. Современные исследования показали, что гляциолимнический озера Ямал составляет большую часть озерно-ледниковых равнин арктической части Западной Сибири. 60–50 тыс. лет назад сток из озера Ямал, как и ранее из озера Мессо, осуществлялся в море Лаптевых, но уже по иному маршруту. Порог стока, вероятно, находился в месте пересечения рекой Пясины гор Бырранга на 35–40 м абс. выс. Далее вода стекала по долинам рек Пясины и Дудыпта в противоположном современному направлении и через водораздел рек Авам и Волочанка (30–32 м абс. выс.) попадала в долину р. Хета. Более поздний сток 50–35 тыс. лет назад мог проходить вдоль современного северного побережья п-ова Таймыр с запада на восток.

Литература

Alexanderson H., Hjort C., Möller P., Antonov O., Pavlov M. The North Taymyr ice-marginal zone, Arctic Siberia—a preliminary overview and dating // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31. – P. 427–445.

Alexanderson H., Adrielsson L., Hjort C., Möller P., Antonov O., Eriksson S., Pavlov M. The depositional history of the North Taymyr ice-marginal zone, Siberia—a landsystem approach // *Journal of Quaternary Science*. – 2002. – Vol. 17. – P. 361–382.

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

Astakhov V.I., Mangerud J. To the chronology of the last Ice Age on the Lower Yenissei // *Doklady Earth Sci.* – 2014. – Vol. 455 (1). – P. 219–222.

Mangerud J., Astakhov V.I., Jacobsson M., Svendsen J.I. Huge Ice-Age lakes in Russia // *Journal of Quaternary Science*. – 2001. – Vol. 16. – P. 773–777.

Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Gladysheva A.S., Zhigmanovskiy I.V., Ruchkin M.V., Merkuljev A.V., Thomsen K.J. Evidence for the intrusion of marine Atlantic waters into the West Siberian Arctic during the Middle Pleistocene // *Boreas*. – 2022a. – Vol. 51. – P. 402–425.

Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Zhigmanovskiy I.V., Ruchkin M.V., Cherezova A.A. Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, ~60–35 ka // *Quat. Sci. Rev.* – 2022b. – Vol. 289. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107614>.

Panin A. V., Astakhov V. I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth Sci. Rev.* – 2020. – Vol. 201. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>.

Svendsen J.-I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M. J., Spielhagen R. F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* – 2004. – Vol. 23. – P. 1229–1271.

ПАЛИНОСПЕКТРЫ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИКАСПИЯ

Найдина О.Д.

Геологический Институт РАН, Москва, Россия, onaidina@gmail.com

Введение

Арало-каспийские отложения и содержащиеся в них палеонтологические остатки являются основными документами существования древнекаспийских морей, характера и истории их палеогеографического развития. Среди арало-каспийских отложений акчагыльские образования занимают наибольшие площади [Свиточ, 2014].

В начале акчагыла, около 3.6 млн. лет назад ингрессирующее Палеокаспийское море заполнило осадками эрозионные формы рельефа и постепенно покрыло ими всю площадь центрального Прикаспия. Ряд скважин в центральном Прикаспии вскрыли плио-плейстоценовые (акчагыл, апшерон) отложения, представленные в основном песчано-глинистыми толщами значительной мощности (до 700 м). В связи с необходимостью создания детально обоснованной стратиграфической схемы этих отложений палинологически изучены разрезы скважин Урдинской площади и в окрестностях горько-соленого озера Аралсор.

Методы

В качестве основного метода был применен палинологический (спорово-пыльцевой) анализ, как самый распространенный палеонтологический и палеоботанический метод. При мацерации образцов использовался сепарационный метод Гричука с применением центрифугирования проб с растворами йодистого кадмия ($CdJ_2 + KJ$). Идентификация палиноморф происходила под микроскопом с увеличением $\times 400$. Подсчет палиноморф производился по группам: пыльца древесных и кустарниковых, травянистых и кустарничков, споровых растений. Процентное соотношение между количеством пыльцы деревьев, трав и спор подсчитано от общей суммы зарегистрированных палиноморф. Установлены палиноспектры и по пыльцевым записям реконструированы флора, растительность и климат, необходимые для стратиграфии и корреляции отложений.

Результаты

Палинологическим анализом акчагыльские отложения наиболее полно охарактеризованы в скважине на Аралсорской площади. Здесь палиноспектры представлены спектрами лесного типа, с заметным участием спор (до 20-28%). В нижней части этих отложений в спектрах отмечается максимум пыльцы *Betula*, *Ericales*, большое количество пыльцы маревых. Пыльца широколиственных пород встречается в виде единичных пыльцевых зерен (*Tilia*, *Corylus*). Пыльца трав играет небольшую роль (20-35%). Характер палиноспектров в этой части разреза указывает на сравнительно холодный и сухой климат, существование хвойных и березово-хвойных лесов во время отложения этой толщи. Судя по большому количеству пыльцы *Betula* в основании разреза эти отложения можно сопоставить с осадками подакчагыльской толщи (кушумское время) Восточного Прикаспия [Naidina, Richards, 2020].

Выше по разрезу палиноспектры приобретают несколько иной характер: увеличивается количество пыльцы *Picea*, появляется пыльца широколиственных пород (*Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Juglans*, *Pterocarya*). Среди трав и кустарничков преобладает пыльца маревых. Пыльца *Tsuga* присутствует в заметных количествах по всему разрезу (до 6%). Все это свидетельствует об изменении климата в сторону потепления и некоторого увлажнения. В состав лесов входят широколиственные породы. Возможно, в конце этого периода наибольшее развитие получают пойменные леса с участием некоторых широколиственных пород (*Ulmus*, *Pterocarya*) и *Alnus*.

Сходная картина наблюдается в других скважинах Аралсорской и Урдинской площадей, где акчагыл представлен довольно полно. В нижней части исследованных отложений также отсутствует пыльца широколиственных пород, отмечается значительное количество пыльцы *Picea*, но пыльца *Ericales* играет небольшую роль в пыльце трав и кустарничков. В скважине с Урдинской площади

в акчагыльских отложениях пыльца широколиственных пород присутствует в одинаковых количествах по всему разрезу.

Верхний акчагыл характеризуется палиноспектрами лесного типа и даже степного (за счет пыльцы маревых) в верхней части, у границы с апшеронскими отложениями. В целом акчагыльские отложения во всех скважинах характеризуются спектрами лесного типа с преобладанием в пыльце древесных пород *Pinus*, *Picea*, *Betula* при небольшом участии пыльцы *Tsuga* и присутствием пыльцы широколиственных пород довольно разнообразного родового состава.

Наиболее полный разрез апшеронских отложений исследовался в разрезе скважины Аралсорской площади. Нижнеапшеронские спектры лесного типа отражают похолодание: уменьшение роли пыльцы широколиственных пород до 1-4%, исчезновение ряда родов (*Castanea*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Fagus*), уменьшение роли пыльцы *Tsuga*. Отмечается максимум пыльцы *Ericales* (до 25%). По сравнению с акчагылом уменьшается роль пыльцы *Picea*, *Betula* (20-25%). В пыльце трав несколько более заметно участие *Ephedra* и *Artemisia* (до 6-9%). Средний и верхний апшерон не расчленяются, так как в керне отсутствуют верхние части разрезов. В палиноспектрах этих отложений исчезает пыльца *Tsuga*, *Abies*, ряда широколиственных пород, уменьшается количество пыльцы вересковых. В ряде скважин в этих отложениях преобладает пыльца маревых. Возрастание количества пыльцы маревых отмечается также в апшеронских отложениях Восточного Прикаспия и Северного Кавказа [Маслова, 1960; Naidina, Richards, 2016; 2020]. Все эти особенности указывают на заметное изменение климата в сторону аридизации. В то же время большие количества пыльцы маревых могут свидетельствовать об увеличении засоленных площадей, занятых солончаковой растительностью.

Выводы

Палинологические исследования образцов из скважин с наиболее полным отбором керна показали, что палинокомплексы акчагыльских и апшеронских отложений не имеют существенных флористических различий [Маслова, 1960; 1965; Naidina, Richards, 2016; 2020]. Палинологический анализ акчагыльских и апшеронских отложений позволил выделить комплексы палиноспектров и по их данным реконструировать флору, растительность и климатические условия необходимые для палиноклиматостратиграфии.

Литература

Маслова И.В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины (район г. Кизляр) // Тр.ВНИИГАЗ. 1960. Вып. 10(18). С. 285-292.

Маслова И.В. Спорово-пыльцевые спектры плиоцена некоторых разрезов центрального Прикаспия и изменения климата в акчагыле и апшероне // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1965. Т.40.Вып. 4.. С. 138-139.

Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ. 2014. 272 с.

Naidina O.D., Richards K. Pollen evidence for Plio-Pleistocene vegetation and climate change in the North Caucasus, North-Western Caspian Region // Quaternary International. 2016. Vol. 409. Part A. Pp. 50-60.

Naidina O.D., Richards K. The Akchagylian stage (late Pliocene-early Pleistocene) in the North Caspian Region: Pollen evidence for vegetation and climate change in the Urals-Emba region // Quaternary International. 2020. Vol. 540. Pp. 22 – 37.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭВОЛЮЦИИ ТЕМПЕРАТУР ГРУНТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ В ГОЛОЦЕНЕ

В.А. Новопроезжая

Институт мерзлотоведения им. М.П. Мельникова СО РАН, Якутск, РФ, schwarz999@mail.ru.

Введение

Как известно, наибольшее влияние на состояние криолитозоны оказывает климат. В последние годы активизация и интенсификация криогенных процессов ярко выражена и отмечается на нарушенных участках. Возникают риски и ущерб в отношении объектов инфраструктуры, сельского хозяйства, аварийные ситуации, влияющие на окружающую среду. Центральная Якутия является самой густонаселенной частью республики Саха (Якутия), тренд потепления среднегодовой температуры воздуха составляет 0,02-0,03°C/год [Шац, Скачков, 2016]. В Центральной Якутии, в особенности на Лено-Амгинском междуречье, типичные криогенные ландшафты – это аласы, представляющие собой ландшафты в виде плоскодонных котловин, образовавшихся при вытаивании ледового комплекса и его просадки, приблизительно образовавшиеся в голоцене и позднем плейстоцене. Возникает вопрос об устойчивости криогенных ландшафтов при современном климате. Ключом к прогнозу будущих изменений характеристик криолитозоны и криогенных ландшафтов может быть реконструкция температурного режима грунтов путем численного моделирования.

Ледовый комплекс в Якутии формировался в условиях экстремально низких температур позднего плейстоцена, среднегодовая температура мерзлых пород составляла около -10°C. В наше время температура грунтов в межаласье, где сохранился ледовый комплекс в Центральной Якутии составляет -2,5...3,5°C. Аласы в Центральной Якутии обычно замкнутые котловины с берегами 45-70 градусов, с высотой склонов 15-60 м и более, склоны южной экспозиции часто покрыты байджерахами, а северной экспозиции - лесами с моховым покровом.

Цель данной работы заключается в решении прогнозных задач формирования температуры грунтов криогенных ландшафтов при различных сценариях климатической изменчивости.

Методы

Андреевым А.А. (2000) была произведена реконструкция климата Центральной Якутии в голоцене по палинологическим данным (Таблица 1). Самые теплые периоды голоцена это суббореальный и субатлантический периоды, приблизительно 3500 и 1000 лет назад.

Математическое моделирование производилось с помощью программы QFrost, разработанной на кафедре геокриологии МГУ. Были использованы климатические характеристики как среднемесячные температуры воздуха, коэффициент теплопроводности снега через соотношение высоты снежного покрова и его плотности, также теплофизических свойств грунтов, подобранных для каждого слоя на основе влажности и плотности грунта [Гаврильев, 1998]. Для каждой метеостанции производилась выборка для подбора определенной температуры воздуха периода голоцена, отклонения годовой суммы осадков добавлялись в процентном отношении. Верификация моделей производилась по имеющимся замерам с 1980-ых годов температур грунтов на полигонах Института Мерзлотоведения, модели показали хорошую сходимость расчетных и фактических температур грунтов и согласованность с ходом динамики температур грунтов под воздействием изменения климата.

Таблица 1. Хронология периодов голоцена и их климатические характеристики в Центральной Якутии (по Андрееву, 2000).

Время	Период	Отклонения от среднегодовой температуры воздуха, °С	Отклонения годовой суммы осадков, мм	Характерная растительность
10500	Аллеред	-3...-4,5	-50...-100	Тундростепи и ерники
10300	Поздний Дриас	-5	-150	Тундростепи и ерники
9800	Предбореальный	-2,5	-50	Редколесья лиственных и березовые с ерниками
8500	Бореальный	-0,5...-1	-25	Леса лиственных и березовые с елью и сосной
7900	Атлантический	+0,5	+25	Леса лиственных с березой
7000		-1,5	-50	Леса лиственных
5500		+0,5...+1	+25	Леса лиственных с сосной и березой
4400	Суббореальный	-2	-50	Леса лиственных с сосной, березой и ерниками
3500		+0,5...+1	+50...+75	Леса лиственных с сосной и березой
2200	Субатлантический	-1,5	-50	Леса лиственных с сосной, березой и ерниками
1000		+0,5...+1	+25	Леса лиственных с сосной и березой

Результаты

Результаты моделирования температур грунтов по периодам голоцена приведены в таблице 2, температуры грунтов приведены по глубине 15 м, то есть на современной глубине нулевых годовых амплитуд. В наиболее холодные периоды - в аллереде и позднем дриасе, выборка температур воздуха и снежного покрова была произведена по метеостанциям тундры, так как массив данных метеостанций не имеет подобных отклонений от современных температур воздуха и теплофизические свойства растительности средней тайги замещены на характеристики растительности тундростепей.

Таблица 2. Реконструкция температур грунтов Центральной Якутии в голоцене, °С.

Период	Время	Отклонения от ср.год. Темп. воздуха, °С	Отклонения год. суммы осадков, мм	Покровск	Чурапча	Амга	Крест-Хальджай	Охогский Перевоз	Бердигестях	Ытык-Кюель	Среднее
Аллеред	10500	-3...-4,5	-50...-100	-8,8	-9,1	-9,2	-8,9	-8,7	-8,4	-9,2	-8,9
Поздний Дриас	10300	-5	-150	-11,9	-12,7	-12,7	-12,4	-12,0	-11,4	-13,2	-12,3
Предбореальный	9800	-2,5	-50	-7,2	-7,8	-7,9	-7,6	-7,4	-7,1	-8	-7,6
Бореальный	8500	-0,5...-1	-25	-4,9	-5,2	-5,5	-5,3	-4,9	-4,9	-5,5	-5,2
Атлантический	7900	+0,5	+25	-2,5	-2,8	-2,9	-2,6	-2,5	-2,4	-3	-2,7
	7000	-1,5	-50	-5,8	-6,6	-6,6	-6,3	-6	-5,6	-6,8	-6,2
	5500	+0,5...+1	+25	-2	-2,4	-2,8	-2,4	-2,3	-2	-2,9	-2,4
Суббореальный	4400	-2	-50	-6,2	-6,9	-7	-6,9	-6,5	-6,1	-7,3	-6,7
	3500	+0,5...+1	+50...+75	-1,9	-2,1	-2,1	-2,1	-2,1	-1,9	-2,3	-2,1
Субатлантический	2200	-1,5	-50	-5,8	-6,6	-6,6	-6,3	-6	-5,6	-6,8	-6,2
	1000	+0,5...+1	+25	-2	-2,4	-2,8	-2,6	-2,3	-2	-2,9	-2,5
Современный	0			-2,7	-3	-3,2	-3,4	-3	-2,5	-3,6	-3,1

Выводы

Модели в самые теплые периоды голоцена показали относительно низкие температуры грунтов и соответственно показывают устойчивость верхних горизонтов криогенных ландшафтов к изменениям климата. Несмотря на максимальные отклонения среднегодовой температуры воздуха +0,5...+1°С и годовой суммы осадков +25...+75 мм температура грунтов доходила до -1,9...-2,1°С. При этом наибольшие изменения происходили у участков с наибольшей и наименьшей высотой снежного покрова, что логично, так как при потеплении и увеличении снежного покрова максимальное увеличение температуры грунтов у многоснежных участков, а при криоаридных условиях на малоснежных участках расчетные температуры грунтов получились самыми низкими. Также наблюдалось, что при продолжительности 150 лет климатического состояния температуры грунтов становились статичными, самые большие изменения температур грунтов сопряжены с отклонениями суммы осадков.

Таким образом, аласы образовались не в силу увеличения температур, моделирование подтверждает мнение Т.Н. Каплиной (2009), С.В. Томирдиаро (1980), Е.С. Горбатова (2021) об образовании термокарстовых озер и аласных форм рельефа в силу потепления и резкого увеличения осадков, по Ф. Катамуре аласы образовались из-за лесных пожаров (2009).

Литература

Гаврильев Р.В. Теплофизические свойства горных пород и почвенных покровов криолитозоны. Новосибирск: СО РАН. 1998. 280 с.

Горбатов Е.С., Колесников С.Ф., Кузьмина С.А. Разновозрастные древние аласы на Северо-Востоке России // Геоморфология. 2021. Т. 52. С. 33-43.

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.

Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 183 с.

Шац М.М, Скачков Ю.Б. Климат Севера: потепление или похолодание? // Климат и природа. 2016.

Katamura F., Fukuda M., Bosikov N.P., Desyatkin R.V. Charcoal records from thermokarst deposits in central Yakutia, eastern Siberia: Implications for forest fire history and thermokarst development. Quaternary Research, 2009. 71, 36-40.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СТОЯНКИ СУХАЯ МЕЧЕТКА

Очередной А.К.^{1,2}, Янина Т.А.³, Курбанов Р.Н.^{3,4}, Ремизов С.О.⁵,

¹ *Институт археологии и этнографии СО РАН, отдел археологии каменного века*

² *Институт истории материальной культуры РАН, отдел палеолита*

³ *Географический факультет МГУ им М.В. Ломоносова, Москва, Россия; didacna@mail.ru*

⁴ *Институт географии РАН*

⁵ *Музей-заповедник «Старая Сарепта»*

Введение

Стоянка Сухая Мечетка – важнейший памятник среднего палеолита Восточной Европы, была обнаружена в 1951 г. геологами А.И. Коптевым и М.Н. Грищенко в ходе обследования правого берега Волги на северной окраине Сталинграда (Волгограда) при строительстве Волжской ГЭС. Широкомасштабные раскопки стоянки осуществлены С.Н. Замятниным в 1952 и 1954 гг. [Замятнин, 1961; Праслов, Кузнецова, 2020].

Первые артефакты, обнаруженные на поверхности, были продемонстрированы С.Н. Замятнину и А.Н. Рогачеву в Костёнках, а в ноябре того же года на место находки прибыли С.Н. Замятнин и А.Н. Формозов. Раскопки были начаты в 1952 году и продолжены годом позже, в 1954 году. В конце 70-х годов Н.Д. Праслов предпринял попытку уточнить хронологию памятника. Основной целью этих исследований было комплексное изучение Сухой Мечетки. По периметру площадей, раскопанных С.Н. Замятниным, было заложено 6 участков. Культурный слой стоянки Сухая Мечетка залегает в верхней и частично в средней части погребенной почвы, перекрывающей позднечазарские аллювиальные отложения и подстилающей мощную толщу ательских супесей.

Стоянка Сухая Мечетка принадлежит к огромному и разнообразному технокомплексу внутри среднепалеолитических индустрий, известному как микок, который связан с классической экспансией неандертальцев в Западную, Центральную и Восточную Европу, включая Крым и Кавказ. И хотя на стоянке не обнаружено антропологических останков, типологические характеристики комплекса позволяют отнести его к типичному микокскому технокомплексу (для открытых стоянок).

Результаты и их обсуждение

В строении разреза среднепалеолитического памятника Сухая Мечетка отражены 11 основных этапов осадконакопления и палеогеографического развития территории памятника, тесно связанные с глобальными и региональными изменениями климата и уровня Каспийского моря. В основании разреза отражен этап существования реки на территории памятника, впадавшей в эстуарий Волги, образованный раннечазарской трансгрессией Каспия в конце среднего плейстоцена (МИС 6). Продолжительный континентальный этап развития в условиях разнонаправленных колебаний климата разной амплитуды от микулинского межледниковья (МИС 5e) до поздневалдайской ледниковой эпохи (МИС 2) в позднем плейстоцене отражен в средней части разреза. Позднечазарский и гирканский трансгрессивные бассейны (МИС 5), а также палеохвалынская стадия (МИС 3) Каспия не достигали широты Сухой Мечетки. Этап раннечазарской трансгрессии (МИС 2, 16 190 ± 200 лет назад) в условиях деградации ошашковского оледенения выражен в его верхней части.

Установлены три погребенные почвы, отражающие этапы потепления стадии МИС 5 и соотносящиеся с ее подстадиями 5e, 5c и 5a. Почвообразование происходило в днище широкой балки в гидроморфных условиях с периодическим воздействием флювиальных процессов. Детальная характеристика разреза позволила надежно определить положение культурного слоя стоянки. Находки среднепалеолитических орудий и костных остатков млекопитающих приурочены к палеопочве PS-2, соотносимой с теплым интервалом, отвечающим МИС 5c международной изотопно-кислородной шкалы, верхневолжскому (крутицкому) потеплению на Восточно-

Европейской равнине в эпоху раннеледникового (или переходного этапа от микулинского межледникового к калининскому оледенению), гирканской трансгрессивной стадии в Каспийском бассейне. Корреляция с ближайшими разрезами, для которых получены надежные данные абсолютного датирования, позволяет определить его возраст в интервале 97–110 тыс. лет назад [Kurbanov et al., 2022]. Природные условия территории стоянки были благоприятны как для обитания человека, так и для крупных травоядных животных, служивших объектом его охоты.

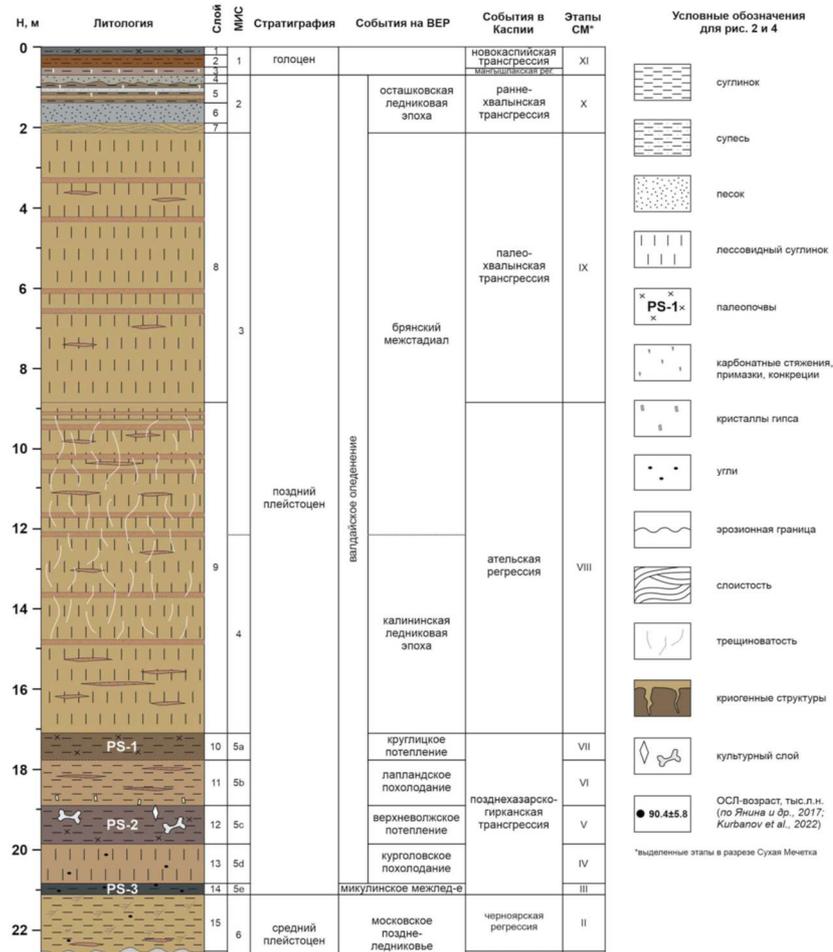


Рис. 1. Строение разреза Сухая Мечетка и основные этапы осадконакопления в контексте палеогеографических событий на Восточно-Европейской равнине и в Каспии (Янина и др., 2023)

Палеопочва PS-2 содержит культурный слой, отнесенный к микукской общности Северной Евразии, прочно ассоциированной с неандертальским человеком. Во время заселения территории стоянки неандертальцами климат был умеренно теплым, на междуречье господствовали степные ландшафты, в балке произрастал лес. В Каспии развивалась гирканская трансгрессия с эстуарием в долине Волги, определившая высокое положение базиса эрозии и формирование балки с широким днищем и пологими берегами, с постоянным пресным водотоком, привлекающим на водопой млекопитающих – объект охоты древнего человека. Очевидно, такие условия послужили основанием организации стоянки в балке Сухая Мечетка. Корреляция разреза с детально исследованными лессово-почвенными разрезами Нижнего Поволжья позволяет соотнести палеопочву PS-2 с палеопочвой, датированной интервалом МИС 5с (крутицкая почва на Восточно-Европейской равнине), имеющей региональное распространение, и определить возраст культурного горизонта стоянки Сухая Мечетка в диапазоне 97–110 тыс. лет назад.

Исследование выполнено при поддержке РФФ, проект 21-18-00552.

Литература

Янина Т.А., Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А., Романис Т.В., Ельцов М.В., Лаврентьев Н.В., Глушанкова Н.И., Ремизов С.О., Иванов Я.Д., Куприянова М.Д., Очередной А.К. Палеолитическая

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

стоянка Сухая Мечетка (Волгоград) в контексте стратиграфии и палеогеографии Нижнего Поволжья. Вестник Московского университета. Серия 5: География 78, 2 (2023), 113–128

Kurbanov, R. N., Buylaert, J. P., Stevens, T., Taratunina, N. A., Belyaev, V. R., Makeev, A. O., Lebedeva, M. P., Rusakov, A. V., Solodovnikov, D., Koltringerc, C., Rogov, V. V., Streletskaya, I. D., Murray, A. S., Yanina, T. A. A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk. Quaternary Geochronology 73 (2022)

Замятнин С.Н. 1961. Сталинградская палеолитическая стоянка. КСИА 82, 5—36

Праслов Н.Д., Кузнецова Л.В. 2020. Палеолитическое поселение Сухая Мечётка (по материалам раскопок С.Н. Замятнина). Санкт-Петербург: ИИМК РАН.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНЫХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКИХ ТЕРРАС Р. ВИЛЮЙ

Павлова М.Р.¹, Лыткин В.М.¹, Васильева А.Н.¹, Шапошников П.И.¹, Галанин А.А.¹,
Курбанов Р.Н.²

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, gidro1967@mail.ru
²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Река Вилюй является самым крупным левым притоком реки Лена. Его истоки расположены на Вилюйском плато Среднесибирского плоскогорья, недалеко от рек бассейна Нижней Тунгуски. В верховьях она пересекает болотисто-озёрную равнину, ниже течёт в области развития траппов Тунгусской и Вилюйской синеклизы, где имеет каньонообразную форму долины. К востоку от Вилюйского каскада ГЭС, с выходом на Центральнаякутскую низменность долина Вилюя существенно расширяется, ширина русла увеличивается до 300 м и более, разбиваясь на многочисленные рукава, склоны выполаживаются, хорошо прослеживается пойма и комплекс надпойменных террас. В 60-х годах XX века Алексеевым М.Н. (1961) в долине реки Вилюй было выделено шесть надпойменных террас высотой от 10 до 120 м. К наиболее древним образованиям (нижнеплейстоценовым) в долине р. Вилюй отнесены отложения VI (высота ее над урезом реки 90—120 м) и V надпойменной террасы (70-80 м). К среднеплейстоценовым образованиям отнесены отложения IV (40-60 м над урезом) и III (30-40 м над урезом) террас на основе находок фауны тираспольского и хазарского комплекса (Гиттерман, 1961; Громов, 1948; Алексеев, Куприна, 1962). К верхнему плейстоцену были отнесены аллювиальные отложения II (20-28 м над урезом) и I (10-18 м над урезом) надпойменных террас Вилюя и синхронные им покровные суглинки озерного и делювиально-солифлюкционного происхождения, перекрывающие все надпойменные террасы Вилюя. Позднее Галанин А.А. (2018, 2019) в результате изучения Кысыл-Сырского обнажения (35 м над урезом) на правом берегу р. Вилюй в 20 км ниже пос. Кысыл-Сыр. пришел к выводу, что его большая часть сложена эоловыми среднезернистыми песками Дьолкуминской свиты (22-24 м) и отнесена к МИС 2, а подстилающие аллювиальные отложения с мощностью 10-12 м. на основе серии радиоуглеродных датировок по древесине и растительному детриту отнесены к интервалу 45–30 тыс. л.н. Исходя из этого, вопросы строения и возраст формирования террас реки Вилюй остаются дискуссионными. Для уточнения возрастных рамок отложения и строения высоких террас нами была исследована V надпойменная терраса р. Вилюй вблизи п. Кысыл-Сыр (рисунок 1).

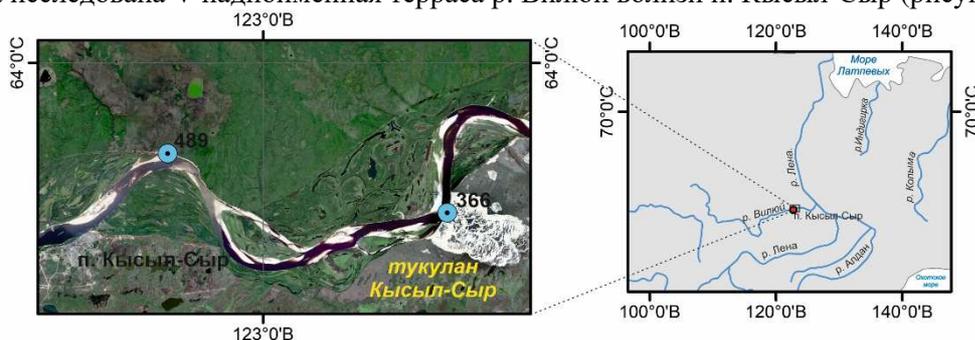


Рисунок 1. Местоположение изученных обнажений: 489 – обнажение цокольно-аккумулятивная террасы, 366 – обнажение Кысыл-Сыр, изученная Галаниным А.А. и др. (2018, 2019).

Методы

Для изучения цокольно-аккумулятивной террасы, включающей покровные песчаные отложения, использованы стандартные подходы фациального анализа и стратиграфии, включающие геоморфологическое обследование, поиск, зачистку и описание разрезов (естественных обнажений), изучение литологии, седиментационных и криогенных текстур, отбор проб для количественного датирования – радиоуглеродный, метод оптически стимулированной люминесценции.

Методы количественного датирования. Радиоуглеродный анализ 8 образцов выполнен методом жидкостной сцинтилляции спектрометре-радиометре Quantulus 1220 в лаборатории общей геокриологии Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН). Материалом для датирования послужили отобранные в ходе апробирования разреза остатки древесной и кустарниковой растительные, погребенные травянистые кочки и угольки. Калибровка дат производилась на базе программы OxCal 4.4 с использованием калибровочной кривой IntCal 20.

Люминесцентное датирование проведено для четырех песчаных и супесчаных образцов путем параллельного определения возраста по зернам кварца методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и калиевых полевых шпатов с применением инфракрасной стимулированной люминесценции (ИКСЛ). Предварительная пробоподготовка образцов выполнена в лаборатории люминесцентного датирования МГУ/ИГРАН. Материал для датирования был получен методом влажного ситования с отбором фракции песка 90-180 мкм. Определение абсолютного возраста проведено в скандинавской лаборатории люминесцентного датирования Орхусского университета (Дания).

Результаты

Цокольно-аккумулятивная терраса р. Виллой расположена в 10 км северо-восточном направлении от п. Кысыл-Сыр. Она приурочена к левому берегу реки, имеет протяженность более 8 км и высотой достигает 75-90 м. Кровля террасы представлена отложениями ледового комплекса, на котором произрастает лиственный лес с бруснично-багульниковым покровом. Поверхность бугристая, прослеживается полигональный рельеф, длина полигональных трещин 70-90 см, глубина 15-20 см. В пределах террасы заложен разрез № 052-058 (63°56'58'' с. ш., 122°52'48'' в. д.) видимой мощности 75 м, снизу-вверх от меженного уровня р. Виллой выделены следующие стратиграфические пакеты (рисунок 2).

Пачка I (65-75 м и более). Коренной цоколь меловых светло-серых песчаников аллювиальной фации с линзами ожелезненных галечников, включениями лигнита, окаменелой древесины и раковин моллюсков. Седиментационная текстура отложений представлена косой слоистостью гипертрофированных размеров.

Пачка II (51-65 м). Аллювиальные отложения. В нижней части представлены галечно-гравийными отложениями с косой слоистостью; выше залегают пески серые среднезернистые полого-косослоистые кварц-полевошпатовые мерзлые с прослоями супеси легкой пылевой (русовая фация), с линзами растительного детрита, с включениями шишек (*Larix gmelinii*) и стволов хвойных растений (*Picea* spp.). Влажность составляет 20-30%. Кровля пачки отложений резкая, венчается супесями серыми тяжелыми пылевыми горизонтально-слоистые (пойменная фация). Для русловой фации аллювиальных отложений получены методом ОСЛ два запредельных возраста по полевым шпатам (>405,4 и >396,0 тыс. лет), из венчающих пойменных отложений по кварцу 79,1±7,0 и 63,8±4,9 тыс. лет.

Пачка III (5(8)-51 м). Эоловые отложения (долькуминская свита) представлены чередованием песка светло-серого среднезернистого перекрестно-косослоистого кварцевого мощностью от 0.2-0.4 до 8-10 м и супеси легкой пылевой – от 1 до 3-4 мм. Влажность не превышает 5%, ледяные жилы отсутствуют, криотекстура преимущественно сублимационная контактная, реже тонкошлифовая. В строении пачки множество микронесоогласий, плоскостей дефляции, трещин, заполненные песком белым мелкозернистым кварцевым с характерными признаками вертикальных смещений. В интервале 9-20 м встречаются рассеянные остатки нитевидных корешков, образующих горизонтальные ярусы. На глубине 10-13 м эти ярусы приобретают вид слабозрелых почвенных горизонтов (мощность 0.2-0.4 до 3-4 см) ритмически чередующихся с прослоями серых супесей легких. На некоторых участках установлены целые кочки злаков размерами от 4 до 15-30 см. Кровля эоловой пачки волнистая с резким фациальным переходом к едомным отложениям. Из верхней части эоловых отложений получены радиоуглеродные датировки из осоковых кочек и их возраст лежит в интервале 32,2 – 35,5 тыс. лет.

Пачка IV (5(8)-0 м). Едомные отложения представлены лессовидными суглинками темно-коричневыми с большим содержанием (до 30%) тонкодисперсной органики. Отложения имеют субгоризонтальную седиментационную текстуру, которая интенсивно нарушена криотурбацией и разбита вертикальными сингенетическими ледяными жилами толщиной до 2-3 м и глубиной проникновения 8-10 м от поверхности. Верхняя часть жил приурочена к подошве сезонно-талому слою на глубине 1-1.5 м. Концы жил в интервале 5-8 м проникают на 2-2.5 (3) м в подстилающую

пачку песков светло-серых среднезернистых перекрестно-косослоистых и супесей легких пылеватых, расщепляясь бороподобно. С подошвы грунтовых столбов из останка древесины был получен датировки и для образца MPI-33 $22,0 \pm 0,3$ тыс. лет.

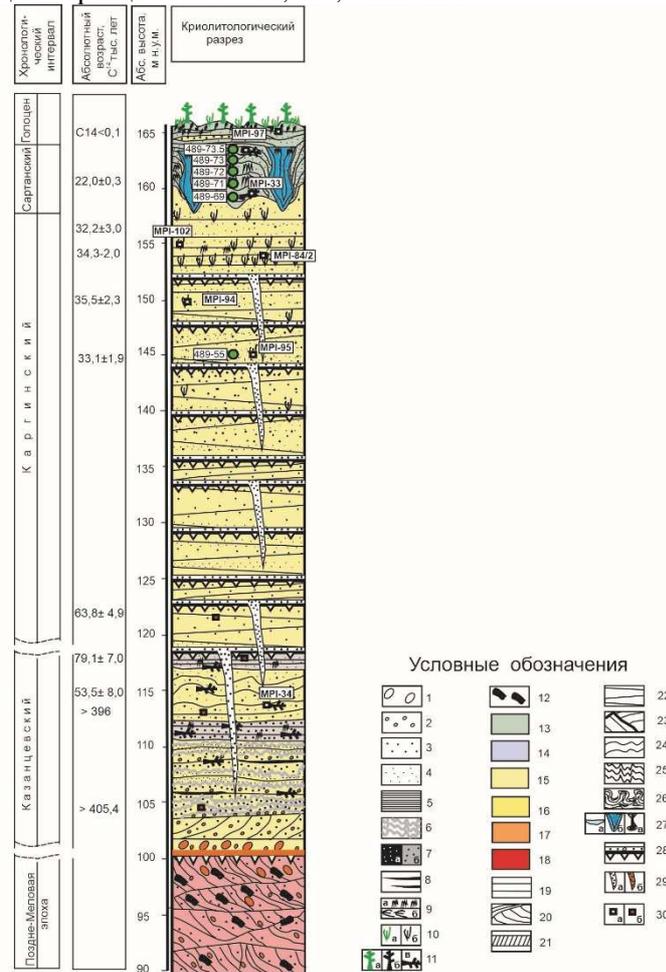


Рисунок 2. Обнажение аккумулятивно-цокольной террасы в бассейне р. Виллой. Условные обозначения. Литология (1-12): 1 - мелкая галька; 2- мелкий гравий; 3 - средний песок; 4 - мелкий песок (супесь); 5 - ил (суглинок); 6 - супесь с тонкими (1 мм) ритмичными прослоями суглинка; 7 - гумус с примесью песка (а) и песок с примесью гумуса (б); 8 - тонкие прослои и линзы аллохтонного растительного детрита; 9 - кустарничковый (а) и травянистый (б) торф; 10 - живые (а) и отмершие (б) вертикально погребенные стебли и куртины злаков; 11 - живые (а) и ископаемые (б, в) деревья: б - вертикально захороненные, в - горизонтально захороненные; 12 - уголь и фрагменты окаменелой древесины мелового возраста. Гранулометрия (13-18): 13 - тяжелый суглинок и глина (<0,01 мм); 14 - супесь с суглинком интенсивно оглеенные (<0,1 мм); 15 - мелкий песок (0,25-0,1 мм); 16 - средний песок (0,5-0,25 мм); 17 - крупный песок (0,5-1 мм); 18 - гравий, мелкая галька. Текстуры флювиальные сингенетические (19 -21): 19 - горизонтальная; 20 - линзовидная, 21 - косослоистая. Текстуры эоловые (22, 23): 22 - пологая перекрестно-слоистая (параболических дюн) с вариацией толщины элементарных слоев от 1 мм до 30 см; 23 - круто наклонная перекрестно-слоистая (накидных дюн и барханов). Постлитогенные инволюции и криотурбация (24-26): 24 - волнистая; 25 - пloyчатая; 26 - диапировая. Распределение льда (27): а - тонкие линзы и шилы сублимационных льдов, б - вертикальные ледяные жилы полигонального типа, в - мерзлые грунтовые (суглинисто-гумусовые жилы); 28 - структурные и седиментационные несогласия, поверхности интенсивной дефляции; 29 - сухо-мерзлые син- и эпигенетические жилы: а - заполненные отбеленным кварцевым песком, б - интенсивно ожелезненные (зоны фильтрации отмерших межмерзлотных таликов); 30 - точки определения абсолютного возраста радиоуглеродным (а) и оптико-люминесцентным (б) методами

Выводы.

В результате исследований обнажения высокой террасы р. Вилой были получены сведения о его строении и возрасте формирования. Он был расчленен четыре разных по фациальному признаку пачки: меловой аллювиальный цоколь, аллювиальные отложения русловой и пойменной фации, золотые отложения дьолкуминской свиты и покровные лессовидные суглинки едомной свиты. Для четвертичных отложений в возрастном отношении наиболее древними являются аллювиальные отложения русловой фации с плавниками, формирование которых происходило в теплое время среднего плейстоцена. Пойменная фация аллювиальных отложений формировалась в МИС 5-4. Для кровли мощных отложений дьолкуминской свиты, которые занимают большую часть обнажения, получены возраста окончания каргинского термохрона (конец МИС 3). И венчающие обнажение цокольной террасы лессовидные суглинки едомной свиты имеют возраст МИС 2.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>

Литература:

Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилойской впадины и долины нижнего течения реки Лены. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 51.

Алексеев М. Н., Куприна Н. П., Медянцев А. И., Хорева И. М. Стратиграфия и корреляция верхнетретичных и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 66.

Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (дьолкуминская свита) в Центральной Якутии (Часть 1). Криосфера Земли. 2018. Т. XXII, № 6. – С. 3-5.

Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (дьолкуминская свита) в Центральной Якутии (Часть 2). Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 1. С. 3-6.

Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 191 с.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, вып. 64, № 17.

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ ДОЛИНЫ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Павлова М.Р.¹, Лыткин В.М.¹, Шапошников Г.И.¹

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, nigaer@yandex.ru

Введение.

Одним из ярких и постоянно обсуждаемых феноменов криолитозоны являются покровы льдистых суглинков с повторно-жильными льдами (ПЖЛ), именуемые также едомными, ледовым комплексом, лессово-ледовой формацией и т.д. В Восточной Сибири они распространены от Северной Монголии до арктического побережья Евразии, являясь реликтом холодной ледниковой эпохи позднего плейстоцена [Геокриология..., 1989; Иванов, 1984; Строение..., 1979; Rewe, Journaux, 1983; и др.]. Феноменальными особенностями данного типа отложений является содержание до 70-90 % подземного льда, значительное количество тонкодисперсной органики, значительная насыщенность остатками мамонтовой фауны, залегание на разных гипсометрических уровнях.

Не один десяток лет ученых интересуют вопросы возраста, генезиса и условия формирования ПЖЛ, так как они содержат большую палеогеографическую информацию. В их строении и свойствах сохраняются первоначальные черты времени образования льдов, и в дальнейшем, полученные данные в комплексе с другими палеоданными используются для реконструкции природных условий прошлого в целом для региона.

Материалы и методы.

В 2021 году нами проведены исследования в пределах 65-75-метровой цокольно-аккумулятивной террасы р. Виллюй в нижнем течении, расположенной в 10 км от п. Кысыл-Сыр (Центральная Якутия). В строении террасы выделяется коренной цоколь меловых песчаников (65 м и более) и позднечетвертичный осадочный чехол, включающий аллювиальную пачку (51-65 м), покровные эоловые отложения дьолкуминской свиты (5(8)-51 м) и едомный комплекс с ПЖЛ (0-5 (8-10) м).

Описание и отбор образцов повторно-жильных льдов выполнен согласно общепринятой методике, подробно изложенной в работах [Васильчук, Васильчук, 2011; Hoefs, 1997; Meyer et. al., 2015 и др.]. Определение физико-химических показателей и основных ионов (3 образца) проведен методами титриметрии и капиллярного электрофореза в аккредитованной лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), г. Якутск. Выполнен расчет коэффициента метаморфизации вод Na / Cl согласно методике В.А. Сулина [Алёкин, 1975].

Микроэлементный состав (16 образцов) выполнен методами масс-спектрального (ICP-MS) и атомного-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES) в Аналитическом сертифицированном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН, г. Черноголовка. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, δD) 16 образцов проводился в совместной Российско-Германской (ИМЗ-AWI Potsdam) лаборатории при ИМЗ СО РАН методом лазерной абсорбционной ИК-спектрометрии на анализаторе Picarro L2140i, оснащенного системой WS-CRDS (Wavelength Scanned – Righ Down Spectroscopy).

Помимо льдов исследовались вмещающие отложения с использованием общепринятых подходов и методов четвертичной геологии – гранулометрический, спорово-пыльцевой, радиоуглеродный и пр. Все анализы проведены на базе лаборатории общей геокриологии ИМЗ СО РАН.

Гранулометрический анализ (11 проб) выполнен в соответствии с ГОСТ 12536-2014 [ГОСТ, 2015] методами ситового отсева и ареометрии. Радиоуглеродный датирование (4 пробы) выполнено методом жидкостной сцинтилляции древесных и травянистых остатков. Калибровка ^{14}C -дат производилась с использованием программы OxCal 4.4 [Bronk, 2009] и калибровочной кривой IntCal 20 [Reimer et al., 2020] для 95%-го уровня значимости с вычислением среднего значения.

Спорово-пыльцевой анализ выполнен для 12 образцов. Химическая обработка производилась с применением адаптированной методики, базирующейся на методах Гричука [Пыльцевой анализ, 1950] и Фаегри-Иверсена [Faegri, Iversen, 1989]. Микроскопирование выполнено с использованием светового микроскопа проходящего света Zeiss PRIMO STAR с увеличением 400 раз. Подсчет пыльцевых зерен составлял не менее 300 единиц, также документировались споры и непыльцевые палиноморфы.

Результаты.

Едомные отложения залегают в верхней части цокольно-аккумулятивной террасы в интервале от 0 до 5 (8-10) м. Кровля пачки бугристая, прослеживается полигональный рельеф, длина полигональных трещин составляет 70-90 см, глубина – 15-20 см. На поверхности произрастает лиственный лес с бруснично-багульниковым покровом.

Вскрытый разрез едомных отложений № 052 имеет видимую мощность 4.7 м включает эпигенетические ПЖЛ толщиной до 2-3 м и глубиной проникновения до 6-8 м в нижележащие отложения дьолкуминской свиты. Расстояние между жилами составляет 10-12 м. Вмещающие отложения представлены чередованием песка пылеватого и супеси легкой пылеватой с прослоями супеси тяжелой пылеватой, насыщены большим количеством органического детрита с мелкими обломками древесины, отмечаются признаки криотурбации.

Согласно результатам радиоуглеродного анализа возраст вмещающих едомных отложений, вскрытых в пределах цокольно-аккумулятивной террасы определяется 29-26 тыс. кал. л. н. (MPI-97 (0.5 м) – < 100; MPI-96 (2.5 м) – 28370±820; MPI-33 (3-4 м) – 26350±335; MPI-195 (4 м) – 27975±560).

По данным спорово-пыльцевого анализа спектры характеризуются доминированием травянистых сообществ (31.8-63.9 %) с преобладанием злаковых Poaceae (3.6-17.4 %), гвоздичных Caryophyllaceae (8.1-24.8 %), полыни *Artemisia* (1.2-12.3 %), крестоцветных Brassicaceae (4.2-7.2 %) и спор гриба *Glomus* (от 22.3 до 45.4 %). Отмечается также пыльца амарантовых Amaranthaceae, цикориевых Cichorioideae, астровых Asteroideae, осоковых Cyperaceae, розоцветных (Rosaceae, *Sanguisorba officinalis*), лютиковых (Ranunculaceae, *Thalictrum*). В небольшом количестве отмечена пыльца березы *Betula* spp. (1.2-5.3 %), сосны *Pinus* s/g *Diploxylon* (2.4-7.6%), единичные зерна ольхи *Alnus* и ивы *Salix*. Сумма спор составляет 6.5-15.6 % с преобладанием Lycopodiaceae (1.9-8.9 %), *Selaginella rupestris* (0.6-3.6%) и Polypodiophyta (1.9-3.1 %), *Sphagnum* (0.3-1.2 %) и *Bryales* (1.2 %). Отмечены также переотложенные споры Polypodiophyta и Cf. *Osmunda*, непыльцевые палиноморфы – *Microthyrium microscopicum*, *Gelasinospora*, *Zygnema*-type. Концентрация 151-382 зерен / см³.

Согласно данным химического анализа установлено, что льды характеризуются слабокислой реакцией химической среды (pH = 6.32-6.51), умерено пресные (минерализация составляет 0.13-0.29 г/дм³), имеют гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав. Коэффициент Na / Cl < 1, что свидетельствует о том, что ПЖЛ образовались из вод разной степени метаморфизации. Повторно-жильные льды характеризуются довольно широким микроэлементным составом (зафиксировано 57 элементов). По отношению к кларку речных вод отмечается повышенное содержание Fe в 41 раз, Ti, V, Al, Mn, Co, Sr – в 2-5 раза, лантаноиды – 12-48 раз. Повторно-жильные льды имеют относительно лёгкий изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ от -30.04 до -28.58 ‰, δD от – -231.86 до -221.83 ‰, d_{exc} от 6.32 до 8.45 ‰), дейтериевый эксцесс указывает, что при образовании льдов в долине р. Виллой преобладали испарительные процессы формирования.

Обсуждение и выводы.

Согласно полученным данным, формированием ПЖЛ в пределах цокольной-аккумулятивной террасы происходило в конце каргинского, возможно, также в начале сартанского периода, в очень сухих и холодных условиях, когда преобладали ландшафты открытого типа сухих холодных степей с доминированием ксерофитных сообществ (Poaceae, Caryophyllaceae, *Artemisia*, Amaranthaceae), местами разнотравно-злаковых лугов, а также песчаных пространств, практически лишенных растительного покрова. Местами были развиты лиственный редколесья, ерники с карликовыми видами берез, ольховника и ив.

Низкая минерализация, преобладание гидрокарбонатов и ионов Ca²⁺, лантаноидов и др. свидетельствует, что основным источником формирования ПЖЛ являлись атмосферные осадки зимнего периода года (талый снег). Накопление микроэлементов (в частности, Ca, Mn, Fe и др.) в этих льдах связано с превышением фоновой концентраций в атмосфере и лантаноидов в зимних осадках. Повышенное содержание тяжелых металлов ПЖЛ относительно кларков речных вод

связаны с болотными водами, как в жилах Северной Якутии [Васильчук, 2016]. Полученные данные говорят, о возможном участие надмерзлотных вод сезонно-талого слоя, размывающие минеральные вмещающие отложения.

Отмечен относительно легкий изотопный состав, который схож с составом осадков холодного сезона г. Якутска [Галанин и др., 2019], свидетельствующий также о сухих условиях, малой толщине снежного покрова и недостаточной влагообеспеченности криогенных ландшафтов Центральной Якутии. Дейтериевый эксцесс указывает, что при образовании льдов преобладали испарительные процессы.

Исследование проведено при поддержке гранта РФФИ № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/> (аналитические работы) и НИОКТР 122011800064-9 «Строение и ключевые этапы эволюции континентальной криолитозоны в неоплейстоцене и голоцене» (анализ и обработка данных)

Литература:

- Алёкин О.А.* Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. 296 с.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.* Изотопные методы в географии. Ч.1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: МГУ. 2011. 228 с.
- Васильчук Ю.К.* Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика. 2016. – № 2. С. 99-115.
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Павлова Н.А.* Стабильные изотопы ¹⁸O и ²D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) // Лёд и снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 333-354.
- Геокриология СССР. Средняя Сибирь / под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра. 1989. 413 с.
- ГОСТ 12536-2014. Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. – М.: Стандартинформ, 2019. – 19 с.
- Иванов М.С.* Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука. 1984. 125 с.
- Пыльцевой анализ / Под ред. И.М. Покровской. М.: Госгеолитдат. 1950. 570 с.
- Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии / под ред. Е.М.Катасонова. – Новосибирск: Наука. 1979. 95 с.
- Bronk R.C.* Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. № 51 (1). –Pp. 337-360.
- Faegri K., Iversen J.* Textbook of Pollen Analysis. Chichester: John Wiley & Sons, 1989. 328 p.
- Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1997. 201 p.
- Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffman K., Werner M.* Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // Nature Geoscience. 2015. Vol. 8 (2). Pp. 122-125.
- Reimer P.J. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration Curve (0-55 cal kBP) // Radiocarbon. – 2020. Vol. 62. № 4. Pp. 1-33.
- Pewe T. L., Journaux A.* Origin and character of loesslike silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // Geological survey. Professional paper 1262. Washington: United States Government Printing Office, 1983. 46 p.

ЛЕДНИКОВЫЙ И РЕЧНОЙ СТОК В ХВАЛЫНСКИЙ КАСПИЙ

Панин А.В.^{1,2}, Сидорчук А.Ю.³, Украинцев В.Ю.^{1,2}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия, a.v.panin@igras.ru

² Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

³ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

В бассейне Волги на поймах и низких террасах рек встречаются палеоруслу, размеры которых в несколько раз превышают размеры современных речных русел. Эти большие палеоруслу (наиболее часто встречаются большие палеомеандры, или макроизлучины) свидетельствуют о значительно более обильном речном стоке, чем современный. Этот сток никак не связан с тальми ледниковыми водами и имеет ландшафтно-климатическую природу. По размерам больших палеорусел можно количественно оценить среднегодовые расходы воды рек и из них – модули и объемы годового стока в крупных речных бассейнах (см. методику в работе [Сидорчук и др., 2021]).

Методы

По космическим снимкам высокого разрешения построена карта распространения больших палеорусел в бассейне Волги [Украинцев, 2022]. Для оценки времени формирования больших палеорусел проведено их бурение в разных частях бассейна Волги (более 100 скважин) и радиоуглеродное (^{14}C) датирование их аллювиального заполнения. Использованы также даты по большим палеоруслу, опубликованные в литературе. В общей сложности для оценки временных рамок эпохи повышенного речного стока, запечатленной большими палеоруслу, использовано порядка 60 ^{14}C дат. По стратиграфической позиции даты были разделены на три группы:

- даты по аллювию русловой фации больших палеорусел, дающие непосредственно время их активности;

- пост-даты – даты по заполнению больших палеорусел, перекрывающему русловую фацию, или по аллювию вышелегающей пойменной фации; эти даты показывают, когда конкретные палеоруслу уже не были активны, но при этом даты по заполнению палеорусел могут быть достаточно близки к возрасту самой русловой фации и при отсутствии прямых дат по последней могут рассматриваться как нижняя (заведомо более молодая) оценка возраста палеорусел;

- пред-даты – даты по аллювию, залегающему ниже базального горизонта аллювия больших палеорусел; эти даты указывают на время, когда большие палеоруслу еще не были активны.

Комбинирование этих трех видов абсолютных дат позволяет наиболее обоснованно судить о временных рамках периода высокого стока в бассейне Волги. С этой целью в программе OxCal 4.4 было проведено суммирование дат отдельно по трем указанным категориям.

Результаты

1. Распространение больших палеорусел

Построенная карта распространения больших палеорусел показывает, что больше всего их обнаруживается в южной части бассейна, причем прослеживается корреляция между широтой и частотой встречаемости больших палеорусел: их встречаемость увеличивается от средней тайги до степи, а затем, в полупустыне, их количество снова падает. Это свидетельствует, что на Восточно-Европейской равнине длительность палеоклиматических эпизодов высокого речного стока была максимальной в полосе, занимаемой современными степями и лесостепями, а к северу и югу от этой полосы эпизоды высокого стока убывали и поэтому оставили меньше геоморфологических следов в речных долинах. Играли роль также геоморфологические причины: в северной части бассейна в зоне распространения плейстоценовых оледенений реки обычно имеют относительно узкие долины и поймы, вложенные в плотные моренные суглинки. Это ограничивает возможности для горизонтальных русловых деформаций и сохранность геоморфологических следов деятельности древних рек. В то же время реки в южной половине бассейна обычно имеют хорошо разработанные древние долины с широкими поймами, в пределах которых могли как формироваться, так и сохраняться следы миграции речных русел за длительный промежуток времени.

2. Возраст больших палеорусел

Полученные распределения ^{14}C дат позволяют заключить следующее. Прямые даты по русловому аллювию больших палеорусел образуют два кластера – основной в интервале 13.8-17.3 тыс.л.н. и небольшой дополнительный в интервале 18.2-18.8 тыс.л.н. Более древний обеспечен лишь тремя датами. Он пересекается с наиболее молодой частью распределения дат по подстилающим отложениям, из чего можно сделать вывод, что с большой вероятностью генерации палеорусел соответствующего возраста не существует. Данный кластер дат может быть связано с датированием переполненной древней органики.

Сверху распределение дат по русловому аллювию четко ограничено датами по перекрывающим отложениям. Следует отметить, что в интервале 12.5-13.8 тыс.л. даты по перекрывающим отложениям получены из низов заполнений палеорусел (те случаи, когда в русловом аллювии не было материала, пригодного для датирования). Эти даты близки ко времени отмирания палеорусел, т.е. нельзя исключать, что время окончания активности больших палеорусел несколько моложе 13.8 тыс.л.н. Однако в настоящее время с уверенностью можно говорить лишь, что этап формирования больших палеорусел и соответствующая ему эпоха высокого речного стока в бассейне Волги продолжались с 17.3 до 13.8 тыс. л. н. Региональных различий в датировке этой эпохи не выявлено, т.е. она началась и закончилась во всем бассейне Волги геологически одновременно. Обращает внимание провал в датах в интервале с 11.5 до 12.5 тыс.л.н., соответствующем эпохе позднего дриаса. Это может быть следствием дефицита органического материала вследствие бедности растительности в эту суровую эпоху, однако с большей вероятностью отражает низкую флювиальную активность и значительное падение паводковой активности и речного стока в целом.

3. Оценка стока воды по размерам больших палеорусел

По размерам больших палеорусел выполнены количественные оценки объемов годового палеостока для более 120 малых бассейнов. Путем интерполяции по площади получены карты слоя годового палеостока для бассейна Волги. Реконструированное поле речного стока в позднеледниковье характеризуется зональностью, близкой к современной: максимальный слой стока (до 450–550 мм) наблюдался на Верхней Волге и в верховьях бассейна Камы, минимальный (100–200 мм) – на Нижней Волге. В крупных частях бассейна Волги сток превышал современный в 1.5–1.9 раза. Для всего бассейна Волги получена величина годового стока 420 км³. Это несколько меньше, чем было получено ранее по предыдущей версии методики оценки и на более ограниченном числе измерений палеорусел (500 км³ – Sidorchuk et al., 2009). Принимая, что остальная часть водосбора Каспия в прошлом давала ту же долю стока, что и сейчас (~20% от стока Волги), ежегодный речной сток в Каспийское море можно оценить в ~500 км³. Эта оценка относится ко времени существования больших палеорусел – с 17.3 до 13.8 тыс. л. н.

4. Оценка стока талых ледниковых вод

Более ранними исследованиями [Panin et al., 2020] показано, что переливов подпрудных озер в бассейн Волги в поздневалдайскую эпоху не происходило. Талые ледниковые воды поступали в Волгу только из той части бассейна, которая непосредственно покрывалась ледником. В максимальную фазу (19–20 тыс. лет назад) ледник занимал самые верховья бассейна – Молого-Шекснинскую низменность (60 тыс. км²) и район истоков Волги и оз. Селигер (5 тыс. км²). Для времени дегляциации выполнены расчеты величины талого стока по трем моделям ледника. Оценка сверху дала величину 60–70 км³ в год, оценка снизу – 15 км³ в год, или 5–25% от современного стока Волги в Каспий, причем более достоверной представляется более низкая величина.

Обсуждение результатов и выводы

Для наполнения Каспия до максимальных уровней хвалынской трансгрессии (+50 м абс.) необходимо примерно удвоение притока в него пресных вод [Калинин и др., 1966; Панин и др., 2005]. Полученная даже по максимальной оценке величина ледникового стока для этого явно недостаточна, но может служить для объяснения относительно небольшого подъема уровня Каспия в районе LGM, зафиксированного ОСЛ датами раннехвалынских отложений: согласно [Курбанов и др., 2023], около 27 тыс.л.н. уровень вырос до +5 м абс., а к 20 тыс.л.н. – до +7 м абс. талые ледниковые воды вызвать могли. Интервал поступления талых ледниковых вод в Каспий (~21 – ~16.5 тыс. лет назад) не вполне вписывается в этот промежуток времени, но нельзя исключать, что какой-то вклад в этот подъем уровня талые воды все же внесли. Однако основной подъем уровней хвалынской трансгрессии, начавшийся около 17 тыс. лет назад [Курбанов и др., 2023], застал ледниковый сток уже на исходе.

С другой стороны, имеет место совпадение по времени климатически обусловленного повышенного речного стока в бассейне Волги и хронологии хвалынской трансгрессии по данным ОСЛ датирования, согласно которым фаза наиболее быстрого подъема уровня до максимальных значений приходится на период 17-15 тыс.л.н., а к периоду 15-14 тыс.л.н. относится финальная регрессивная фаза [Курбанов и др., 2023]. Воднобалансовые расчеты показывают, что полученная оценка объема притока пресных вод с водосбора Каспия – 500 км³/год – достаточна, чтобы поддерживать уровень Каспия на отметках максимума хвалынской трансгрессии (~+48 м абс.) при условии, что величина эффективного испарения (испарение минус осадки) на акватории была на четверть ниже современной (~550 мм – без учета возможного ледникового стока, ~600 мм – с учетом, при современном около 790 мм [Голицын, Панин, 1989]). Стадия трансгрессии +30 м, соответствующая существованию постоянного перелива через порог стока Зунда-Толга в Маньчской впадине может поддерживаться такими величинами стока при величинах эффективного испарения, соответственно 600 и 650 мм, что еще ближе к современной величине 800 мм. Таким образом, наиболее вероятной причиной хвалынской трансгрессии было климатически обусловленное увеличение речного стока на водосборе Каспия, прежде всего в бассейне Волги.

Благодарности

Исследования межбассейновых перетоков выполнены в рамках проекта РНФ 22-17-00259 "Трансконтинентальная система стока Северной Евразии в среднем и позднем неоплейстоцене". Оценка палеостока рек и радиоуглеродное датирование проведено в рамках проекта РНФ 19-17-00215 "Исследование и моделирование возможных сценариев формирования экстремальных палеогидрологических явлений в бассейне Каспия в позднеледниковье".

Литература

- Голицын Г.С., Панин Г.Н. О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия // Метеорология и гидрология. 1989. №1. С. 57-64.
- Калинин Г.П., Марков К.К., Сутова И.А. Колебания уровня водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом. Часть I // Океанология. 1966. Т. VI. Вып. 5. С. 737-746.
- Курбанова Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И., Бутузова Е.А., Солодовников Д.А., Таратунина Н.А., Янина Т.А. Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Известия РАН. Сер. геогр. 2023. Т. 83(3). С. 403-419.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К. Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи // Горизонты географии. К 100-летию К.К.Маркова. М.: Географический факультет МГУ, 2005. С.114-127.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // Водные ресурсы. 2021. Т.48. №6. С.656–663.
- Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел // Водные ресурсы. 2021. Т.48. №6. С. 643-655.
- Украинцев В.Ю. Следы мощного речного стока в долинах рек бассейна Волги в поздневалдайскую эпоху // Геоморфология. 2022. Т. 53(1). С. 26-34.
- Panin, A., Astakhov, V., Komatsu, G., Lotsari, E., Lang, J. & Winsemann, J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 201. 103069.
- Sidorchuk, A., Panin, A., Borisova, O. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphology. 2009. Vol. 113. Pp. 137–157.

АНАЛИЗ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОЛОНКИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА УСВЯТСКОЕ (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ХИРОНОМИДНЫХ СООБЩЕСТВ)

Пронина А.В.¹, Сырых Л.С.¹, Назарова Л.Б.², Греков И.М.¹

¹ РГПУ им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, anastasiya.2802@mail.ru

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Введение

Хирономидный анализ является одним из наиболее точных современных количественных палеоэкологических методов. Температура имеет наиважнейшее значение в функционировании водных экосистем и оказывает огромное воздействие на все жизненные стадии хирономид, поэтому они являются одним из лучших индикаторов изменения климата [Методические подходы..., 2011].

Изменения климата на Северо-Западе России последние 1200 лет характеризуются чередованием теплых и холодных периодов с разными природными условиями [Арсланов и др., 2020; Nirgi et al., 2021]. Изучение хирономидных сообществ донных отложений Усвятского озера, расположенного на юге Псковской области, помогут понять динамику изменений природно-климатических условий региона в прошлом.

Материалы и методы

В рамках исследования проведен хирономидный анализ верхней части колонки донных отложений оз. Усвятское. Озеро Усвятское (55,72° с.ш., 30,79° в.д., максимальная глубина – 3,6 м, площадь 7 км²) относится к бассейну р. Западная Двина, Псковская область. Озеро проточное, расположено в русле реки Усвяча. Берега пологие, в прибрежной зоне распространены обширные болота и луга. Усвятский район Псковской области находится в пределах аккумулятивной равнины. На побережье озера расположен пгт Усвят и несколько деревень.

Исследована верхняя часть колонки донных отложений мощностью 0,65 м. Донные отложения представлены гиттией. Содержание органического вещества изменяется от 20 до 40 процентов от верхней части керна по данным анализа потерь органической массы при прокаливании (550°C) [Греков и др., *неопубл.*]. Исследованная колонка предположительно охватывает последние 2000 лет.

Обработка проб для анализа субфоссильных хирономид (*Chironomidae*; Insecta: *Diptera*) проводилась по стандартной методике [Brooks, et al., 2007]. Биоразнообразие и выравненность сообществ оценивали с помощью индексов Шеннона (H) [Shannon and Weaver, 1963] и Пиелю (I) [Pielou, 1966].

Результаты

Проанализированы десять проб с интервалом 4 см. Идентифицированные головные капсулы хирономид относятся к 52 таксонам, которые относятся к 3 подсемействам: *Chironominae*, *Orthoclaadiinae*, *Tanytarsinae*.

В современном сообществе хирономид преобладают фитофильные таксоны: *Tanytarsus pallidicornis*-type, *Cricotopus intersectus*-type, *Endochironomus albipennis*-type, *Dicrotendipes nervosus*-type и *Polypedilum nubeculosum*-type. Они являются обитателями неглубоких, умеренно теплых, мезо- и эвтрофных водоемов.

В исследованной колонке по результатам кластерного анализа выделены три статистически значимые зоны.

В нижних горизонтах на глубине 0,65-0,38 м преобладают таксоны-убиквисты *Tanytarsus pallidicornis*-type и *Cladotanytarsus mancus*-type. Субдоминанты *Chironomus plumosus*-type и *Tanytarsus lugens*-type характерны для теплых водоемов. Распространены фитофильные таксоны *Cricotopus cylindraceus*-type и *Microchironomus*, что может свидетельствовать о подтоплении прибрежной зоны вследствие высокого уровня воды в озере. Показатели биоразнообразия и выравненности сообществ низкие, как и общее число таксонов. Это может быть связано с неблагоприятными природно-климатическими условиями в данный период. На глубине 0,5-0,38 м

значения индексов Шеннона и Пиеллоу несколько увеличиваются, это может свидетельствовать о тенденции к потеплению.

В диапазоне от 0,38 до 0,19 м доминируют *Tanytarsus pallidicornis*-type и *Cladotanytarsus mancusi*-type. В этой зоне появляются таксоны, приуроченные к умеренным условиям (*Psectrocladius sordidellus*-type, *Stempellinella – Zavrelia*), что может свидетельствовать о некотором понижении температуры. Значения индексов Шеннона и Пиеллоу снижаются до $H \sim 2,3 - 2,5$ и $I \sim 0,37 - 0,55$ соответственно, колебания значений могут возникать в связи с активной хозяйственной деятельностью человека.

В верхней части исследованной колонки донных отложений 0,19-0 м наблюдается смена доминирующих таксонов: в этой области увеличивается численность *Pseudochironomus* и *Dicrotendipes nervosus*-type вместо *Tanytarsus pallidicornis*-type. Это, вероятно, свидетельствует о некоторой эвтрофикации озера (*Dicrotendipes nervosus*-type является обитателем мезотрофных и эвтрофных водоемов). Увеличение количества головных капсул таксонов, приуроченных к теплым условиям (*Pseudochironomus*, *Psectrocladius sordidellus*-type, *Glyptotendipes pallens*-type) может свидетельствовать о некотором потеплении климата.

Выводы

Выделенные зоны характеризуют динамику природно-климатических условий на исследуемой территории.

Верхняя зона (0,19-0 м) может быть отнесена к последним 100-200 годам. Резкие колебания значений индексов фиксируют активную антропогенную деятельность на водосборе. Более ранний период прохладных условий (0,38-0,19 м) отмечен присутствием макрофитов в озере. Ниже фиксируется теплая зона (0,5-0,38 м) с большим количеством профундальных видов хирономид, что свидетельствует о том, что уровень воды в это время был заметно выше современного. Перед этим периодом предположительно наблюдаются более прохладные условия (0,65-0,5 м). Изменение таксономического состава хирономидных сообществ отражает динамику условий осадконакопления в озере и развитие природно-климатических обстановок в исследуемый период. Результаты палеоэкологической реконструкции на основе хирономидного анализа в целом коррелируют с данными более ранних исследований в регионе.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке Министерства Просвещения РФ (проект VRFY-2023-0010 «Эволюция озерного осадконакопления в условиях меняющегося климата: позднеплейстоценовое и современное озерное осадконакопление в гляциальных и перигляциальных условиях (по данным из озер полярных регионов (Антарктика и Арктика) и озер Восточно-Европейской равнины)»).

Литература

Арсланов Х.А., Новенко Е.Ю., Сапелко Т.В., Дергачев В.А., Носевич Е.С., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Денисенков В.П., Левченко С.Б. Короткопериодные изменения климата на Северо-Западе России за последние 2300 лет и их корреляция с изменениями солнечной активности // Радиоуглерод в археологии и палеоэкологии: прошлое, настоящее, будущее: Материалы международной конференции, посвященной 80-летию старшего научного сотрудника ИИМК РАН, кандидата химических наук Ганны Ивановны Зайцевой, Санкт-Петербург, 23–25 ноября 2020 года / Под ред. Н.Д. Буровой, А.А. Выборнова, М.А. Кульковой. Санкт-Петербург: ИИМК РАН. 2020. С. 12-14.

Методические подходы к использованию биологических индикаторов в палеоэкологии / научн. ред. Л.Б. Назарова. Казань: Казанский университет, 2011. 280 с.

Brooks S.J., Langdon P.G., Heiri O. Using and identifying chironomid larvae in palaeoecology // QRA Technical Guide, Quaternary Research Association, London: 2007. № 10. 276 p.

Nirgi T., Grudzinska I., Kalińska E., Konsa M., Jõeht A., Alexanderson H., Hang T. and Rosentau A. Late-Holocene relative sea-level changes and palaeoenvironment of the Pre-Viking Age ship burials in Salme, Saaremaa Island, eastern Baltic Sea // The Holocene 1–17. 2021.

Pielou E.C. The measurement of diversity in different types of biological collections // Journal of Theoretical Biology. 1966. Vol. 13. Pp. 131-144.

Shannon C., Weaver W. The mathematical theory of communication. // Illinois: Univ. Illinois Press 58. 1963. 117 p.

СВОЙСТВА ПОЧВ И КУЛЬТУРНЫХ СЛОЕВ ВОДЯНСКОГО ГОРОДИЩА (С. ДУБОВКА)

Решетникова Р.А.¹, Ковалева Н.О.², Иванов А.В.³

¹*Факультет почвоведения МГУ, г. Москва, rada3025@mail.ru*

²*Лаборатория экологического почвоведения факультета почвоведения МГУ, г. Москва*

³*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва*

В работе рассмотрены морфологические и химические свойства почв и культурных слоев Водянского городища, археологического памятника средневековья, с точки зрения реконструкции палеоэкологической обстановки. По результатам анализа выявлено, что формирование погребенных горизонтов происходило при более увлажненных и теплых условиях, чем современные. Особенности структуры, темный цвет, повышенные значения магнитной восприимчивости и органического фосфора культурных слоев средневековья (золотоордынский город Бельджамен, сейчас поселение Дубовка) отражают их высокий биоклиматический потенциал. Свойства почв указывают на их формирование во время средневекового климатического оптимума, который характеризовался более влажными условиями почвообразования в степной и сухостепной зонах, что способствовало процветанию золотоордынских городов. Малый ледниковый период, последовавший за ним, с XVI века привёл к деградации почв и поселений. Увеличение содержания карбонатов и морфологических признаков солонцеватости и засоленности характерно для почв и культурных слоев поселений немцев Поволжья, переселившихся на эту территорию в XVIII в.

Введение

История климата и ландшафтов находит отражение в почвенных свойствах, которые могут сохраняться длительное время. Погребенные горизонты и культурные слои могут стать источником информации о факторах формирования почв. Палеопочвы и культурные слои поселений Поволжья служат свидетелями периодов прекращения или замедления осадконакопления и индикатором эволюции ландшафтов и климата. Исследование проводилось в рамках ежегодной междисциплинарной экспедиции «Флотилия плавучих университетов», чей маршрут пролегал через поселения Среднего и Нижнего Поволжья, в том числе с. Дубовка. Целью работы было выявить и интерпретировать свойства почв и культурных слоев в окрестностях Водянского городища, которые могут дать информацию об эволюции урбоэкосистем средневековья.

Объекты и методы

Поблизости от села Дубовка, в районе средневекового торгового города Золотой Орды Водянского городища, были обнаружены культурные слои ордынского времени.

Город Бельджамен (с тюркского – «город дубов»), отождествляемый археологами с Водянским городищем, был одним из развитых и благоустроенных городов Орды. Здесь были кирпичные дома, каменная мечеть, ремесленные мастерские [Егоров, 1985]. Мощность культурного слоя этого археологического памятника составляет около 20-150 см [Недашковский, 2010].

Исследованные разрезы располагались на берегу Волги в восточной части городища. В разрезе 2018 г, стратоземе светло-гумусовом на серии погребенных горизонтов каштановой почвы содержится много артефактов: керамических обломков, кирпича и костного материала. Были также отобраны образцы фоновой каштановой почвы. Разрез 2022 г. тоже содержит артефакты, а также четкий погребенный горизонт темно-серого цвета на глубине 115-135 см. Разрез фоновой почвы 2022 г. был заложен под участком ковыльной степи на береговом склоне. Это маломощная (профиль 20 см) каштановая почва на щебнистой средне-карбонатной породе.

В образцах были изучены морфологические и некоторые химические свойства почв - pH водной суспензии (потенциометрически стеклянным электродом), состав водной вытяжки (на атомно-адсорбционном спектрометре Agilent 240 AA, спектрофотометре UNICO 2100), магнитная восприимчивость (на основе измерений полевым капнометром КТ-5), групповой состав фосфора (по методу Саундерса, Вильямса, содержание углерода, азота, серы и водорода (на элементном анализаторе VARIO EL, Elementar GbmH, Hanau), электропроводность почвенных паст прибором

Land Mapper, изотопный состав углерода почв, гранулометрический состав почв (методом пипетки Качинского-Робинсона-Кехля, с обработкой почвенных образцов пиррофосфатом натрия) и валовой химический состав почв (методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии).

Результаты и обсуждение

Культурные слои Водянского городища содержат большое количество артефактов. Морфологические свойства почв являются характерными для природных условий сухостепной зоны: светло-серый (в гумусовых горизонтах) и коричневый (в срединных горизонтах). Для погребенных горизонтов характерен темно-серый цвет, зернисто-комковато-пылеватая структура, рыхлое сложение, которые указывают на формирование этих горизонтов при более благоприятных климатических условиях – вероятнее всего, во время средневекового климатического оптимума.

Реакция среды в основном нейтральная и среднещелочная, что обусловлено процессами осолонцевания и засоления, которые активизировались в регионе после окончания климатического оптимума и начала малого ледникового периода. Для культурных слоев золотоордынского времени, средневекового оптимума (Водянского городища) отмечается отмытость профилей от солей и невысокое содержание карбонатов. Распределение и концентрации солей по профилю показывает, что в почвах, в основном, преобладает сульфатный тип засоления.

По результатам анализа электропроводности, измеренной с помощью прибора LandMapper в почвенных пастах, засоленность почв Поволжья варьирует от незасоленных до очень сильно засоленных, с преобладанием слабо засоленных. Сравнение с данными, полученными при анализе водной вытяжки из почв, показало, что степень засоления по ЕС в большинстве случаев на градицию выше, чем по результатам водной вытяжки, однако корреляция высокая. При этом культурные слои Водянского городища относятся к незасоленным почвам, а культурные слои времен 18-19 вв., также исследованные нами – к средnezасоленным.

Распределение азота и углерода по профилю регрессивно-аккумулятивное - закономерно убывает с глубиной, за исключением пиков в погребенных горизонтах и культурных слоях.

В разрезах 2018 г. и 2022 г. (Дубовка, Бельджамен) максимумы органического и неорганического фосфора (около 500 и 5000 мг/кг) прослеживаются на глубинах ~15-35 см и 10-115 см соответственно, что соответствует, по всей видимости, одному и тому же культурному слою с многочисленными фрагментами кирпичной кладки, керамической посуды и костного материала.

Значения магнитной восприимчивости подтверждают результаты выделения культурных слоев и в профиле Водянского городища коррелируют с максимумами содержания органического фосфора. Максимумы магнитной восприимчивости в поверхностных гумусовых горизонтах связаны с повышенным содержанием органического вещества и органо-минеральных комплексов, проявляющих магнитные свойства. Это может быть следствием благоприятных природных условий, способствующих одновременному накоплению гумуса и магнитных минералов. (Алексеев, 2010).

Изотопный состав углерода в зоне сухой степи, в которой расположены почвы Водянского городища, формируется в результате разложения степных злаков. Значения изотопных отношений гумусового горизонта на Водянском городище в Волгоградской области достигает величин — -24,90 ‰, а культурного слоя - -23,19 ‰. Утяжеление изотопных отношений характерно для культурных слоев геархеологических памятников и маркирует эпохи бытования культур и этапы подсыпки земляных сооружений [Ковалева и др., 2023].

По результатам анализа гранулометрического состава в почве Водянского городища и его фоновой почве наблюдается высокое содержание песка – до 52%. Легкий гранулометрический состав может быть связан с формированием на песчаных породах.

Валовый анализ химического состава почв, а именно, расчет коэффициентов выветривания А и В [Kronberg, Nesbitt, 1981] показал, что наиболее выветрелые горизонты в разрезе 2018 г. – КС (13-35 см) и погребенный горизонт [А] (110-175 см). Наименее выветрелый горизонт – срединный, 35-70 см. Это может быть связано с многократным перемешиванием поверхностных горизонтов с культурными слоями городища в результате срезания верхней части территории городища и распашки в 40-е гг. XX в. [Сухорукова и др., 2010].

Заключение

Культурные слои средневекового городища обнаруживаются по цвету, структуре, максимумам на изотопных кривых и кривых содержания органического углерода, азота, а также по величинам содержания органического фосфора и магнитной восприимчивости.

Морфологические, химические и физико-химические свойства почв и культурных слоев Водянского городища указывают на благоприятные климатические условия (зернисто-комковатая структура, рыхлое сложение, значения рН, повышенные значения органического углерода и фосфора, магнитной восприимчивости и изотопных соотношений углерода).

Корреляция максимумов на кривых содержания органического фосфора и магнитной восприимчивости, а также весь комплекс исследованных свойств диагностируют средневековый климатический оптимум, а именно, гумидные условия почвообразования в степной и сухостепной зонах и демонстрируют большой по сравнению с современными почвами биоклиматический потенциал среды. В средние века благоприятный климат и плодородные почвы были одними из факторов, приведших к расцвету в Поволжье городов Золотой Орды. В настоящее время в Поволжье преобладают сухие степи с каштановыми, засоленными и солонцовыми почвами, не везде благоприятными для ведения сельского хозяйства, а многие поселения заброшены.

Литература

Алексеев, А. О. Оксидогенез железа в почвах степной зоны: Автореферат докт. Диссертации. М.: 2010. 48 с.

Сухорукова Е. П., Кияшко А. В., Лапшин А. С., Мыськов Е. П. История изучения Водянского городища // Известия Волгоградского государственного педагогического университета. 2010. № 8(52). С. 57-61.

Егоров В. Л. Историческая география Золотой Орды в XIII—XIV вв. М.: Наука. 1985.

Ковалева Н. О., Решетникова Р. А., Ковалев И. В., Столпникова Е. М. Вариабельность изотопного состава углерода ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) в почвах и культурных слоях георхеологических памятников русской равнины // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. 2023. № 1. С. 46–60.

Недашковский Л. Ф. Золотоордынские города Нижнего Поволжья и их округа. М.: «Восточная литература». 2010.

Kronberg, B.I., Nesbitt, H.W. Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. J. Soil Sci., 1981. 32. Pp. 453-459.

РЕЛИКТОВЫЕ КРИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В ЛАНДШАФТАХ ЗАВОЛЖСКО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Рябуха А.Г.¹, Поляков Д.Г.¹, Стрелецкая И.Д.², Ковда И.В.³

¹ *Институт степи УрО РАН, Оренбург, Россия, annaryabukha@yandex.ru*

² *МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

³ *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия*

Введение

В среднем и позднем неоплейстоцене в криохроны территория Северной Евразии неоднократно испытывала развитие криогенных процессов и подвергалась многолетнему промерзанию, которое сменялось этапами деградации мерзлоты [1, 3, 8]. Свидетелями этих событий являются многочисленные и разнообразные криогенные реликты, которые представлены широким комплексом мерзлотно-геологических явлений в разрезах и палеокриогенным полигональным рельефом.

Региональная изученность палеомерзлотного рельефа и криогенных реликтов не одинакова на территории Северной Евразии. Наиболее детально они изучены в центре Восточно-Европейской равнины в бассейне Верхней Волги Величко А.А. и Бердниковым В.В. (1975, 1976, 1983); на территории востока Восточно-Европейской равнины Бутаковым Г.П., Бердниковым В.В., Илларионовым А.Г. (1983, 1986); Богуцким А.Л., Величко А.А., Нечаевым В.П. на территории Украины (1975, 1980); Горбуновым А.П., Горбуновой И.А. в Северном и Центральном Казахстане. В настоящее время ведутся работы по изучению реликтового криогенного рельефа и палеокриогенных структур на юго-западе Западной Сибири Лариным С.И. и др.

Следы палеомерзлоты ранее не были известны на территории Заволжско-Уральского региона в пределах Оренбургской области. Нами начаты комплексные исследования с целью поиска остаточных мерзлотно-геологических проявлений в разрезах и рельефе. Поиск был направлен на наиболее яркие криогенные проявления как полигональный рельеф, клиновидные структуры (псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, изначально-грунтовые жилы, мелкополигональные трещинные образования), пластические деформации (инволюции и криотурбации) [2, 4].

Материалы и методы

Исследования проводились в 2018-2023 гг. на территории Заволжско-Уральского региона в пределах возвышенных эрозионно-денудационных поверхностей Восточно-Европейской равнины (Общий Сырт, Подуральское плато) и денудационных цокольных равнин южного Зауралья (Урало-Тобольское плато). Геологическое строение исследуемой территории разнообразно. Восточно-Европейская равнина сложена глинистыми сланцами, мергелями, песчаниками, известняками, аргиллитами и алевролитами пермского и триасового возраста на севере, юрскими и меловыми отложениями, состоящими их галечников, песчаников, песков, глин и мела, на юге. Равнины Зауралья сложены дислоцированными палеозойскими и протерозойскими осадочными и магматическими породами. Во впадинах палеозойские породы перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями, имеющими разнородный состав – от глин до конгломератов. На водораздельных пространствах залегает кора выветривания мезо-кайнозойского возраста, мощностью 30-40 м, часто выходящая на дневную поверхность. Неровности и понижения в коренных породах выполнены четверичными лессовидными суглинками. Мощности пачек четверичных отложений меняются от 0,5-1,0 м на водоразделах и верхних частях склонов до 45,0 м в долинах рек и оврагах [7].

До начала полевых работ были проанализированы космические снимки. Использовались космические снимки высокого (2-10 м) разрешения картографических ресурсов GoogleEarth, BingMaps, YandexMaps. Полевые работы проводились на ключевых участках на разных геоморфологических уровнях. Были заложены шурфы, траншеи и изучены естественные обнажения. Проведено детальное морфологическое изучение вертикальных обнажений и

горизонтальных срезов на различной глубине, составлены описания вмещающих пород, сделаны зарисовки и фотофиксация.

Результаты

В результате проведенных исследований на территории Заволжско-Уральского региона были обнаружены признаки, которые интерпретированы как следы реликтовых криогенных структур.

На космических снимках хорошо читается мезо- и микрорельеф, аналогичный микрорельефу в современной криолитозоне. На плоских поверхностях водоразделов и в долинах видна регулярная решетка в виде полигонов размером от 5x5 м до 40x40 м и крупнее; вдоль склонов видны вытянутые понижения – «делли» через 20-60 м; в днищах долин небольших водотоков можно встретить четкообразные русла, наследующие древнюю полигональную решетку льдов [5, 6]. В шурфах и на обнажениях обнаружены признаки криотурбированности почв, грунтовые жилы и криотекстуры. Ниже представлено описание некоторых выявленных признаков по ключевым участкам.

Участок Первомайский (51°50'31.42"C 51°39'47.78"В).

Расположен на юго-западе Общего Сырта в бассейне р. Чаган. В естественном обнажении склона балки Пономарёвка, обнаружена грунтовая жила. Породы в грунтовой жиле резко отличаются ярким охристым цветом от вмещающих буро-желтых горизонтально слоистых отложений. Грунтовая жила прослеживается в стенке оврага с глубины 0,5 м до 1,85 м. В верхней части ее ширина составляет 0,1-0,12 м, на глубине 0,9 м сужается до 0,04 м. На глубине 1,35 м жила раздваивается на «хвосты», шириной 0,02-0,03 м. «Хвосты» постепенно сужаются до 1 мм на глубине 1,87 м. Заполняющие структуру породы – неуплотненные ожелезненные пески, с вертикальной слоистостью. Вмещающие отложениями – плотные лессовидные суглинки, которые на глубине 1,87 м сменяются плотными песками, с включениями раковин юрских моллюсков. В серо-коричневом уплотненном суглинке прослеживаются пять ярких горизонтально-волнистых прослоев оранжевого ожелезнения, толщина которых уменьшается с глубиной от 0,05 до 0,01 м. Слой также пронизан карбонатной сеткой, угловато-прерывистой текстуры, толщина карбонатных жилок составляет 1-2 мм. С глубины 0,5 м появляется плитчатая структура, толщина отдельностей увеличивается с глубиной от 1-2 мм до 10 мм.

Участок Ивановка 1 (51°40'37.76"C 55°05'24.71"В) и 2 (51°40'36.20"C 55°05'23.50"В).

Заброшенный карьер, шириной около 100 м, длиной 200 м и глубиной 4-5 м, расположенный на южной окраине г. Оренбурга. На космическом снимке участка, прилегающего к южному борту карьера (Ивановка-1), хорошо читается полигонально-блочный рельеф, определяемый по пятнистому рисунку и хорошо дешифрируемый по сети полигонов с размером решетки в среднем около 30 метров.

В стенках карьера вскрываются пачки палево-желтых лессов и темно-коричневой погребенной почвы. В нижней части стенки на фоне ярко желтых лессов хорошо читается грунтовый клин шириной 0,1 м и видимой высотой 1,0 м, заполненный темно-коричневым гумусированным материалом. Предполагаемый размер грунтового клина по вертикали 2,0-2,6 м. Нижняя часть клина ветвится и имеет четыре «хвоста» толщиной 0,01-0,001 м. «Хвосты» внедряются в нижележащие породы. Радиоуглеродный возраст (¹⁴С, ВР) образца, отобранного из грунтового клина с глубины 2,6-2,7 м составил >50 000 (IGAN-7788).

В противоположной стенке (Ивановка 2) под современной почвой на глубине 0,70-0,65 м вскрывается двухметровая пачка желтых пород (предположительно лессов). Ниже залегает 0,10 м прослой темно-коричневого гумусированного горизонта (палеопочва), под которым в пачке оранжево-желтых пород расположено большое количество разно ориентированных вытянутых темно-коричневых гумусированных грунтовых жил (преимущественно вертикально ориентированных). Нижние части грунтовых жил имеют по несколько «хвостов», ширина которых с глубиной уменьшается от 0,10 м до 0,01 м. Все жилы начинаются под палеопочвой и заканчиваются на одной глубине. Видимая высота грунтовых клиньев 2,0 м.

Участок Подгородняя Покровка (51°49'23.98"C 54°56'55.17"В).

Карьер размером 600 на 500 метров, глубиной 50 м, расположен в окрестностях г. Оренбурга. Является опорным геологическим разрезом лессово-почвенной формации, получившим известность в последние годы во внеледниковой части России. Разрез впервые был описан В.К. Шкатовой в 1988 г., имеет палеомагнитную привязку, териофаунистическую и другие

характеристики [7]. В разрезе общей мощностью около 50 м представлены палеопочвы иразделяющие их лессовые породы, которые с размывом перекрывают морские отложения акчагыла. В карьере выделяются два комплекса. Нижний комплекс мощностью около 15,0 м относится к эоплейстоцену, верхний – мощностью около 40,0 м относится к неоплейстоцену и включает десять ископаемых почв и разделяющие их лессовые горизонты. Маркирующая граница среднего и верхнего неоплейстоцена педокомплекс включает две почвы: нижнюю буро-черную черноотрожскую и верхнюю красно-коричневую пьяненскую, которые разделены лессовидным суглинком. Стратиграфическое положение черноотрожской почвы определено по фауне мелких млекопитающих и соответствует микулинскому времени (MIS5e) [7].

На космическом снимке территории, окружающей карьер, хорошо определяется полигонально-блочный рельеф, который читается по пятнистому рисунку и сети полигонов. Размер решетки составляет около 30-40 метров.

В юго-западном борту карьера на абсолютной отметке 139 м в эрозионном понижении вскрыты грунтовые жилы. Высота грунтовых клиньев 1,30 м. Грунтовые жилы светло-желтого цвета начинаются в горизонте лессов (0,60-0,90 м), залегающих подсовременной почвой, и проникают в темно коричневый горизонт погребеннойпочвы. Мощность современной почвы 0,3м. Видимая мощность погребеннойпочвы 1,2 м. В отличие от лессовых горизонтов и современной почвы онабескарбонатна. Расстояние между грунтовыми жилами 0,60 м, толщина жил поверху 0,11 м. Окончания жил ветвятся, ширина «хвостов» сокращается до 0,01-0,03 м. Грунтовые жилы выполнены вышезалегающими желтыми лессами и оторочены белым кальцинированным слоем толщиной 1,0-1,5 см.

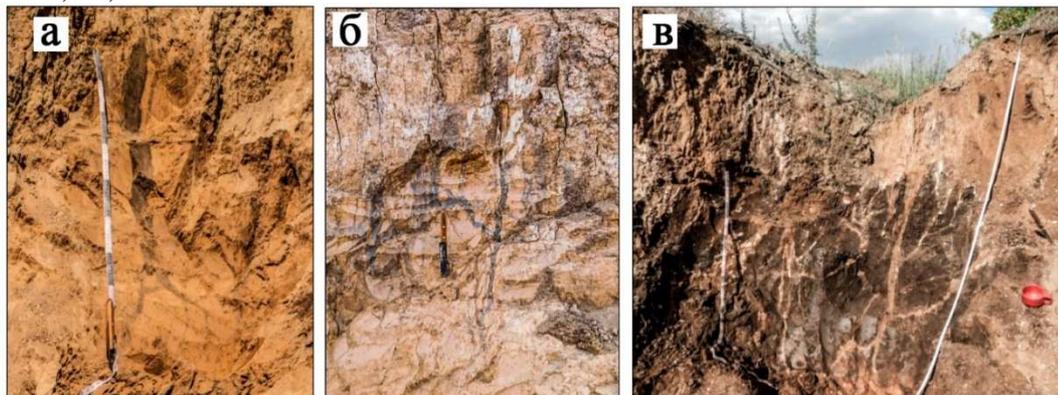


Рисунок 1. Грунтовые жилы на участках: а) Ивановка 1; б) Ивановка 2; в) Подгородняя Покровка.

Участок Итчашкан(51°08'1.12"С, 55°43'43.70"В).

Расположен в пределах Подуральского плато приурочен к верхнемеловым отложениям маастрихтского яруса (Сr₂m), представленным белым пясчим мелом.На космическом снимке хорошо выражен полигональный микрорельеф, который на местности представляет собой чередование полигонов с плоскими пятнами белого пясчег мела без растительности. Диаметр пятен в центральной части 1,5-2,0 м расстояние между пятнами 5 м. Понижения между меловыми пятнами глубиной 0,3 м и шириной 1,5-1,0 м освоены степной растительностью и заполнены гумусированными рыхлыми меловыми породами.

В центральной части одного из понижений (между меловыми пятнами), под дерновым 0,08 м слоем вскрыт хорошо выраженный на общем светлом фоне плотных пород мела, клин высотой 1,15 м, заполненный гумусированным материалом. Грунтовый клин состоит из двух частей: расширенной верхней до глубины 0,35 м, и более узкой, которая распадается на несколько концев-«хвостов». На глубинах от 0,6 до 0,85 м толщина клина 0,05-0,07 м, глубже толщина 0,01 м. Рыхлый материал, заполняющий грунтовую жилу, хорошо освоен биотой: до глубины 0,85 м здесь находится несколько «кратовин», в большом количестве присутствуют корни растений. Вмещающие клин отложения представлены меломразной степени дисперсности:от меловой муки до плотномела. Граница дезинтегрированного и плотного мелавизуализируется на глубине 1,0 м присутствием крупных ожелезненных пятен 0,04-0,07 м через 0,15 м. До глубины 1,0 м в породе также встречаются нитевидные (менее 0,1 мм) железистые пятна. В понижении между меловыми полигонами мощность дезинтегрированного мелового слоя увеличивается, с глубиной примесь гумусовых частиц возрастает, а верхняя часть разреза криотурбировна

Ключевой участок Тузлукколь(51°15'28,97"С 56°37'12,50"В).

Расположен вокруг выположенного олуговевшего озеровидного расширения р. Тузлукколь в восточной зоне Предуральяского плато. Микрорельеф участка представлен заросшими буграми, тетрагональных очертаний, размером 1,5-2,5 метров. Бугры разделены ложбинообразными понижениями шириной от 0,3 до 0,6м, направленными вдоль и поперек склона. Высота бугров составляет 0,3-0,5м. Понижения характеризуются густой растительностью. На космических снимках бугристо-полигональный микрорельеф образует строго упорядоченный, сетчатый рисунок.

В перекрестии ложбинообразных понижений (между четырьмя буграми) вскрыт хорошо выраженный гумусированный грунтовый клин, который прослеживается до глубины 0,8м. Грунтовый клин имеет двухъярусное строение: верхнюю расширенную часть и нижнюю более узкую. Ширина грунтового клина на глубине 0,15 м составляет 0,12 м, на глубине 0,2м клин сужается до 0,05 м, а на глубине 0,45 м переходит в изогнутую волосовидную трещину. Контакт клиновидной структуры с вмещающими отложениями постепенный. Грунтовая жила заполнена гумусированным суглинком темно-серого цвета, отличающимся от вмещающих отложений более легким гранулометрическим составом и рыхлым сложением. Вмещающими породами является тяжелый темно-серый суглинок, с тонкоплитчатой (листоватой) структурой (толщина 1-2 мм), переходящий в сизовато-серую глину, светлеющую к низу, с рыжими пятнами, включениями щебня и темными тонкими извилистыми прослоями. В разрезах, заложенных выше и ниже по склону в микропонижениях вскрыты подобные клиновидные структуры, образующие полигональную сеть.

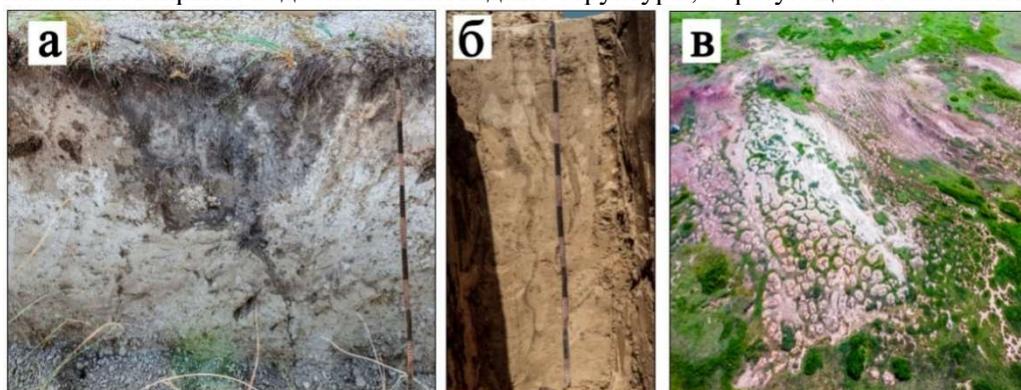


Рисунок 2. Грунтовые жилы на участках: а) Итчашкан; б) Озерный; в) фотография участка Озерный с полигональным микрорельефом.

Участок Озерный (51°01'07,28"С 61°04'43,41"В).

Расположен на территории Зауральского пенеблена, сложенной пестроцветными микорами выветривания. Микрорельеф представлен округлыми буграми с пологими склонами, лишенными растительности, с плоскими вершинами и чашеобразными углублениями в центре. Бугры разделены узкими долинообразными ложбинами, глубиной 0,15-0,2м и шириной 0,3-0,4 м, заросшими растительностью. На космических снимках микрорельеф образует полигональную сеть гексагональных очертаний. Бугры сложены желтовато-бурой глинистой породой, которая в сухое время года образует на поверхности плотную крепкую, сильно трещиноватую корку.

В боковой стенке траншеи, заложенной через бугор к долинообразному понижению вскрывается часть грунтовой структура, которая имеет сложное строение. Она состоит из нескольких вертикально ориентированных, извилистых темно-коричневых гумусированных грунтовых клиньев, внедряющихся на 1,2м в желтовато-бурую глинистую породу. Грунтовая структура имеет верхнюю расширенную часть, частично вскрытую в траншее, от которой, с глубины приблизительно от 0,2 до 0,3м отходит несколько «хвостов» извилистой формы. Ширина «хвостов» в верхней части составляет 0,1-0,15 м, на глубине 0,6м – 0,04 м, нижние части грунтовых структур постепенно сужается до нескольких мм. Верхняя часть разреза криотурбирована.

Выводы

На территории Заволжско-Уральского региона встречены признаки морфология которых указывает на невозможность их образования в современных климатических условиях. Это – полигональный мезо- и микрорельеф, грунтовые жилы, криотурбированность почвенных профилей, плитчатость, формируемая ледяными шлирами. Это предполагает существование в этом регионе палеомерзлоты в неоплейстоцене и возможно, начальные холодные этапы голоцена.

В рельефе хорошо читаются как крупные полигоны со стороной 30 м, так и более мелкий полигональный рельеф. Крупные полигоны свидетельствуют о суровых мерзлотных условиях и существовании в пошлом сплошных по распространению низкотемпературных мерзлых пород.

В разрезах исследованы грунтовые жилы, которые, по-видимому, являются реликтами морозобойного растрескивания. Установлено, что все грунтовые клинья в полигональных системах приурочены к межполигональным понижениям. То, что грунтовые жилы являются мерзлотными формами, а не трещинами усыхания, подтверждается их двух ярусным строением, с расширенными верхними частями, высота которых свидетельствует о глубине деятельного слоя в прошлом, характерными многочисленными «хвостами» и особенностями внедрения и заполнения грунтовых структур вышележащими отложениями. Характерной особенностью части исследованных разрезов являются различные дислокации и палеокриотурбации. Процессы активного криотурбирования могли проходить в слое сезонного оттаивания над мерзлотой. Пятна и прослой ожелезнения в меловых породах могут маркировать криогенные водоупоры, а нитевидные включения железа, образующие сетку, свидетельствовать о существовании криогенных текстур в прошлом.

Палеокриогенные структуры (грунтовые клинья, криотурбации, посткриогенные текстуры), встреченные в разрезах, и характерный полигональный палеорельеф – свидетельства распространения более глубокого по сравнению с современными условиями сезонного промерзания и многолетней мерзлоты, которая на территории Заволжско-Уральского региона в пределах Оренбургской области распространялась по нашим данным до широты не менее 51°с.ш. Мерзлые породы имели сплошное и/или массивно-островное распространение, с температурами пород до -3 °С и ниже

Литература

- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука. 1973. 256 с.
- Попов А.И.* Мерзлотные явления в земной коре. М.: Изд-во МГУ. 1967. 304 с.
- Попов А.И.* Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: МГУ. 1960. С. 10-36.
- Романовский Н.Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука. СО. 1977. 215 с.
- Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Стрелецкая И.Д., Ковда И.В.* Морфология и современное функционирование меловых полигонов Общего Сырта, юго-восток Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 2022. Т. 57. № 3. С. 128-133.
- Рябуха А.Г., Поляков Д.Г.* Особенности распространения, морфологическое строение и механизмы формирования четковидных русел малых рек степной зоны Оренбургской области // Успехи современного естествознания. 2020. № 4. С. 146-150.
- Шкатова В.К., Никулин А.Г.* Лессово-почвенная стратиграфия Оренбургского Предуралья // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в 21 веке: материалы всероссийского совещания. СПб., 1998. С. 57-58.
- Vandenberghе, J., French, H. M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A. A., Jin, H., Cui, Z., Zhang, T. & Wan, X.* The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP. *Boreas*. 2014.

**УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ АРТЕФАКТОВ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО
ОБЛИКА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ОГОВО 1
(СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПОЛЕСЬЕ, РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ),
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ**

Селезнёв Ю.В.¹, Вашанов М.Н.², Ткачева М.И.², Велент-Щербач С.С.², Линевич С.Б.²,
Зерницкая В.П.³, Кудрявцева У.В.⁴, Вангель К.А.⁴, Куренкова Е.И.⁵, Вашков А.А.⁶, Баранов Д.В.⁵,
Курбанов Р.Н.^{5,7}, Таратунина Н.А.⁷, Очередной А.К.⁸

¹ Независимый исследователь, Иваново, Республика Беларусь, yuraselezniiov1967@gmail.com

² Институт истории Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь,
vashanau@gmail.com

³ Институт проблем природопользования Национальной академии наук Беларуси, Минск,
Республика Беларусь

⁴ Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь

⁵ Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

⁶ Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты,
Россия

⁷ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁸ Институт истории материальной культуры Российской академии наук, Санкт-Петербург,
Россия a.otchednoy@gmail.com

*Светлой памяти к.г.н. Александра Николаевича Мотузко,
составившего первое описание стратиграфии
Оговского местонахождения в 2019 году*

Раннепалеолитическое местонахождение Огово 1 расположено в Ивановском районе Брестской области Республики Беларусь, в пределах южной части равнины Загородье, формирующей водораздел между бассейнами крупных рек Пины и Ясельды, впадающей в реку Припять, один из основных притоков Днепра. Равнина относится к области распространения среднелейстоценовых ледниковых образований, в том числе краевых образований днепровского оледенения (Матвеев, 1993; Karabanov, Matveev, 2011). Памятник был обнаружен в 2015 году при разработке крупного песчаного карьера, который расположен примерно в 4 км к востоку от города Иваново, в 1 км к северу от деревни Огово и в 0,5 км к северу от автотрассы М–10. Здесь с 2012 года Ю.В. Селезнёвым на разных участках карьера в толще гравийно-галечного и песчаного материала было выявлено несколько слоев (на сегодняшний день – до трех) с кремневыми изделиями, имеющими раннепалеолитический облик (Seliashniou et al., 2018). Ранее в данном районе были известны только памятники каменного века (финальный палеолит – мезолит – неолит) (Калечыц, 2018).

В геоморфологическом отношении территория, вскрытая карьером, относится к области распространения среднелейстоценовых ледниковых образований, в том числе краевых образований днепровского оледенения (Матвеев, 1993; Karabanov, Matveev, 2011). Непосредственно в районе работ карьер «Огово» вскрывает строение гряды с абсолютными отметками поверхности 155–162,2 м над уровнем моря. Длина гряды около 1,3 км, ширина до 0,45 км, относительная высота над поверхностью равнины – до 10 м. Гряда входит в систему субширотно ориентированных форм в южной части равнины Загородье, которые ранее интерпретировались как краевые образования днепровского оледенения (Государственная..., 1982; Шишонок, 1983).

Разведочные работы на карьере «Огово» в 2019–2022 гг, позволили собрать первые комплексные сведения о геологическом строении толщи с находками, а также составить представление о самих культуросодержащих горизонтах. В 2023 году в северной, рекультивированной части карьера, где четвертичные отложения вскрывают гребневую часть гряды на глубину до 12 м, были подготовлены два разреза – Разрез 1 и Разрез 2 (Разрез 2 надстраивает Разрез 1), из которых были отобраны серии образцов на литолого-геохимические анализы, а также

семь образцов на ОСЛ. В современной части карьера, который вскрывает южный склон гряды на глубину до 5 м, была подготовлена и описана серия зачисток.

В гребневой части гряды с поверхности, под маломощным (до 0,5 м) покровом мелкозернистых песков залегает красновато-коричневый диамиктон. В его составе преимущественно среднезернистый песок, с гравием, галькой и валунами кристаллических пород Фенноскандинавской питающей провинции. В нижней части диамиктон с отчетливой плитчатой текстурой, а также с включениями линз сложной формы из разнозернистых песков. Мощность диамиктона в расчистке северной части карьера достигает 1,4 м. В южной части карьера его мощность уменьшается до 0,8–1,2 м, причем иногда в его состав включены блоки и линзы сложной формы, представленные тонкозернистыми песками и алевритами. Мощность перекрывающих песков в южной части карьера увеличивается до 2,0–3,5 м.

Ниже диамиктона залегает слоистая толща из разнозернистых (преимущественно – мелкозернистых) песков от желто-коричневых до темно-коричневых, с прослоями глинистых мелкозернистых песков, а также разнозернистых песков с включением гравия и гальки. Толща в целом имеет субгоризонтальную и ритмичную слоистость, в отдельных прослоях она косая или волнистая. В интервалах 2,7–3,45, 4,1–4,7 и от 5,1 м от кровли толщи песков в нее включены прослой крупнозернистых песков с гравием и галькой, с катунами глин и алевритов от красновато-коричневых и ярко-коричневых, а также с гнездами насыщенно оливковых песков. В составе гальки в этих прослоях встречается много отдельностей кремня, иногда с отпечатками фауны мелового периода. Среди этих отдельностей есть мелкие валунчики, а также желваки плитчатой формы и десквамационные обломки. Именно в этих прослоях были обнаружены серии кремневых изделий, что послужило причиной выделения как минимум трех культуросодержащих горизонтов (КСГ 1, КСГ 2 и КСГ 3), прослеживаемых в разном количестве на разных участках местонахождения.

Полученные новые данные и результаты анализа опубликованных и фондовых данных позволяют соотнести диамиктон в кровле разреза с тиллом днепровского подгоризонта припятского оледенения. Залегające под диамиктоном ритмично-слоистые отложения предварительно могут быть интерпретированы как флювиальные, со значительными изменениями гидродинамического режима водного потока. Наличие в верхней части этой толщи прослоев глинистых мелкозернистых песков указывает на постепенный переход к условиям спокойного водоёма. Такие условия также можно сопоставить с эпохой днепровского оледенения, времени наступления ледникового покрова. Предварительные данные ОСЛ-датирования показывают, что по итогам двух фаз измерений зерна полевых шпатов оказались в полном насыщении, т.е. их итоговый возраст может быть определен как не моложе 400 тыс. л.н., что может соответствовать МИС 11.

В течение нескольких лет на различных по площадям участках карьера из всех трех КСГ Ю.В. Селезнёвым была собрана представительная коллекция из 7000 предметов, состоящая из многочисленных сколов (различных отщепов и пластинчатых форм), среди которых встречены изделия со вторичной обработкой, нуклеидных изделий, плиток с сериями сколов или с единичными сколами.

Результаты, полученные после сборов подъемного материала, а также после подготовки и описания серии зачисток бортов карьера на различных его участках, позволяют сделать следующие предварительные выводы:

- обнаруженные археологические материалы приурочены минимум к трем слоям разнозернистых песков с гравием и галькой. При этом верхний горизонт галечника погребен под толщей песков, мощность которой варьирует от 2-3 до 12 метров, то есть вне какой-либо связи с голоценом. Данные отложения могли быть сформированы во время наступления днепровского ледникового покрова в водноледниковой ложбине стока с переменным гидродинамическим режимом. Эта ложбина в целом могла быть ориентирована согласно современной долине реки Струга (левый приток Пины);

- на различных участках карьера, площади вскрытия которого достигают уже десятков гектаров, отмечены зоны концентрации археологического материала, а также зоны, в которых культуросодержащие горизонты не прослеживаются;

- коллекция Огово 1 состоит из изделий разной сохранности (разная степень повреждения краев, забитости ребер, окатанности, люстража, наличия прикипевшего суглинка) и разного морфологического облика. В коллекции, скорее всего, присутствуют предметы, относящиеся к различным эпохам среднего и, вероятно, финала раннего палеолита;

- фаунистические остатки каких-либо крупных позвоночных в горизонтах галечников, а также в перекрывающих или подстилающих их песках пока не обнаружены;

- местонахождение, вероятно, приурочено к выходам кремня, происходящим из разрушенных крупных отторженцев пород верхнего мела, входящих в состав гребневых линий конечных морен днепровского оледенения;

Предварительное знакомство с составом коллекций, а также различными участками местонахождения указывает на то, что обнаруженные материалы могут относиться к разным комплексам первичной обработки камня или к разным вариантам мастерских. Степень сохранности этих комплексов должна стать предметом специального изучения.

Абсолютное большинство находок в коллекции составляют различные сколы, среди которых много первичных. Серии нуклеусов и нуклеидных изделий пока не многочисленны. Выделены изделия с вторичной обработкой, а также с элементами двусторонней обработки.

На этом этапе исследований предложить какие-либо прямые аналогии для сравнения археологических материалов Огово 1 сложно. Определенные параллели в особенностях осадконакопления и в облике находок могут просматриваться с местонахождениями нижнего и раннего среднего палеолита Саксонии – Цвохау Zwochau), Макклеберг (Makkleerberg), Шладеббах (Schladebach), которые приурочены к аналогичным широтам (Grahman 1955; Toepfer, 1981; Pasda 1996; Eissmann 2002; Lauer, Weiss 2018).

Работы проведены при поддержке Общественного движения популяризации науки «Проекты Станислава Дробышевского» и Института истории НАНБ.

Литература

Калечыц, А.Г. 2018. Чалавек і асяроддзе: каменны век, Заходняе Палессе. Мінск: Беларуская навука. – 584 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Белорусская. Лист N-35-XXXII (Дрогичин). Объяснительная записка. 1982.

Матвеев, А.В. История формирования рельефа Белоруссии / А.В. Матвеев. – Мн.: Навука і тэхніка, 1990. – 144 с.

Махнач, А.С., Гарецкий, Р.Г., Матвеев, А.В. (Eds.). 2001. Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси. 815 стр.

Шишонок Н.А. Общие особенности строения рельефа Загородья// Морфогенез на территории Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1983. С. 44–47

Eissmann, L. 2002. Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. Quaternary Science Reviews 21, 1275–1346

Grahmann, R. 1955. The Lower Palaeolithic site of Markkleerberg and other comparable localities near Leipzig. Transactions of the American Philosophical Society, New Series 45/6, 509–687.

Karabanov, A.K.; Matveyev, A.V. The Pleistocene glaciations in Belarus. In Quaternary glaciations – extent and chronology: A closer look.; Ehlers, J. Gibbard, P.L., Hughes, P.D., Eds.; Elsevier: Amsterdam, Nederland, 2011; pp. 29–36.

Lauer, T., Weiss, M. 2018. Timing of the Saalian- and Elsterian glacial cycles and the implications for Middle – Pleistocene hominin presence in central Europe. Scientific Reports 8, 5111. doi:10.1038/s41598-018-23541-w

Pasda, C. 1996. Silexverarbeitung am Rohmaterialvorkommen im Mittelpleistozän – Ergebnisse einer Rettungsgrabung in Zwochau (Lkr. Delitzsch). Arbeits- und Forschungsberichte zur sächsischen Bodendenkmalpflege 38, 13–55.

Seliazniou, Y., Motuzka, A. Tsyrukunou, E., Asheichyk, V., Kolasau, A., Vashanau, A., Stepanova, K., Otcherednoy. 2018. Ahova 1. In Abstract book: A new Paleolithic site in SW Belarus. Crossing the borders. Interregional and cross-cultural interactions in the context of lithic studies. 15th SKAM Lithic Workshop 17-19 October 2018, Minsk, Belarus; pp. 12–14.

Toepfer, V. 1981. Das Acheuléen auf dem Boden der Deutschen Demokratischen Republik. Anthropologie 19/1, 55-77

СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР БАССЕЙНА РЕКИ УСВЯЧИ

Соколова Н.В.¹, Греков И.М.¹, Пронина А.В.¹

РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, nvsokolova@herzen.spb.ru

Введение

Юг Псковской области является малоизученной с палеогеографической точки зрения территорией. Одной из основных рек в данном регионе является река Усвяча, являющаяся правым притоком Западной Двины. В 2021-2022 гг. в ходе комплексных экспедиций были проведены полевые палеолимнологические исследования на озерах Усвятское и Ордосно, относящихся к бассейну реки Усвячи. Донные отложения изученных озер имеют богатый набор информации о развитии бассейна реки Усвячи в голоцене.

Методы

Во время экспедиционных исследований для обоих исследуемых озер была произведена батиметрическая съемка с использованием Эхолота-картплоттера Lowrance Elite-7 Ti2. Отобраны керны донных отложений с помощью русского торфяного бура. Далее по визуально определяемым признакам выполнено первичное литологическое описание колонок донных отложений и их фотодокументация.

В научно-исследовательской лаборатории «Рационального природопользования» кафедры физической географии и природопользования РГПУ им. А. И. Герцена был выполнен анализ потери массы органики при прокаливании при температуре 550°, который позволяет оценить как динамику органического вещества, так и изменение гидрологических режимов водоемов с момента их возникновения и до настоящего времени. Анализ проводился по стандартной методике [Santisteban et al., 2004]. Для привязки к хронологической шкале было проведено датирование.

Результаты

Усвятское озеро (N 55.719986, E 30.780793) находится на абсолютной отметке 147 м. Река Усвяча впадает в озеро в северной части и вытекает из него с юго-западной стороны. Через озеро Малое Усвятское исследуемое озеро соединяется с озером Узмень.

В июле 2021 года было отобрано 12 кернов донных отложений в точке с глубиной 1.0 м. Мощность вскрытых донных отложений 6,77 м, по результатам датирования определяемых как середина бореального периода. В нижней части отложения представлены глинистой гиттией с черными прослоями, мощностью 0,57 м. Выше по разрезу залегает серо-коричневая гиттия общей мощностью 4,3 м, которая сменяется светло-коричневой гиттией, мощностью 0,75 м. Ее перекрывает горизонт серо-коричневой гиттии, мощностью 0,19 м. Выше по разрезу идет чередование следующих горизонтов: коричневая гиттия (мощность 0,17 м), светло-коричневая с горизонтальной более светлой полосчатостью (мощность 0,04 м), коричневая гиттия (мощность 0,33 м), светло-коричневая гиттия (мощность 0,20 м). Верх разреза сложен черноватой сильно обводненной гиттией (мощность 0,07 м).

Результаты анализа потери массы органики при прокаливании демонстрируют постепенное увеличение количества органического вещества с 10% до 41%. Можно выделить 4 зоны. На глубинах 7,69-6,88 м содержание органического вещества меняется незначительно, наблюдается небольшое понижение его количества с 10,7% до 9,8%. Выше по разрезу (6,88-3,62 м) происходит равномерный рост значений содержания органики от 9,8% до 30,5%. Вторая зона (3,62-1,24 м) характеризуется колебаниями значений от 23,1 до 40,5 с четырьмя последовательными минимумами значений до показателя примерно 24%. На глубине 1,28-1,3 м просматривается резкое возрастание количества органики до 82% с последующим столь же резким понижением значений до 35%. 1-я зона (1,24-1,16 м) – современный период осадконакопления со значениями ППП 37-41%.

Озеро Ордосно (N 56.006472, E 30.943889) находится на абсолютной высоте 152 м. В северо-восточной части в озеро впадает и в юго-восточной части из него вытекает река Усвяча.

Первый вариант интерпретации был сделан в статье «Анализ разреза донных отложений озера Ордосно» [Логинова и Греков, 2022]. При более подробном рассмотрении были внесены коррективы, публикуемые в данной работе.

На озере Ордосно было отобрано 8 кернов донных отложений в точке с глубиной 2,3 м. Мощность вскрытых донных отложений 5,2 м., определяемые датированием как конец бореального периода. Донные отложения в нижней части представлены серо-бежевым алевритом мощностью 0,1 м. Над ним залегает светло-серый слоистый алеврит (мощность 0,63 м), переслаиваемый темно-серым, с прослоями шириной от 1 до 5 мм. Выше по разрезу расположены тонкими горизонтами серая гиттия (мощность 0,03 м), темно-серая гиттия, опесчаненная среднезернистым песком (мощность 0,05 м), светло-коричневая гиттия с более светлыми прослоями, опесчаненная среднезернистым песком (мощность 0,07 м). Выше мощностью 1,42 м расположен горизонт серо-бурой гиттии. Над ней залегает темно-бурая гиттия мощностью 0,70 м. Выше наблюдаются горизонты бурой гиттии мощностью 1,20 м и коричневато-оливковой гиттии мощностью 1,05 м. Замыкает разрез маломощный горизонт (0,11 м) зеленовато-оливковой сильно обводненной гиттии.

По содержанию органического вещества можно выделить 4 зоны, которые в целом соответствуют литостратиграфическим горизонтам. 4-ая зона (7,5–6,62 м) соответствует горизонтам серого алеврита и гиттии опесчаненной среднезернистым песком. Данная зона характеризуется минимальным для разреза содержанием органического вещества, где значения количества органики составляют от 1,04 до 6,66%. В 3-ей зоне (6,62–4,50 м) происходит очень резкий рост содержания органики от 5 % в нижней части до 27,4% в верхней части. Выше содержание органического вещества меняется незначительно и наступает стабилизация на уровне 34-35%. Для глубин 4,5-2,4 м характерны колебания значений органики в пределах от 19 до 41% с двумя минимумами значений на глубинах 4,2 м (25%) и 3,28 (19%). Верхняя часть колонки (2,4-2,29 м) – современный период осадконакопления со значениями 35-38%.

Выводы

На основе результатов датирования можно сделать выводы, что осадконакопление в озерах Усвятское и Ордосно в течение голоцена начиная с бореального периода до настоящего времени проходило без перерыва.

Исходя из литологического состава (смена алеврита на опесчаненную гиттию) и содержания органического вещества в нижней части колонки донных отложений, можно предположить, что озеро Ордосно на тот момент представляло собой приледниковый водоем. Далее постепенно происходит переход от минерагенного осадконакопления к органогенному.

С началом атлантического периода, со сменой климатических условий на более теплые фиксируется увеличение содержания количества органики в донных отложениях озер Усвятское и Ордосно, начинается активное органогенное осадконакопление.

Выше по колонкам в донных отложениях озер Ордосно и Усвятское наблюдаются схожие тенденции по количеству и изменению содержания органического вещества.

Дальнейшее изучение данных озер и других объектов Двинско-Ловатского водораздела позволит выполнить реконструкции изменения окружающей среды в северо-западной части Восточно-Европейской равнины на рубеже плейстоцена и голоцена на основе обобщения и корреляции данных.

Благодарности.

Исследование выполнено при поддержке Министерства Просвещения РФ (проект № VRFY-2023-0010) «Эволюция озерного осадконакопления в условиях меняющегося климата: позднеплейстоценовое и современное озерное осадконакопление в гляциальных и перигляциальных условиях (по данным из озер полярных регионов (Антарктика и Арктика) и озер Восточно-Европейской равнины)».

Литература

Логинова М.В., Греков И.М. Анализ разреза донных отложений озера Ордосно // География: развитие науки и образования: Сборник статей по материалам ежегодной международной научно-практической конференции к 225-летию Герценовского университета. В 2-х томах, Санкт-Петербург, 20–23 апреля 2022 года / Отв. редакторы Д.А. Субетто, А.Н. Паранина. Том I. – Санкт-Петербург: Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, 2022. – С. 181-186.

Santisteban, J.I. 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments / J.I. Santisteban, R. Mediavilla, E. Lypez-Pamo, C.J. Dabrio,

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

M.B.R. Zapata, M.J.G. Garcia, S. Castano, P.E. Martinez-Alfaro // Journal of Paleolimnology. – 2004. –№ 32. – P. 287-299.

ПОСТХВАЛЫНСКИЕ ЛОЖБИНЫ СТОКА БАССЕЙНА РЕКИ ТОРГУН (ВОЛГОГРАДСКОЕ ЗАВОЛЖЬЕ)

Солодовников Д.А.

Волгоградский государственный университет, Волгоград, Россия, solodovnikov@volsu.ru

Прикаспийская низменность, структурно соответствующая одноименной синеклизе, характеризуется чрезвычайной монотонностью рельефа. Это в полной мере относится к Северному Прикаспию. Обычной является картина, когда на протяжении десятков километров амплитуда отметок поверхности не превышает 1-2 метров. Типичным элементом рельефа здесь являются степные лиманы – округлые блюдцеобразные понижения различной площади – от гектаров до квадратных километров. Более масштабные котловины, а также поднятия связаны всегда с солянокупольной тектоникой. Эрозионная расчлененность территории ввиду незначительных амплитуд высот и сухости климата крайне невелика. Нередко обширные территории площадью в сотни км² вовсе лишены эрозионных форм.

На этом фоне выделяется ряд участков, имеющих заметную специфику рельефа. Один из них – бассейн реки Торгун (левый приток р. Еруслан), административно располагающийся на северо-восточной окраине Палласовского района Волгоградской области. В классической схеме районирования А.Г. Доскач [1] этот участок входит в состав «Ерусланско-Торгунской плоской равнины, слабо расчлененной реками». Сама эта формулировка вызывает вопросы, поскольку в пределах Северного Прикаспия этот участок имеет едва ли не наибольшую густоту постоянных водотоков.

Но еще более выделяет этот участок необычное обилие и густота сети временных водотоков. Густота этой сети достигает порядка 3 км/км², это фантастические показатели для Северного Прикаспия. Стоит остановиться на морфологии этих эрозионных систем. Они имеют очень небольшую глубину вреза относительно окружающей равнины – не более 1,5-2 м. Склоны очень пологие и плавно переходят в плакоры. Ширина варьирует от 15 до 50-60 метров. Морфологически их можно отнести к потяжинам, но значительной протяженности – длина может достигать 10-11 км. Ложбины эти могут быть одиночными, но чаще объединяются в разветвленные бассейны, включающие десятки ложбин. Системы таких ложбин впадают в конечном итоге в долину реки Торгун и её притоков – рек Солянки и Водянки. Иногда эти ложбины впадают в округлые пологие лиманоподобные понижения и вновь вытекают из них. Все указанные понижения хорошо выделяются на спутниковых снимках более темным по сравнению с окружающими территориями фототонном. На местности они характеризуются более развитым травянистым покровом и активно используются под пастбища. Подобные формы на космоснимках отмечаются и в бассейне соседней реки – Малый Узень, протекающей восточнее, по территории Казахстана.

Следует отметить, что эти ложбины являются сугубо реликтовыми образованиями. Сток по ним в настоящее время отсутствует даже ранней весной, в период снеготаяния. Запасы снега здесь незначительны и не позволяют питать такую густую и разветвленную эрозионную сеть. Сама река Торгун и её притоки также крайне маловодны. Они выглядят водотоками на космоснимках, но впечатление это обмачиво. Фактически, эти реки представляют собой каскады прудов, наполняемых водами Заволжской оросительной системы. Роль местного стока в их водном балансе незначительна.

Указанные эрозионные системы приурочены к подножию бортового уступа возвышенности Общий Сырт, протягиваясь вдоль ее южного подножия, бывшего в верхнем плейстоцене абразионным берегом Нижнехвалынского моря. В настоящее время этот уступ, хотя и довольно полог, но все же хорошо выражен в рельефе [2]. Описанные ложбины наблюдаются в полосе шириной около 30 км вдоль южного борта Общего Сырта. Часть ложбин являются непосредственным продолжением коротких оврагов, пересекающих склон возвышенности. Но в большинстве случаев ложбины не обнаруживают пространственной привязки к эрозионной системе

Сырты и являются совершенно автономной системой. Южнее они исчезают и сменяются типичным для Прикаспия лиманно-западинным рельефом.

Как уже было указано, подобный рельеф совершенно не соответствует современным климатическим условиям и носит реликтовый характер. Сформировался он в условиях очень обильного увлажнения, регулярного и длительного существования мелководных обширных водоемов. Такие условия есть и сейчас по северному побережью Каспия. Колебания уровня небольшой амплитуды, связанные с флуктуациями стока Волги, сформировали широкую сорово-авандельтовую зону вдоль побережья. Сходная зона образовывалась и в позднехвалынскую эпоху. Она хорошо выражена у подножия Урдинских песков (Западный Казахстан) и представлена обширным массивом, известным как Солёные грязи Хаки и рядом более мелких солончаков. Система эта прослеживается вдоль юго-западной границы Урдинских песков в полосе шириной до 22 км.

Можно предположить, что в раннехвалынскую эпоху море также чутко реагировало на колебания стока Волги, меняя уровень на 2-3 метра и формируя у подножия коренного берега (уступа Общего Сырта) сорово-авандельтовую зону шириной до 30 км. Постепенное осушение этой зоны в начале регрессии моря привело к формированию описанной системы ложбин стока.

Литература

1. Доскач А.Г. Материалы к геоморфологической карте южного Заволжья и Прикаспийской низменности // Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 47-87.
2. Рулев А.С., Юферев В.Г., Рулев Г.А. Почвенно-геоморфологическая катена "Малый Сырт – Прикаспий" // Геоморфология. 2020. № 1. С. 22-33.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОПОЧВ В ЛЕССОВОЙ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА

Сосин П.М.¹, Курбанов Р.Н.^{2,3}, Амирзода О.Х.¹

¹ *Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии. Душанбе, Таджикистан,
psosin@mail.ru*

² *Институт археологии и этнографии СО РАН*

³ *Институт географии РАН*

Введение

Исследование лесса уже продолжается третье столетие. Родоначальником изучения лесса считается Рихтгофен Ф. Хотя до него эоловая гипотеза образования лесса возникла еще в 1857г. в Мексике после исследования (Virlet d'Aoust P.Th.) в Мексике. Уже тогда исследователи разделились на два лагеря- эолового и водного происхождения лесса. До настоящего времени часть исследователей придерживаются водной гипотезы. При этом никак не объясняют механизм происхождения лесса на водоразделах хребтов, поднятых на высоту до километра над уровнем реки. Лессы содержат серию палеопочв имеющие важное стратиграфическое значение, являясь реперами при расчленении лессовой толщи. Копируя палеорельеф погребенные почвы верхнего и среднего плейстоцена указывают на их формирование, на хребтах, а не в долинах, что исключает их, а следовательно, и лессов водное происхождение. Этот фактор не учитывался сторонниками при обосновании водного происхождения лессов. Лессы формировались в течении ледниковых периодов с аридным и относительно холодным климате. Однако некоторые исследователи по недоразумению, считают, что лессы формировались в межледниковых периодах, а погребенные почвы в ледниковых периодах. Из этого утверждения выходит, что голоценовые почвы формируются в ледниковом, а не межледниковом периоде, а ссылка на гипотетический плювиал, якобы имевший место в центральной Азии во время ледникового периода не имеет серьезного обоснования, поскольку на Восточном Памире количество атмосферных осадков как в пустыне Сахара, а среднегодовая температура воздуха минус один градус. Но сейчас там формируются почвы, а не лесс. Мало того известные ученые посетив известный лессово-почвенный разрез Хонако констатировали, что это совсем не палеопочвы, а переотложенные неогеновые красноцветные отложения (Черняховский и др., 1981). В Средней Азии погребенные почвы впервые изучались в Узбекистане (Скворцов Ю.А., 1957). Более детальные исследования погребенных почв в Узбекистане были выполнены в 1977 (Степанов и др.), В Таджикистане первые исследования погребенных почв были начаты в 1972 г. Лазаренко А.А., Сосин П.М., Ломов С.П. В Таджикистане мощность лессово-почвенной формации достигает 200 метров и содержат до 40 погребенных почв. Погребенные почвы изучались в интервале высот 800-2700 метров.

Методы

Погребенные почвы исследовались на естественных обнажениях, образованных оползнями. Лессы изучались в траншеях на обнажениях, а палеопочвы в траншеях и в археологических раскопах шириной до 5 метров по простираию почвы, заложенных на всю мощность почвы. Описывалось морфологическое строение лессов и палеопочв. Образцы отбирались по генетическим горизонтам палеопочв и структурным слоям в лессах. Химические и физические анализы выполнялись по общепринятым методикам. Гранулометрический состав по Качинскому с отмывкой карбонатов. Дополнительно определялась магнитная восприимчивость, абс возраст по ТЛ, палеомагнитные и микроморфологические исследования.

Результаты

Погребенные почвы формировались при постоянной седиментации эоловой пыли, поэтому почвы развивались в синлитогенном режиме. Это способствовало росту почвенного профиля вверх и увеличению его мощности до нескольких метров. В современных условиях количество выпадающей пыли изменяется в пределах 0,2-0,45 мм/год (Ускова, 1982; Финаев, 2004) В ледниковом периоде, во время образования лесса, климат был аридный и относительно холодный, а количество выпадающей пыли было больше. Лесс – это слаборазвитая примитивная почва, не

имеющая современных аналогов так, как формировалась в ледниковых условиях. Смена климата от ледникового к межледниковому периоду не происходила дискретно, а с плавным увеличением температуры и атмосферных осадков. В переходном периоде от ледниковья к межледниковья формировалась «начальная почва», которая характеризуется коричневато-желтым цветом, большим количеством биолитов (заполненных ходов педофауны без позвоночных), среднесуглинистым гранулометрическим составом, повышенным содержанием карбоната кальция и небольшим количеством мелких карбонатных конкреций. Верх начальной почвы бронируется карбонатной корой разной мощности или плотным горизонтом конкреций. При продолжении потепления климата, увеличения влажности и росту почвенного профиля вверх на почве начальной стадии формируется почва оптимальной климатической стадии, что определяет филогенез почвообразования. Почва оптимальной стадии отличается коричневым цветом, тяжелосуглинистым гранулометрическим составом, ореховатой структурой, железисто-марганцевых пленок на структурных отдельностях и отсутствием карбонатов кальция. Толщина карбонатной коры, разделяющая начальную почву от оптимальной, зависит от мощности оптимальной почвы, из которой выщелачивался углекислый кальций. Конец межледникового периода характеризуется направленной аридизацией климата и уменьшением атмосферных осадков. Происходит затухание почвообразования, слабое выщелачивание углекислого кальция, вследствие чего нижележащая почва климатического оптимума незначительно вторично окarbonачивается.

Таким образом, межледниковая почва является полигенетичной и состоит из трех наложенных друг на друга палеопочв формирующихся в разных климатических условиях и является простым педокомплексом (ПК). Но в некоторых межледниковьях климат прерывался кратковременным похолоданием и аридизацией, что проявляется в образовании небольших лессовых горизонтов или карбонатных кор между двумя или тремя простыми педокомплексами. Это сложные педокомплексы, состоящие из двух или трех простых педокомплексов. Сложными педокомплексами являются педокомплексы МИС-5, МИС-7, МИС-9, МИС-13. В палеопочвах отсутствует горизонт «А» так как при непрерывной седиментации эолового материала происходит рост профиля почв вверх и гумусового горизонта «А» в том числе. Одновременно вверх передвигались и горизонты «В», которые полностью перерабатывали горизонт «А» (Сосин, 2000). Некоторые исследователи считают, что отсутствие горизонта «А» в таджикских палеопочвах связано с его эрозией (Bronger, 1995). При этом, не учитывается фактор затухания почвообразования при переходе к ледниковью. Содержание гумуса в палеопочвах низкое и не превышает 0,4%. Максимальное количество углекислого кальция до 60 % находится в карбонатной коре, а минимальное от 0,0% до 8,7 % в почве климатического оптимума. Содержание илстой фракции изменяется от 12,9 % в лессах до 38,5 % в почве климатического оптимума. Коэффициент оглинивания, рассчитанный по Крупенникову, максимальный в ПК-1 и составляет 1,95, то есть в 2 раза выше, чем в лессе. Магнитная восприимчивость палеопочв изменяется в широких пределах в разных палеопочвах и разных разрезах и уменьшается от более молодых к более древним. Наряду с этим наибольшая магнитная восприимчивость наблюдается в палеопочве климатического оптимума. Между тем магнитная восприимчивость палеопочв значительно выше, чем в голоценовых почвах и увеличивается от сероземов к высокогорным луговым (Ломов и др., 1979).

Выводы

Результаты исследования морфологического строения и физико-химических показателей палеопочв среднего и верхнего плейстоцена от МБ до голоцена указывают о направленной аридизации и похолодания климата (Сосин и др., 2000). Ряд исследователей идентифицируют палеопочвы лессовой формации с голоценовыми почвами основываясь лишь на близком цвете тех и других. При этом пренебрегая другими более вескими морфологическими и химическими показателями отличающих палеопочвы от голоценовых типов. В каждом межледниковье формировались свои типы почв в соответствии со своими климатическими условиями. В голоцене на склонах северной и южной экспозициях формируются разные типы почв. (Герасимов и др., 1960; Степанов, 1967).

Исследование выполнено при поддержке проекта РНФ 22-18-00568.

Литература

Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. Географгиз, 1960

Ломов С.П., Пеньков А.В. Магнитная восприимчивость некоторых современных и ископаемых почв Таджикистана. Почвоведение, Москва, 1979, №6, с.100-109

Степанов И.Н. Об асимметричном развитии почв на склонах северной и южной экспозиции в западном Тянь-Шане., Почвоведение, 1967, №2, с.25-32.

Степанов И.Н., Абдуназаров У.К. Погребенные почвы в лессах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М.: Недра, 1977, 114с.

Сосин П.М., Шефер И., Ранов В.А. Плейстоценовые палеопочвы разреза Оби-Мазар. Геологические и экологические проблемы Республики Таджикистана., Душанбе: ИГ, АНРТ, 2000.- с.96-99.

Сосин П.М., Шефер И., Турсина Т.В., Ранов В.А. Палеопочвы разреза Ханако-3 (геохронология, строение, состав). Сб. Возвращение к истокам, Новосибирск, 2015, с. 57-67.

Скворцов Ю.А. К характеристике среднеазиатских лессов. Тр.САГУ. Сер.физ.географ., 1957, вып.99, кн.10. с.5-63.

Ускова Р.А. Атмосферные явления. В кн: Таджикистан (Природа и природные ресурсы). Душанбе: Дониш, 1982, с.187-199.

Финаев А.Ф. Модель переноса и выпадения пылевого аэрозоля в южных районах Таджикистана. Сб. Археология и палеоэкология Евразии. Новосибирск, 2004, с.351-358.

Черняховский А.Г., Макарова О.В., Градусов Б.П., Крылов А.Г. К изучению природы ритмически построенных плиоценовых-плейстоценовых толщ молассовой формации Таджикской депрессии. Литология и полезные ископаемые №4, 1981г. с101-113.

Bronger A., Winter R., Derevianko O. and Aldag S. Loess-Palaeosol Sequences in Tadjikistan as a Paleoclimatic Record of the Quaternary in Central Asia.-Quaternary Proceedings, 4, 1995, p.69-81.

Schafer J., Sosin P.M., Ranov V.A. Neue Untersuchungen zum Loesspaläolithikum am Obi-Mazar Tadjikistan // Archäologisches korrespondenzblatt.-1996 - № 26. – P.97-109.

Virlet d'Aouct P.Th. Observations sur un terrain d'origine meteorique oude transport aerien etc. Bull.Soc.Geol. France, Fasc.15, 1857, pp.129-139.

**ПАЛЕОГИДРОМОРФНЫЕ ПОЧВЫ И ПЕДОЛИТОСЕДИМЕНТЫ
РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛАГУННО-МОРСКИХ СЕРИЙ
ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК МУХКАЙ II (ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ,
ДАГЕСТАН)**

Столпникова Е.М.^{1,2}, Ковалева Н.О.²

¹ *ИПЭЭ им. А.Н. Северцова, Москва, Россия, opallada@yandex.ru*

² *МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

Введение

Раннеплейстоценовые палеопочвы и почвоподобные объекты мало изучены в современном палеопочвоведении, особенно по сравнению с позднеплейстоценовыми и голоценовыми. Одна из возможных причин – низкое содержание органического углерода в большинстве объектов. До сих пор невыясненным остаётся вопрос скорости деградации органического вещества во времени. Исследователи ещё более древних почв как правило опираются не на органическую составляющую, а на минералогическую: почвенные новообразования (как правило карбонатные), железомарганцевые ортштейны, к слову сказать внутри которых может сохраняться органическое вещество типа лигнина (Ковалев, Ковалева, 2008); на проявленность глеевого процесса, который тоже чаще всего без участия органики не происходит. Мы же решили попробовать сосредоточиться на органическом веществе исследуемого объекта.

Объекты и методы

Раннепалеолитические стоянки Мухкай II и Мухкай IIa (Амирханов и соавт., 2012) расположены на территории Акушинского района республики Дагестан на среднегорных высотах (h=1629 м над ур. м.) акушинско-левашинского платообразного поднятия Гимринского хребта (северная часть Восточного Кавказа). Стоянки залегают в толще раннеплейстоценовых отложений возрастом 2,1–1,7 млн. л.н. В ходе работы были отобраны и проанализированы образцы из стенок раскопов стоянок Мухкай IIa 2014 и 2017г. (сл. 3–6, костеносные слои 1–3) и Мухкай II (сл. 21–25, 105).

В ходе исследования использовалась методология стандартного генетического почвоведения и палеопочвоведения с использованием таких методов химического анализа как измерение рН, состава ионов легкорастворимых солей, содержания органического углерода, азота, серы. Также использовались методы анализа органического вещества такие как изотопный состав углерода, распределение и количество длинноцепочечных алканов, являющихся биомаркерами различных типов растительности. Так же был проведён анализ изотопного состава карбонатных новообразований.

Результаты

Раннеплейстоценовый останец, в котором залегают стоянка сложен ритмично переслаивающимися карбонатными галечниками и карбонатными суглинками, временами с линзами супесей. Общая мощность отложений около 80 м. Во всех исследованных сериях отложений хорошо прослеживается влияние гидроморфных условий: Fe-Mn примазки определяют отложения как подвергавшиеся постоянным флюктуациям водного режима, а оглеенные горизонты – длительному нахождению в обводнённой бескислородной среде. Оглеение заметно возрастает в местах залегания костеносных слоев 2–3 (Мухкай IIa). Низкие значения магнитной восприимчивости (11–27*10⁻⁶ СГСМ) подтверждают нахождение в условиях переувлажнения и в тоже время отсутствие сильномагнитного вулканогенного материала.

Содержание общего органического углерода колеблется около значения 0,1%. Наиболее выделяется по показателям содержания органического углерода и азота, магнитной восприимчивости горизонт на уровне 2 костеносного слоя. Здесь фиксируется небольшое утяжеление изотопного состава органического углерода до -25‰. В целом изотопный состав

углерода органического вещества не отличается сильными флуктуациями и колеблется в узких пределах от -25 до -27‰, отражая стабильные условия накопления пачки. Подобные значения говорят о преобладании C3 растительности в растительном покрове, а также о влиянии обводнённости. Анализ распределения n-алканов выделяет снова 2 костеносный слой превышением биомаркеров древесной растительности. А вышележащий литологический слой КС-3 сдвигом в сторону биомаркеров водных растений, водорослей (коротко и среднецепочечных алканов). Как и изотопный состав, так и состав n-алканов не подтверждают преобладание саванных биоценозов. Судя по доминированию алканов C27 и 29 можно сделать вывод о преимущественно древесной или древесно-кустарниковой растительности. Было выделено несколько почвоподобных горизонтов, где биомаркеры наземной растительности доминируют: на уровне 2го костеносного слоя (слой 80) и три красновато-бурых горизонта в слое 25.

Вся исследуемая толща окаربоната, но новообразования в виде ризолитов найдены только в слое 105. В остальном карбонаты представлены в рассеянном виде; в качестве корок на поверхностях костей, орудий и цементированных прослоек. Тем не менее, величины рН достигают слабощелочных и щелочных значений (7,5–8,1), что указывает на наличие легкорастворимых солей в профиле. Данные слои содержат ионы Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺, K⁺, концентрации которых говорят о слабом засолении.

Выводы

По проведённым аналитическим исследованиям можно сделать вывод о том, что почвообразование в местах обитания древних людей эпохи раннего палеолита стоянки Мухкай проходило в условиях гумидного климата вблизи от слабосоленого бассейна, лагуны или лагунного озера акчагыл-апшеронского времени. Почвы периодически пополнялись новым материалом и носили маршевый прибрежный характер. Синлитогенность и близкое залегание подтопляющих грунтовых вод не давали формироваться гумусовым горизонтам длительное время, что является одной из причин их яркой выраженности. Господствующая растительность, по-видимому, была лугово-кустарниковой.

Литература

1. Амирханов Х.А., Грибченко Ю.Н., Ожерельев Д.В., Саблин М.В., Семенов В.М., Трубихин В.М. Комплексные исследования раннеплейстоценовой стоянки Мухкай II на Северо-Восточном Кавказе (по результатам раскопок 2008-2011гг.) // 1150 лет российской государственности и культуры. -М.: Наука. – 2012. - С. 217-241.

2. Ковалев И.В., Ковалева Н.О. Биохимия лигнина в почвах периодического переувлажнения (на примере агросерых почв ополей Русской равнины // Почвоведение. 2008. № 10, с. 1205-1216

ХИРОНОМИДНЫЙ АНАЛИЗ ОЗЕР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Сырых Л.С.¹, Назарова Л.Б.²

¹ *Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия liudmilasyrykh@gmail.com*

² *Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия*

Введение

Исследование личинок комаров-звонцов (хинономиды от лат. Chironomidae; Insecta: Diptera) в озерных отложениях представляет собой один из актуальных микропалеонтологических анализов. В палеогеографии хинономидный анализ применяется для реконструкции температур и экологических условий исследуемых районов. Головные капсулы комаров-звонцов хорошо сохраняются в отложениях, а наличие широкой литературной базы по таксономии и экологии позволяет легко использовать хинономид в качестве индикаторов изменения природно-климатических условий (Назарова и др., 2013; Brooks et al., 2007).

В мировой науке хинономидный анализ широко распространен в качестве методов палеоклиматических реконструкции. Разработаны температурные модели в том числе и для территории Сибири и Дальнего Востока, на их основе получены климатические реконструкции для многих районов (например, Nazarova et al., 2013, 2021; Syrykh et al., 2017; Wetterich et al., 2018; Biskaborn et al., 2018; Krivonogov et al., 2023). В последнее десятилетие хинономидный анализ используется и в палеолимнологических изысканиях и на территории Европейской части России (Nazarova et al., 2014, 2015, 2018; Сырых и др. 2015 и др.).

В результате многолетних исследований создана статистическая модель для реконструкции средних летних температур воздуха, а также проведены детальные реконструкции для разных районов Европейской части России (Nazarova et al., 2015, 2023).

Материалы и методы

Регион исследования. Восточно-Европейская равнина занимает большую часть Европейской части России. Современные природно-климатические условия на такой обширной территории довольно разнообразны. С северо-запада на юго-восток увеличивается континентальность климата: уменьшается годовое количество осадков (с 700 мм/год до 200 мм/год соответственно), увеличивается амплитуда температур. На территории равнины представлен широкий спектр ландшафтных зон от тундр на севере до полупустынь на юго-востоке.

Европейская часть России хорошо изучена палеолимнологическими методами, однако данных хинономидного анализа не так много (Syrykh et al., 2021). Наиболее подробно представлена информация о субфоссильных хинономидных сообществах для территории Северо-Запада, а также в Предуралье.

Методика хинономидного анализа. Процедура подготовки проб для хинономидного анализа соответствовала стандартному алгоритму (Brooks et al., 2007). Из поверхностных проб отбираются 80-100 головных капсул хинономид, из кернов – 50-60 головных капсул из каждой пробы. Определение таксонов и экологическая характеристика проведена в соответствии со специализированной литературой (Brooks et al., 2007; Moller Pillot, 2009; Wiederholm 1983).

Результаты

Температурные модели. Данные о субфоссильных хинономидах в поверхностных пробах и экологические параметры 98 озер вошли в базу данных для создания температурной модели Европейского Севера России. Во всех обработанных пробах обнаружено 143 таксона хинономид, проанализированные экологические параметры включали: географические координаты, абсолютную высоту озера, среднюю температуру воздуха января (Т января) и июля (Т июля), природную зону, глубину водоема, рН воды. Полученные данные показали четкую корреляцию таксономического состава хинономидных сообществ и Т июля, что позволяет применять полученную модель для температурных реконструкций на Севере Восточно-Европейской равнины. Наиболее значимыми также являются глубина воды, рН и высота озера над уровнем моря.

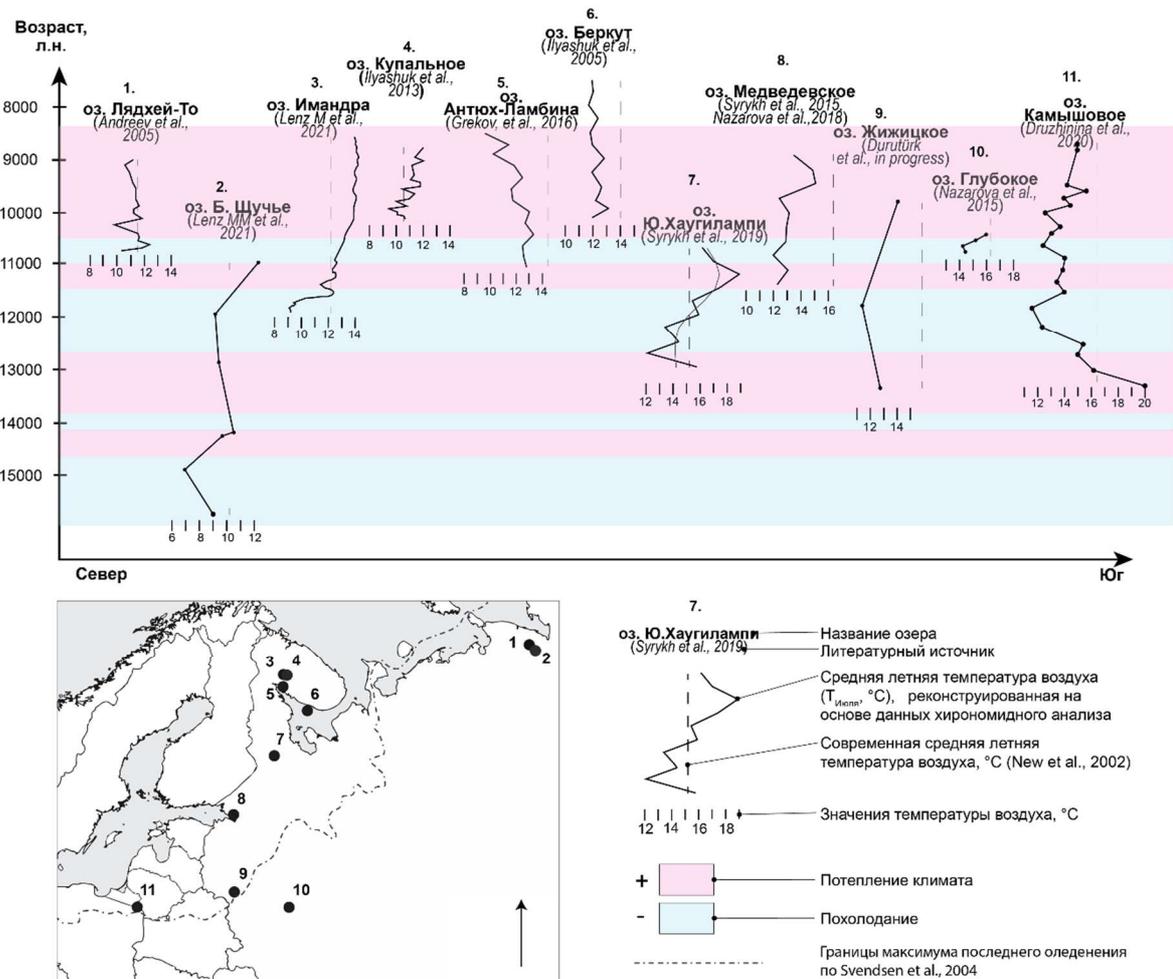


Рис. 1. Температурные кривые озер разных регионов Европейской части России, полученные на основе хирономидных данных.

Реконструкции. Разработанные на основе хирономидного анализа реконструкции имеют разное временное разрешение в зависимости от целей проводимого исследования. Так последние 200-400 лет, т.е. период наибольшего антропогенного влияния изучены для оз. Харбей, Большеземельская тундра (Solovieva et al., 2005, 2008; Nazarova et al., 2021), оз. Чуна, Мончетундра, Кольский п-в (Pyashuk & Pyashuk, 2001). Исследования оз. Камышовое, Виштынецкая возв., Калининградская обл. сконцентрированы на реконструкции перехода от позднего неоплейстоцена к голоцену (Druzhinina et al., 2021). Достаточно длинные временные интервалы проанализированы для озёр Большое Щучье, Полярный Урал (Lenz et al., 2022), здесь реконструкция получена для периода около 22000 калиброванных лет назад (кал. л. н.).

Переход от неоплейстоцена к голоцену представляет отдельный интерес палеолимнологических исследований. Для одиннадцати озер, охватывающих данный период получены температурные кривые на основе хирономидного анализа (Рис. 1)

Корреляция реконструированных температур позволяет выделить общий тренд для всех озер: около 12000-11000 кал. л. н. наблюдается тенденция к потеплению климатических условий на большей территории Восточно-Европейской равнины. Сравнение температурных кривых показывает асинхронность хода средних летних температур для озер разных регионов, а также отличие региональных температурных трендов в этот период.

В настоящее время работа продолжается и исследования субфоссильных хирономид дополняются новыми данными.

Заключение

Накоплена обширная база исследований, проведенных с помощью хирономидного анализа. разработана температурная модель, позволяющая реконструировать средние июльские

температуры воздуха прошлых эпох. Данные хирономидного анализа гармонично дополняют комплексные исследования озерных отложений. Однако хирономидный анализ все еще недостаточно применяется в палеогеографических исследованиях Европейской части России.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке Министерства Просвещения РФ (проект VRFY-2023-0010 «Эволюция озерного осадконакопления в условиях меняющегося климата: позднеплейстоценовое и современное озерное осадконакопление в гляциальных и перигляциальных условиях (по данным из озер полярных регионов (Антарктика и Арктика) и озер Восточно-Европейской равнины»).

Литература

Сырых Л.С., Назарова Л.Б., Субетто Д.А., Белкина Н.А., Потахин М.С., Греков И.М. 2020. Первые результаты исследования субфоссильных сообществ хирономид (Chironomidae) в донных отложениях оз. Полевского, Заонежский полуостров, Карелия. Астраханский вестник экологического образования, №3. С. 4-10.

Сырых Л.С., Назарова Л.Б. Субетто Д.А. 2015. Предварительные данные о развитии климата на территории Карельского перешейка в голоцене по результатам хирономидного и литологического анализов // Труды Карельского научного центра РАН Серия «Лимнология». №5. С.53-59

Brooks S.J., Langdon P.G., Heiri O. Using and identifying chironomid larvae in palaeoecology // QRA Technical Guide № 10, Quaternary Research Association, London, 2007. 276 p.

Druzhinina O, Kublitskii J, Nazarova L, Subetto D, Syrykh L, Arslanov Kh, Stančikaitė M, Vaikutienė G, Kul'kova M (2020) Palaeoenvironmental conditions in South-Eastern part of the Baltic region during the Late Pleistocene – Holocene transition (Kaliningrad District, Russia). *Boreas*, 49 (3), 2020. P. 544-561

Plyashuk, B., Plyashuk, E. Response of alpine chironomid communities (Lake Chuna, Kola Peninsula, northwestern Russia) to atmospheric contamination. *Journal of Paleolimnology* 25, 467–475 (2001). <https://doi.org/10.1023/A:1011187520169>

Krivosnogov S.K., Zhdanova A.N., Solotchin P.A., Kazansky A.Y., Chegis V.V., Liu Z., Song M., Zhilich S.V., Cao X., Palagushkina O.V., Nazarova L.B., Syrykh L.S. The Holocene environmental changes revealed from the sediments of the Yarkov sub-basin of Lake Chany, south-western Siberia. *Geoscience Frontiers* 14 (2023) 101518. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101518>

Lenz M.M., Andreev A., Nazarova L., Syrykh L.S., Scheidt S., Hafliadason H., Meyer H., Brill D., Wagner B., Gromig R., Lenz M., Rolf C., Kuhn G., Fedorov G., Svendsen J.I., Melles M. Climate, glacial and vegetation history of the polar Ural Mountains since c. 27 cal ka bp, inferred from a 54 m long sediment core from Lake Bolshoye Shchuchye. *Journal of Quaternary Science*. Vol.37, Iss. 5. 2022. P. 818-835. <https://doi.org/10.1002/jqs.3400>

Moller Pillot, H.K.M. Chironomidae Larvae Volume 2 Biology and ecology of the Chironomini // KNNV Publishing. 2009. 270 pp.

Moller Pillot, H.K.M. Chironomidae Larvae Volume 3 Chironomidae Larvae - Biology and Ecology of the Aquatic Orthoclaadiinae // KNNV Publishing. 2009. 288 pp.

Nazarova L.B., Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Syrykh L.S. 2015. Palaeoecological and Palaeoclimatical Reconstructions of Holocene According Chironomid Analysis of Lake Glubokoye Sediments // *Doklady Biological Sciences*, Vol. 460. P 57-60

Nazarova, L., Herzschuh, U., Wetterich, S., Kumke, T. & Pestjakova, L. Chironomid-based inference models for estimating mean July air temperature and water depth from lakes in Yakutia, northeastern Russia // *Journal of Paleolimnology*. Vol. 45. 2011. P. 57–71.

Nazarova, L., Lüpfer, H., Subetto, D., Pestryakova, L., Diekmann, B. Holocene climate conditions in central Yakutia (Eastern Siberia) inferred from sediment composition and fossil chironomids of Lake Temje // *Quaternary International*. Vol. 290–291. 2013. P. 264-274.

Nazarova, L., Sachse, D., Fuchs, H.G.E., Dirksen, V., Dirksen, O., Syrykh, L., Razjigaeva, N.G., Rach, O. and Diekmann, B. (2021), Holocene evolution of a proglacial lake in southern Kamchatka, Russian Far East. *Boreas*, 50: 1011-1026. <https://doi.org/10.1111/bor.12554>

Nazarova, L., Self, A., Brooks, S.J., van Hardenbroek, M., Herzschuh, U., Diekmann, B. 2015: Northern Russian chironomid-based modern summer temperature data set and inference models // *Global Planetary Change*. 2015. Vol. 134. P. 10–25.

Nazarova, L.B., Frolova, L.A., Palagushkina, O.V. et al. Recent shift in biological communities: A case study from the Eastern European Russian Arctic (Boł'shezemelskaya Tundra). *Polar Biol* 44, 1107–1125 (2021). <https://doi.org/10.1007/s00300-021-02876-7>

Nazarova, L.B., Pestryakova, L.A., Ushnitskaya, L.A. & Hubberten, H.-W. Chironomids (Diptera: Chironomidae) in lakes of Central Yakutia and their indicative potential for paleoclimatic research // *Contemporary problems of ecology*. Vol. 1. 2008. P. 335–345.

Pielou, E.C. The measurement of diversity in different types of biological collections // *Journal of Theoretical Biology*. Vol. 13. 1966. P. 131-144.

Shannon C., Weaver W. The mathematical theory of communication. // *Illinois: Univ. Illinois* 58. Press. - 1963. - 117 p.

Solovieva N, Jones V.J., NAZAROVA L, Brooks S.J., Birks H.J.B., Grytnes J.-A., Appleby P.G., Kauppila T., Kondratenok B., Renberg I., Ponomarev V. 2005 Palaeolimnological evidence for recent climate change in lakes from the Northern Urals, Russia. *Journal of Palaeolimnology*. 33: 463-482.

Solovieva N, Jones VJ., Birks HJ.B ,Appleby PG., Nazarova L. 2008 Diatom responses to 20th century climate warming in lakes from the northern Urals, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259: 96 –106.

Syrykh L.S., Nazarova L.B., Herzsuh U., Subetto D.A., Grekov I.M. 2017. Reconstruction of Palaeoecological and Palaeoclimatic Conditions of the Holocene in the South of the Taimyr according to an Analysis of Lake Sediments // *Contemporary Problems of Ecology*, Vol. 10, No. 4, P. 363–369. ISSN 1995-4255, DOI: 10.1134/S1995425517040114.

Syrykh, L., Subetto, D. & Nazarova, L. Paleolimnological studies on the East European Plain and nearby regions: the PaleoLake Database. *Journal of Paleolimnology*, 65, 369–375 (2021). <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00172-8>

Wetterich S., Rudaya N., Nazarova L., Syrykh L., Pavlova M., Palagushkina O., Kizyakov A., Wolter J., Kuznetsova T., Aksenov A., Stoof-Leichsenring K.R., Schirmermeister L., Fritz M. Paleo-Ecology of the Yedoma Ice Complex on Sobo-Sise Island (Eastern Lena Delta, Siberian Arctic). *Front. Earth Sci., Sec. Quaternary Science, Geomorphology and Paleoenvironment*, Vol. 9, 2021. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.681511>

Wiederholm, T. Chironomidae of the Holarctic Region, Keys and Diagnoses. Part 1—Larvae: *Entomologica Scandinavica*, Supplement 19. 1983. P. 1–457.

ЛЮМИНЕСЦЕНТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ КРИОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

Таратунина Н.А.¹, Рогов В.В.¹, Стрелецкая И.Д.¹, Курбанов Р.Н.^{1,2}, Янина Т.А.¹, Беляев В.Р.¹

¹ *Географический факультет МГУ им М.В. Ломоносова, Москва, Россия; taratunina@gmail.com*

² *Институт географии РАН*

Введение

Особенностью плейстоцена как геологического периода являются значительные по масштабам циклические изменения климата, приводившие к смене холодных и теплых эпох длительностью в десятки тысяч лет. Как следствие этих глобальных процессов в значительной степени менялись и площади суши, затронутые криогенезом. В пределах Прикаспийской низменности структуры по типу криогенных отмечались рядом исследователей. Н.А. Васильев (1961) фиксирует наличие структур (псевдоморфозы, складчатые деформации и криотурбации) в разрезах Копановка, Средняя Ахтуба, Черный Яр и др., относя их, предположительно, к мерзлотным. А.И. Москвитин (1962) так же упоминает мерзлотные явления в разрезах четвертичных образований (у г. Волжского, Нижнее Займище), однако без интерпретации условий. В 2018-2022 гг. в Нижнем Поволжье были развернуты специальные исследования, направленные на изучение палеокриогенных явлений. В ходе полевых работ изучены многочисленные естественные обнажения-обрывы, вскрывающие верхнеплейстоценовые отложения Нижнего Поволжья.

Методы

Нами выполнено изучение шести опорных разрезов Волго-Ахтубинской долины, где были обнаружены структуры предположительно криогенного генезиса: Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка, Райгород, Черный Яр, Косика. Возраст описанной серии криогенных структур был изучен методом оптически стимулированной люминесценции. Для этого проведен отбор образцов из вмещающих и перекрывающих структуры отложений.

Результаты и их обсуждение

В разрезе Средняя Ахтуба описано 5 уровней с КС, представленными псевдоморфозами и криотурбациями в виде тонких клиновидных структур до 2 м по вертикали в лёссово-палеопочвенных сериях, маломощных клиновидных форм и криотурбаций в аллювиальных отложениях. С учетом результатов датирования, структуры в разрезе сформировались в 4 этапа: ~95-90, ~70, ~45 и ~37-35 тыс.л.н. В разрезе Райгород выделено 3 уровня КС, описанных в аллювиальных и лёссово-почвенных отложениях в виде маломощных клиньев и мешкообразных форм. Здесь выделено 3 этапа криогенеза, произошедшие ~90, ~75 и ~52-50 тыс.л.н. Разрез Батаевка охарактеризован 1 уровнем тонких (до 2.5 м по вертикали) структур в палеопочвенном горизонте. Здесь возраст криогенеза оценивается ~70 тыс.л.н. Разрез Ленинск характеризуется 3 уровнями с КС, которые выделены в лёссово-почвенных сериях и соответствуют трем этапам криогенеза: ~95, ~75 и ~37-35 тыс.л.н. Один горизонт КС выделен в разрезе Черный Яр и представлен псевдоморфозами различного облика, заключенными в пойменных отложениях. Развитие структур происходило ~47-45 тыс.л.н. В разрезе Косика по морфологическим признакам и дополнительно выделено 4 уровня КС. Они представлены клиновидными и мешкообразными псевдоморфозами, секущими морские осадки. Эти уровни КС объединены в 3 криогенных этапа: ~115-105, ~90-83 и ~23-22 тыс.л.н.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект 20-55-56046 Иран_т.

Литература

Васильев Ю.М. (1961) Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР. 128 с.

Москвитин А.И. (1962) Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР. 263 с.

*Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023*

Таратунина, Н. А., Рогов, В. В., Стрелецкая, И. Д., Янина, Т. А., Курбанов, Р. Н. Хронология и условия развития криогенеза в лёссово-почвенных сериях Нижнего Поволжья. *Геоморфология и палеогеография* 54, 3 (2023), 49–66.

ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕДОГЕНЕЗА В ЛЁССОВО-ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ ТОЛЩАХ ТАДЖИКИСТАНА (РАЗРЕЗ ОБИ-МАЗАР)

Токарева О.А.^{1,2}, Лебедева М.П.³, Сосин П.М.⁴, Курбанов Р.Н.^{1,2,5}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, tokareva@igras.ru

²Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ФИЦ «Почвенный институт им. В.В. Докучаева», Москва, Россия

⁴Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии ТНАН, Душанбе, Таджикистан

⁵МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Мощные толщи лёссов и заключенные в них почвы обладают значительной полнотой геологической летописи, особенно в таких областях как Северный Китай и Средняя Азия. Уникальность лессово-почвенных разрезов Афгано-Таджикской депрессии заключается в значительной мощности (до 200 м) четвертичных отложений, детальной палеогеографической записи климатических эпох, выраженной чередованием лёссов и погребенных почв – до 40 педокомплексов, включающих до 120 палеопочв.

Несмотря на значительную изученность лессово-почвенных серий Таджикистана с точки зрения археологии, надежных современных данных по геохронологии, стратиграфии и свойствах палеопочв этого региона очень мало. К тому же, существуют лишь отдельные и приблизительные корреляции локальных условий с глобальным климатом. Поэтому очень важно провести палеогеографические, палеопочвенные исследования с использованием современных методов для реконструкции климатических условий прошлого.

Объекты и методы

Изучаемый лессово-почвенный разрез Оби-Мазар находится на лёссовом плато Ховалинг, расположенном в северо-восточной части Афгано-Таджикской депрессии на Юге Таджикистана. Депрессия представляет собой впадину между горными системами Гиндукуша, Памира и Гиссаро-Алая.

Разрез расположен на правом берегу реки Оби-Мазар рядом с кишлаком Лахути, в Ховалингском районе. Абсолютные высоты достигают 1300-1400 м. Разрез представляет собой стенку крупного молодого оползня высотой более 150 м с мощной толщей лёссов и палеопочв, подстилаемыми древними аллювиальными отложениями (Додонов, Ранов, 1976). В этих разрезах вскрыто 7 педокомплексов.

Для разреза Оби-Мазар было проведено стратиграфическое расчленение, палеопочвенное описание всех горизонтов, измерение полевой магнитной восприимчивости и отбор образцов на ряд анализов: микроморфологический, гранулометрический, химический.

Для микроморфологического анализа из каждого горизонта вырезали ориентированные ненарушенные монолиты. Из них изготавливали шлифы большого размера в лаборатории минералогии и микроморфологии Почвенного института им. Докучаева.

Для гранулометрического анализа отбирали образцы каждые 2 см по всей глубине разреза. Пробоподготовку проводили по распространенной методике (Konert, Vendenberghe, 1997; Sprafke et al., 2022). Гранулометрический состав определен на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000 в Институте географии РАН в лаборатории палеоархивов природной среды.

Для химического анализа из каждого горизонта отбирали среднюю пробу. Просеянные через сито 1 мм образцы анализировали на содержание различных элементов методом рентгенофлуоресцентной энерго-дисперсионной спектроскопии в Отделе химии и физико-химии почв почвенного института им. Докучаева. Содержание углерода измеряли методом Тюринга.

Результаты

Верхняя часть разреза Оби-Мазар венчается современной эродированной коричневой выщелоченной почвой. Ниже залегают несколько пачек: лесс L1, педокомплекс PC1, лесс L2, педокомплекс PC2 и лесс L3.

Позднеплейстоценовая толща состоит из двух пачек лесса L1 и L2, а также между ними полигенетического первого педокомплекса PC1, состоящего из трех слитых палеопочв. Данные палеопочвы сформировались в разных климатических условиях трех фаз потепления MIS 5, причем в строении педокомплекса не выражены лёссовые прослои, которые должны были формироваться в холодные подстадии. Это, а также наличие постепенных переходов между тремя палеопочвами, по-видимому, указывает на низкие скорости лессонакопления в MIS 5. Из-за низких скоростей эоловой аккумуляции пыли в межледниковье, приносимой пыли в интерстадиальное похолодание было недостаточно, для формирования полного почвенного профиля, вследствие чего палеопочвы в большей степени росли вниз, чем вверх, прорабатывая нижележащие почвенные горизонты или лёссовый слой.

Палеопочвы PC1 формировались в гумидных условиях под пологом широколиственных лесов, что способствовало биогенной сегрегации Fe-Mn соединений и иллювиированию тонкопылевой и илистой фракции по почвенным порам. В ЛПС Таджикистана в PC1 отмечается увеличение содержания глинистых частиц, что является результатом педогенеза в процессе выветривания *in situ* под лесной растительностью (Bronger et al., 1998; Dodonov et al., 2006). Во всех горизонтах палеопочв содержание глинистых минералов уменьшается в ряду иллит > смектит > каолинит > хлорит.

Одним из главных почвенных процессов в палеопочвах является внутри- и межгоризонтное перераспределение карбонатов. В теплые и влажные стадии межледниковья карбонаты выносятся из почвенной массы и аккумулируются в нижележащих слоях. Однако, после формирования почвенного профиля при постепенной аридизации и непрерывном лессонакоплении происходило вторичное окарбоначивание почвенных горизонтов из верхнего слоя приносимой пыли.

Верхняя часть среднеплейстоценовых отложений включает в себя PC2 и L3. PC2 состоит из трех слоев: верхняя палеопочва PC2.1s, слой лесса PC2.2l и нижняя палеопочва PC2.2s. Исходя из результатов гранулометрического состава и полевой магнитной восприимчивости, PC2.1s, вероятно, представляет собой палеопочву подстадий MIS 7a – MIS 7c. Она имеет значительную мощность и 6 горизонтов, включая карбонатную корку. Генезис коры связан с иллювиацией кальцита из вышележащих горизонтов в нижнюю часть наиболее глинистого горизонта Wt.

Нижележащий слой PC2.2l представляет собой лёсс, существенно затронутый почвенными процессами. Мы соотносим это с подстадией MIS 7d.

Подстилающий слой PC2.2s представляет собой палеопочву подстадии MIS 7e, состоящую из 4 горизонтов, но карбонатная корка толще, чем у PC2.1s. Нижняя палеопочва PC2.2s содержит значительное количество песка и наименьшее содержание илистой фракции по всей толще, что может свидетельствовать об эрозии. Предположительно, палеопочвы PC2 сформировались в более влажном климате, чем PC1, но под степной растительностью.

Все лессы имеют массивную структуру и пропитаны криптокристаллическим кальцитом. В них наблюдаются признаки диагенеза: перераспределение карбонатов в почвенной массе и наличие глинисто-гумусовых агрегатов. Содержание карбонатов в лессах увеличивается с глубиной. В нижней части пачки L3 наблюдается увеличение рудных минералов, что указывает на изменение источника пыли.

Содержание гумуса в изученной толще низкое, что связано с сильной минерализацией органических веществ и образования органо-минеральных соединений после погребения палеопочвы. По неизменному содержанию Si, Fe, Al по профилю отложений можно говорить о слабом выветривании минералов и едином источнике материала.

Магнитная восприимчивость показывает хорошую корреляцию изучаемых слоев и морских изотопных стадий, однако морфологически выделяется только по две палеопочвы в каждом педокомплексе.

Вся толща имеет сильно пылеватый состав (87-90%), а также очень низкое содержание песка (>63 µm), что значительно отличает их от ЛПС Средней Азии, Центральной и Восточной Европы. Изученная толща разреза Оби-Мазар является достаточно однородной по гранулометрическому составу, что может быть свидетельством дальнего расположения источника материала при отсутствии значительных эпизодов эрозии.

Выводы

1. Вся изученная толща имеет однородный глинисто-пылеватый состав и, вероятно, дальний источник лесса. По химическому составу отложений предполагается слабая выветрелость минералов и единый источник пыли.
2. Во всех выделенных горизонтах и слоях лессов наблюдаются свидетельства почвенных процессов и биологической активности.
3. Вероятно, педокомплекс PC1 сформировался в гумидном климате под лесной растительностью, тогда как педокомплекс PC2 формировался под степным фитоценозом.
4. Нижняя часть пачки L3 имеет отличный минеральный состав, который может указывать на смену источника материала для лессов.
5. Изученная толща разреза Оби-Мазар, содержащие педокомплексы PC1 и PC2, предположительно сформировались в течение последних 300 тыс. лет назад, но при этом имели место несколько перерывов седиментации и/или эрозия.

Исследование выполнено при поддержке проекта РНФ 22-18-00568.

Литература

- Додонов А.Е., Ранов В.А.* Новые палеолитические находки в лессах бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан) // БКИЧП. 1976. № 46. С. 99-106.
- Лазаренко А.А., Ранов В.А.* Новая палеолитическая стоянка Каратау-1 в Южном Таджикистане // Успехи среднеазиатской археологии. Вып. 3. Л.: Наука, 1975. С. 69-73.
- Bronger A., Winter R., Sedov S.* Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and buried paleosols in Tadjikistan: Towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia // *Catena*. 1998. V. 34. №. 1-2. P. 19-34.
- Dodonov A.E., Sadchikov T.A., Sedov S.N. et al.* Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan // *Quaternary International*. 2006. V. 152. P. 48-58.
- Harnois, L., Moore, J.M.* Geochemistry and origin of the ore chemistry formation, a transported paleoregolith in the Grenville Province of Southern Ontario // *Canada. Chem. Geol.* 1988. Vol. 69. P. 267-289.
- Konert M., Vendenberghe J.* Comparison of laser size analysis with pipette and sieve analysis: A solution for the underestimation of the clay fraction // *Sedimentology*. 1997. Vol 44. P. 523-535.
- Nesbitt, H., Young, G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299 (5885). P. 715-717.
- Sprafke T., Schule P., Meyer-Heintze S., Handel M., Einwogerer T., Simon U., Peticzka R., Schafer C., Lehmkuhl F., Terhorst B.* Paleoenvironments from robust loess stratigraphy using high-resolution color and grain-size data of the last glacial Krems-Wachtberg record (NE Austria) // *Quaternary Science Reviews*. 2022. Vol. 248. P. 1-20.

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ БАССЕЙНОВ КРУПНЫХ РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Уткина А.О.¹, Панин А.В.¹, Курбанов Р.Н.^{1,2}, Чхве Чжон-Хон³

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия, utkina@igras.ru

² МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Исследовательский центр геохронологии и изотопного анализа Корейского института фундаментальных наук, Чунгбук, Южная Корея

Одна из главных нерешенных палеогеографических проблем Восточно-Европейской равнины касается эволюции ее основных речных систем. Последнее покровное оледенение на севере Русской равнины сопровождалось подпруживанием рек, расположенных у границы Скандинавского ледникового щита, и формированием крупных приледниковых озер. Перелив этих озер через водоразделы приводил к перераспределению стока воды и изменениям водного баланса в региональном масштабе. Своего полного идейного развития эта концепция достигла в работе Д.Д. Квасова [Квасов, 1975], который связал происхождение долины верхней Волги с существованием на ее месте системы приледниковых озер, образовавшейся в максимальную стадию последнего (валдайского, МИС2) оледенения. Квасов утверждал, что подпруженной оказалась не только Волга, но и другие крупные реки Русской равнины, в частности, Северная Двина и Печора.

Формирование приледниковых озер хотя и считается одним из ключевых палеогеографических событий эпохи последнего оледенения, но в настоящее время до сих пор не является достаточно изученным. В частности, вышеописанная концепция не подтверждена достаточными геохронологическими данными. Опубликованные абсолютные датировки для данного региона практически отсутствуют, поэтому основной целью нашего исследования было определение возраста отложений при помощи люминесцентного датирования (выполнялось в Орхусском университете, Дания) и уточнение существующих палеогеографических концепций для крупных рек северо-запада Восточно-Европейской равнины.

Ранее опубликованные нами возрасты, полученные для долины верхней Волги [Utkina et al., 2022], показали, что у большинства изученных нами отложений потенциальных речных террас кварц находится в состоянии насыщения, а сигнал полевого шпата $pIRIR_{50,290}$ дает гораздо более ранний возраст, чем ожидалось (от ~300 до ~600 тыс. лет назад). Подобные результаты противоречат общепринятому положению южной границы московского (МИС6) оледенения. Переоценку возраста отложений можно было бы объяснить плохой засветкой материала, но доказательств этому обнаружить не удалось. Исследование степени обнуления речных/лимногляциальных и аллювиальных отложений из аналогичных долин, расположенных вблизи предыдущих ледниковых фронтов, могло бы помочь нам устранить это несоответствие.

В бассейне Северной Двины Квасовым [Квасов, 1975] также были реконструированы приледниковые озера. В максимальную стадию оледенения МИС2 бассейн реки был частично занят восточной окраиной Скандинавского щита, а в свободной ото льда его части и должно было образоваться приледниковое озеро. В настоящее время до сих пор продолжаются споры по поводу уровня и положения этого озера. С целью уточнения этого дискуссионного вопроса мы исследовали отложения бассейна Северной Двины и отобрали образцы на люминесцентное датирование [Zaretskaya, 2023]. Большинство образцов взяты из аллювиальных отложений, но также нами были отобраны 5 образцов из лимногляциальных и 2 – из флювиогляциальных отложений. Почти у всех образцов возраст определен с использованием сигналов как кварца, так и полевого шпата. Для двадцати двух образцов возраста по полевому шпату IR_{50} и $pIRIR_{290}$ совпадают с возрастными по кварцу OSL, что указывает на то, что сигналы OSL кварца, весьма вероятно, были достаточно хорошо засвечены. Эти результаты показывают, что как кварц, так и, весьма вероятно, полевой шпат хорошо засвечиваются в приледниковых условиях, что указывает нам на точность полученных датировок. Мы приходим к выводу, что приледниковое озеро действительно существовало здесь во время МИС2, частично заполняя долину Северной Двины.

Наконец, новые результаты исследования водораздела между Волгой и Печорой позволяют нам уточнить дискуссионный вопрос перелива вод приледникового озера, занимавшего современную долину Печоры, на юг. Согласно концепции Квасова [Квасов, 1975], этот перелив позволял водам озера поступать в волжский бассейн и далее – в Каспийское море, поэтому уточнение существования этого перелива является важным для реконструкции изменений стока в позднем плейстоцене для каспийского бассейна. В настоящее время измерения образцов на люминесцентное датирование продолжается, и нам доступны только предварительные результаты по нескольким скважинам. Уже полученные нами датировки из отложений террасы р. Березовки, притока Печоры, относятся ко времени последней дегляциации и ниже – к МИС5; таким образом, после московского оледенения долина уже существовала. Кроме того, заложенная нами на междуречье скважина вскрыла ложбину местного стока, и маркирующие его отложения также относятся к 15-20 тыс. л.н. Перекрыты они эоловыми отложениями, образовавшимися 12-13 тыс. л.н. Самый низ скважины вскрыл моренный горизонт и нами были взяты образцы из отложений, перекрывающих его. Первые результаты показывают, что эти отложения относятся к МИС7: в связи с этим мы предполагаем, что на данном участке есть потенциал для уточнения границы московского оледенения.

Таким образом, проведенные нами исследования в бассейнах трех крупных рек севера и северо-запада Восточно-Европейской равнины с использованием люминесцентного датирования позволяют утверждать, что данный метод датирования является надежным способом изучения речных долин для уточнения палеогеографических событий позднего и среднего плейстоцена.

Литература

Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. — СПб.: Наука, 1975, 278 с.

Utkina, A.O., Panin, A.V., Kurbanov, R.N., Murray, A.S., 2022. Unexpectedly old luminescence ages as an indicator of the origin of the upper Volga River valley sediments. *Quat. Geochronol.* 73, 101381

Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D., Panin A., Trofimova S., Simakova A., Kurbanov R., 2023. Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet. *Journal of Quaternary science*, in press.

ОЦЕНКА ЗНАЧИМОСТИ АТМОСФЕРНЫХ МАСШТАБОВ ПРИ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ ВОДНОГО БАЛАНСА КАСПИЯ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ МОРЯ

Ушаков К.В.^{1,2}, Морозова П.А.³, Семенов В.А.^{3,4}, Володин Е.М.⁵, Ибраев Р.А.^{1,5}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, ushakovkv@mail.ru

²Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

³Институт географии РАН, 119017, Москва, Москва, Россия

⁴Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

⁵Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

Введение

Уровень Каспийского моря является важным индикатором климатических изменений как в Прикаспийском регионе, так и на территории всего водосборного бассейна, занимающего значительную часть Восточно-Европейской равнины. Задача палеорекострукции уровня Каспия предполагает нахождение компонентов водного баланса: осадков и испарения над морем, а также речного стока. Одним из методов её решения является численное моделирование термогидродинамической системы моря с помощью трёхмерной модели общей циркуляции. Модель позволяет получить ограниченный диапазон равновесных состояний системы, возможных при тех или иных климатических условиях над морем и величинах речного стока, из которых в дальнейшем можно выбрать наиболее согласующееся с имеющимися данными измерений.

Используемая численная модель должна адекватно задавать батиметрию моря и воспроизводить широкий спектр термогидродинамических процессов, влияющих на распределение и суммарную интенсивность испарения с поверхности: интенсивные круговороты и вихри, резкие градиенты поверхностной температуры и соответствующие изменения потоков тепла между морем и атмосферой, прибрежный апвеллинг и конвективное перемешивание (в параметризованном виде) и др. От точности модели льда и его взаимодействия с морем зависит площадь испарения в холодный период и продолжительность сезона открытой воды в тёплый период, поэтому детальная модель динамики-термодинамики морского льда также необходима. Этот подход, называемый также dynamical downscaling [Giorgi, 2019], предполагает решение уравнений геофизической гидродинамики с высоким разрешением в интересующей географической области, на границах которой используются краевые условия, взятые из некоторой базы крупномасштабных данных. В случае палеорекострукции роль таких данных часто выполняют результаты моделирования крупномасштабной атмосферной циркуляции продолжительностью не менее нескольких десятилетий, полученные с помощью глобальной климатической модели для нужной эпохи.

Методы

В сопутствующей работе [Морозова и др., 2023] для исследования компонентов водного баланса Каспийского моря использована модель океана и морского льда с пространственным разрешением $0.27^\circ \times 0.2^\circ$ (около 22 км), построенная на основе кодов INMIO и CICE, соединённых под управлением платформы для совместного моделирования CMF (ссылки на описания моделей приведены в [Морозова и др., 2023], технология их сопряжения описана в [Fadeev et al., 2019]). В качестве граничных условий на поверхности моря были использованы результаты экспериментов климатической модели INMCM4.8 с разрешением $2^\circ \times 1.5^\circ$, воспроизводящей климат последнего ледникового максимума (эксперимент LGM), оптимума голоцена (эксперимент midHolocene) и преиндустриального периода. При задании таких граничных условий с помощью модели моря были вычислены необходимые значения равновесного речного стока, обеспечивающие постоянство площади моря, для ряда значений уровня в указанных климатических эпохах.

В проведённых экспериментах граничные условия для модели INMIO – CICE состоят из приземных параметров (температура и влажность воздуха, компоненты скорости ветра) и поверхностных потоков (осадки, приходящие длинноволновая и коротковолновая радиация). В свою очередь, приземные параметры также пересчитывались в поверхностные потоки тепла, влаги

и импульса с помощью балк-формулы пограничного слоя атмосферы [Launiainen, Vihma, 1990] для воды и [Hunke et al., 2015] для льда.

Поскольку задачей региональной модели является создание подробного решения на основе крупномасштабной входной информации за счёт воспроизведения мезомасштабных процессов и более точного представления рельефа, представляет интерес вопрос о том, насколько детальность входной информации влияет на результат. Была проведена серия экспериментов на чувствительность, в которой эксперимент LGM брался в качестве контрольного, а в возмущённых экспериментах те или иные компоненты граничных атмосферных и радиационных условий (форсинг) были осреднены посуточно или помесечно. Получаемое в этих случаях изменение равновесного стока по сравнению с контрольным экспериментом характеризует вклад отфильтрованной крупномасштабной изменчивости внешних условий (соответственно внутрисуточной и внутримесячной) в водный баланс моря.

Результаты

На рис. 1 показаны кривые зависимостей вычисленного равновесного речного стока от уровня Каспия в контрольном эксперименте LGM и при различных вариантах осреднения данных форсинга. Эксперименты LGM-var2 и LGM-var3 показывают, что при исключении внутрисуточной и внутримесячной изменчивости из форсинга меньший речной сток начинает требоваться на поддержание равновесного состояния моря, причём для случая внутримесячной изменчивости этот эффект оказывается существенным во всём диапазоне рассмотренных уровней, как трансгрессивных, так и регрессивных.

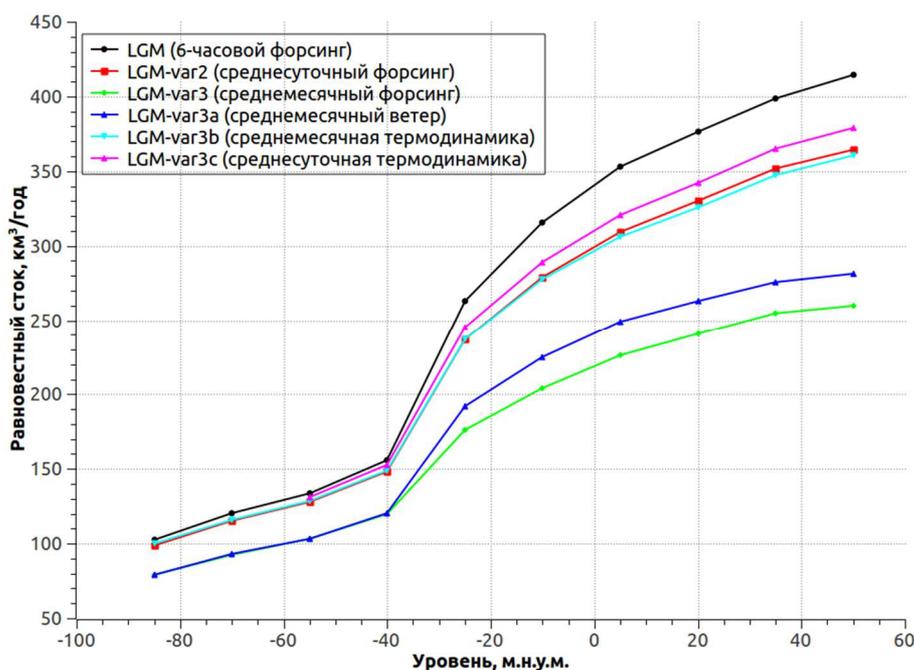


Рис. 1. Зависимость вычисленного равновесного речного стока от уровня Каспия в контрольном эксперименте LGM и при различных вариантах осреднения входных атмосферных и радиационных данных по времени.

Насчёт уменьшения равновесного стока при месячном осреднении можно с большой долей уверенности утверждать, что фактором первого порядка здесь является ветер. Это видно из сравнения экспериментов LGM-var3 и LGM-var3a: в первом случае осреднены все атмосферные и радиационные поля, во втором только компоненты вектора скорости ветра (остальные поля остались 6-часовыми), и результаты оказались близкими. Объяснить это можно тем, что, согласно балк-формулам [Launiainen, Vihma, 1990], испарение пропорционально модулю скорости ветра, а при месячном осреднении компонентов вектора этот модуль существенно уменьшается. Кроме того, внутригодовой ход испарения показывает, что его падение происходит в основном в 3-4 кварталах каждого года, когда льда ещё нет или почти нет, следовательно, падение происходит

именно за счёт испарения с открытой воды, а не из-за изменения покрытия льдом. Также исключается вариант уменьшения испарения за счёт охлаждения поверхности, т.к. её температура в LGM-var3 оказывается даже выше, чем в LGM, по-видимому, за счёт сократившихся потерь скрытого тепла.

Напротив, если ветер не изменять, а экспериментировать со всеми остальными (термодинамическими) полями атмосферы и радиации, то результаты будут более близки к контрольному эксперименту LGM. Некоторая разница остаётся только для трансгрессивных состояний. Интересно, что в этом случае графики примерно совпадают для месячного и для суточного осреднения термодинамических полей. Поэтому можно предположить, что фактором второго порядка при высоких уровнях является суточный цикл термодинамических переменных: если суточный цикл убрать, то мы получаем падение равновесного стока и дальнейшее осреднение термодинамики за месяц уже существенно на сток не влияет. Эта гипотеза требует более глубокой экспериментальной проверки, также остаётся открытым вопрос пространственного распределения уменьшившегося испарения. Но с уверенностью можно утверждать, что для корректного воспроизведения климатической циркуляции Каспийского моря граничные условия должны содержать внутрисуточную и внутримесячную изменчивость.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 19-17-00215, численные эксперименты с моделью общей циркуляции моря, анализ результатов) и госзадания ИГРАН (тема FMGE-2019-0009, воспроизведение палеоклимата с использованием глобальной климатической модели).

Литература

Морозова П.А., Ушаков К.В., Семенов В.А., Володин Е.М. Компоненты водного баланса Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона и оптимума голоцена. Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек». Волгоград-Астрахань, 18-24 сентября 2023.

Fadeev, R., Ushakov, K., Tolstykh, M., Ibrayev, R. Design and development of the SLAV-INMIO-CICE coupled model for seasonal prediction and climate research. Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2018. 33(6). P.333-340.

Giorgi, F. Thirty years of regional climate modeling: Where are we and where are we going next? Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2019. 124, 5696–5723.

Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K., Jeffery N., Elliott S. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model. Documentation and Software User's Manual Version 5.1. Los Alamos National Laboratory, 2015.

Launiainen J., Vihma T. Derivation of turbulent surface fluxes – an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights. Environ. Software. 1990. V. 5(3). P. 113–124.

ПРИЗНАКИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПЕДОГЕНЕЗА В ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СУЗДАЛЬСКОГО ПЛАТО

Фролова Л.С.¹, Шоркунов И.Г.², Гаранкина Е.В.¹, Шеремецкая Е.Д.², Лобков В.А.²

¹*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, l.frolova2000@gmail.com*

²*Институт географии РАН*

Эволюция поверхностных почв послеледниковых ландшафтов центра Русской равнины проходила в условиях контрастного рельефообразования, обусловленного нерегулярными циклами денудации, седиментации, педо- и криогенеза в позднем плейстоцене и голоцене. На ключевом участке Суздальского плато в трех детально исследованных разрезах агродерново-подзолистых и агросерых почв выделены и разграничены группа морфологических признаков голоценового и две группы признаков реликтового доголоценового педогенеза. В целях стратиграфического сопоставления выявленных разновозрастных педогенных признаков был заложен буровой профиль по привершинным поверхностям нижнего яруса междуречий, прослеживающий уровни позднеплейстоценовых палеопочв от опорных разрезов региона: верхнепалеолитической стоянки Сунгирь и Боголюбовского карьера. Нижний уровень почвообразования, относимый к салынской фазе мезинского педокомплекса, представлен серией слабо развитых элювиальных и субэлювиальных горизонтов в слюдистых алевритах нерасчлененного комплекса позднемосковско-микулинских аллювиальных отложений. Горизонты салынской фазы педогенеза выклиниваются в северной части бурового профиля на Суздальском плато. Выше залегает уровень темноцветных педоседиментов с повышенным содержанием углистого материала, соотносимый с крутицкой фазой мезинского педокомплекса. Третий уровень позднеплейстоценового педогенеза связан с сунгирской (брянской) палеопочвой, развитой в средне-тяжелосуглинистых озерно-лужевых и склоновых осадках. Эти палеопочвы хорошо воспроизводятся во всех скважинах бурового профиля. Венчает комплекс послеледниковых отложений голоценовая почва на субэкральных эловых и склоновых осадках. Выделенная на ключевом участке исследования группа наиболее ранних реликтовых признаков хорошо коррелирует с уровнем сунгирской (брянской) палеопочвы. Вторая группа реликтов развита с более молодой погребенной поверхности, представлена комплексом темно-серых глинистых выполнений системы плоских пор – срезанных и погребенных склоновыми осадками позднеледникового возраста и/или срезанных и экспонированных на дневную поверхность. Предполагается соотношение выделенных признаков с трубчевским уровнем педогенеза.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 23-17-00073.

**МУЛЬТИМАСШТАБНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАНДШАФТА
ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК БЫКИ (ЦЕНТР ВОСТОЧНО-
ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ)**

Шашерина Л.В.¹, Ахметгалеева Н.Б.², Бричева С.С.¹³, Панин А.В.¹, Куренкова Е.И.¹,
Тарасова М.С.¹³, Добрянский А.С.¹

¹ *Институт географии российской академии наук, Москва, Россия, lida.sh.vs@gmail.com*

² *Курчатовский краеведческий музей, Курчатов, Россия*

³ *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

Группа стоянок Быки на левом берегу р. Сейм (бассейн рр. Десны и Днепра) включает восемь стоянок, в том числе многослойных, отличающихся не только хронологически, но и культурно. Стоянки приурочены к 13-19 м террасе Сейма, к участку, сильно преобразованному промышленным строительством. Основные культурные слои имеют возраст от 21 до 18 кал. тыс. л. н. Вопросы использования доисторическими людьми локальных ландшафтов и причин неоднократного заселения этого участка потребовали выполнить реконструкцию палеоландшафтов.

В ходе полевых работ 2020-2022 гг. был применен комплекс геоморфологических, геологических и геофизических методов в масштабах исследования от локального (археологический раскоп) до регионального – окрестности археологического памятника в радиусе нескольких километров. Положение стоянки в региональном рельефе изучено геоинформационными методами – съёмкой с БПЛА, а также последующим построением цифровой модели местности и моделированием зон видимости с использованием топографических карт окрестностей. Приповерхностная стратиграфия была изучена малоглубинными геофизическими методами (георадиолокация и магнитометрия), с помощью ручного и механического бурения, и в археологических раскопах. По их итогам создана схема расположения природных западин, к которым тяготеют стоянки, и их трехмерная визуализация.

Было выявлено, что к моменту первичного прихода людей рельеф участка представлял сочетание песчаных барханов и округлых термокарстовых просянок. Большинство стоянок располагается на вершине эолового песчаного холма. Состав отложений, заполняющих просяночные котловины, указывает, что это были переувлажненные места, непригодные для обживания (культурные слои внутри котловин не распространяются), но потенциально служившие источником воды. Построение карт дальности видимости показало, что расположение стоянок в региональном ландшафте обеспечивает наилучший обзор во всех направлениях, которому еще более способствовало локальное возвышение в виде песчаной гряды. Таким образом, столь нетипичное расположение стоянок на значительном удалении от ближайших рек можно объяснить преимуществами положения на краю долины с точки зрения дальнего обзора, а также локальным топографическим разнообразием, которое обеспечивало комфортные условия для жизни (например, укрытие от ветров, а также улучшение обзора) и, возможно, снабжение водой.

Исследование выполнено при поддержке РФФ, проект №22-77-00049.

**СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОКРЫМСКОЙ ПОДЗОНЫ ШЕЛЬФА К СЕРИЙНОЙ
ЛЕГЕНДЕ ГК-200/2**

Шельтинг С.К.¹, Шейков А.А.¹

¹АО «Южморгеология», Геленджик, Россия, scheltinga@mail.ru, Anatoliyshey@mail.ru

На Прикрымском шельфе, к западу от Ялты в разрезе покровного сейсмокомплекса (ПСК), залегающего со стратиграфическим и угловым несогласием на поверхности акустического фундамента, ранее были описаны четыре крупные аккумулятивные клиноформы, формировавшиеся в периоды низкого стояния уровня моря в ледниковые эпохи плейстоцена [1].

При выполнении геологосъемочных работ на листе L-36-XXXV получены материалы НСАП, обеспечившие детальное сейсмостратиграфическое расчленение разреза ПСК [2]. К югу от м. Ай-Тодор на шельфе прослежена обширная погребенная речная долина. В разрезе поймы долины описана констративная аллювиальная толща, включающая шесть наложенных сейсмостратиграфических комплексов. Каждый комплекс включает косослоистые сейсмофации прирусловых валов, соответствующие отложениям аллювия, формировавшиеся в периоды черноморских регрессий и сейсмофации заполнения палеорусел - отложения прибрежно-морских и морских отложений формирование которых происходило в периоды черноморских трансгрессий (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1

Шельф Крыма (подгоризонт)	Индекс	Трансгрессивно-регрессивные события неоплейстоцена Понта (Русской равнины)
Черноморский	^s a,am III _{ne} -H	Новоэвксин-черноморская трансгрессия
Ай-Тодор 1	^s aIII _{ne}	Новоэвксинский регрессивный бассейн (Поздневалдайское олед.)
Сурожский	^s a,amIII ₂₋₃	Сурожский бассейн
Ай-Тодор 2	^s aIII ₂	Послекарангатская регрессия (Ранневалдайское олед.?)
Карангатский	^s a,amII ₆ -III ₁	Карангатская трансгрессия
Ай-Тодор 3	^s aII ₆	Предкарангатская регрессия (Днепровское оледенение)
Ашейский	^s a, am II ₅	Позднеэвксинская и ашейская трансгрессии
Ай-Тодор 4	^s a II ₄	Послеузунарская регрессия (Жиздринское похолодание)
Древнеэвксин- узунарский	^s a, am I ₈ -II ₃	Древнеэвксинско – узунларский бассейн
Ай-Тодор 5	^s aI ₈	Послечаудинская регрессия (Окское оледенение)
Верхнечаудинский	^s a, am I ₄₋₇	Позднечаудинская трансгрессия
Ай-Тодор 6	^s aI ₄	Внутричаудинская регрессия (Донское оледенение)

За основу стратиграфической привязки описанных сейсмокомплексов были принята предложенная Т.А. Яниной Схема корреляции трансгрессивно-регрессивных событий неоплейстоцена Понта с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины [3]. При этом, были учтены представления о едином древнеэвксин-узунарском трансгрессивном цикле М.В. Муратова, принятые при подготовке к изданию геологической карты четвертичных отложений листа L37(K36) [4, 5]. Описанная стратиграфическая последовательность может рассматриваться как опорный сейсмостратиграфический разрез неоплейстоцена Южнокрымской подзоны шельфа.

Для увязки полученных данных НСАП привлекались временные разрезы рейса НИС «Профессор Водяницкий», любезно предоставленные авторам А.В. Хортовым и позже представленные им в докладе на конференции в СПб [6].

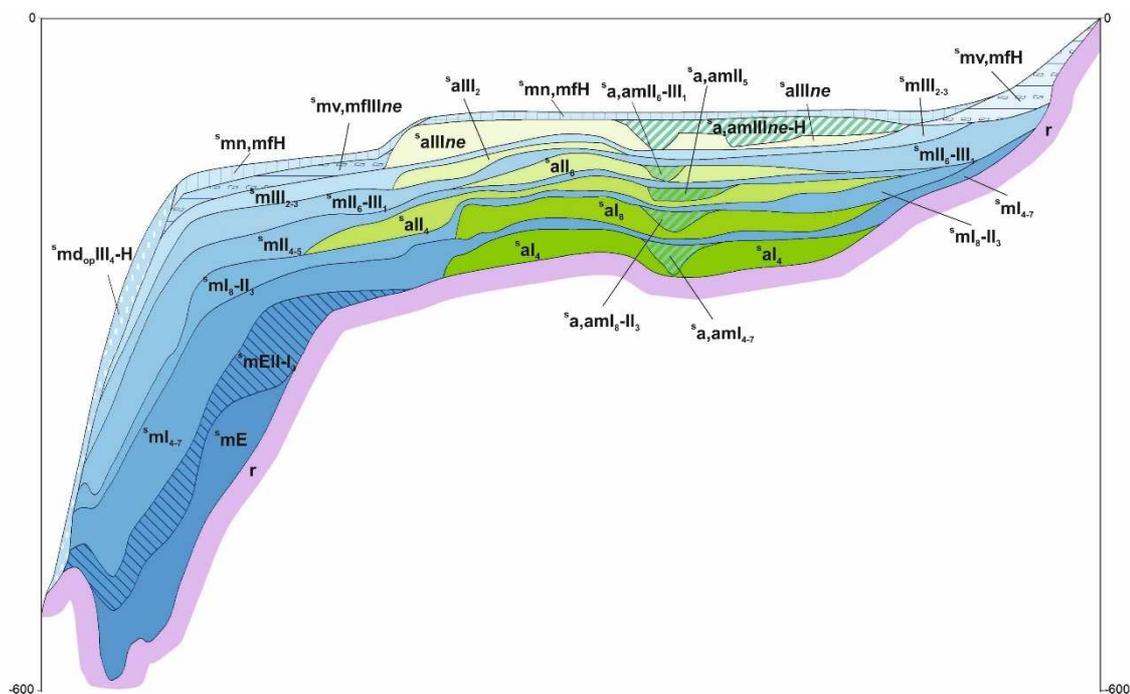


Рис. 1 Схема соотношений четвертичных образований

Литература

1. Сорокин В.М. и др. Осадочные процессы на континентальной окраине Крыма в Чёрном море // Вестник Московского университета. Сер. 4, Геология. – 2009. - № 1. С. 3-11.
2. Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов L-36-XXXV, L-36-XXXVI (Южная площадь): отчёт по Контр. № 15-3/20-2; отв. исп.: Шейков А.А. – Геленджик, 2022. – АО «Южморгеология».
3. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М: Геогр. факультет МГУ, 2012. 264 с. 152.
4. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. М. В. Муратов Геология Крымского полуострова. М., «Недра», 1973. 192с.
5. Фиколина Л. А., Белецкий С. В., Белокрыс О. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третьей поколение. Серия Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕ-ГЕИ», ГУП РК «Крымгеология».- СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.- 979 с.
6. Римский-Корсаков Н.А., Хортов А.В. и др. Сейсмостратиграфия материковой окраины Крыма по данным сейсмоакустического профилирования // Сборн. тез. докл. научно-практической конф. «Состояние и перспективы ГРП на нефть и газ на континентальном шельфе РФ», 1-2 июня 2023 года. Вып. 2. - СПб.: ВНИИОкеангеология, 2023. - с. 50-62.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЧЕРНОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ К СЕРИЙНОЙ ЛЕГЕНДЕ КРЫМСКОЙ СЕРИИ

Шельтинг С.К.¹, Шейков А.А.¹

¹АО «Южморгеология», Геленджик, Россия, scheltinga@mail.ru, Anatoliyshey@mail.ru

Стратиграфическое расчленение осадочной толщи квартера в глубоководной акватории Черного моря основывается на выделении и корреляции опорных отражающих горизонтов: В – в подошве эоплейстоцена, Б – в подошве неоплейстоцена [Мейснер и др., 2003]. Расчленение неоплейстоценовой части разреза обеспечивается прослеживанием горизонта А в подошве конуса выноса Дона и выделением в разрезе конуса серии сейсмокомплексов включающих питающие каналы и намывные валы глубоководного конуса формировавшиеся в периоды низкого стояния уровня моря ледниковых эпох неоплейстоцена. Разделяющие сейсмокомплексы горизонты А1-А4 коррелируются в глубоководную котловину за границы конуса [Государственная... 2022].

При выполнении геологосъемочных работ в пределах листов L-36-XXXV, -XXXVI [3] получены материалы ОГТ, обеспечившие сейсмостратиграфическое расчленение конуса выноса Дона, выделены сейсмокомплексы (СК) отвечающие стратиграфическим надгоризонтам (климаторитмам) неоплейстоцена (табл. 1). От конуса на подножии материкового склона и в глубоководной котловине прослежены опорные сейсмогоризонты А, А1–А4 (табл. 1). На основании сопоставления с разрезами ОГТ, опорные горизонты коррелируются в материалах НСАП. Сейсмофациальный анализ разрезов НСАП позволил дополнительно расчленить СК и выделить соответствующие климатическим полуритмам неоплейстоцена сеймоподкомплексы (СПК).

Таблица 1

Климатические полуритмы (климатолиты)	Индекс	Сейсмокомплексы ОГТ/НСАП	Сеймоподкомплексы НСАП
Новоэвксин-черноморской трансгрессии	^s Шne	А4-Д	А6-Д
Новоэвксинской регрессии	^s Шne		А5-А6
Сурожской трансгрессии	^s Ш ₂₋₃		А5-А5к
Послекарангатской регрессии	^s Ш ₂		А4-А5к
Карангатской трансгрессии	^s П ₆ -Ш ₁	А3-А4	А4-А4к
Предкарангатской регрессии	^s П ₆		А3-А4к
Шахейской трансгрессии	^s П ₅	А2-А3	А3-А3к
Послеузунарской регрессии	^s a, am П ₄		А2-А3к
Древнеэвксин-узунарской трансгрессии	^s І ₈ -П ₃	А1-А2	-
Послечаудинской регрессии	^s aІ ₈		
Позднечаудинской трансгрессии	^s І ₄₋₇	А-А1	-
Внутричаудинской регрессии	^s І ₄		

За основу стратиграфической привязки описанных сейсмокомплексов были принята предложенная Т.А. Яниной Схема корреляции трансгрессивно-регрессивных событий неоплейстоцена Понта с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины [Янина, 2012]. При этом, были учтены представления о едином древнеэвксин-узунарском трансгрессивном цикле, описанные в работе М.В. Муратова [Руководство...1973] и принятые при подготовке к изданию геологической карты четвертичных отложений листа L37(К36) [Фиколина и др. 2019]. По облику в сейсмической записи на материалах НСАП в разрезе СПК выделены и закартированы сейсмостратиграфические подразделения, соответствующие стратиграфо-генетическим подразделениям неоплейстоцена (морские нефелоиды, морские турбидиты фации русел и

приусловных валов подводных долин, фации осадочных волн, оползневые фации морского декливия и др.).

Литература

Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Опорные отражающие горизонты в сейсмической записи осадочного выполнения Черноморской впадины (корреляция и стратиграфическая привязка) / Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2003 - Т. 11. № 6. С. 83-97.

Государственная геологическая карта РФ, 1 : 200 000. Издание второе. Лист L-37-XXXII (Кабардинка). Объяснительная записка / Андреев В.М., Шельтинг С.К., Глебов А.Ю. и др. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022.

Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов L-36-XXXV, L-36-XXXVI (Южная площадь): отчёт по Контр. № 15-3/20-2; отв. исп.: Шейков А.А. – Геленджик, 2022. – АО «Южморгеология».

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М: Геогр. факультет МГУ, 2012. 264 с. 152.

Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. М.В. Муратов Геология Крымского полуострова. М., «Недра», 1973. 192с..

Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс . А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третьей поколение. Серия Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕ-ГЕИ», ГУП РК «Крымгеология».- СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.- 979 с.

НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФАУН ПОЗВОНОЧНЫХ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПРАВОБЕРЕЖЬЯ БОЛЬШОЙ ОБИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Ялковская Л.Э.^{1*}, Зольников И.Д.², Бородин А.В.¹, Маркова Е.А.¹, Филатов Е.А.²,
Коркин С.Е.^{1,3}

¹*Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия, *lida@iraе.uran.ru*

²*Институт геологии и минералогии им. Академика Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.*

³*Нижевартовский государственный университет, Нижневартовск, Россия.*

Введение

В связи с развитием новых подходов к изучению четвертичных отложений и методов их датирования, появлению новых интерпретаций стратиграфии севера Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири (Астахов, 2006; 2009; Астахов, Назаров, 2010; Astakhov et al., 2016; Зольников и др., 2022; и др.), стала очевидной необходимость переописания стратотипических местонахождений фаун мелких млекопитающих Западно-Сибирской равнины. С 2019 по 2023 годы в ходе совместных экспедиционных работ ИЭРиЖ УрО РАН и ИГиМ СО РАН, наряду с ранее известными местонахождениями позвоночных (Смирнов и др., 1986) - Горноказымск, 430 км, Казым-Мыс, Хашгорт (другие названия – Большая Обь 440 или Большая Обь 442 км. (Vorodin et al., 2023)), где были получены ископаемые комплексы мелких млекопитающих, были обнаружены и изучены новые местонахождения фаун позвоночных.

Местонахождения Питляр 2022 и Лангивовшъёган (разрезы Питляр-1 и Лангивожюган (Зольников и др., 2022), соответственно) относятся к отложениям, для которых ранее были не известны находки палеонтологического материала. В работе приводятся предварительные результаты геолого-геоморфологических и палеонтологических исследований данных местонахождений.

Методы

В ходе геолого-геоморфологических исследований использованы стандартные методы описания геологических разрезов береговых отложений.

Для получения палеонтологического материала проведены отмытки на ситах с минимальным размером ячейки 1 мм, разбор полученного концентрата и видовые определения по диагностическим признакам зубной системы.

Взяты пробы для проведения датировок методом OSL.

Результаты

Местонахождение Питляр 2022 находится на правом берегу Большой Оби в 40 км ниже по течению от пос. Хашгорт (рис. 1).

В разрезе в нижней части берегового обрыва до высоты 10-12 м над бровкой бечевника (отлогая полоса берега у основания береговых обрывов, обычно затопляемая во время весеннего паводка) залегают маловалунные диамиктоны, перекрытые «ленточными глинами» - параллельно субгоризонтально слоистыми алевропелитами (рис. 2А). Гляциокомплекс перекрывается субаэральной толщей. На правой части рисунка 2А в нижней части диамиктоновой толщи фиксируется дугообразная полоса (в сечении стенкой обрыва) песков толщиной до 3-4 м и протяженностью более 100 м, форма и залегание которой указывает на то, что эти пески являются гляциальным отторженцем отложений ледникового ложа. Возраст ледниковых отложений, фиксируемых в основании береговых обрывов Большой Оби, считается по современным представлениям среднечетвертичным (Астахов, Назаров, 2010).

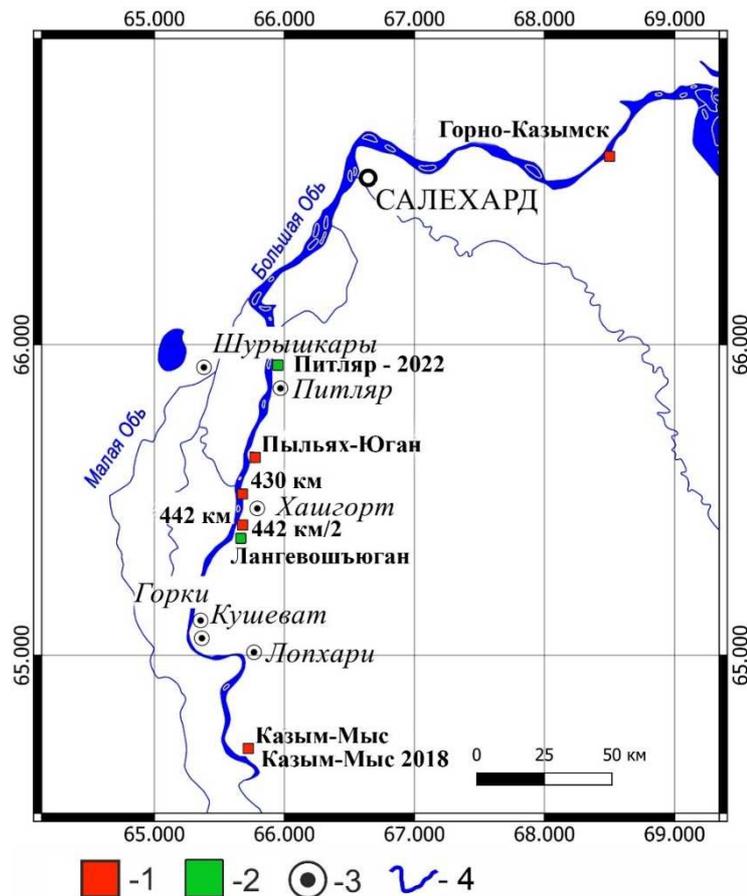


Рисунок 4 Географическое положение местонахождений. Условные обозначения: 1 – местонахождения геологических разрезов с ранее известными находками позвоночных; 2 – местонахождения геологических разрезов с ранее неизвестными находками позвоночных; 3 – населённые пункты, 4 – гидросеть (по Зольников и др., в печати с дополнениями).

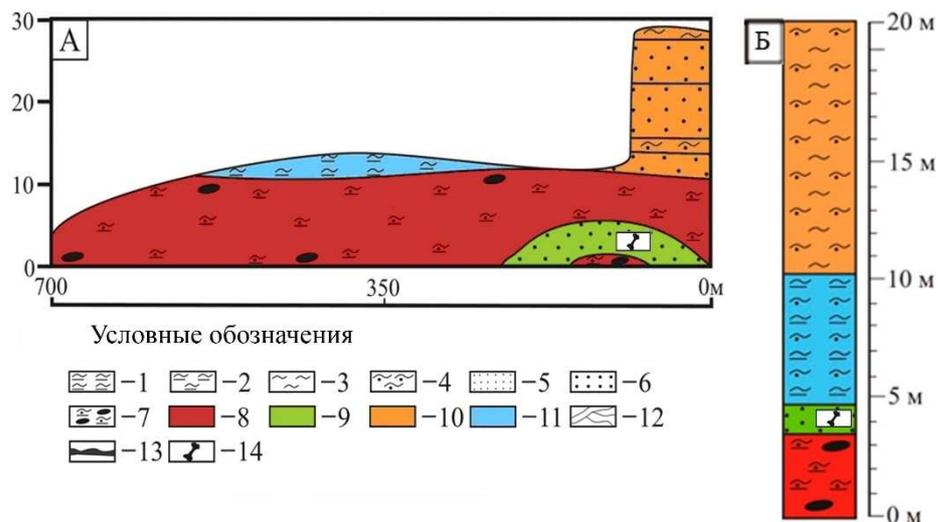


Рисунок 2 Геологический разрез местонахождения Питляр 2022 (А) и колонка разреза местонахождения Лангивощъёган (Б) (по Зольников и др., 2022 с изменениями). Условные обозначения. Литология: 1 – алевропелит слоистый; 2 – алевропелит неслоистый; 3 – алеurit; 4 – алевропесок; 5 – песок мелкозернистый с алевроитовыми прослоями; 6 – песок; 7 – диамиктон (пескоалевропелит с валунами и галькой); генезис: 8 - морена; 9 – аллювий; 10 – покровный субаэральный комплекс; 11 – лимногляциал; 12 – текстуры отложений; 13 – палеопочвы; 14 – палеофауна. Высота дана от уровня бровки бечевника.

Ископаемый материал получен из отложений, интерпретируемых как гляциальный песчаный отторженец, внутри которого отчетливо фиксируется изначальная слоистость флювиального типа. Представлен единичными оперкулумами брюхоногих моллюсков (поверхность сильно корродирована) и остатками костистых рыб, среди которых присутствуют пресноводные виды (предварительное определение М.Е. Гребенникова и А.Е. Некрасова).

Местонахождение Лангивошьёган (рис. 1) расположено в 461 км по правому берегу реки Обь в устьевой части ее правого притока р. Лангивошьёган (устар. Ланги-Вож-Юган - река в Шурышкарском районе Ямало-Ненецкого АО). Рядом с береговым обнажением лежит современный лог, около которого были найдены кости мамонта и шерстистого носорога. В районе лога и в 60 м от него выше по реке было поставлено две зачистки от бровки бечевника, а также заложено шесть шурфов вдоль тальвега. Последовательность отложений представлена здесь снизу вверх (рис. 2Б): тазовская морена (пескоалевропелит с галькой и валунами); аллювий первого верхнечетвертичного межледниковья (светло-серые до белых хорошо промытые среднезернистые пески с косой и параллельной слоистостью аллювиального типа), наиболее вероятно, золотомысские пески (МИС-5 е); озерно-ледниковые варвиты первого верхнеледникового оледенения (параллельное переслаивание алевропелитов, алевропесков, песков); субаэральный покров (эоловые и делювиальные пески и алевропески с редкими тонкими криогенными клиньями до 1,5 м глубиной).

Ископаемый материал получен в 2023 году из нижней пачки аллювия. Представлен фрагментом верхнечелюстной кости копытного лемминга (род *Dicrostonyx*), единичными фрагментами костей посткраниального скелета грызунов (1 фрагмент лопатки) и относительно многочисленными остатками насекомых. Всего среди остатков обнаружено и определено: - *Lemmus sibiricus* – 4 зуба (1 м3 крупный, 2 м3 мелких разной сохранности, фрагмент М3 с широкой и крупной задней непарной петлей);

- *Dicrostonyx* sp. – 1М1, 1 М2 морфотип *hen* (обозначены морфотипы - по Смирнов и др., 1997).

Возрастной интервал для найденных остатков мелких млекопитающих с учетом строения жевательной поверхности зубов – от конца среднего плейстоцена до современности. Наиболее вероятно – поздний плейстоцен. Для более точной биохронологической привязки необходим дополнительный материал.

Таким образом, с учетом ранее описанных фаун, на относительно небольшой территории в настоящее время известны местонахождения остатков мелких млекопитающих, из отложений разного геологического возраста из разрезов, различающихся по строению, что может служить и для детализации этапов становления биоты, и для конкретизации геологической истории севера Западно-Сибирской равнины.

Выводы

1. Для Западно-Сибирской равнины по данным геолого-геоморфологических и палеонтологических исследований разрезов береговых отложений правобережья Большой Оби показано наличие мегакластов, представленных среднеледниковым аллювием, содержащим остатки мелких млекопитающих. Таким образом, как сам аллювий, так и его отторженцы могут служить источником переотложения палеонтологического материала.

2. Для севера Западной Сибири описана фауна из аллювия начала позднего неоплейстоцена, которая по морфологическим характеристикам не противоречит геологическому возрасту золотомысских песков.

Палеонтологическая часть исследования выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-14-00332 «Фаунистические связи Европы и Азии в четвертичном периоде на примере широко распространенных мелких млекопитающих Северной Евразии». Геолого-геоморфологическая часть исследования выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-17-00140 «Позднечетвертичная история магистральных долин Западной Сибири».

Литература

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

Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. 2009. №69. С. 8-24

Астахов, В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. № 43. 2010. С. 36–47.

Зольников И.Д., Анойкин А.А., Филатов Е.А., Левицкая П.С., Чупина Д.А., Глушкова Н.А., Бордюгова Е.А. Геологическое строение четвертичных отложений правобережья р. Большой Оби (север Западной Сибири) // Региональная геология. 2022, №5. С. 38-47.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 146 с.

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 /сост. П.А. Косинцев. Челябинск: Рифей", 1997. С. 60-90.

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

Borodin A.V., Markova E.A., Korkin S.E., Trofimova S.S., Zinovyiev E.V., Isypov V.A., Yalkovskaya L.E., Kurbanov R.N. Late Middle Pleistocene sequences in the lower Ob' and Irtysh (Western Siberia) and new multi-proxy records of terrestrial environmental change // Quaternary International. 2023. P. 1-18.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	6
Агатова А.Р., Непоп Р.К. <i>Плейстоценовые ледниково-подпрудные озера и паводки в высокогорье Русского Алтая: хронологический аспект</i>	10
Андреев Р.А., Новенко Е.Ю. <i>Применение метода лучших аналогов для реконструкции лесистости и климатических характеристик Средней Сибири в голоцене</i>	14
Анойкин А.А. <i>Проблема перехода от среднего к верхнему палеолиту на Восточном Кавказе</i>	18
Белова Н.Г., Макшаев Р.Р., Стрелецкая И.Д., Кузякин Л.П., Облогов Г.Е., Васильев А.А. <i>Литолого-минералогическая дифференциация отложений разреза Марре-Сале</i>	23
Болиховская Н.С. <i>Некоторые методические аспекты палинологического анализа хазарских морских отложений Северного Каспия</i>	24
Болиховская Н.С., Янина Т.А. <i>Первые репрезентативные палинологические свидетельства перигляциальных климато-фитоценологических обстановок времени хазарской <i>sensu lato</i> эпохи палеокаспия</i>	30
Буркацкий О.Н. <i>Находки верхнеплейстоценовой палеофауны в глубоководной части Черного моря</i>	35
Буркацкий О.Н., Пинчук Т.Н. <i>Распределение палеофауны в донных осадках восточной части Черного моря</i>	37
Васильева А.Н., Лыткин В.М., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Курбанов Р.Н. <i>Современные представления о строении четвертичных отложений Центральной Якутии</i>	39
Вишняцкий Л.Б. <i>Культурная география среднего палеолита Восточной Европы</i>	42
Гаврилова А.А., Кузнецов А.Б. <i>Модельный расчёт изотопного состава стронция в Каспийском регионе</i>	45
Гаврюшкин Д.А., Максимов Ф.Е., Пасенко А.М., Веселовский Р.В. <i>Первые результаты палеомагнитных исследований, комплексного датирования и оценка скорости роста спелеотема пещеры Воронцовская (Краснодарский край)</i>	48
Галимов А. Т., Шахматов А. С., Коркин С.Е. <i>Реконструкция палеоклимата по материалам из местонахождения Кирьяс-Л в МИС-5с</i>	52
Греков И.М. <i>Исследования донных отложений озера Антюх-Ламбина (Кольский полуостров)</i>	56
Ельцов М.В., Романис Т.В. <i>Погребенные почвы палеолитического памятника Сухая Мечетка</i>	58
Ефимова М.О., Панин А.В., Деев Е.В., Сосин П.М., Buylaert J.-P., Мюррей Э.С., Шнайдер Р., Лукьянычева М.С., Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н.	59

**Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023**

Новые данные по хронологии оледенения Памира в плейстоцене

- Идрисов И.А. 61
Плейстоценовые отложения юго-востока Дагестана
- Ковалева Н.О. 65
Биомаркеры палеогеографических событий, на примере ландшафтов Восточного Кавказа
- Кулаков С.А., Зейналов А.А. 70
Индустрия стоянки Гараджа (Азербайджан) в контексте ашеля Кавказа
- Куприянов Д.А. 74
Реконструкция динамики лесных пожаров в центральной части Восточно-европейской равнины в голоцене
- Куприянова М.Д., Иванов Я.Д., Титов В.В., Тимонина Г.И., Саблин М.В.,
Очередной А.К. 77
Искусственно фрагментированные кости из коллекции памятника Сухая Мечетка (по материалам раскопок С.Н. Замятина 1952, 1954 гг.)
- Куренкова Е.И., Тумской В.Е., Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А., Панин А.В.,
Хлопачев Г.А. 81
Условия залегания и возраст верхнепалеолитических стоянок Елисеевичи и Юдиново в долине реки Судости
- Кулакова Е.П., Сосин П.М., Анойкин А.А., Курбанов Р.Н. 83
Новые данные о памятнике раннего палеолита Кульдара, Таджикистан
- Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Таратунина Н.А., Солодовников Д.А., Беляев В.Р. 87
Хронологии этапов развития хвалынской трансгрессии Каспийского моря
- Левковская Г.М., Зайцева Г.И., Тимофеев В.И., Каспаров А.К., Боголюбова А.Н. 91
О синхронности максимумов регрессий Балтики и палеозер Лубанской и Цедмарской низин ~ 4700 л.н. (по данным стоянок Сарнате, Цедмар а и Ссулька и серий радиоуглеродных датировок, увязанных с палинологией)
- Лебедева М.П., Макеев А.О., Курбанов Р., Мусаэлян Р.Э., Варламов Е.Б. 96
Особенности голоценового лессонакопления и почвообразования в Нижнем Поволжье
- Ломов С.П. 97
Эволюция карбонатных кор в ископаемых почвах лёссово-почвенной серии Памиро-Алая
- Лукьянычева М.С., Лыткин В.М., Васильева А.Н., Шапошников Г.И., Курбанов Р.Н. 100
Первые результаты космогенного датирования (in-situ ¹⁰be) ледниковых образований долины р. Ундюлюнг (западный склон верхоянского хребта)
- Лыткин В.М., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Галанин А.А., Боскоров Г.Г.,
Михаревич М.Н., Протопопов А.В. 104
Особенности строения четвертичных отложений местонахождения мамонтовой фауны долины р. Тирехтях (правый приток р. Индигирка)
- Макарова Е.А., Мазей Н.Г., Новенко Е.Ю., Чепурная А.А. 109
Эволюция болотных комплексов северо-западной части плато Путорана в голоцене
- Макшаев Р.Р., Свиточ А.А., Янина Т.А., Матлахова Е.Ю., Лобачева Д.М., Ткач А.А., Ткач Н.Т. 114
Хвалынский этап Северного Прикаспия
- Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В., Ковалёва Г.В., Дюжова К.В., Сушко К.С.,
Мисиров С.А., Коваленко Е.П., Тесаков А.С., Фролов П.Д. 115
Изучение береговых кос как ключ к пониманию четвертичной палеогеографии Азовского моря

**Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023**

- Матлахова Е.Ю., Макшаев Р.Р., Лобачева Д.М., Лысенко Е.И., Ткач А.А., Ткач Н.Т., Янина Т.А. 117
Раннехвалынский этап на территории Среднего Поволжья (ключевой участок долины реки Малый Караман)
- Мещерякова О.А., Иванов А.В., Курбанов Р.Н. 120
Реконструкции направлений позднеплейстоценовых палеоветров по результатам исследования магнитной текстуры лёссово-почвенных серий Таджикистана
- Морозова П.А., Ушаков К.В., Семенов В.А., Володин Е.М. 123
Компоненты водного баланса Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона и оптимума голоцена
- Мусаэлян Р.Э., Варламов Е.Б. 128
Характер связи минералогического состава почв и шоколадных глин северной части Прикаспия
- Назаров Д.В., Гладышева А.С., Никольская О.А., Жигмановская С.В. 130
Ледниковые комплексы плейстоцена Горного Алтая
- Назаров Д.В., Никольская О.А., Жигмановский И.В., Жигмановская С.В., А.С. Гладышева А.С., Колбанова А.В., Ручкин М.В., Черезова А.А. 133
История развития подпрудных приледниковых озёр арктической части Западной Сибири в позднем неоплейстоцене
- Найдина О.Д. 135
Палиноспектры и изменения климата в плио-плейстоцене центрального Прикаспия
- Новоприезжая В.А. 137
Реконструкция эволюции температур грунтов центральной Якутии в голоцене
- Очередной А.К., Янина Т.А., Курбанов Р.Н., Ремизов С.О., 141
Новые данные о стратиграфии и палеогеографии стоянки Сухая Мечетка
- Павлова М.Р., Лыткин В.М., Васильева А.Н., Шапошников Г.И., Галанин А.А., Курбанов Р.Н. 144
Строение и возраст формирования покровных песчаных отложений высоких террас р. Вилюй
- Павлова М.Р., Лыткин В.М., Шапошников Г.И. 148
Возраст и условия формирования повторно-жильных льдов долины нижнего течения р. Вилюй (Центральная Якутия)
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. 151
Ледниковый и речной сток в хвалынский Каспий
- Пронина А.В., Сырых Л.С., Назарова Л.Б., Греков И.М. 154
Анализ верхней части колонки донных отложений озера Усвятское (на основе изучения хирономидных сообществ)
- Решетникова Р.А., Ковалева Н.О., Иванов А.В. 156
Свойства почв и культурных слоев Водянского городища (с. Дубовка)
- Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Стрелецкая И.Д., Ковда И.В. 159
Реликтовые криогенные структуры в ландшафтах Заволжско-Уральского региона
- Селезнёв Ю.В., Вашанов М.Н., Ткачева М.И., Велент-Щербач С.С., Линевич С.Б., Зерницкая В.П., Кудрявцева У.В., Вангель К.А., Куренкова Е.И., Вашков А.А., Баранов Д.В.⁵, Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А., Очередной А.К. 164
Условия залегания артефактов раннепалеолитического облика в четвертичных отложениях местонахождения Огово 1 (северо-западное полесье, Республика Беларусь), предварительные данные

**Всероссийская конференция «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек»
Волгоград-Астрахань 18-24 сентября 2023**

Соколова Н.В., Греков И.М., Пронина А.В. <i>Стратиграфия донных отложений озер бассейна реки Усвячи</i>	167
Солодовников Д.А. <i>Постхвалыньские ложбины стока бассейна реки Торгун (Волгоградское Заволжье)</i>	170
Сосин П.М., Курбанов Р.Н., Амирзода О.Х. <i>Некоторые вопросы строения и эволюции палеопочв в лессовой формации Таджикистана</i>	172
Столпникова Е.М., Ковалева Н.О. <i>Палеогидроморфные почвы и педолитоседименты раннеплейстоценовых лагунно-морских серий палеолитических стоянок Мухкай II (Восточный Кавказ, Дагестан)</i>	175
Сырых Л.С., Назарова Л.Б. <i>Хирономидный анализ озер Восточно-европейской равнины</i>	177
Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Беляев В.Р. <i>Люминесцентное датирование этапов развития криогенеза в Нижнем Поволжье</i>	181
Токарева О.А., Лебедева М.П., Сосин П.М., Курбанов Р.Н. <i>Особенности четвертичного педогенеза в лёссово-палеопочвенных толщах Таджикистана (разрез Оби-мазар)</i>	183
Уткина А.О., Панин А.В., Курбанов Р.Н., Чхве Чжон-Хон <i>Новые геохронологические данные для бассейнов крупных рек северо-запада Русской равнины</i>	186
Ушаков К.В., Морозова П.А., Семенов В.А., Володин Е.М., Ибраев Р.А. <i>Оценка значимости атмосферных масштабов при палеореконструкции водного баланса Каспия с помощью модели общей циркуляции моря</i>	188
Фролова Л.С., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Шеремецкая Е.Д., Лобков В.А. <i>Признаки позднеплейстоценового педогенеза в послеледниковых отложениях Суздальского плато</i>	191
Шашерина Л.В., Ахметгалеева Н.Б., Бричева С.С., Панин А.В., Куренкова Е.И., Тарасова М.С., Добрянский А.С. <i>Мультимасштабная реконструкция ландшафта верхнепалеолитических стоянок Быки (центр Восточно-европейской равнины)</i>	192
Шельтинг С.К., Шейков А.А. <i>Сейсмостратиграфическое расчленение разреза неоплейстоцена Южнокрымской подзоны шельфа к серийной легенде гк-200/2</i>	193
Шельтинг С.К., Шейков А.А. <i>Сейсмостратиграфическое расчленение разреза неоплейстоцена черноморской котловины к серийной легенде крымской серии</i>	195
Ялковская Л.Э., Зольников И.Д., Бородин А.В., Маркова Е.А., Филатов Е.А., Коркин С.Е. <i>Новые местонахождения фаун позвоночных из отложений четвертичного периода правобережья Большой Оби (Западная Сибирь)</i>	197
Содержание	201



**Материалы Всероссийской конференции
«Каспий в плейстоцене и голоцене:
эволюция природной среды и человек»**

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 15, ком. 536
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 14.09.2023.
Объем 10.7 Мбайт. Электрон. текстовые дан. Заказ 832.