

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Российская Академия Наук
Институт географии РАН
Геологический институт РАН
Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН
Комиссия по эволюции окружающей среды Международного географического Союза

ДИНАМИКА ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ



К 100-ЛЕТИЮ
Льва Георгиевича Динесмана

МОСКВА 2019

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ИНСТИТУТ ПРОБЛЕМ ЭКОЛОГИИ И ЭВОЛЮЦИИ ИМ. А.Н. СЕВЕРЦОВА РАН
КОМИССИЯ ПО ЭВОЛЮЦИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО СОЮЗА

**Материалы V Всероссийской конференции
с международным участием
«ДИНАМИКА ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ»
(К 100-ЛЕТИЮ Л. Г. ДИНЕСМАНА)**

Москва, 11–15 ноября 2019 г.

Москва
Медиа-ПРЕСС
2019

ББК 20/26/28/63.4
М33

Ответственный редактор:
д.б.н. *А.Б. Савинецкий*

Редакционная коллегия:
О.А. Крылович, Е.А. Кузьмичева, Е.Ю. Новенко, Б.Ф. Хасанов

Проведение конференции и публикация сборника выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-20072

М33 Материалы V Всероссийской научной конференции с международным участием «Динамика экосистем в голоцене» (к 100-летию Л.Г. Динесмана) [отв. ред. А.Б. Савинецкий]. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2019. – 360 с., табл., ил.

ISBN 978-5-901003-57-2

Сборник содержит материалы V Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика экосистем в голоцене», посвященной 100-летию юбилею Л.Г. Динесмана и проходившей 11–15 ноября в Москве в Институте географии РАН и в Геологическом институте РАН. Тематика работ охватывает широкий круг вопросов состояния отдельных элементов и компонентов морских, пресноводных и наземных экосистем в голоцене; ландшафтно-климатических изменений на протяжении последних 11 тысяч лет; роли природных и антропогенных факторов в изменении природной среды, а также методов ретроспективных исследований различных компонентов экосистем. Большое внимание уделено реконструкции условий обитания древнего человека в голоцене. Часть работ посвящена вопросам экологического моделирования и прогноза возможной динамики экосистем в текущем столетии.

Сборник предназначен для специалистов и всех интересующихся историей природы и человека. Материалы сборника публикуются в авторской редакции.

ББК 20/26/28/63.4

Ecosystems Dynamics in the Holocene (dedicated to the 100th anniversary of L.G. Dinesman): Proceedings of the V Russian Scientific Conference with International Participation / [Chief Editor A.B. Savinetsky], Moscow

The book presents the Proceedings of the V Russian scientific conference with international participation «Ecosystem Dynamics in the Holocene», dedicated to the 100th anniversary of L.G. Dinesman, that was held in Moscow, November 11–15, 2019 in the Institute of Geography RAS and Geological Institute RAS. Subjects of the works cover a wide range of issues related to the state of marine, freshwater and terrestrial ecosystems and their elements in the Holocene; landscape and climatic changes over the past 11 thousand years; the role of natural and anthropogenic factors in changing the natural environment, as well as methods of retrospective studies of various components of ecosystems. Much attention is paid to the reconstruction of the environment conditions of ancient human in the Holocene. Part of the work is devoted to the issues of ecological modeling and forecast of possible ecosystem dynamics in the current century.

The book is intended for professionals and those interested in the history of man and nature.

ISBN 978-5-901003-57-2

ЛЕВ ГЕОРГИЕВИЧ ДИНЕСМАН (1919–2005)

К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ

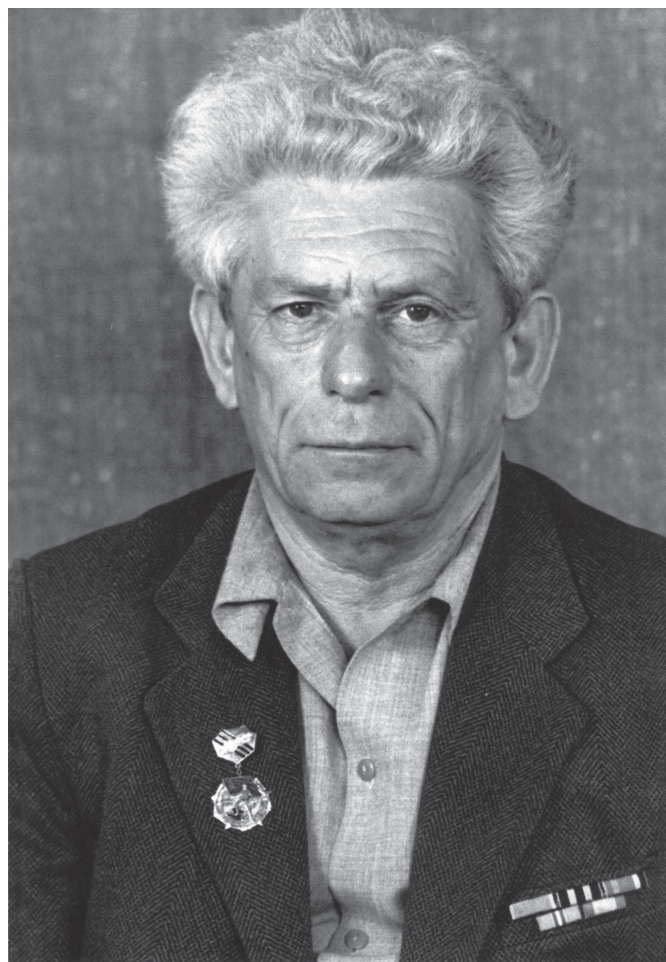
А.Б. Савинецкий¹, М.Л. Ходашова²

¹ Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва, Ленинский просп., д. 33, arkadybs@rambler.ru

² Московский научно-практический центр борьбы с туберкулезом Департамента здравоохранения города Москвы, 107014, РФ, г. Москва, ул. Стромынка, д. 10, dinesman@mail.ru

Лев Георгиевич Динесман (10 ноября 1919 – 22 февраля 2005) – выдающийся отечественный эколог, внесший огромный вклад в изучении истории экосистем в голоцене.

Родился в Москве в семье биологов. С раннего детства увлекся биологией и был активным членом Кружка юных биологов зоопарка (КЮБЗ). В 16 лет появилась первая публикация, посвященная вертишейке [1]. Еще одна статья, чуть позже, вышла на основе работ, проведенных в КЮБЗовский период [2]. В 1938 году Лев Георгиевич Динесман поступил на биологический факультет МГУ. В 1941 г. ушел добровольцем на фронт, воевал на Западной Украине, в Польше, Венгрии, Германии, Чехословакии, Австрии, был ранен, награжден двумя орденами Красной Звезды, медалями «За боевые заслуги» и «За победу над Германией». Закончил МГУ в 1948 году. Его руководителем в МГУ, а потом и его кандидатской диссертации, посвященной амфибиям и рептилиям, был А.Н. Формозов. Разработанной им методикой учета амфибий и рептилий [3] пользуются до сих пор. С 1949 г. работал под руководством В.Н. Сукачева, по вопросам зоологии позвоночных в связи с полезащитным лесоразведением и влиянию диких млекопитающих на формирование древостоев [4]. Уже в конце 50-х гг. начал заниматься изучением истории экосистем, что было непосредственно связано с лесоразведением в регионе [5]. В апреле 1965 г. в рамках руководившей в то время В.Н. Сукачевым Лабораторией биогеоценологии при Ботаническом институте АН СССР была сформирована Группа истории биогеоценозов под руководством Л.Г. Динесмана. После смерти В.Н. Сукачева в 1967 г., по приглашению В.Е. Соколова перешел со всей Группой на работу в ИЭМЭЖ (в настоящее время – ИПЭЭ РАН) им. А.Н. Северцова АН СССР, где приказом от 15 февраля 1968 г. была организована Группа истории биогеоценозов под его руководством. В своей работе по изучению истории современных экосистем Л.Г. Динесман опирался на несколько важных принципов. Одним из базовых принципов являлось то, что изучение динамики экосистем и их компонентов



в голоцене невозможно без их датирования. Наиболее универсальным методом датирования органических остатков древностью несколько десятков тысяч лет в настоящее время является радиоуглеродный метод. Поэтому с помощью коллег из Геологического Института Л.Д. Сулержицкого и А.Л. Рябинина, была создана уникальная сцинтилляционная установка, работающая до сих пор. Второй важный момент в реконструкции истории экосистем в голоцене – это изучение объектов различного генезиса с помощью целого комплекса методов. Среди объектов изучения использовались зоо-

генные отложения пещер и скальных ниш, археологические памятники, торфяные отложения, долговременные норы млекопитающих, погребенные почвы, береговые отложения, погребенная древесина, архивные данные и ряд других. Их исследование проводилось с помощью целого комплекса методов – радиоуглеродного, спорово-пыльцевого, фитолитного, ботанического, палеопедологических, дендроклиматологического, остеологического, оологического, палеогельминтологического, анализа стабильных изотопов, морфологических и т.д. В своих работах он всегда подчеркивал, что использование различных методов и объектов не столько дублирует, сколько дополняет друг друга. Такой мультидисциплинарный подход определял и его направленность в формировании состава лаборатории, где сотрудники были специалистами в самых различных областях Наук о Жизни и Земле.

Данный мультидисциплинарный подход позволил выявить основные закономерности динамики современных экосистем степей Прикаспия и Монголии, гумидных экосистем Северного Кавказа, прибрежных экосистем Чукотки и др. [6–10].

Дело, начатое Л.Г. Динесманом, продолжается. В 2014 г. основанное им подразделение повысило свой статус и стало именоваться Лаборатория исторической экологии ИПЭЭ им. А.Н. Северцова РАН. Существенно расширилась география исследований – они охватывают пустыню Негев (Израиль), высокогорья Эфиопии, Алеутские острова, продолжаются дендроклиматологические исследования на основе изучения дуба черешчатого, а также изучение динамики прибрежных экосистем Чукотки. Расширяется и список используемых методов – практически во всех проектах активно применяется анализ стабильных изотопов различных тканей животных и растений. При изучении торфяных отложений используется анализ непыльцевых палиноморф и современные физико-химические анализы образцов

торфа. Создан специализированный сайт *www.holocene.ru*. Начиная с 2006 г., регулярно проводятся конференции по динамике экосистем в голоцене, последняя, пятая, объединившая почти 200 участников, проводится в 2019 г. и посвящена 100-летию со дня рождения Льва Георгиевича Динесмана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Динесман Л. Вертишейка // Бюллетень зоопарков и зоосадов. 1935. № 10/11. С. 18–22.
2. Динесман Л.Г., Кучерук В.В. Питание серой вороны (*Corvus cornix* L.) // Зоологический журнал. 1937. Т. 16. № 4. С. 706–712.
3. Динесман Л.Г., Калецкая М.Л. Методы количественного учета амфибий и рептилий // Методы учета численности и географического распределения наземных позвоночных. Отв. ред. Формозов А.Н. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 329–341.
4. Динесман Л.Г. Влияние диких млекопитающих на формирование древостоев. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 166 с.
5. Динесман Л.Г. Изменение природы северо-запада Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 160 с.
6. Динесман Л.Г. Биогеоценозы степей в голоцене. М.: Наука, 1977. 160 с.
7. Динесман Л.Г. (ред.). Киселева Н.К. Эволюция биогеоценозов Прикаспия в голоцене. М.: Наука, 1982. 111 с.
8. Динесман Л.Г., Киселева Н.К., Князев А.В. История степных экосистем Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1989. 215 с.
9. Динесман Л.Г. (ред.). Историческая экология диких и домашних копытных. М.: Наука, 1992. 219 с.
10. Динесман Л.Г., Киселева Н.К., Савинецкий А.Б., Хасанов Б.Ф. Вековая динамика прибрежных экосистем северо-востока Чукотки. М.: Аргус, 1996. 189 с.

СОДЕРЖАНИЕ

А.Б. Савинецкий, М.Л. Ходашова. ЛЕВ ГЕОРГИЕВИЧ ДИНЕСМАН (1919-2005) – К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ	3
Б.Д. Абатуров, М.В. Конюшкова. ПОСТХВАЛЫНСКАЯ ДИНАМИКА НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ НА СТЕПНОЙ РАВНИНЕ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ	15
О.Н. Адаменко, О.В. Яшина. МОРСКОЙ СЛЕД В ИСТОРИИ СРЕДНЕВЕКОВОЙ ВОЛОГДЫ	17
А.А. Алейников. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДСЕЧНОГО ЗЕМЛЕДЕЛИЯ НА СЕВЕРЕ ПЕРМСКОЙ ГУБЕРНИИ В КОНЦЕ XIX ВЕКА – НАЧАЛЕ XX ВВ. ПО АРХИВНЫМ ДАННЫМ	19
А.Л. Александровский, Е.Г. Ершова, В.А. Лапшин, Н.В. Григорьева, А.В. Долгих, А.Н. Кирпичников. ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ГОЛОЦЕНА И ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ СТАРОЙ ЛАДОГИ В НЕОЛИТЕ – РАННЕМ СРЕДНЕВЕКОВЬЕ	21
О.В. Андреева, Г.С. Куст. УЧЕТ РАЗНОНАПРАВЛЕННЫХ ТРЕНДОВ ЛАНДШАФТНОЙ ДИНАМИКИ В ГОЛОЦЕНЕ ДЛЯ СОВРЕМЕННОЙ ОЦЕНКИ НЕЙТРАЛЬНОГО БАЛАНСА ДЕГРАДАЦИИ ЗЕМЕЛЬ	24
Н.Б. Афанасьева. ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СОКОЛЬЕГО БОЛОТА (НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК «РУССКИЙ СЕВЕР»)	26
К.В. Бабешко, А.Н. Цыганов, Е.Э. Северова, А.В. Миронова, М. Галка, Р. Пейн, Ю.А. Мазей. РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ СЕВЕРОТАЕЖНОЙ БОЛОТНОЙ ЭКОСИСТЕМЫ В ГОЛОЦЕНЕ (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)	28
Е.Н. Бадюкова. ДЕЛЬТЫ КРУПНЫХ РЕК КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В ГОЛОЦЕНЕ	29
В.Б. Базарова, М.С. Лящевская. РАЗВИТИЕ ОЗЕРА ХАНКА В ГОЛОЦЕНЕ	31
В.О. Бакуменко, Е.Г. Ершова, Е.В. Пономаренко, Р. Tomson. ПОЧВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ РАЗНЫХ ТИПОВ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА КАРУЛА (ЭСТОНИЯ)	33
В.А. Баталова, Е.Ю. Новенко, Н. Г. Мазей, А.С. Сыроватко. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ ОКИ В «ТЕМНЫЕ ВЕКА» (VIII–X ВВ.): РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТА СТУПИНО (МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)	36
Л.Д. Баширова, Л.А. Кулешова. ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ К ВОСТОКУ ОТ ХРЕБТА РЕЙКЪЯНЕС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА) В ГОЛОЦЕНЕ	38
Е.В. Безрукова, Н.В. Кулагина, П.П. Летунова, А.А. Амосова, О.В. Левина, М.А. Крайнов, Л.Л. Ткаченко, А.А. Щетников, Е.В. Кербер, Е.В. Волчатова, И.А. Филинов. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ ЖОМБОЛОКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, СИБИРЬ) В ГОЛОЦЕНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР	39
В.Р. Беляев, И.Г. Шоркунов, Е.В. Гаранкина, А.В. Русаков, Е.А. Константинов. ЭРОЗИЯ, АККУМУЛЯЦИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ МАЛОГО ВОДОСБОРА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ	41
П.С. Белянин, Н.И. Белянина ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ПРИХАНКАЙСКОЙ РАВНИНЫ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА) ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ КРИОХРОНА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА (МИС 2) К РАННЕМУ ГОЛОЦЕНУ	43

Е.М. Бобровникова, М.В. Шитов. НАЧАЛЬНАЯ СТАДИЯ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ: ОСАДОЧНЫЕ СЕКВЕНЦИИ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ	45
М.В. Бобровский, С.В. Лойко, Д.А. Куприянов, Г.И. Истигечев. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ДНЕВНЫХ ПОЧВ И ОБРАЖНО-БАЛОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	48
Г.Г. Боескоров. ВЫЖИВАНИЕ ИНДИКАТОРНЫХ ВИДОВ КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ В ГОЛОЦЕНЕ ЯКУТИИ	50
Н.С. Болиховская. НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ В ПОСЛЕДНИЕ 16 ТЫСЯЧ ЛЕТ: ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ.....	52
О.К. Борисова, А.Ю. Сидорчук, А.В. Панин. КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РЕЧНОЙ СТОК С ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ: КОМПЛЕКСНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ.....	55
М.Н. Буравская, Ю.В. Голубева. РАЗВИТИЕ ОЗЕР И РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ДОЛИНЕ Р. КУИ В ГОЛОЦЕНЕ	57
А.В. Бухонов. МОРФОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КАШТАНОВЫХ ПОЧВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ.....	60
Д.О. Владимирова, Б.М. Винтер, П.Т. Валлелонга, Т. Соуэрс, В. Гкинис, Х. Кьер, М.Ф. Симонсен, Р. Дэльмар, Т. Бланье. ВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ЛЕДЯНЫХ КЕРНОВ	63
Е.М. Волкова, Е.Ю. Новенко. ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ БОЛОТ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ	64
Т.Ю. Газизова, Т.В. Сапелко. ВОДНЫЕ РАСТЕНИЯ МАЛЫХ ОЗЕР В ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА	66
А.Т. Галимов. ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНЫХ БИОМОВ, РЕКОНСТРУИРОВАННЫХ ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЛИКТОВОГО ТОРФЯНИКА НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ.	69
В.В. Гасилин, М.М. Девяшин, Н.А. Пластева. ИЗМЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ОБИЛИЯ ФОНОВЫХ ВИДОВ ПАРНОКОПЫТНЫХ ЖИВОТНЫХ В ГОЛОЦЕНОВОЙ ЛЕСОСТЕПИ	71
Д.О. Гимранов, Н.В. Косорукова. ДАННЫЕ О РЫБОЛОВСТВЕ В БАССЕЙНЕ ОЗЕРА ВОЖЕ ПО МАТЕРИАЛАМ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА КАРАВАЙХА 4 (СРЕДНИЙ ГОЛОЦЕН)	73
А.А. Гольева. МИКРОБИОМОРФНЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ БИОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ ЭКОСИСТЕМ ГОЛОЦЕНА.....	76
А.А. Гольева, Н.Б. Щербаков, И.А. Шутелева. РОЛЬ ДРЕВНЕГО АНТРОПОГЕННОГО ФАКТОРА В ДИНАМИКЕ СОВРЕМЕННЫХ ЭКОСИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ ПОСЕЛЕНИЙ ЭПОХИ БРОНЗЫ БАШКИРИИ).....	78
Т.А. Гребенникова, Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, А.Ю. Петров. ЗАПИСЬ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ШТОРМОВ И ЦУНАМИ НА ФОНЕ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ПАЛЕООЗЕРА О. РУССКИЙ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ) В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ	79
А.А. Гурина, Р.Ю. Дудко, А.А. Легалов, Е.В. Зиновьев. ДИНАМИКА ЭНТОМОКОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА РУБЕЖЕ ПОЗДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН – ГОЛОЦЕН	81

С.О. Двуреченская. ОСТАТКИ ПТИЦ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА УЗУНДАРА (РАСКОПКИ 2014–2018)	83
М.И. Дергачева, К.О. Очур, Н.Л. Бажина. ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ В ТЕЧЕНИЕ ГОЛОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ТУВЫ	85
Е.В. Добровольская. ДИНАМИКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОСТНЫХ ФРАГМЕНТОВ ДОМАШНИХ И ДИКИХ ЖИВОТНЫХ НА ПРОТЯЖЕНИИ ПОЛУТОРА ТЫСЯЧ ЛЕТ (ПО МАТЕРИАЛАМ РАСКОПОК ФАНАГОРИИ).	87
Е.А. Долгова, О.Н. Соломина, В.В. Мацковский, Н.С. Семеняк, Е.А. Черенкова. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ЗА ПОСЛЕДНЕЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ НА СОЛОВЕЦКОМ АРХИПЕЛАГЕ ПО ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ	89
О.А. Дружинина. ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКЕ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ: НОВЫЙ ПОДХОД, ОСНОВАННЫЙ НА ИССЛЕДОВАНИИ ХИРОНОМИДНЫХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ РАЗРЕЗА ОЗЕРА КАМЫШОВОЕ	91
В.П. Евстигнеев, Н.А.Лемешко, Л.П.Остроумова. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА АЗОВСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОГО СЦЕНАРИЯ ОПТИМУМА ГОЛОЦЕНА	92
Я.К. Еловичева. ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ В ОЗЕРАХ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ РОССИИ.	94
Е.И. Ергина , М.С. Малашина. ДИАХРОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИСТОРИЧЕСКИХ И СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ГЕРАКЛЕЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА	96
Е.Г. Ершова, Н.А. Кренке, П. Киттель, Н.Г. Лавренев. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ В БАССЕЙНЕ Р. КАТЫНКИ (ПРАВЫЙ ПРИТОК ДНЕПРА)	98
О.Г. Занина , Д.А. Лопатина, С.В. Губин. РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА И СРЕДЫ ОБИТАНИЯ SITELLUS (SPERMORHILUS) PARRYII RICH. В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ НОР	100
Н.Е. Зарецкая, А.В. Лудикова, С.В. Шварёв, Д.Д. Кузнецов, С.А. Кутенков. ПАЛЕОСЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РВЫ – УНИКАЛЬНЫЕ АРХИВЫ ИСТОРИИ ЭКОСИСТЕМ БЕЛОГО МОРЯ (ПРИБЕЛОМОРЬЯ) В ГОЛОЦЕНЕ	103
М.А. Зенина. ИЗМЕНЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ СООБЩЕСТВ ОСТРАКОД НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ	106
В.П. Зерницкая, Б.П. Власов. ЗАПИСЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛАРУСИ	107
А.В. Зиновьев. КОСТНЫЕ ОСТАТКИ РЫБ СРЕДНЕВЕКОВОЙ ТВЕРИ И ОКРЕСТНОСТЕЙ	108
И.С. Зюганова. ГОЛОЦЕНОВЫЕ КАРПОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАССЕЙНА ОКИ	110
И.В. Иванов, Ю.Г. Чендев. ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ И СЕДИМЕНТАЦИЯ В ПОЙМЕ НИЗОВЬЕВ РЕКИ ЕЛАНЬ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА	112
Д.Л. Иванов. О ВВЕДЕНИИ НОВЫХ ИНДЕКСОВ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ ЭКОСИСТЕМ ГОЛОЦЕНА ПО ВИДОВОМУ РАЗНООБРАЗИЮ МИКРОМАММАЛИЙ	114

СОДЕРЖАНИЕ

Е.В. Иванова, Е.А. Новичкова, Д.А. Кожанова. АССОЦИАЦИИ ФОРАМИНИФЕР И ДИНОЦИСТ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СРЕДЫ ПРОЛИВА КЕМБРИДЖ (ЗФИ) В ГОЛОЦЕНЕ	118
И.А. Идрисов, А.В. Борисов, Р.А. Муртазалиев. ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКИЕ ТЕРРАСЫ КАК ФАКТОР ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОСИСТЕМ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА	120
Е.П. Изварин, А.И. Улитко. ГОЛОЦЕНОВЫЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ НОВОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ГРОТ ВОРОНИН (Р. СЕРГА, СРЕДНИЙ УРАЛ)	123
Я.А. Измайлов. ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ	125
Е.И. Изюмова. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И АЗОТА В НАДКРЫЛЬЯХ ЖУКОВ ИЗ ДВУХ ГОЛОЦЕНОВО-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РФ	128
Л.И. Инишева, К.И. Кобак, И.Е. Турчинович, Е.В. Порохина. ДИНАМИКА БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ И БОЛОТООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ	129
В.Л. Каганский. КУЛЬТУРНЫЙ ЛАНДШАФТ КАК ФАКТОР РАЗМЕЩЕНИЯ И СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ	131
П.И. Калинин, И.Ю. Кудреватых, Л.В. Пильгуй. ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА БИОГЕОХИМИЧЕСКУЮ ЭВОЛЮЦИЮ ЛАНДШАФТОВ СТЕПЕЙ ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ	133
Т.Д. Каримов. МЕТАГЕНОМНЫЙ АНАЛИЗ ПРОКАРИОТНОГО СООБЩЕСТВА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЛОИСТО-ПЕПЛОВОЙ ПОЧВЫ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА	134
Н.В. Карпухина, И.С. Зюганова, В.В. Писарева, М.А. Фаустова. БАЗА ДАННЫХ РАЗРЕЗОВ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И НАЧАЛА ГОЛОЦЕНА ДЛЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ	136
А.В. Кисагулов. ФАУНА КОПЫТНЫХ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ	137
А.М. Клементьев. ГОЛОЦЕНОВАЯ ФАУНА ИЗ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО АРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ИСТОЧНИКАМ	139
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, Ю.В. Рыжов, И.Ю. Овчинников. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ	141
В.Л. Коломиец, Л.В. Лбова. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОНИНСКОЙ ВПАДИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	143
В.В. Колька, Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова, О.П. Корсакова. ЛИТОЛОГИЯ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОГО ОЗЕРА ОСТРОВА ОЛЕНИЙ В КАНДАЛАКШСКОМ ЗАЛИВЕ БЕЛОГО МОРЯ	145
Е.А. Константинов, А.И. Рудинская, Л.И. Лазукова, Н.В. Карпухина, С.С. Бричева. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИСТОРИИ ОЗЕРА НЕРО В ГОЛОЦЕНЕ	148
Т.В. Корнюшенко, Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова, К.С. Ганзей, Е.П. Кудрявцева. ЗАПИСЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ И АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛАНДШАФТОВ СРЕДНЕГО-ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА В ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОСТРОВА РУССКИЙ (ПРИМОРЬЕ)	149
П.А. Косинцев, О.П. Бачура. ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФАУН ПОЗВОНОЧНЫХ ЖИВОТНЫХ ИЗ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ УРАЛА	151

Н.А. Костромина, Л.А. Савельева, Г.Б. Федоров, А.И. Крикунова, В.В. Колька, М. Ленц, М. Меллес. РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ИМАНДРА	153
Н.П. Косых, В.А. Степанова. ДИНАМИКА БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ	156
А.А. Котов. ПРИЗНАКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ БЕЗАНАЛОГОВЫХ СООБЩЕСТВ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОДОЕМАХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ БЕРИНГИИ И ИХ РАЗРУШЕНИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ	158
М.А. Крайнов, Е.В. Безрукова, А.А. Щетников, Н.В. Кулагина, И.А. Филинов, О.В. Левина, Е.В. Кербер, П.П. Летунова, Е.В. Иванов, Л.Л. Ткаченко. РЕАКЦИЯ ОЗЕРНЫХ ГЕОСИСТЕМ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ НА ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ	159
И.Г. Кривокорин. ДРЕВНИЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ ЗВЕНИГОРОДСКОЙ БИОСТАНЦИИ МГУ ИМ. С.Н. СКАДОВСКОГО И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ БОЛОТНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ	162
Ю.Э. Кропачева, Н.Г. Смирнов. ГРЫЗУНЫ НА ПУТИ ИЗ ОБЪЕКТОВ БИОЦЕНОЗОВ В СУБФОССИЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ	164
О.А. Крылович, Г.Г. Боескоров, М.В. Щелчкова, А.Б. Савинецкий. ТРОФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ БУРЫХ МЕДВЕДЕЙ (URSUS ARCTOS L.) ЯКУТИИ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА	166
Д.Д. Кузнецов. О ПОВТОРЯЕМОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КОЛОНОК ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ РАЗНЫХ ЧАСТЕЙ ОЗЕРА.	168
Д.Д. Кузнецов, Т.В. Сапелко, А.В. Лудикова, В.Р. Бойнагрян. ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ОРГАНОНАКОПЛЕНИЯ В ОЗЕРАХ КАРИ И УМРОЙ (АРМЕНИЯ)	170
Э.Д. Кузнецов, А.Т. Галимов, Ю.В. Шалаумова, А.В. Бородин. ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИИ ИНСОЛЯЦИИ НА КЛИМАТ ЕВРАЗИЙСКОЙ СУБАРКТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ	172
Е.А. Кузьмина, А.И. Улитко. МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ В СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ ...	174
Е.А. Кузьмичева. МАЛЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В ИСТОРИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ	176
Д.А. Куприянов, Е.Ю. Новенко. ДИНАМИКА ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В ПОЛЕССКИХ ЛАНДШАФТАХ В ГОЛОЦЕНЕ	178
А.О. Курасова, А.О. Константинов, С.В. Лойко, С.П. Кулижский. ЭРОЗИОННЫЕ И ПИРОГЕННЫЕ СОБЫТИЯ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ГОЛОЦЕНА В ПРЕДЕЛАХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОСТРОВОВ СЕВЕРА КОНДИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	181
Ф.Г. Курбанова, А.О. Макеев, Т.А. Пузанова, Е.Н. Асеева, П.Г. Куст, О.С. Хохлова. ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОПОЧВ	182
Н.Б. Лаврова, Т.С. Шелехова. ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА	185
Л.И. Лазукова, Е.А. Константинов, А.М. Грачев, М.Ю. Александрин. НЕПРЕРЫВНЫЙ АРХИВ ГОЛОЦЕНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ХУКО (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)	187
Е.Г. Лаптева, О.М. Корона. ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕЗОЛИТИЧЕСКИХ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ГОРБУНОВСКОГО ТОРФЯНИКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)	189

СОДЕРЖАНИЕ

С.И. Ларин, Н.С. Ларина, С.А. Лаухин, В.А. Алексеева. КРИОЛИТОГЕНЕЗ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ЭПОХУ ПЕРЕХОДА ОТ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ К ГОЛОЦЕНУ	191
Н.С. Ларина, С.И. Ларин. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХОВЫХ ТОРФЯНИКОВ	193
М.П. Лебедева, А.О. Макеев, Т.В. Романис, А.В. Русаков, Р.Н. Курбанов, Т.А. Янина. ЭВОЛЮЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ СУХОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПРИ БЛИЗКОМ ИХ ПОДСТИЛАНИИ МОРСКИМИ ШОКОЛАДНЫМИ ГЛИНАМИ.	195
Н.А. Лемешко, В.П. Евстигнеев. ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ	197
С.В. Лойко, А.О. Константинов, А.О. Курасова, Д.М. Кузьмина. ПОГРЕБЕННЫЕ ПЕСЧАНЫМИ ДЮНАМИ ПАЛЕОПОЧВЫ В ТОМСКОМ ПРИОБЬЕ (ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, РОССИЯ)	199
А.В. Лудикова. ЦИСТЫ CHRYSORHUSCEAE В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА – ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ИНДИКАТОРНАЯ ГРУППА ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ	202
А.В. Лудикова, А.Е. Шаталова, Д.А. Субетто, Ю.А. Кублицкий, А. Rosentau, Т. Hang. ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ПАЛЕОБАСЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА	204
Ю.А. Мазей, А.Н. Цыганов. РИЗОПОДНЫЙ АНАЛИЗ В ПАЛЕОЭКОЛОГИИ И АРХЕОЛОГИИ	205
М.И. Макаров, М.С. Кадулин, Т.И. Малышева, Р.В. Сабирова. ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ И УСЛОВИЙ МИНЕРАЛЬНОГО ПИТАНИЯ РАСТЕНИЙ ТРАВЯНЫХ ЭКОСИСТЕМ ХОЛОДНОГО КЛИМАТА ПОД ВЛИЯНИЕМ ЭРИКОИДНОЙ МИКОРИЗЫ КУСТАРНИЧКОВ	207
Д.Е. Макарчук, Г.Ю. Ямских, Н.В. Лебедева. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ МАЛАКОФАУНЫ СУБАТЛАНТИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ ГОЛОЦЕНА В ДОЛИНАХ РЕК БАЗАЙХА И ТАРТАТ (КРАСНОЯРСКАЯ КОТЛОВИНА)	209
А.О. Макеев, А.В. Русаков, Ф.Г. Курбанова, О.С. Хохлова, П.Г. Куст, Е.А. Денисова. ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ЮЖНОМ ФЛАНГЕ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ ПО ДАННЫМ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ АРХИВОВ.	211
M.S. Markin. END-MEMBER MODELLING AS A TOOL FOR ENVIRONMENT CONDITION RECONSTRUCTION – THE RECORD OF THE MEDITERRANEAN COASTAL WETLAND OF ISRAEL.	213
А.К. Маркова, Т. Мартин. МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА В РАЙОНЕ КУЛИКОВА ПОЛЯ (БАССЕЙН ВЕРХНЕГО ДОНА).	215
Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, Г.В. Ковалёва, В.В. Титов. ОКЕАНИЧЕСКИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛ И ДИНАМИКА ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ АЗОВСКОГО МОРЯ)	218
В.В. Мацковский, А. Венегас-Гонсалес. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СЦЕНАРИЕВ И УПРОЩЕННОЙ МОДЕЛИ ВАГАНОВА-ШАШКИНА ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРИРОСТА ДЕРЕВЬЕВ В ВЕКЕ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО РЕГИОНА ЧИЛИ)	219
Н.П. Миронычева-Токарева, В.А. Степанова. ЭВОЛЮЦИЯ ЛЕСОСТЕПНЫХ РЯМОВ НА ПРЕДЕЛЕ ИХ СУЩЕСТВОВАНИЯ	222
О.В. Морозова. АРХЕОФИТЫ ВО ФЛОРЕ ОБЛАСТЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ	224

П.А. Морозова, Е.М. Володин. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТА ОПТИМУМА ГОЛОЦЕНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ INMCM	226
Е.О. Мухаметшина, И. Пендеа, В.В. Пономарева. НОВЫЕ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РУБЕЖА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА НА ПОЛУОСТРОВЕ КАМЧАТКА	227
А.В. Мягкая, Е.Г. Ершова. РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА МОСКОВСКОГО РЕГИОНА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТА НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «ЛОСИНЫЙ ОСТРОВ».	228
О.Д. Найдина. АРКТИЧЕСКИЙ ШЕЛЬФ СИБИРИ: ДИНАМИКА УСЛОВИЙ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ	230
М.Г. Напреенко, Т.В. Напреенко-Дорохова. ФОРМИРОВАНИЕ ЗОНАЛЬНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В ГОЛОЦЕНЕ	232
Э.Д. Насонова, Н.Е. Рябогина, С.Н. Иванов. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ПРИРОДНЫХ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПРИТОБОЛЬЯ.	233
А.А. Неплюхина, Д.А. Чудаев, М.А. Гололобова. ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ ТОРФЯНОГО ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВА КАРЛАЙЛ (АЛЕУТСКИЕ ОСТРОВА, США)	235
Е.Ю. Новенко. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ	237
Е.А. Новичкова, Л.Е. Рейхард, Н.А. Беляев, Р.А. Алиев, Д.П. Стародымова. ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КОНЦА 18–19 ВЕКА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ КАРСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.	239
Е.С. Носевич, Л.Р. Семенова, Н.А. Петраков. ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОЦЕНА НА ПОБЕРЕЖЬЕ ХАЙПУДЫРСКОЙ ГУБЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ	241
М.Б. Носова. МАЛЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ДИАГРАММАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ	243
А.В. Ольчев, Е.Ю. Новенко. МОДЕЛЬНЫЙ ПОДХОД ДЛЯ РАСЧЕТА ПОТЕНЦИАЛЬНОГО И ФАКТИЧЕСКОГО ИСПАРЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ.	246
А.В. Орлов, Т.В. Напреенко-Дорохова, М.Г. Напреенко, Д.А. Субетто. РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЕРА ЧАЙКА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУРШСКОЙ КОСЫ (РОССИЙСКИЙ СЕКТОР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ)	248
М.Р. Павлова, А.А. Галанин. ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ДОЛИНЫ РЕКИ СУОЛА (ПРИЛЕНСКОЕ ПЛАТО, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ) ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ	249
Т.В. Пампура, А.Н. Цыганов, К.В. Бабешко, Ю.А. Фатюнина, Ю.А. Мазей. РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ НА ЮГЕ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	251
Л.С. Песочина. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СТЕПЯХ ПРИАЗОВЬЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА	254
Д.В. Петров, Л.А. Савельева, М.В. Шитов, А.Ю. Петров. РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮЖНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА РАЗРЕЗА ИВАНОВСКИЙ ОСТРОВ.	255

Д.Г. Петров, Н.С. Мергелов, Э.П. Зазовская, А.В. Долгих, С.В. Горячкин. ПИРОГЕННО-ПОЧВЕННЫЕ АРХИВЫ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА СЕВЕРЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ	258
Л.Н. Плеханова, О.С. Тупахина, Д.С. Тупахин, Р.А. Колесников, Н.Н. Каширская, А.А. Петросян, Е.Н. Моргун, Р.И. Локтев. НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОСЕЛЕНИЯ ЭПОХИ БРОНЗЫ ЯМГОРТ	260
А.Ю. Пузаченко, А.К. Маркова. АСИНХРОННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАУН МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЕВРОПЫ НА РУБЕЖЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА	263
Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова, Л.М. Мохова, Т.В. Корнюшенко, Е.П. Кудрявцева, П.С. Белянин, Т.А. Копотева, М.А. Климин, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, А.Ю. Петров. ИЗМЕНЕНИЕ УВЛАЖНЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ НА ЮГЕ ПРИМОРЬЯ ПО ДАННЫМ РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ И ДОЛИННЫХ ЛАНДШАФТОВ	265
В.Л. Разумовский. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА КОМПЛЕКСОВ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БОЛЬШОЕ ДЗИТАКУ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)	267
Л.В. Разумовский. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСФОРМАЦИЙ ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПО ТАКСОНОМИЧЕСКИМ ПРОПОРЦИЯМ В ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСАХ	269
Т.Ю. Репкина, Ф.А. Романенко, Н.Е. Зарецкая, Ю.А. Кублицкий, П.А. Леонтьев, О.С. Шилова, А.Е. Беличенко, В.В. Архипов, А.П. Яковлева. ДИНАМИКА ЗАПАДНОГО БЕРЕГА УНСКОЙ ГУБЫ (ЛЕТНИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ) В ГОЛОЦЕНЕ И ЕГО ЗАСЕЛЕНИЕ	271
В.Е. Родинкова, С.А. Сычева, Е.Г. Ершова, Е.В. Пономаренко. ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДВЕ ТЫСЯЧИ ЛЕТ (ПО МАТЕРИАЛАМ ПОСЕЛЕНИЯ КУРИЛОВКА 2)	274
А.Б. Родионова, А.В. Гренадерова. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ БОЛОТ КАНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ В БАССЕЙНАХ РЕК ЕСАУЛОВКА И РЫБНАЯ	276
А.И. Рудинская, Ю.Р. Беляев, Е.В. Гаранкина, В.Р. Беляев, А.Л. Гуринов, Ф.А. Романенко. ДИНАМИКА СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В НИЗКОГОРЬЯХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ГОЛОЦЕНЕ	278
А.В. Русаков, А.О. Макеев, Ф.Г. Курбанова, Е.А. Денисова, А.И. Попов, М.Е. Федорова, В.С. Тимофеев. ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВ ХРОНОРЯДОВ (СКИФСКОЕ ГОРОДИЩЕ БОРИСОВКА, БЕЛГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ) ...	280
Ю.В. Рыжов, М.Ю. Опекунова, С.А. Макаров, И.Ю. Овчинников. РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНАХ ВРЕМЕННЫХ ВОДОТОКОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ	282
Ю.В. Рыжов, М.В. Смирнов. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЧВООБРАЗОВАНИИ И ОСАДКОАККОПЛЕНИИ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ	284
Н.Е. Рябогина, С.Н. Иванов, А.С. Афонин. ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕН ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СООТНОШЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДЕКСОВ И ПЫЛЬЦЕВЫХ ДАННЫХ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗ. КЫРТЫМА	286
Н.Е. Рябогина, Э.Д. Насонова, А.В. Борисов, И.А. Идрисов. ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ДАГЕСТАНА В ГОЛОЦЕНЕ (ПО ПЫЛЬЦЕВЫМ ДАННЫМ ГОРНЫХ И РАВНИННЫХ ТОРФЯНЫХ АРХИВОВ)	288
К.А. Савина, Е.А. Кузьмичева, Е.Э. Северова. ОТРАЖЕНИЕ СОСТАВА РАСТИТЕЛЬНОСТИ В СОВРЕМЕННОМ ПЫЛЬЦЕВОМ ДОЖДЕ ГОРНЫХ ЛЕСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЭФИОПИИ В ВЫСОТНОМ ГРАДИЕНТЕ КАК ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПРОШЛОМ	290

Д.О. Садоков, Т.В. Сапелко, Н. Мантке, М. Меллес, А.В. Терехов. СОДЕРЖАНИЕ НЕОРГАНИЧЕСКИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГОЛОЦЕНЕ.....	292
Т.В. Сапелко, Б.П. Ильяшук, Е.А. Ильяшук, А.В. Терехов. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ИЗ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ: РОЛЬ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ.....	295
Ю.В. Симонова, А.В. Русаков. ДИНАМИКА ЗАСОЛЕНИЯ ПРИОЗЕРНОГО ЛАНДШАФТА КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА НЕРО (ВЕРХНЯЯ ВОЛГА) НА ОСНОВЕ МОНИТОРИНГОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ.....	297
О.И. Смышляева, Е.Э. Северова, Б.Ф. Хасанов, О.А. Крылович, А.Б. Савинецкий. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ОСТРОВА ШЕМЬЯ (АЛЕУТСКИЕ ОСТРОВА): ВНУТРЕННИЕ И ПРИБРЕЖНЫЕ РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА ОСТРОВОВ.....	299
Д.А. Соловьева, Л.А. Савельева, С.Р. Веркулич. ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА.....	301
Н.Г. Судакова, С.И. Антонов. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МОРФОЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ ЛАНДШАФТОВ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОКИ.....	304
С.А. Сычева. ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-МЕКСИКАНСКОГО ПЛАТО В ГОЛОЦЕНЕ ПО ПОЧВЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫМ АРХИВАМ.....	306
С.А. Сычева, С.Н. Тимирева, Ю.М. Кононов, К.Г. Филиппова. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ДИВНОГОРЬЕ.....	308
Е.Е. Талденкова, В.Ю. Русаков. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ЗАЛИВЕ ОГА (НОВАЯ ЗЕМЛЯ) ЗА ПОСЛЕДНЕЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОФАУНЫ И ЛИТОЛОГИИ ОСАДКОВ.....	310
Н.И. Тановицкая, О.Н. Ратникова. РОЛЬ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ДИНАМИКЕ ГОДОВОГО БАЛАНСА ТОРФА БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ БЕЛАРУСИ.....	313
Тимирева С.Н., Очирбат Б., Панин П.Г., Сычева С.А., Кононов Ю.М., Ганбат Б., Симакова А.Н., Турмух Т., Маналжав С., Филиппова К.Г., Константинов Е.А.. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (ДАРХАНСКО-СЕЛЕНГИНСКИЙ РАЙОН).....	315
В.С. Тимофеев, А.В. Русаков. ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БОРИСОВСКОМ ГОРОДИЩЕ.....	317
С.А. Тобратов, О.С. Железнова, В.А. Кривцов. ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ТОРФЯНИКОВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ТЕРМОАРИДНЫЕ ЭПОХИ ГОЛОЦЕНА.....	319
Т.Ф. Трегуб, М.А. Волков, Е.В. Дороничева, Л.В. Голованова, В.Б.Дороничев. ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛЕМЕН В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ.....	322
А.А. Трошина, М.А. Лебедев. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ МЕРОИТСКОГО ВРЕМЕНИ (1–4 ВВ. Н.Э.) В СЕВЕРНОМ СУДАНЕ.....	325
С.Н. Удальцов, Т.В. Кузнецова. ПУЛЫ АЗОТА В ПОЧВАХ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ ЭКОСИСТЕМ СУХОСТЕПНОЙ ЗОНЫ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ.....	327
М.Е. Федорова, А.В. Русаков. ГРУППА КАМЕННЫХ НАСЫПЕЙ ЗАБЕЛЬЕ: СВОЙСТВА ДНЕВНЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ.....	329

СОДЕРЖАНИЕ

Л.В. Филимонова, Н.Б. Лаврова. ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА КАРЕЛИИ	331
Т.И. Харитоновна, Е.Ю. Новенко. ДИНАМИКА НИЗОВЫХ ПОЖАРОВ МЕЩЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПО ДАННЫМ ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	333
Б.Ф. Хасанов. ОТРАЖЕНИЕ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА В МОРОЗНЫХ КОЛЬЦАХ ДЕРЕВЬЕВ.	336
О.С. Хохлова. КОРОТКОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УСЛОВИЙ СРЕДЫ В ЭНЕОЛИТЕ-БРОНЗОВОМ ВЕКЕ ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВ	338
А.Н. Цыганов, А.А. Комаров, Н.Г. Мазей, Т.В. Борисова, Е.Ю. Новенко, Ю.А. Мазей. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ ВОДОЕМОВ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ РИЗОПОДНОГО АНАЛИЗА.	340
В.В. Чаков. ЭВОЛЮЦИЯ БОЛОТООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ОСТРОВНЫХ И ПРИБРЕЖНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ТЕРРИТОРИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ	341
О.В. Чернова, И.М. Рыжова, М.А. Подвезенная. ИСТОРИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ ВЕЛИЧИНЫ И СТРУКТУРЫ ЗАПАСОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПРИРОДНО-ХОЗЯЙСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ	343
Г.А. Черняков, V. Vitelli, М.Ю. Александрин, А.М. Грачев, В.Н. Михаленко, А.В. Козачек, О.Н. Соломина. КЛАСТЕРНЫЙ АНАЛИЗ КЕРНОВЫХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ	345
Л.В. Шашерина. РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ Р. ТОРОПЫ В ГОЛОЦЕНЕ И ЕЁ ОСВОЕНИЕ ЧЕЛОВЕКОМ	347
М.В. Шитов, Т.Э. Багдасарян, Е.М. Бобровникова, Ф.Е. Максимов, А.А. Потапович, И.В. Сумарева. ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА	348
Л.С. Шумиловских, П.Ю. Санников. ФЕНОМЕН КУНГУРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ: ПРИРОДА ИЛИ ЧЕЛОВЕК?	351
М.В. Щелчкова, С.П. Давыдов, Д.Г. Федоров-Давыдов, А.И. Давыдова, Г.Г. Боескоров. К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ИНТРАЗОНАЛЬНОЙ СТЕПНОЙ ЭКОСИСТЕМЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ (НИЗОВЬЯ Р. КОЛЫМА) – РЕЛИКТА МАМОНТОВОЙ СТЕПИ ПЛЕЙСТОЦЕНА	352
Г.Ю. Ямских, Д.Е. Макаrchук, В.О. Брунгардт, В.В. Бочка. ПОВЕРХНОСТНЫЕ ПРОБЫ РАЗНОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ – МЕТОДОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА РЕКОНСТРУКЦИЙ КЛИМАТА И РАСТИТЕЛЬНОСТИ ГОЛОЦЕНА ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ	354
Т.А. Янина, В.М. Сорокин, Н.Т. Ткач, Г. Хошраван. ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ.	356
Авторский указатель.	359

ПОСТХВАЛЫНСКАЯ ДИНАМИКА НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ НА СТЕПНОЙ РАВНИНЕ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Б.Д. Абатуров¹, М.В. Конюшкова²

¹Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Россия, 119071, г. Москва, Ленинский проспект, д. 33, abaturvbd@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 12, mkon@inbox.ru

Территория северной части Прикаспийской низменности с абсолютными отметками от 0 до 50 м н.у.м. представляет собой морскую аккумулятивную равнину, относительно недавно (12–15 тыс. лет назад) освободившуюся от вод Хвалынской трансгрессии Каспия [1, 2]. Она отличается своеобразием природной среды, в которой тесно переплетаются элементы степных и пустынных зон, что придает окружающей среде специфическую комплексность, обязанную характерному западинному микрорельефу. Природная среда региона до настоящего времени находится в процессе активного развития и формирования.

Известно, что спад моря происходил в несколько этапов, из-за чего на освободившейся территории выделяются области с последовательно уменьшающейся длительностью континентального развития. Разная продолжительность формирования освободившейся поверхности послужила одной из причин образования трех типов микрорельефа в этой части низменности: мелкозападинного, плоскозападинного и глубокозападинного [3]. Первоначально при освобождении территории от хвалынских вод развитие экосистем сопровождалось интенсивной аккумуляцией легкорастворимых солей. Этот процесс в разных частях равнины различался по длительности, отчего смена хлоридного засоления морского генезиса на континентальный с сульфатным была неодинаковой как по составу, так и по массе.

Действительно, низменная территория (ниже 0 м н.у.м.) вокруг солончака «Соленые грязи–Хаки», сохранившегося в виде замкнутого соленого водоема после относительно недавнего (около 10 тыс. лет) отступления вод моря, в настоящее время формируется в условиях гидроморфного режима с солеными грунтовыми водами на глубине 1.7–2.0 м и капиллярной каймой, достигающей поверхности. Это обеспечило интенсивное накопление в почве легкорастворимых солей, сумма которых достигла высоких величин (30–40 ммоль(экв)/100 г почвы или более 3% от веса сухой почвы), при этом основную их часть – 25 ммоль(экв) – занимают сульфат-ионы [4]. Эти соли, ответственные за структурные

преобразования почв и просадочные свойства при изменении гидрологического режима. В настоящее время в условиях повышенной влажности почв и высокой плотности почвенной толщи (1.54 г/см³), структурные преобразования почвенного материала и микрорельефа отсутствуют. Важно отметить, что по мере удаления от уреза воды и опускания грунтовых вод на обычных здесь сусликовых бугорках формируются мелкие изолированные образования до 40 см в высоту и до 15–20 м в поперечнике, что вызвано интенсивным иссушением почвенной толщи поселяющимися на сусликовых бугорках солянками (*Anabasis aphylla*, *A. salsa*) и кристаллизацией накопившихся сульфатов натрия и кальция. Средняя плотность метровой толщи почвы в результате этих процессов здесь уменьшилась до 1.27 г/см³, поверхность почвы соответственно дополнительно поднялась на 20 см [4].

На выше расположенных территориях (0–35 м н.у.м.), раньше освободившихся от Хвалынских вод и, соответственно, с более продолжительным континентальным развитием и глубже расположенными грунтовыми водами, распространен резко выраженный характерный для равнин северного Прикаспия специфический западинный микрорельеф, разделяющийся по форме на два типа – плоскозападинный и глубокозападинный [3].

Особой спецификой отличается глубокозападинный микрорельеф. Его формирование складывается из двух противоположно направленных процессов: рыхления (вспушения) засоленной почвенной толщи с приподнятием ее поверхности на всей территории и последующего уплотнения и усадки почвы на мелких локальных участках с образованием западин [5]. Опускание грунтовых вод при отступлении моря сопровождается радикальным иссушением почв. Воднорастворимые соли, прежде всего, сульфаты, накопленные за предыдущий этап, при иссушении почвы преобразуются в кристаллогидраты, что сопровождается увеличением их объемов. Десятиводный сульфат натрия (мирабилит) при переходе в твердую фазу кристаллизуется с большим числом молекул воды (Na₂SO₄ × 10H₂O), резко увеличивается в объеме,

что приводит к набуханию суглинистых почв, увеличению их объема и повышению поверхности почвы. Однако в степных и пустынных областях мирабилит в определенных условиях теряет кристаллизационную воду и превращается в безводный сульфат – порошкообразный тенардит (Na_2SO_4) с гораздо меньшим объемом. Обезвоживание кристаллогидратов увеличивает порозность почвенного материала. Почвенный покров приобретает просадочные свойства. Увлажнение такой почвы вызывает ее усадку и опускание поверхности. На основании данных по оценке плотности почвы, при иссушении почвенной толщи произошло приподнимание поверхности почвы на 40 см в результате кристаллизации солей и ее локальное уплотнение и оседание в местах увлажнения с образованием западин [5, 6].

Следует особо подчеркнуть, что необходимым условием формирования глубокой западины является накопление достаточно большой массы легкорастворимых солей, особенно сульфатов в толще почвы в начальный этап формирования. На землях Джаныбекского стационара с классическим ярко выраженным глубоким западным микрорельефом было накоплено 30–40 ммоль(экв)/100 г почвы легкорастворимых солей, что обеспечило рыхление метрового слоя почвенной толщи до 1.22 г/см^3 с последующим локальным образованием глубоких западин.

На самых поздних этапах формирования постхвалынских экосистем в условиях равнин с абсолютными высотами 35–40 м н.у.м., ранее освободившихся от хвалынских вод, характерный западный микрорельеф в настоящее время слабо выражен или даже отсутствует [7]. Тем не менее, здесь сохраняется тот же характерный трехчленный комплексный почвенно-растительный покров. Он был сформирован изначально при наличии глубокозападного микрорельефа, который со временем деградировал в результате структурного преобразования и усадки почвенного субстрата. Оседание микроповышений и вылаживание поверхности, как показали полученные данные, было вызвано уплотнением рыхлых сильно засоленных почв с $1.1\text{--}1.3 \text{ г/м}^3$ до 1.5 г/м^3 , к ее оседанию на 30–40 см и, в итоге, к вылаживанию всего микрорельефа при общем сохранении характерной структуры почвенно-растительного покрова. Аналитические материалы свидетельствуют о том, что аккумуляция сульфат-ионов в почвенном профиле в начальный период формирования природного комплекса на этом участке была максимальной – до 40 ммоль(экв). Заметим, что структура контрастного пустынно-степного растительного комплекса при деградации микрорельефа и отсутствии поверхностного перераспределения атмосферных осадков осталась неизменной, что обязано сохранению прежней разницы между свойствами разных почв комплексного почвенного покрова

На рассматриваемой территории широко представлена зона с плоскозападным микрорельефом. Давно замечено, что плоскозападный микрорельеф распространен в дренированных областях с заметными уклонами рельефа. На дренированных территориях аккумуляция легкорастворимых солей не получает достаточного развития [8]. Почва сохраняет отчетливое хлоридное засоление приморского типа (содержание хлоридов в пределах 4.9–8.1 ммоль(экв), сульфатов всего 0.89–1.77 [4]. Плотность всей почвенной толщи осталась высокой и составила 1.50 г/см^3 . Тем не менее здесь в мелких неровностях рельефа формируются мелкие небольшие по площади понижения глубиной около 5 см, которые выделяются пятнами злаковой растительности, светлокштановыми почвами и отражают облик плоскозападного микрорельефа. Во всех случаях для него характерно сохранение высокой плотности солонцовых почв, которая вызвана отсутствием в этих участках ощутимой аккумуляции легкорастворимых солей, особенно сульфатов. Очевидно, процесс накопления сульфатов на подобных участках равнин северного Прикаспия не был развит или отсутствовал.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Абрамова Т.А. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. Вып. 6. 1976. С. 49–63.
2. Чепалыга А.Л., Пирогов А.Н. Влияние вод Хвалынского бассейна древнего Каспия на формирование долины Маныча и его ландшафтов // Роль особо охраняемых природных территорий в сохранении биоразнообразия. Ростов н/Д: Изд-во Ростовского университета. 2006. С. 409–415.
3. Мозесон Д.Л. Основные типы западного микрорельефа Волго-Уральского междуречья и его генезис // Тр. Института географии АН СССР, 1956. Вып. 69. С. 37–92.
4. Абатуров Б.Д. Млекопитающие как компонент экосистем (на примере растительоядных млекопитающих в полупустыне). М.: Наука. 1984. 286 с.
5. Роде А.А. К вопросу о происхождении микрорельефа Прикаспийской низменности // Вопросы географии. Сб. 33. 1953. С. 249–260.
6. Абатуров Б.Д. Плотность почвы как фактор формирования микрорельефа в полупустыне северного Прикаспия // Почвоведение. 2007. № 7. С. 140–148.
7. Конюшкова М.В., Абатуров Б.Д. Особенности микрорельефа и свойства почв солонцового комплекса на поздних стадиях развития в Прикаспийской низменности // Бюллетень Почвенного института им. Докучаева. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2016. Вып. 83. С. 53–76.
8. Славный Ю.А., Туркина Т.В., Кауричева З.Н. К вопросу о генезисе засоленных почв в Прикаспии // Почвоведение. 1970. № 10. С. 19–25.

МОРСКОЙ СЛЕД В ИСТОРИИ СРЕДНЕВЕКОВОЙ ВОЛОГДЫ

О.Н. Адаменко¹, О.В. Яшина²

¹ООО «Старый город», 160014, Россия, г. Вологда, ул. Комсомольская, д. 6, aonVGPU@yandex.ru

²МБУК «Череповецкое музейное объединение», 162600, Россия, г. Череповец, пр. Луначарского, д. 32, museumprirody@mail.ru

Город Вологда расположен на одноименной реке – правом притоке реки Сухоны, впадающей в Северную Двину. Исторически Вологда не входила в границы Поморья, относилась к территории Заволочья. Расстояние от Вологды до берегов Белого моря по Сухоно-Двинскому речному пути составляет около 1100 километров.

Древнейшие археологические находки костей животных неоднократно исследовались палеозоологами. При раскопках в Вологодской области были выявлены кости диких промысловых зверей, домашних животных, ихтиофауна. В 2011 г. в центральной части памятника археологии «Вологодское городище – место основания города Вологды» XII–XV веков были проведены охранные археологические раскопки, изменившие научные представления о начальном этапе существования города. Раскоп площадью 38,4 кв.м, расположенный по адресу Парковый пер., 3, был исследован экспедицией ООО «Старый город» под руководством к.и.н., археолога О.Н. Адаменко [1]. Были выявлены остатки постройки, сохранившиеся в виде тлена, две подпечные ямы. Основная датировка раскопанной городской усадьбы и находок – XIV век. Важно подчеркнуть высокий уровень благосостояния вологжан из данной усадьбы: были найдены статусные и редкие средневековые вещи – фибула, более 100 фрагментов разнотипных стеклянных браслетов, металлические перстни, линейно-прорезной бубенчик, нож с накладной рукоятью, шарнирные ножницы, небольшой лепной сосуд с прочерченными на стенке растительным орнаментом и буквой «Юс малый» и др. [2, 3]. Наличие импортных и статусных вещей [4] в раскопе на Парковом переулке, 3 может свидетельствовать о возможной связи жителей данной усадьбы с торговой, ремесленной или, в связи с последними находками, с промысловой деятельностью.

Результаты палеозоологического анализа коллекции, проведенного заведующим музеем природы МБУК «Череповецкое музейное объединение» О.В. Яшиной, выявили уникальный материал. Помимо традиционного состава фауны, был обнаружен позвоночный диск зубатого кита из семейства нарвалов, вероятно, белухи (пласт 3, квадрат Б-4) и зуб моржа (пласт

3, зачистка). Позвонок представлен диском хорошей сохранности от позвонка хвостовой части, диаметром 7,5 см, следов обработки или какого-либо использования не выявлено. Зуб моржа имеет свидетельства попытки его обработки, вероятно, с целью последующего использования в качестве подвески. Наблюдаются следы срезки для выравнивания поверхности зуба или формирования на нем углублений для подвешивания, незавершенное просверленное отверстие. Единственный близкий данной находке археологический предмет – подвеска из клыка моржа («рыбьего зуба») [5] – как подъемный материал известна с Луковца около г. Череповца.

В соседних регионах косвенные свидетельства о развитии морских зверобойных промыслов относятся к периоду мезолита и неолита (раскопки в Карелии, Поморье, петроглифы Карелии), к XII–XV векам (косторезное ремесло Великого Новгорода) [6–8]. Письменные источники, а также археологические материалы свидетельствуют об освоении Шпицбергена (Груманна) – основного поморского промыслового архипелага Арктики – не ранее середины XVI века.

Последующие достоверные свидетельства о связи Вологды и Арктики, а точнее об участии вологжан в составе артелей на морских зверобойных промыслах и при освоении северных островов, относятся только к XVIII–XIX векам [4, 9]. Большой хронологический разрыв между археологическими находками XIV в., письменными свидетельствами и музейными экспонатами костей морских млекопитающих XVIII–XIX вв. заставляет нас внимательнее отнестись к одному свидетельству, ранее не признанному достоверным. Среди русских промышленников на Шпицбергене А.Ф. Шидловским упоминается крестьянин Вологодской губернии Антон Тимофеевич Старостин, который в 1871 г. обратился в правительство с прошением о предоставлении ему преимущественных прав на эксплуатацию природных богатств Шпицбергена на том основании, что его дед промышлял там еще до основания Соловецкого монастыря (1436 г.). Прошение Старостина не было уважено [9, 10]. Однако после обнаружения костей морских зверей в Вологде в культурном слое XIV в. эта история выглядит более достоверной.

Материальные свидетельства более позднего участия вологжан в морских зверобойных промыслах сохранились в музеях Русского Севера (Вологда, Великий Устюг, Вельск). Известны крупные кости «древних животных», часть из них относится к позвонкам полосатиковых китов. К сожалению, большей частью выявить источник их поступления в музеи затруднительно. Однако, позвонок кита [11] с росписью религиозными сюжетами Преображения, Ионы и кита, ангелов, апостолов и святых из фондов Вологодского музея-заповедника поступил в Епархиальное древлехранение из села Небдино (совр. территория Архангельской области). Надпись указывает на дату путешествия и на дарителя: «добыт в 1889 году сентября 18-го с Ледовитого океана...», «...Андрей Михайлов Латкин» [9].

Кости морских млекопитающих из раскопок в Вологде позволяют предположить наличие торговых связей или даже непосредственное участие вологжан в морских арктических промыслах в период не позднее XIV века. Высокий уровень благосостояния и грамотности владельцев раскопанной усадьбы в Вологде в связи с находками там же костей кита и моржа, возможно, указывают на род их занятий.

Авторы выражают признательность за помощь в атрибуции костей морских млекопитающих д.б.н., ст. научному сотруднику кафедры зоологии позвоночных биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова О.А. Филатовой, зам. директора по научной работе НП «Русская Арктика» И.А. Мизину. Авторы выражают особую благодарность БУК ВО «Вологодский государственный историко-архитектурный и художественный музей-заповедник» в лице генерального директора Ю.В. Евсеевой, главного хранителя А.В. Спириной и хранителя естественнонаучной коллекции Е. Платоновой, а также заведующему отделом природы БУК ВО «Великоустюгский государственный историко-архитектурный и художественный музей-заповедник» Н.В. Ивашевой за предоставление материалов музейных коллекций для использования в публикации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адаменко О.Н.* Отчет об археологических работах на территории Вологодского городища в 2011 году (г. Вологда, Парковый пер., 3) // Архив ИА РАН. 2014. Р-1.
2. *Адаменко О.Н.* Эпиграфическая находка из раскопок Вологодского городища в 2011 году (г. Вологда, Парковый пер., 3) // Археология Севера: материалы VI археологических чтений памяти С.Т. Еремеева. Вып. 6. Череповец: ЧерМО, 2015. С. 127–132.
3. *Адаменко О.Н.* Новые данные по ранней истории города Вологды (по материалам раскопок 2011 года) // Труды IV (XX) Всероссийского археологического съезда в Казани. Т. 3. Казань: Отечество, 2014. С. 208–210.
4. *Никонов С.А.* Монастырская и крестьянская промысловая колонизация Европейской Арктики в XVI–XVIII вв.: диссертация ... д.и.н. Мурманск, 2018. 574 с.
5. Инв. № ЧерМО 1740/2 (Подвеска из клыка моржа. Турпоход Дворца пионеров. Луковец. 1945 г.)
6. *Гурина Н.Н.* Некоторые общие вопросы изучения древнего рыболовного и морского промысла на территории СССР // Рыболовство и морской промысел в эпоху мезолита – раннего металла в лесной и лесостепной зоне Восточной Европы. Л.: Наука: Ленингр. отд-ние, 1991. С. 5–24.
7. *Саватеев Ю.А.* Рыболовство и морской промысел в Карелии // Рыболовство и морской промысел в эпоху мезолита – раннего металла в лесной и лесостепной зоне Восточной Европы. Л.: Наука: Ленингр. отд-ние, 1991. С. 164–181.
8. *Смирнова Л.И.* Новгородские гребни из моржового клыка // Новгород и Новгородская Земля. История и археология: сб. ст. Вып. 10. Великий Новгород: Новгородский музей-заповедник, 1996. С. 70–80.
9. Шпицберген в русской истории и литературе / Сост. А.Ф. Шидловский. СПб.: тип. Мор. м-ва, 1912. 64 с.
10. *Визе В.Ю.* Русские полярные мореходы из промышленных, торговых и служилых людей XVII–XIX вв.: Биографический словарь. М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1948. С. 44–45, 50–51.
11. Инв. № ВОКМ 5279 (Позвонок кита с изображениями на религиозные сюжеты).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДСЕЧНОГО ЗЕМЛЕДЕЛИЯ НА СЕВЕРЕ ПЕРМСКОЙ ГУБЕРНИИ В КОНЦЕ XIX ВЕКА – НАЧАЛЕ XX ВВ. ПО АРХИВНЫМ ДАННЫМ

А.А. Алейников

Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, 117997, РФ, г. Москва,
ул. Профсоюзная, д. 84/32, aaacastor@gmail.com

Традиционное природопользование – один из важных, но малоизученных факторов, влияющий на естественные экосистемы на протяжении всей истории человечества. В лесной зоне для расчистки территории и в качестве основного метода обработки земли при подсечном земледелии использовали огонь. Переход подсечного через переложное к пашенному паровому в лесной зоне растянулся на столетия [1]. В южных, западных и центральных областях, заселённых и освоенных много веков назад, значительная часть пригодных для земледелия лесов уже давно сменилась пашнями с различными травопольными системами. В северных губерниях, где вплоть до XX века сохранялись огромные лесные массивы, и процесс освоения ещё не закончился, продолжали активно использовать архаичные системы земледелия: подсечно-огневое и переложное.

Цель исследования заключалась в выявление особенностей распространения подсечного земледелия в конце XIX в. – начала XX вв. на севере Пермской губернии на основе анализа сохранившихся архивных материалов. Для понимания скорости и масштабной трансформации лесов, а также роли подсеки в возникновении пожаров была проанализирована информация о распространении подсек в западной и северо-восточной частях уезда.

К концу XIX века Чердынский уезд Пермской губернии, занимавший огромное пространство, был крайне неоднороден. Бассейн Верхней Камы (западные и центральные волости уезда) был заселен древними коми-пермяками, которые первыми стали использовать подсечно земледелие. Находки топоров косвенно свидетельствуют о подсеке в Пермском Предуралье 2800-2300 лет назад. К началу VII века эта система становится основной и сохраняется длительное время [2, 3, 4]. К середине XIX века западные и центральные волости Чердынского уезда (современная территория Гайнского, Кочевского, Косинского районов Коми-Пермяцкого округа) представляют собой: (1) староосвоенный и заселенный район с большими площадями сельскохозяйственных земель [5]; (2) источник дровяного леса на

пермские соляные промыслы [6]; 3) источник строевой древесины для волжских рынков [7]. В этот период население уже стало испытывать дефицит в лесных ресурсах, необходимо было разграничить крестьянские и казенные дачи, а также выделить специальные участки под подсечно хозяйство. В 1862 году в этой части уезда были сняты участки, отведенные под подсечно земледелие и сплошные рубки (Рис. 1).

При общей площади уезда около 77 тыс. кв. км под подсеку были отведены только 8 участков площадью чуть более 139.5 кв. км. Шесть участков примыкали к крупному устроенному лесному массиву и представляли собой мозаику различных сообществ: старых подсек, сенокосов, выгонов, еще два – среди сельскохозяйственных угодий. На остальной территории уезда, в соответствии с этой картой, подсечные участки официально выделены не были.

Северо-восточная часть уезда, Северном Предуралье, относилась к Тулпанской волости уезда. Это малоосвоенные и слабозаселённые верховья рек Печоры, ее левого притока Уньи, а также Вишеры и ее правого притока Колвы [8, 9]. В средние века эта территория была заселена вогулами (манси), которые не занимались земледелием, вели кочевой образ жизни и полностью зависели от охоты, рыболовства и собирательства [10]. Подсечно-огневое земледелие на этой территории появилось вместе с первыми русскими поселенцами в конце XVII века на Верхней Вишере и Колве, в XIX веке на Верхней Печоре и Унье. Однако, не успели первопоселенцы обжиться на новых местах, как уже в 1880-е годы подсека в Пермской губернии была полностью запрещена. Это было связано с озабоченностью Лесного департамента частыми лесными пожарами, уничтожающими леса, важные и для казны, и для частных владельцев, и для солеваренной промышленности. Однако из-за недостатка лесной охраны в Тулпанской волости подсека продолжалась вплоть до начала XX века.

Анализ архивных материалов – протоколов о нарушении лесного устава в лесах Чусовского, Колвинского и Верхне-Печорских лесничеств показал, что ак-

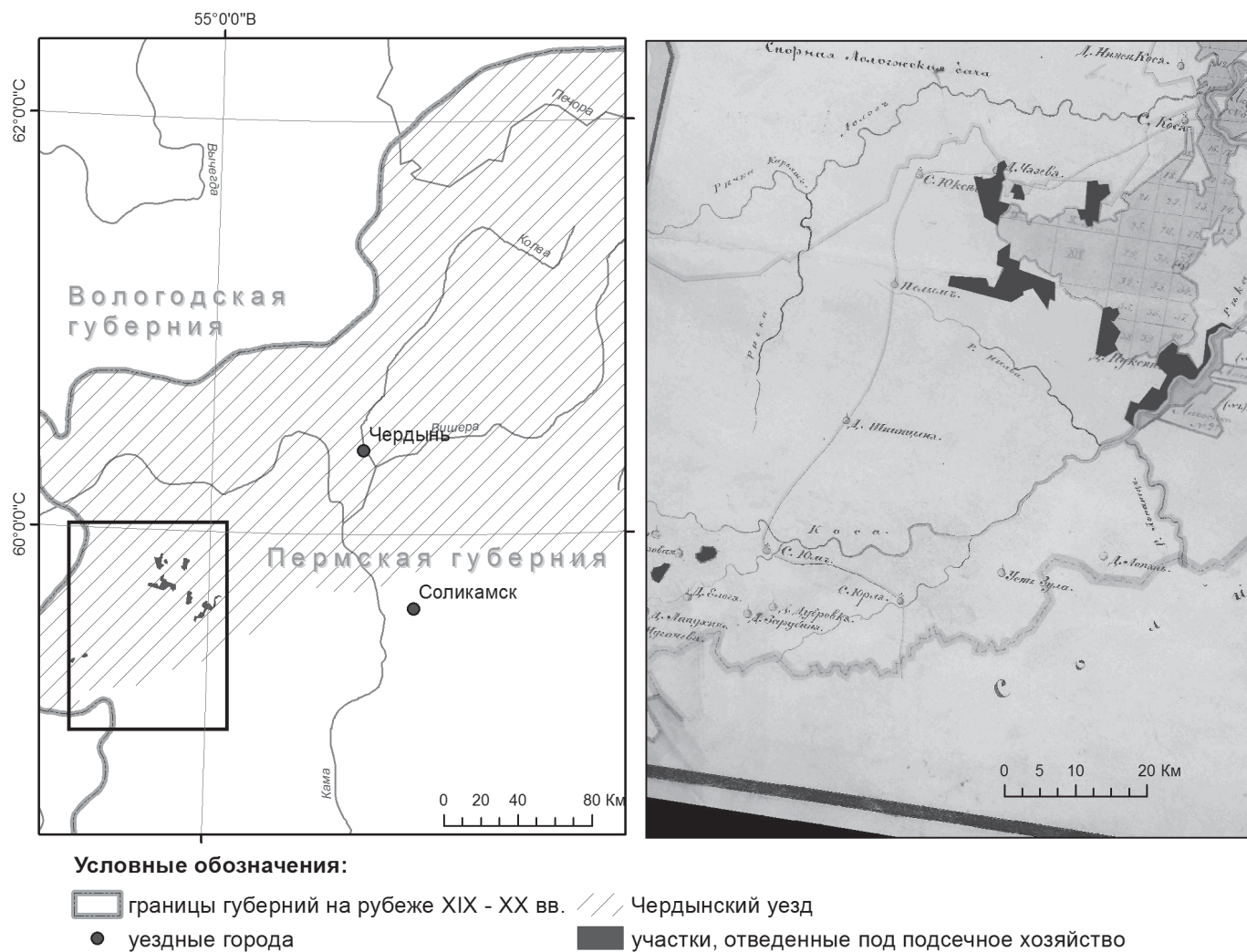


Рисунок 1. Участки, официально отведённые под подсечное хозяйство в 1862 году, в западной части Чердынского уезда Пермской губернии.

тивное преследование крестьян за подсеку началось в 1882 году, более ранние дела пока не обнаружены. С 1885 по 1895 каждый год фиксируется по несколько десятков нарушений. Чаще всего подсеку находили по дыму, который был виден издали, в нескольких случаях подсеки были обнаружены при объезде лесной стражей своего участка, еще в нескольких – по наводке местных жителей. Срок подготовки участка в Северном Предуралье составлял 2 года: в первый год выбирали участок, на нем срубали или подчёркивали деревья и оставляли до следующего года. Во второй год высохшие деревья стаскивали в кучи и поджигали. Наибольшее число поджиганий приходится на июнь-июль, зафиксированы единичные случаи в мае или в августе. В этот же год сеяли, чаще всего, озимую рожь, реже – репу. Подсеки располагались не дальше 7 верст от деревень и не более 5–6 верст от судоходных рек. Размеры подсек

были небольшими: средняя длина участка составляла 80 ± 30 м; средняя ширина 54 ± 27 м (после \pm – стандартное отклонение). Площадь участков колебалась от 0.03 до 2.70 га. Основной вред от подсек – пожары, которые сопровождали подсеки в большинстве отмеченных случаев. Кроме того, зафиксировано значительное число поджогов леса неизвестными лицами, вероятно, это несостоявшиеся подсеки.

Работа была выполнена в рамках государственного задания ЦЭПЛ РАН (№ АААА-А18-118052400130-7) и проекта РФФИ (№ 19-04-00609).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кривошеев Ю.В. Традиционное природопользование в Центральном регионе России в XVIII–XX вв. // Традиционный опыт природопользования в России. М.: Наука, 1998. С. 110–119.

2. *Оборин В.А.* К истории земледелия у древних коми-пермяков // Советская этнография. 1956. № 2. С. 66–75.

3. *Оборин В.А., Балащенко Л.А.* Итоги изучения памятников позднего железного века и русской колонизации // Учен. зап. ПГУ. 1968. № 91. С. 28–48.

4. *Сарапулов А.Н.* Системы земледелия на территории Пермского Предуралья в VII–XV вв. // Вестник ПГГПУ. Серия № 3 Гуманитарные и общественные науки. 2014. № 1. С. 6–15.

5. Материалы к оценке земель Пермской губернии. Т. III. Вып. 3. Чердынский уезд. Список юридических владений с распределением земель на угодья, по межевым и учетным дачам. Пермь, 1901. 157 с.

6. *Алейников А.А., Стенно С.П., Циберкин Н.Г., Мельничук А.Ф., Садовникова Е.Н.* Влияние пермских соляных

промыслов XV–XIX вв. на трансформацию лесов: опыт оценки масштабов воздействия // Russ. J. Ecosyst. Ecol. 2018. V. 3. No 1. P. 1–12.

7. Материалы к оценке земель Пермской губернии. Т. III. Вып. 1. Чердынский уезд. Пермь, 1901. 420 с.

8. *Алейников А.А., Чагин Г.Н.* Население в верховьях Печоры и Уньи в конце XIX – начале XX века // Труды Печоро-Ильчского заповедника. 2015. № 17. С. 4–12.

9. *Чагин Г.Н.* Колва, Чусовское, Печора: история, культура быт от древности до 1917 года. Пермь: Пушка, 2017. 672 с.

10. *Алейников А.А.* Население и особенности трансформации природных ландшафтов бассейна Верхней Печоры до начала русской колонизации в XV–XIX вв. // Russ. J. Ecosyst. Ecol. 2017. V. 2. No 3. P. 1–16.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ГОЛОЦЕНА И ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ СТАРОЙ ЛАДОГИ В НЕОЛИТЕ – РАННЕМ СРЕДНЕВЕКОВЬЕ

А.Л. Александровский¹, Е.Г. Ершова², В.А. Лапшин³, Н.В. Григорьева³,
А.В. Долгих¹, А.Н. Кирпичников³

¹ Институт географии РАН, 119017, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29,
alexandrovskiy@mail.ru, an.dolgikh@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Россия, г. Москва,
Ленинские горы, д. 1, ekaterinagershova@mail.ru

³ Институт истории материальной культуры РАН, 191186, Россия, г. Санкт-Петербург,
Дворцовая наб., д. 18, vladimirlapshin51@yandex.ru, mak-kon4@yandex.ru, admin@archeo.ru

ВВЕДЕНИЕ.

Старая Ладога – древнейший русский город, расположенный в низовьях р. Волхов, на низкой террасе, в 15 км от места впадения реки в Ладожское озеро. Возник город в VIII веке, а впоследствии здесь, на мысу между рр. Волховом и Ладожкой, появилась каменная крепость. К югу к ней примыкает Земляное городище, севернее за Ладожкой располагается место посады (ул. Варяжская), начало застройки на котором относится к IX–X векам. Городской культурный слой VIII–XI, мокрый, органический, мощностью до 4 м, хорошо сохранился в пределах Земляного городища. Здесь начиная с конца XIX-начала XX вв. проводились археологические раскопки (Равдоникас, Кирпичников и др.). Большое значение для определения времени начала городской застройки имели дендрохронологические исследова-

ния на Земляном городище [5]: определения дали середину VIII в. н.э. Некоторые итоги работ на Земляном городище и на Варяжской улице подведены в недавно вышедшей монографии [4]. В последние годы на Земляном городище и на Варяжской ул. проводятся естественнонаучные исследования методами геохронологии, почвоведения, палеоботаники, геохимии, седиментологии и др. [1, 2]. В результате этих работ была выявлена сложная стратиграфия культурного слоя, а под ним были обнаружены: погребенная почва 1, раннесредневековая с пахотным горизонтом, лежащие ниже озерные глины Ладожской трансгрессии, и еще ниже – почва 2, в которой местами, в раскопах на ул. Варяжская ул., был обнаружен культурный слой эпохи неолита [2, 4].

В данной работе рассмотрена в основном предыстория рассматриваемой территории, этапы развития Ладожского озера и этапы заселения низовьев Волхова;

также приводятся результаты палеоботанических и палеопочвенных исследований и анализируются признаки антропогенных изменений среды, появившиеся на протяжении длительного времени от неолита до времени начала накопления городского слоя раннесредневековой Ладоги.

С целью комплексных исследований и реконструкций палеосреды были использованы методы палеопочвоведения, седиментологии, палинологии, фитолитного анализа, антракологии, радиоуглеродного датирования (в том числе AMS), геохимии и др.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ.

К настоящему времени на территории Старой Ладоги с помощью естественнонаучных методов в четырех археологических раскопах на Земляном городище, и в трех раскопах на Варяжской улице исследованы основные стратиграфические единицы: культурные слои, почвы и бассейновые отложения разного возраста. Практически во всех раскопах выявлены городской средневековый слой, и лежащие ниже две погребенные почвы, разделенные озерными глинами Ладожской трансгрессии, и подстилаемые бассейновыми водными и водноледниковыми отложениями или мореной. Также обнаружен культурный слой неолита.

Колонка отложений, вскрытая в процессе археологических работ на Земляном городище Старой Ладоги, в первую очередь, выделяется большой древностью городских отложений. Здесь обнаруживается наиболее ранний в нашей стране органический культурный слой (мокрый слой по археологической терминологии) и лежащий выше минеральный (сухой) слой. Начало формирования мокрого слоя, по данным дендрохронологии, относится к середине VIII в.н.э., а мощность всего культурного слоя достигает 4 м. Как и в других подобных городах (Великий Новгород, Старая Русса, Ростов Великий, Смоленск), культурный слой Ладоги, особенно мокрый, характеризуется высоким содержанием органического вещества – до 70–90%, фосфора, серы, многих техногенных микроэлементов [7].

На другом берегу Ладожки, в раскопах на Варяжской улице, мощность средневековых отложений понижена. Органическое вещество (ОВ) слоя здесь сохранилось хуже, его содержание не превышает 20%. В отличие от Земляного городища, где валы способствуют сохранению влаги и препятствуют разложению органических остатков, здесь, в результате свободного дренажа, беспрепятственно развивается деятельность микроорганизмов деструкторов ОВ.

Непосредственно под культурным слоем (КС) залегают отложения низкой (5 м) террасы Волхова. Они

характеризуются сложностью стратиграфии и истории формирования. Выделяются следующие основные стратиграфические единицы отложений: почва 1, залегающая непосредственно под культурным слоем; сапропели и озерные глины, сформированные в период Ладожской трансгрессии; слабообразованная почва 2; бассейновые отложения грубого состава времени БЛО (ранее 10400 ВР), анцилового озера (9700–8500 ВР) и времени самостоятельного Ладожского озера, хронологически соответствующем стадии Литоринового моря (8800–5300 ВР). В основании залегают крупные валуны – остатки перемытой морены.

Погребенная почва (почва 1), подстилающая городской культурный слой, отличается большим своеобразием. В ее профиле выделяется хорошо развитый темноокрашенный гумусовый горизонт, не характерный для дерново-подзолистых и других почв формирующих почвенный покров рассматриваемой территории. Имеются признаки оглеения. Почва может быть названа темногумусовой глеевой. Она сформировалась на сапропелях Ладожской трансгрессии, характеризующихся высоким содержанием гумуса и фосфора [1]. Поэтому в данной почве содержание указанных компонентов, определяющих почвенное плодородие, очень высоко. В верхней части профиля почвы выделяется пахотный горизонт, мощность которого 10–15 см, что характерно для средневековых пахотных горизонтов. На горизонтальной зачистке, сделанной по нижней границе пашни (раскоп 5), обнаружены борозды пахотного орудия. Радиоуглеродные даты, полученные по уголькам и мелким остаткам древесины из пахотного горизонта, в основном относятся к интервалу 1480 ± 40 – 1280 ± 80 ВР; средняя дата 1350 cal ВР, что на 100 лет старше времени основания Ладоги по дендрохронологическим данным.

Отложения Ладожской трансгрессии представлены двумя слоями – серовато-белесыми озерными глинами мощностью 10–80 см, и вышележащим сапропелем – около 20 см. Содержание гумуса в сапропеле более 15%, в глинах – 1–2%, фосфора в сапропеле более 2%, в глинах – 1–1,5%. Эти показатели, особенно для сапропеля, существенно превышают таковые в преобладающих почвообразующих породах исследуемого региона и характеризуют почву 1, залегающую под культурным слоем древней Ладоги, как высокоплодородную.

Под глинами Ладожской трансгрессии залегают слабообразованная почва 2, длительность ее формирования составляет около 500–700 лет. В зависимости от состава почвообразующих пород профиль почвы различается. На песчаных породах это слабообразованные подзолы альфегумусовые, на карбонатной морене – дерново-карбонатные, на бескарбонатных суглинках – темногумусовые, местами смытые. Профиль АУ-АВ-С, мощность

прогумусированного слоя до 10–12 см. Возраст угляков из слоя неолита, залегающего в почве 2, составляет: 4990 ± 100 (Ле-11285), 5100 ± 70 (Ле-11284), 5130 ± 25 (IGANAMS6002), что позволяет отнести время погребения к 5800 cal BP.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА.

Отложения и почвы Старой Ладоги, залегающие ниже городского КС, отражают историю развития Ладожского озера за последние 7000 лет. Хорошо прослеживаются две стадии низкого уровня Ладоги и Волхова, отмеченные почвами 1 и 2, и разделяющий их этап высокого уровня озера, соответствующий слою озерных глин Ладожской трансгрессии. К настоящему времени по соответствующим слоям получено большое количество ^{14}C дат, характеризующих хронологию этапов развития озера. Вместе с тем, представления о возрасте этапов различаются [6].

Для оценки времени событий большое значение представляют данные о возрасте почв, и что еще более важно – о продолжительности их формирования. На основе сопоставления радиоуглеродных и палеопочвенных данных можно предложить следующую хронологию событий. В целом она сходна со схемой (кривой изменения уровня озера) Долуханова и Субетто, но сделаны и определенные дополнения. Время Ладожской трансгрессии ограничено двумя событиями. Начало трансгрессии датируется временем прорыва р. Вуоксы через гряду Сальпаусселькя, что вызвало значительный приток воды в озерную котловину и привело к погребению почвы 2 Старой Ладоги. Для почвы 2 получены три даты по древесному углю. Радиоуглеродные даты и данные о степени развития профиля почвы 2, а также о длительности ее развития, позволяют отнести время формирования данной почвы к периоду 5800–6500 cal BP. Окончание Ладожской трансгрессии связано с прорывом Невы и резким падением уровня озера. В результате этого днище долины Волхова в районе Старой Ладоги было осушено. По радиоуглеродным данным начало формирования почвы относится ко времени 3000 cal BP. По дендрохронологическим данным погребение почвы 1 под культурным слоем произошло 1250 л.н.

ИСТОРИЯ СРЕДЫ И ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ.

В течение раннего и начала среднего голоцена в днище Волхова формировались аллювиальные и бассейновые отложения, активно развивались процессы эрозии. Ко времени 6500–5800 cal BP относится время регрессии и стабилизации поверхности. Формируется

почва 2. Поверхность террасы в это время была покрыта лесом, о чем свидетельствуют признаки оподзоливания данной почвы в раскопе 3. В раскопе 2015 года на Варяжской улице, расположенном у места впадения Ладожки в Волхов, в почве 2 найдены следы культурного слоя неолита. Также культурный слой неолита, залегающий в тех же стратиграфических позициях, под глинами Ладожской трансгрессии, выявлен на противоположном берегу Ладожки – во время раскопок у Стрелочной башни Староладожской крепости (Стеценко, 1980). Получены данные палинологии показывающие признаки антропогенного воздействия человека – пожары и нарушение растительного покрова. Также выявлены фитолиты проса, которое в естественных ценозах голоцена в данном регионе отсутствовало. Однако уверенно говорить об антропогенном его появлении и, следовательно, о признаках земледелия, пока рано, так как данные микрофоссилии могут быть переотложены из более древних плейстоценовых отложений.

Около 5800 cal BP кратковременный период регрессии закончился, началась Ладожская трансгрессия, уровень которой в районе Старой Ладоги достиг 18 м над у.м. (в настоящее время 5 м). Поселения человека переместились на более высокие отметки.

Ладожская трансгрессия продолжалась около 2500 лет, в результате чего накопился слой глин и сапропелей до 90 см. Около 3400 cal BP произошёл прорыв Невы. Врезание русла и понижение уровня озера происходило постепенно в течение около 300–400 лет [6]. После этого, 3000–3100 cal BP, начинается формирование почвы 1, продолжавшееся около 1800 лет. Профиль этой почвы развит значительно сильнее, чем таковой почвы 2. Также с почвой 1 связаны вертикальные трещины, свидетельствующие о достаточно продолжительном периоде похолодания или усыхания. На последних этапах формирования почвы, предположительно в VI–VIII вв., в верхней части ее профиля появился пахотный горизонт. На Земляном городище в раскопе 5 2013 года на горизонтальной зачистке по нижней границе пахотного горизонта выявлены следы борозд пахотного орудия (предположительно, сохи). Здесь также выявлены фитолиты проса, но для объяснения данного факта требуются дополнительные исследования.

Распашка, обнаруженная под культурным слоем на Земляном городище, прерывалась этапами застройки. Выявлены жилищные ямы, прорезающие пахотный горизонт, и верх которых появился новый пахотный горизонт. Культурный слой данного предгородского этапа застройки – минеральный. Затем начинается формирование типичного городского слоя, основа которого представлена щепой, торфообразной массой и остатками деревянных построек. Его мощность достигает 4 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александровский А.Л., Лапшин В.А., Григорьева Н.В., Александровская Е.И., Скрипкин В.В. Почвообразование на территории Старой Ладogi в неолите и раннем средневековье // Записки Института истории материальной культуры РАН. СПб.: ИИМК РАН, 2018. № 18. С. 99–104.
2. Александровский А.Л., Кренке Н.А., Нефедов В.С. Исследования почв и отложений под культурным слоем земляного городища Старой Ладogi // Краеугольный камень. Археология, история, искусство, культура России и сопредельных стран / Под ред. Е.Н. Носова, С.В. Белецко-го. М.: Ломоносовъ, 2010. Т. 1. С. 43–61.
3. Куртичников А.Н. Раннесредневековая Ладoga (итоги археологических исследований). В кн.: Средневековая Ладoga. Новые археологические открытия и исследования. Л., 1985. С. 3–26.
4. Новое в археологии Старой Ладogi: материалы и исследования. СПб.: Невская Книжная Типография, 2018. 536 с. (Труды ИИМК РАН. Т. LIII).
5. Рябинин Е.А. Новые открытия в Старой Ладoge (итоги раскопок на Земляном городище 1973–1975 гг.) // Седов В.В. (отв. ред.). Средневековая Ладoga. Новые археологические открытия и исследования. Л.: Наука, 1985. С. 27–75.
6. Субетто Д.А. Донные отложения озер: Палеолимнологические реконструкции: Научная монография. СПб.: Изд-во РГПУ им А. И. Герцена, 2009. 339 с.
7. Alexandrovskiy A.L., Dolgikh A.V., Alexandrovskaya E.I. Pedogenic features of habitation deposits in ancient towns of European Russia and their alteration under different natural conditions // Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana. V. 64. No. 1. P. 71–77.

УЧЕТ РАЗНОНАПРАВЛЕННЫХ ТРЕНДОВ ЛАНДШАФТНОЙ ДИНАМИКИ В ГОЛОЦЕНЕ ДЛЯ СОВРЕМЕННОЙ ОЦЕНКИ НЕЙТРАЛЬНОГО БАЛАНСА ДЕГРАДАЦИИ ЗЕМЕЛЬ

О.В. Андреева, Г.С. Куст

Институт географии РАН, 119017, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, andreeva@igras.ru

Введение. Цель исследования.

Нейтральный баланс деградации земель (НБДЗ) – новейшая концепция, базирующаяся на оценке динамики наземных экосистем, их природного капитала и экосистемных услуг [1]. Задача достижения НБДЗ на глобальной и национальном уровнях отражена в Целях устойчивого развития ООН на период до 2030 года [2] и является одним из главнейших приоритетов международного развития. НБДЗ – это такое состояние, при котором объем и количество земельных ресурсов, необходимых для поддержания экосистемных функций и услуг, и усиления продовольственной безопасности, остаются стабильными или же увеличиваются в конкретно определенных временных и пространственных масштабах и экосистемах [3].

Для установления целей достижения НБДЗ предложено использовать понятие «базовой линии» (БЛ), по сравнению с которой рекомендуется проводить мониторинг деградации земель на основании трех глобальных индикаторов (динамика наземного покрова, динамика продуктивности, динамика запасов органического углерода в почвах) и/или их национальных аналогов или дополнительных параметров. В качестве БЛ в об-

щем случае рекомендуется использовать усредненные за последние 15 лет значения основных индикаторов. По нашему мнению [4], этот незначительный период времени, хотя и фиксирует некоторые наиболее существенные антропогенные процессы, однако практически не учитывает долговременные ландшафтно-климатические тренды, которые могут оказывать существенное влияние на перспективы достижения НБДЗ в границах определенных территорий.

Цель данной работы, основанной на результатах более ранних исследований [5], заключалась в проведении сравнительного анализа природных и антропогенных трендов изменений для определенных территорий Юга Европейской части России и демонстрации того, что проявления голоценовых долговременных трендов часто оказываются гораздо мощнее кратковременных антропогенных воздействий и даже некоторых чрезвычайных изменений, связанных с антропогенной деградацией земель в исторический период.

Методы и подходы.

За основу для анализа был взят почвенный покров в качестве относительно более консервативного компонента ландшафта, чем растительность, и одновремен-

но – сохраняющего черты и признаки былых эпох, что позволяет с достаточной степенью достоверности реконструировать палеогеографическую обстановку. Использован подход теоретического и картографического моделирования основных трендов голоценовой эволюции почвенного покрова [6]. С помощью этого подхода разработана типология трендов голоценовой эволюции почвенного покрова с выделением природных и антропогенных трендов, приуроченных к автономным и подчиненным ландшафтам, а также включающего оценку основных и дополнительных (сопутствующих) трендов, однонаправленных или прерывистых. В качестве картографической основы для дальнейшего построения соответствующих ГИС-слоев была использована карта почвенно-географического районирования [7].

Результаты и обсуждение.

Для каждого из выделов этой карты (на уровне почвенных округов) были построены матрицы для определения названий трендов природной голоценовой эволюции и антропогенной эволюции в терминах разработанной типологии. Например, природный эволюционный голоценовый тренд в пределах Иловлинского округа для автономных ландшафтов определен как «постгидроморфное остепнение с элементами рассоления и рассолонцевания, осложненное стадиями прерывисто-дефляционного развития на песчаных массивах», для подчиненных ландшафтов – как «постгидроморфное осолонцевание с элементами рассоления». Антропогенные тренды для той же территории обозначены для автономных ландшафтов как «усиление эрозии с элементами осолонцевания в результате распашки, осложненное локальным усилением дефляции в результате выпаса», для подчиненных – «осолонцевание в результате распашки, осложненное локальным усилением дефляции в результате выпаса и засолением в результате орошения». Указанные характеристики округов вносились в ГИС базу данных и с помощью ГИС-средств проводился послойный сопряженный анализ наложенных трендов природной голоценовой и современной антропогенной эволюции почвенного покрова. В результате было установлено, что многие деградационные процессы, включая различные проявления и формы опустынивания, предопределены голоценовой историей развития ландшафтов, своего рода «генетической памятью» почвенного покрова: триггеры сходных антропогенных воздействий с наибольшей вероятностью вызывают деградационные процессы (засоление, осолонцевание, ветровая эрозия и опесчанивание) там, где их природные аналоги имели место в голоцене, даже несмотря на то, что современным ландшафтными системам свойственно квазистабильное состояние уже на протяжении сотен и даже тысяч лет. Обратное явление

также имеет место – природная система обладает естественной устойчивостью к развитию природных процессов или их антропогенно-иницированных аналогов там, где природное равновесие не нарушалось в значительной степени. Многие голоценовые тренды обсыхания территории, приводящие к развитию разных форм опустынивания или многолетние климатические циклы увлажнения-иссушения, продолжают до сих пор и оказывают серьезное воздействие на динамику деградационных процессов и явлений. Попытки человека изменить направления этих процессов в локальном масштабе (например, развитие ирригации в Манычском или Сарпинском округе) может на некоторое время сместить напряжённость деградационных процессов засоления и осолонцевания в подчиненных ландшафтах, но не способны при имеющихся технологиях повернуть их вспять, поэтому стремление достичь НБДЗ в таких случаях обречено на неудачу при недостаточных вложениях. И наоборот, даже чрезвычайная антропогенная деградация (например, в Черноземельском округе) при прекращении воздействия (в данном случае перевыпаса) достаточно быстро теряет силу, а нарушенные экосистемы восстанавливаются до естественного состояния.

Выводы

1. Указанные особенности делают необходимым при установлении базовой линии НБДЗ более тщательный учёт естественных голоценовых трендов развития территорий с распространенными деградационными процессами. Наиболее вероятным способом для этой цели представляется введение каких-либо поправочных функций или коэффициентов на установление целевых показателей и выбор иерархии откликов.

2. Установление и достижение целей НБДЗ на региональном уровне происходит с большей скоростью и меньшими затратами там, где наблюдаются «положительные» голоценовые тренды, и наоборот, «генетическая память» ландшафтов на негативные «деградационные» тренды направленного или прерывистого характера осложняет перспективы успешного достижения целей НБДЗ. Иначе говоря, ландшафтная матрица и ее функционирование, сформировавшиеся в голоцене, предопределяют современные антропогенные изменения при триггерных механизмах воздействия, а также риски развития деградационных процессов

3. Установление БЛ с учетом иерархии откликов природно-антропогенных ландшафтных систем может быть реализовано путем выбора природных «этапонов», находящихся в квазиравновесном состоянии, или их антропогенных аналогов – природно-подобных систем, имитирующих естественные циклы динамики с сохранением экосистемных функций и природного

капитала, например сельскохозяйственные земли с технологией «прямого посева», «адаптивно-ландшафтное земледелие, пастбища с щадящей нагрузкой, и т.п.

ЛИТЕРАТУРА

1. Orr B.J., Cowie A.L., Castillo Sanchez V.M., Chasek P., Crossman N.D., Erlewein A., Louwagie G., Maron M., Metternicht G.I., Minelli S., Tengberg A.E., Walter S., and Welton S. 2017. Scientific Conceptual Framework for Land Degradation Neutrality. UNCCD, Bonn, Germany. 129 p.

2. UN. 2015. United Nations. A/RES/70/1. General Assembly. Resolution adopted by the General Assembly. Transforming our world: the 2030 Agenda for Sustainable Development. 35 p. URL: http://www.un.org/ga/search/view_doc.asp?symbol=A/RES/70/1&Lang=E (дата обращения 20.07.2018).

3. UNCCD, 2016. Land Degradation Neutrality: The Target Setting Programme. 20 p.

4. Деградация земель и опустынивание в России: Новейшие подходы к анализу проблемы и поиску путей решения. Москва: Издательство Перо, 2019. 235 с.

5. Куст Г.С., Аветян С.А., Андреева О.В. Роль эволюционных подходов В.А. Ковды в оценке особенностей генезиса почв засушливых территорий при опустынивании // Почвоведение. 2004. № 12. С. 1498–1506.

6. Куст Г.С., Андреева О.В., Аветян С.А. К вопросу о картографическом моделировании эволюции почвенного покрова Русской равнины в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. 2004. № 4.

7. Добровольский Г.В., Урусевская И.С., Алябина И.О. Почвенно-географическое районирование. Масштаб 1:1500000 // Национальный атлас России. Том 2. «Природа. Экология» М.: Роскартография, 2007. С. 304–307.

ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СОКОЛЬЕГО БОЛОТА (НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК «РУССКИЙ СЕВЕР»)

Н.Б. Афанасьева

ФГБОУ ВО «Череповецкий государственный университет», 162600, Россия, г. Череповец, пр. Луначарского, д. 5, chsu@chsu.ru

Национальный парк «Русский Север» расположен в центральной части Вологодской области в районе конечно-моренных отложений валдайского оледенения. Южная часть Белозерско-Кирилловских гряд, где расположена изучаемая территория – граница вепсовской стадии оледенения. Важная особенность ледниковых отложений изучаемой территории – их карбонатность, с которой во многом связано распространение здесь элементов неморальной растительности и лесов травяного типа [1].

При геоботаническом районировании Вологодской области [2] Белозерско-Кирилловский район обозначен как район березняков, осинников, сероольшаников ягодниково-травяных, ельников кислично-черничных и настоящих мелкозлаковых лугов. Изучаемая территория лежит в полосе перехода от средней к южной тайге. «Южно-таежная растительность области не очень южно-таежная, так как прилегает к средней тайге и наоборот» [3 с. 109]. Примерно 65% территории района – леса. Среди них преобладают мелколиственные (II–IV бонитета), широко распространены смешанные древостой. Реже встречаются приладожско-верхневолжские ельники [4]. Здесь находятся северные и западные

фрагменты лесов, где сибирские элементы могут быть эдификаторами травяно-кустарничкового яруса. Характерна обогащенность неморальными элементами. Многие леса издавна используются как пастбища. В них становится обычен можжевельник. После рубок лучше развивается травостой, но в целом он беден и малопродуктивен [5].

Соколье болото находится рядом особо охраняемой территорией «Сокольский бор». В 1978 году ей был присвоен статус памятника природы с целью организации изучения трансформации природных процессов под влияния подтопления, произошедшего после строительства Волго-Балтийского канала. Обилие заболоченных межхолмных понижений делает эту территорию особенно удобной для палеофитоценологических исследований [6].

Небольшое Соколье болото выбрано поблизости от крупного торфяного массива на месте послеледникового водоема. Здесь бурением вскрыта переходная лесо-топяная залежь, подостланная водорослево-песчаным сапропелем. Изученная по макроостаткам в торфе история растительности участка началась при зарастании тростником и осокой олиготрофного, воз-

можно, слабопроточного водоема. Обильное питание слабоминерализованными водами объясняет постоянное участие сфагнумов, смену тростниково-осокового фитоценоза осоково-сфагновым. Среди травянистых растений отмечены пушица, шейхцерия и папоротники, повышающие участие при улучшении дренажа. В формирующемся при отрыве от минерального питания переходном древесно-осоковом фитоценозе основной древесной породой (при сопутствующих ели, березе, серой ольхе) становится сосна. Травяной ярус состоит из корневищных осок (*C. rostrata*, *C. lasiocarpa*, *C. limosa*), хвощей, папоротников и тростника, моховой - из *Sphagnum angustifolium*, *S. magellanicum*, *S. obtusum*, *S. subsecundum*. Далее деревья повышают участие, травостой изреживается, редкие кочки образуют *Sphagnum magellanicum*, *S. angustifolium*, между кочек – *S. subsecundum*. В таком состоянии фитоценоз перенес пожар и восстановился. Далее колебания увлажнения (общие или локальные) привели к колебанию доли сфагнумов и сменам друг другом переходных древесно-осоково-сфагновых и древесно-осоковых фитоценозов. Отрыв от грунтового питания привел к значительному понижению участия деревьев, разрастанию пушицы, вересковых, формированию единичных кочек *Sphagnum fuscum* в верховом сфагновом (ангустифолиум) фитоценозе. Таким образом, лесная растительность на этом участке сформировалась после улучшения дренажа при накоплении на месте водоема достаточного количества торфа.

Спорово-пыльцевой анализ торфяных отложений [7] показывает, что в окружении Сокольего болота господствовали еловые и елово-сосновые леса. Присутствие сосны (и возможно, сосняков) стало более значительным в последнее время. Первоначально леса на грядах, вероятно, были чистыми зеленомошниками: пик кривой *Vg* в нижней части спектра не поддерживается находками макроостатков. Этот пик связан с находками пыльцевых зерен орляка, плаунов, являющихся знаками освещенности лесов (возможно – после нарушений). Березовые древостои характерны не были (небольшое участие ее пыльцы покрывается локальной и фоновой примесью, пик связан с березой облесенного переходного болота). Широколиственные породы всегда принимали довольно большое участие в составе леса (за исключением последнего времени). Наиболее обычен среди них был вяз. Постоянно выносилась на болото пыльца орешника. Участие трав невелико. Пыльца осок и злаков в основном находится в соответствии с данными анализа макроостатков и отражает локальные условия. Первый более разнообразный набор пыльцы трав (сложноцветные, полынь, маревые, крапива, щавель, зонтичные и др.) следует за образцом со спорами

орляка, совмещается с пиком березы и может отражать серьезные нарушения в близлежащей растительности. Слой с углями, отмечающий горение локального участка, содержит пыльцу губоцветных, лютиковых, розоцветных, позднее – бобовых, полыней, маревых. В это время появляется пыльца вересковых и далее участие этих кустарничков в лесу будет постоянным вне зависимости от локальных условий болота. Небольшое постоянное присутствие папоротников тоже не было локальной чертой болота. Далее доля трав в палиноспектрах незначительна.

Верхняя часть спорово-пыльцевой диаграммы показывают сведение в округе леса под сельхозугодья. Характерно участие комплекса возможных культурных растений, полевых сорняков, лугового разнотравья (злаки, крестоцветные, сложноцветные, щавель, розоцветные, бобовые и др.) и крупных грибных спор. Для последнего времени отмечено затухание сельскохозяйственной активности в округе. Стала возрастать общая облесенность. Часть бывших сельхозугодий зарастает ольхой и ивами. Восстанавливаются леса с участием ели. В травяном покрове отмечено присутствие сначала комплекса растений разбитых скотом лугов (полыней, маревых, подорожников, щавелей, сложноцветных, бобовых, губоцветных), затем более однообразного лугово-лесного разнотравья (папоротники, осок, злаки, розоцветные, гвоздичные). Происходит переориентация на животноводческое использование ближайших земель, которое к последнему времени тоже затухает.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов К.А., Карнов В.Г. Главнейшие типы леса и почвы Вологодской области в районе распространения карбонатной морены // Типы леса и почвы северной части Вологодской области. М.-Л., 1962. С. 5–117.
2. Абрамова Т.Г., Козлова Г.И. Геоботаническое районирование Вологодской области // Природное районирование Вологодской области для целей сельского хозяйства. Вологда, 1970. С. 169–238.
3. Ниценко А.А. Хозяйственно-геоботаническое районирование Ленинградской области. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 127 с.
4. Растительность Европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. 426с.
5. Бобровский Р.В. Растительный покров Вологодской области // Природа Вологодской области. Вологда, 1957. С. 210–299.
6. Афанасьева Н.Б. Прошлое наших лесов // Вестник Национального парка «Русский Север», 2009. №6. С. 2–3.
7. Афанасьева Н.Б. История лесной растительности Национального парка «Русский Север». Вологда: Сад-огород, 2010. 173 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ СЕВЕРОТАЕЖНОЙ БОЛОТНОЙ ЭКОСИСТЕМЫ В ГОЛОЦЕНЕ (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)

К.В. Бабешко¹, А.Н. Цыганов^{1,2}, Е.Э. Северова², А.В. Миронова²,
М. Галка³, Р. Пейн⁴, Ю.А. Мазей²

¹Пензенский государственный университет, 440026, Россия, г. Пенза, ул. Красная, д. 40,
fytark@yandex.ru

²Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, 119991, Россия, г. Москва,
Ленинские горы, д. 1, andrey.tsyganov@bk.ru, elena.severova@mail.ru, shen-ku@bk.ru, yurimazei@mail.ru

³Лодзинский университет, 90130, Польша, г. Лодзь, ул. Нарутовича, д. 65 mariusz.galka@uni.biol.lodz.pl

⁴Университет Йорка, Великобритания YO10 5DD Хеслингтон, Йорк

Работа посвящена реконструкции динамики заболачивания северотаежной озерно-болотной экосистемы в голоцене по данным комплексного анализа торфяной залежи. Исследовали заболоченный участок озера «Водопроводное» (66.543472°с.ш.; 33.107611°в.д.), расположенного на полуострове Киндо (южное побережье Кандалакшского залива Белого моря) в окрестностях Беломорской биологической станции имени Н.А. Перцова МГУ имени М.В.Ломоносова. Бурение проводили на ровном участке со сфагновым покровом в центральной части возвышенности. Образцы отбирали при помощи ручного бура, глубина скважины составила 3.5 м. Проводили ризоподный, спорово-пыльцевой, ботанический анализы, определение зольности и степени гумификации торфа. Применение нескольких независимых методов позволяет учесть разнообразие факторов, определяющих динамику развития болот. Было датировано семь образцов прямым радиоуглеродным масс-спектрометрическим методом.

Результаты ботанического и ризоподного анализов свидетельствуют о том, что заболачивание в точке отбора началось 9150 кал.л.н. с растительных сообществ с преобладанием *Sphagnum fuscum*, на которых сформировались типичные ксерофильные сфагнобионтные сообщества раковинных амёб (*Trigonopyxis arcuata*, *Trigonopyxis minuta*, *Assulina muscorum*, *Assulina seminulum*). Согласно спорово-пыльцевой диаграмме этот этап соответствует бореальному периоду голоцена, в составе растительности преобладали северотаежные осветленные редкостойные сосновые леса с примесью березы и наземным покровом из кустарничков, папоротников и трав. Территория полуострова Киндо представляла собой остров в соответствии с моделью поднятия суши после отхода ледника. Около 8000 кал.л.н. повысилась доля пыльцы кустарничков и трав, снизилось содержание спор папоротников. В это же время после предшествующего небольшого пика влаголюбивых

видов раковинных амёб опять доминируют ксерофилы. Локальная растительность исследуемого болота сменилась с типичной олиготрофной с преобладанием *Sphagnum fuscum* на мезотрофную с участием вересковых кустарничков и разнотравья. Вероятно, линия леса стала приближаться к болоту вследствие его пересыхания, так как сочетание остатков *Sphagnum fuscum* и политриховых мхов свойственно для сукцессии «лес-болото» и служит индикатором постпирогенных последствий. По данным спорово-пыльцевой диаграммы период 7200–5600 кал.л.н. соответствует климатическому оптимуму голоцена, растительность полуострова была представлена сосново-березовыми, а затем сосново-березовыми лесами с елью среднетаежного типа с богатым наземным покровом из кустарничков и трав. Около 5600 кал.л.н. интенсивность поднятия полуострова уменьшается, окружающая растительность меняется на елово-сосновые леса с березой северотаежного типа. Локальная растительность представлена преимущественно сфагновыми мхами *Sphagnum fuscum* и *Sphagnum rubellum*. Сообщества раковинных амёб соответствуют ксерофильным условиям, однако общая численность корненожек невысока, что может быть связано с их слабой сохранностью после пожаров, что подтверждается высокой степенью разложения торфа в этот период. Около 3500 кал.л.н. территория острова принимает современную конфигурацию. В целом окружающая растительность была сходна с современной и мало менялась. Локальная растительность болота, однако, претерпевала существенные изменения. Доминирующие виды *Sphagnum fuscum* и *Sphagnum rubellum* сменились на *Sphagnum russiivii*, а затем на *Sphagnum capillifolium*. Среди раковинных амёб преобладали гидрофильные виды, однако встречались и ксерофилы при снижении численности влаголюбивого вида *Archerella jollyi*, что может быть связано с нестабильным гидрологическим режимом. Гумификация торфа относительно невысока,

кроме краткосрочных пиков очевидно связанных с появлением макроуглей в спектрах.

В целом растительность полуострова Киндо на протяжении 9000 лет была характерной для таежной зоны. Формирование болота происходило одновременно с изоляцией современного озера Водопроводное от линии берега моря и формированием межскального суходола на фоне поднятия берега острова. Возможно, процесс заболачивания суходола происходил одновременно с

заращением озера, вследствие чего трудно определить очаг зарастания. В целом динамика развития болота соответствует классической схеме периодизации голоцена. Существенный вклад в специфику развития болота вносит рельеф и частые лесные пожары.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-14-00102) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-04-00320).

ДЕЛЬТЫ КРУПНЫХ РЕК КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В ГОЛОЦЕНЕ

Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, badyukova@yandex.ru

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Дельта Волги. Большое количество буровых скважин в дельте Волги (данные Астраханьгипроводхоза) позволили построить профили через дельту, где показано распространение и характер залегания шоколадных глин (ШГ). Ранее был доказан лагунный генезис этих отложений [1]. Анализ полученных данных показал, что на всей территории дельты Волги и южнее, на дне Северного Каспия, где ШГ сохранились и не подвергались эрозии, они с резким несогласием залегают на желтых хорошо сортированных морских песках с хвалынской, а в ряде разрезов и на песках с хазарской малакофауной (Цветная вкладка Рис. 1, 2).

Мощность ШГ составляет небольшую величину, обычно она колеблется от 1 до 3 м и только в нескольких случаях составляет 5–10 м, заполняя эрозионные врезы. Непосредственно на ШГ залегают аллювиальные отложения дельты Волги или отложения бугровой толщи бэровских бугров, сохранившихся от размыва.

В последние годы в Северном Каспии активно проводятся сейсмические работы по изучению отложений. Наиболее детальное сейсмоакустическое профилирование выполнено для позднихвалыньских и новокаспийских отложений, мощность которых на СВ Мангышлакского порога составляет 25 м, а в ЮЗ части – до 90 м. [2]. Образование этих отложений происходило как при относительно низком, так и при относительно высоком уровне моря благодаря большому количеству наносов, приносимых реками Волгой, Уралом, Эмбой и Кумой.

Одной из особенностей рельефа Северного Каспия являются многочисленные острова и банки. Они тя-

нутся в виде широкой полосы на границе Северного и Среднего Каспия, там, где расположен Мангышлакский порог. Это острова Тюлений, Чечень, Кулалы; банки Большая и Малая Жемчужная, Безымьянная и другие. Имеется ряд свидетельств того, что острова и банки являются фрагментами прежней барьерной системы, в которую включены участки прибрежной равнины. Так, на острове Кулалы были найдены кремневые орудия древнего человека, также здесь есть пресная вода. На о. Тюлений были проведены детальные описания видов растительности и насекомых [3]. Есть семейства растений, характерные для пустынь Средней Азии. Обнаружено 40 видов жуков, среди которых реликтовый жук *Pentodon algerium bispinifron*, место обитания которого находится в Центральной Азии, в 500 км от острова. Также есть эндемичный вид из Туркменистана – *Пентоклон Байден*. С.А. Ковалевский [4] писал, что по преданию, в историческое время можно было пройти от западного до восточного берегов Каспийского моря в районе Мангышлакского порога

Палеодельта Аму-Дарьи. Остров расположен на восточном, туркменском берегу Каспийского моря на краю обширного мелководья, шириной более 150 км. Остров, как и острова на акватории Северного Каспия, находится вблизи изобат 15–20 м, где при переходе с 20-метровой изобаты к 10-ти метровой отмечается увеличение уклонов от 0.0012 до 0.01. Между островом и восточным туркменским берегом, так же, как и в Северном Каспии, нигде нет глубины больше 15–16 м, которые нарастают постепенно, уклоны 0,005. На старых картах есть несколько островов вблизи о. Огурчинский, которые не сохранились и представляют в настоящее время банки.

На острове присутствует пресная вода (лучшая вода на всем восточном побережье, как отмечали путешественники в 18-19 веках) и сравнительно плодородные почвы. Туркмены приезжали с Челекена и сеяли здесь пшеницу, хлопок, сажали арбузы, дюны. На острове паслись табуны лошадей, стада баранов, коз, верблюдов, которые кочевники изредка навешали.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Дельта Волги. Повсеместное присутствие ШГ под дельтовыми отложениями и южнее, на акватории Северного Каспия, позволяет сделать вывод, что Волга впадала в обширные лагуны, которые на фоне подъемов уровня моря последовательно формировались на низменных дельтовых равнинах. В лагунах формировались дельты выполнения. Это предположение косвенно подтверждается данными с других побережий, где также наблюдались колебания уровня моря. Например, в середине голоцена Дунай впадал в обширную лагуну, отделенную от моря аккумулятивным барьером. Река Висла также впадала в лагуну, и только совсем недавно ее дельта начала формироваться в прибрежной зоне открытого Данцигского залива. Дельта выполнения образуется в настоящее время Неманом в Куршском заливе и др.

Многие полевые данные свидетельствуют о том, что острова и банки, приуроченные к Мангышлакскому порогу, являются фрагментами бара, который отделял лагуну от Каспийского моря на краю дельтовой равнины. При подъеме уровня моря после Дербентской регрессии [5] бар был частично затоплен и размыт. Таким образом, Мангышлакский порог является палеодельтой рек Кума, Волга, Урал и Эмба. Отложение аллювиального материала в данном районе обусловлено понижением Средне-Каспийской впадины и Терско-Каспийского прогиба и поднятием Северо-Бузачинского поднятого строения и Мангышлакской складчатой зоны [6].

Палеодельта Аму-Дарьи. Похожий генезис имеет о. Огурчинский. На это указывает некоторые геоморфологические и исторические данные, но, к сожалению, у нас пока нет геологических материалов, подтверждающих этот вывод. Михайловский залив к востоку от о. Огурчинский похож на дельту большой реки: видны такие же разветвленные, узкие водные пути, протекающие между подводными косами. Заливы Михайловский (на картах 18–19 веков это Хивиский залив) и Балханский представляли ранее приустьевые участки Аму-Дарьи, впадавшей в Каспийское море в историческое время. Этот вывод получен на основании изучения геоморфологического строения, исторической литературы и картографических материалов [7]. Косвенным

доказательством постоянно надводного положения значительной части острова является присутствие пресной воды и сравнительно плодородные на нем почвы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Острова и банки на Мангышлакском пороге, разделяющем Северный и Средний Каспий, а также о. Огурчинский с банками на восточном побережье Каспия расположены на краю неглубоких подводных участков на склоне около изобат 15–20 м. Все они связаны с устьевыми участками крупных рек, где происходило и происходит (в дельте Волги) активное осаждение аллювиального материала. Острова и банки представляют фрагменты берегового бара, образовавшегося при подъеме уровня после Дербентской регрессии и относительно приподнятых участков приморской равнины, сохранившихся от размыва. Трансгрессия Каспия привела к катастрофическим последствиям в Туркменистане, морские воды затопили приморскую равнину и дельту Амударьи, что привело к исчезновению многих сел и городов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-17-10103.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Badyukova E.N.* Three scientific problems in Volga delta and adjacent areas: genesis of chocolate clays and Baery Knolls, age of the Khvalynian transgressions // Proceedings of the Tenth International Symposium on river sedimentation, Moscow, 2007. V. 6. P. 388–395.
2. *Bezrodnykh Yu.P., Sorokin V.M et al.* On the age of the Mangyshlakian deposits of the Northern Caspian Sea // Quaternary Research. 2016. V. 85(2). P. 245–254.
3. *Абдурахманов Г.М., Теумуров Г.А., Шохин И.В. и др.* Уровень Каспийского моря и новый взгляд на острова Северного Каспия // Каспийский регион: экологические последствия изменения климата. Материалы Международной конференции. М., 2010. С. 60–64.
4. Ковалевский С.А. Лик Каспия // Труды геолого-разведочного управления ОАО «НК «Азнефть». 1933 Т. 2. 129 с.
5. *Бадюкова Е.Н., Варуценко А.Н., Соловьева Г.Д.* О генезисе рельефа дна Северного Каспия // Бюл. МОИП. 1996. Т. 71. Вып. 5. С. 80–89.
6. *Куприн П.Н., Росляков А.Г.* Геологическое строение Мангышлакского порога // Геотектоника. 1991. Т. 2. С. 28–40.
7. *Badyukova E.N.* Ogurchinsky island off the coast of Turkmenistan is one proof of the Amu-Darya river's confluence into the Caspian Sea in the Middle Ages // «From the Caspian to Mediterranean: environmental change and human response during the Quaternary» Proceeding of the International Conference IGCP 610. Tbilisi, Georgia, 2013. P. 14–16.

РАЗВИТИЕ ОЗЕРА ХАНКА В ГОЛОЦЕНЕ

В.Б. Базарова, М.С. Лящевская

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Россия, г. Владивосток, ул. Радио, д. 7, bazarova@tig.dvo.ru

Озеро Ханка – крупнейший пресноводный водоем юга Дальнего Востока. Долгое время вопрос о времени возникновения озера оставался дискуссионным. По мнению одних исследователей [1, 2], оз. Ханка существует с миоцена, других – с конца позднего плейстоцена [3–5]. Также имеются две точки зрения о возрасте береговых валов на восточном и западном побережьях озера, сложенных хорошо сортированными средне- и мелкозернистыми песками. Согласно первой [5], формирование эоловых и озерно-эоловых аккумулятивных форм сопоставляется с ранне-среднеголоценовой регрессией оз. Ханка, второй – с позднеголоценовой [6]. На южном побережье озера валы начали формироваться, скорее всего, не более 50–70 лет назад, во время подъема уровня озера в 1930–1950 гг. [3]. Полученные новые материалы из отложений, слагающих береговые формы, предполагают, что озеро в современном виде с характерными морфологическими элементами (валами, лагунами, косами и т.д.) начало формироваться во второй половине среднего голоцена [7].

Материалами для реконструкции послужили отложения, слагающие береговые формы и поймы рек, впадающих в оз. Ханка, а также озерные осадки. Реконструкция обстановок осадконакопления выполнена по данным палинологического и диатомового анализов. Возраст отложений контролировался радиоуглеродными датами, калиброванными по программе CALPAL_A [8].

В голоцене оз. Ханка испытало несколько гидрологических фаз, связанных с колебаниями климата и изменением вследствие этого режима аккумуляции. Максимальный подъем уровня оз. Ханка сопоставляется с интервалом 8,5–11 тыс. л. н., когда водоем имел площадь в 1,5–2 раза больше современной, а обрамления, включая малые речные долины, были интенсивно заболочены. В период 3,2–8 тыс. л. н. озеро находилось в регрессивной фазе. При изучении колонки озерных осадков был установлен хорошо выраженный стратиграфический перерыв, который свидетельствует о полном исчезновении озера в период 4–6 тыс. л. н. [6]. Предполагается, что амплитуда голоценовой регрессии могла составлять 6–8 м [9].

В начале среднего голоцена наступающее потепление сопровождалось нестабильной динамикой увлаж-

ненности с трендом на ее уменьшение. Из-за понижения влагообеспеченности сформировался горизонт темно-коричневого суглинка в пойменных отложениях р. Мельгуновка, возраст которого 7920 ± 135 л. н. (кал. 6838 ± 177 л. н. до н. э.) [10]. Понижение увлажненности и регрессия озера усилили эрозионный врез в долинах рек. В озеро поступал более грубый, чем в настоящее время, песчаный материал, из которого формировались дельты, выступающие далеко в озеро. Из этого грубого материала сложен современный песчаный пляж в устьевой зоне р. Комиссаровка, в гранулометрическом составе песка доминирует крупная фракция [11].

Следующая голоценовая трансгрессия оз. Ханка происходила во второй половине среднего голоцена (2800–3200 л. н.). Предполагается, что она была быстрой. Уровень воды в озере был на 1,5–2,0 м выше современного. В это время формируется молодая озерная терраса высотой 2 м над современным уровнем оз. Ханка. Происходит увеличение высоты уровня аккумуляции в нижнем течении рек Ханкайского водосбора. Это приводит к расширению площади затопления в долинах рек [6]. Горизонт серого тугопластичного алеврита, подстилающий подошву пойменных отложений в приустьевой зоне р. Комиссаровка, формировался в озерном водоеме во время этой трансгрессии [12].

Первая позднеголоценовая малоамплитудная регрессия озера произошла в V–VI вв. н. э. Регрессия привела к обмелению прибрежных мелководий, что обусловило быстрое выдвигание речных дельт в акваторию озера. К этому отрезку времени относится соединение острова Сопка Лузанова с берегом Ханки. Эта фаза продолжалась не более 200 лет [12].

Горизонт легкого суглинка аллювиального происхождения в пойменных отложениях р. Мельгуновка является следствием повышения уровня аккумуляции в русле и сопоставляется с трансгрессией озера в период малого оптимума голоцена. Возраст суглинка подтвержден калиброванной датой 1058 ± 63 гг. н. э. [10]. Установлено, что уровень озера был примерно на 1 м выше по сравнению с современным. В этот время начал формироваться прибрежный аккумулятивный песчаный вал на западном побережье озера, простирающийся от устья р. Комиссаровка до устья р. Большие Усачи [13]. На западном побережье озера в осадках берегового

вала присутствует маломощный слой голубовато-серых глин, отложившийся в раннем средневековье (VII–VIII вв. н.э.) [13].

С наступлением малого ледникового периода началась вторая позднеголоценовая регрессия озера. На поверхности аккумулятивного вала на западном побережье озера появилась растительность, которая привела к формированию горизонта гумусированного песка. Из подошвы горизонта получена калиброванная дата 1369 ± 46 гг. н.э., а из кровли – 1577 ± 63 гг. н.э. В разрезе пойменных отложений р. Мельгуновка это событие отражено горизонтом гумусированного суглинка, формирование которого началось 1536 ± 68 гг. н.э. [10]. Регрессия активировала интенсивный эоловый процесс в прибрежной зоне. Горизонт гумусированного песка в отложениях вала засыпало песком с обнажившейся литорали [13]. Установлено, что климатические условия малого ледникового периода были значительно суровее по сравнению с похолоданием V–VI вв. н.э. [12].

Последняя трансгрессия началась в первой половине XIX в. С ней связано формирование на западном побережье озера молодого берегового вала высотой около 0,5 м. Он простирается параллельно вышеописанному средневековому валу [13].

Таким образом, максимальный подъем уровня оз. Ханка сопоставляется с интервалом 8,5–11 тыс. л. н. Во второй половине голоцена оз. Ханка испытало не менее трех регрессивных фаз продолжительностью несколько сотен лет (3,2–8 тыс. л. н., V–VI вв. н. э., XIV – начало XIX в. н. э.) и три трансгрессии (2,8–3,2 тыс. л. н., VII–X вв. н. э., XV в. н. э.). В настоящее время озеро развивается в трансгрессивной фазе. Трансгрессивные и регрессивные фазы озера отразились в режиме голоценового осадконакопления в поймах рек бассейна оз. Ханка. Теплым климатическим фазам соответствуют трансгрессии озера, повышение базиса эрозии, подъем уровня воды в реках, а холодным фазам – регрессии озера, усиление эрозионных врезов, обмеление рек, активизация эоловых процессов в прибрежной зоне озера и речных долинах. Позднеголоценовые озерные трансгрессии способствовали значительному болотообразовательному процессу в восточном, южном и в меньшей степени западном обрамлении озера.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Никольская В.В.* Некоторые данные о палеогеографии озера Ханка // Труды Ин-та географии АН СССР. 1952. Вып. 51 (6). С. 215–225.

2. *Берсенева И.И., Морозова В.Ф., Салун С.А.* Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья

и Среднего Приамурья // Советская геология. 1962. № 9. С. 78–86.

3. *Короткий А.М., Караулова Л.П., Ромашкова Н.И.* Озерные трансгрессии и режим позднекайнозойского осадконакопления в Усури-Ханкайской депрессии // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 162–181.

4. *Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С.* Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.

5. *Павлюткин Б.И.* Четвертичные отложения юго-восточной части Усури-Ханкайской депрессии и признаки плейстоценовых трансгрессий озера Ханка // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С. 40–50.

6. *Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Белянина Н.И.* Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Усури-Ханкайской депрессии (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 53–68.

7. *Павлюткин Б.И., Ханчук А.И.* Новые данные о возрасте озера Ханка, Дальний Восток России // ДАН. 2002. Т. 382. № 6. С. 826–828.

8. *Weninger, B., Juris, O., Danzeglocke, U.* Cologne radiocarbon calibration and paleoclimate research package. CALPAL_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition, 2002. Univers zuKuln, Institut fur Ur-und Fruhgeschichte, Radiocarbon Laboratory. Weyertal 125, D-50923.Kuln, 2005. <http://www/calpal-online.de/cgi-bin/quickcal.pl>

9. *Болховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Муратова М.В.* К стратиграфии и палеогеографии позднплейстоценовых и голоценовых отложений Приморья // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 254–258.

10. *Базарова В.Б., Лящевская М.С., Макарова Т.Р., Орлова Л.А.* Обстановки осадконакопления на поймах рек Приханкайской равнины в среднем-позднем голоцене (юг Дальнего Востока) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 376. №1. С. 94–105.

Базарова В.Б., Мохова Л.М., Орлова Л.А., Белянин П.С. Динамика изменения уровня оз. Ханка (Приморье) в позднем голоцене // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 3. С. 93–98.

11. *Базарова В.Б., Лящевская М.С., Макарова Т.Р., Макаревич Р.А., Орлова Л.А.* Обстановки голоценового осадконакопления в поймах рек бассейна оз. Ханка // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 11. С. 1765–1776.

12. *Мишкин Ю.А., Петренко Т.И., Попов А.Н., Орлова Л.А.* Палеогеография озера Ханка в позднем голоцене // Научное обозрение. 2007. № 2. С. 7–13.

13. *Базарова В.Б., Мохова Л.М., Орлова Л.А., Белянин П.С.* Динамика изменения уровня оз. Ханка (Приморье) в позднем голоцене // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. С. 93–98.

ПОЧВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ РАЗНЫХ ТИПОВ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА КАРУЛА (ЭСТОНИЯ)

В.О. Бакуменко¹, Е.Г. Ершова¹, Е.В. Пономаренко², Р. Tomson³

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, bakumenko.varvara@gmail.com

²University of Ottawa, Canada, Ottawa

³Estonian University of Life Sciences, Estonia, Tartu

Национальный парк Карула, площадью 123 км², располагается в юго-восточной части Эстонии (Рис. 1). Территория была расположена в краевой зоне ледника, что сформировало сильно холмистый рельеф. На холмах с крутыми склонами невозможно поддерживать постоянные поля; анализ архивных материалов показал, что до конца 19 в. такие места использовались преимущественно для подсечно-огневого земледелия, понижения и долины между ними как сенокосные луга и пастбища, плоские территории с небольшими холмами отводились под постоянные поля [1].

В ходе работы были изучены точки с документированными подсечно-огневыми горизонтами 18–19 веков, экспериментальными подсечно-огневыми горизонтами (2007 год), а также лесные участки, где данный тип земледелия не был задокументирован. Анализировались строение почвенных разрезов, отбирались образцы на

антракологический, спорово-пыльцевой и фитолиитный анализы. В результате обобщения полученных результатов были выявлены некоторые признаки, характерные для почв, прошедших через циклы подсечно-огневого земледелия.

Почвенный профиль (Рис. 2). Нижняя граница органо-минерального слоя выглядит по-разному в профилях документированных подсек, постоянных пашен и лесных почв. Пахотный горизонт (Ap) имеет явственную резкую границу, в то время как подсечно-огневого горизонт Aруг имеет более языковатую нижнюю границу; часто хорошо заметны следы роющих пчел семейства *Lasyoglossum* на нижней границе подсечно-огневого горизонта; нижняя граница горизонта лесного пожара (Aеруг) имеет характерные линзы из золы и белесой минеральной почвенной фракции.

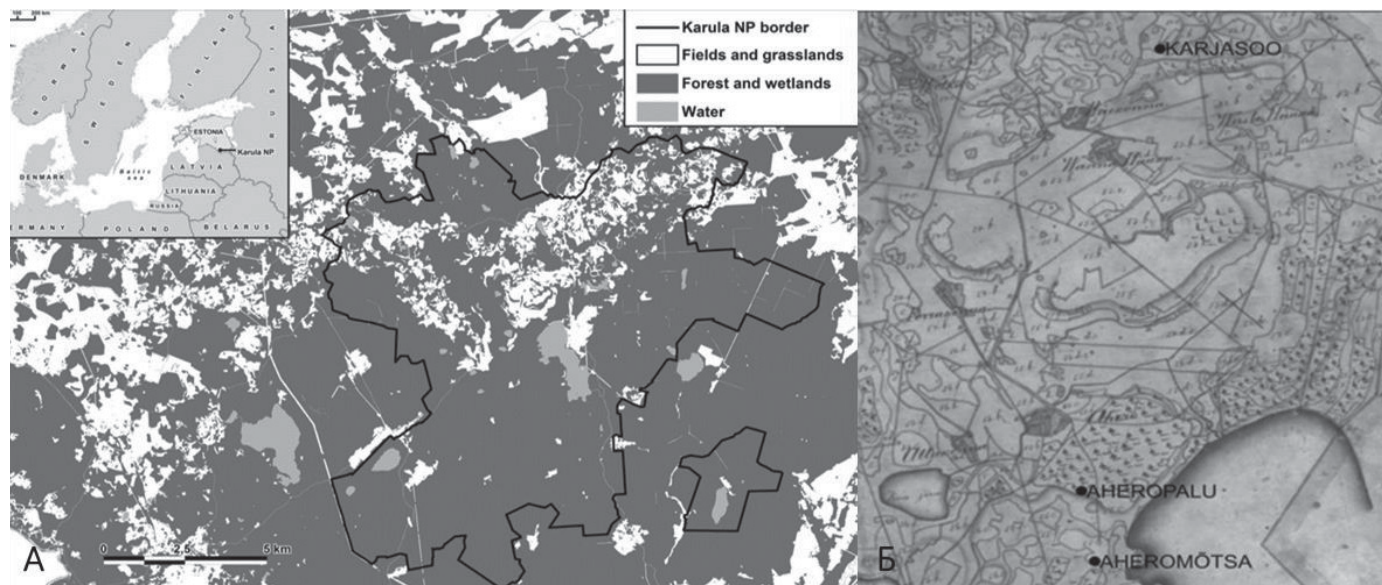


Рисунок 1. А. Национальный парк Карула (Эстония). Б. Фрагмент исторической карты (Situations Charte von dem Gute Carolen 1867, 1:20,800 ЕАА.3724.5.2803), на которой зарастающие подсеки («бушленды») обозначены розовым цветом, постоянные поля – серым, леса – желтым [1]; точками указаны объекты исследования.

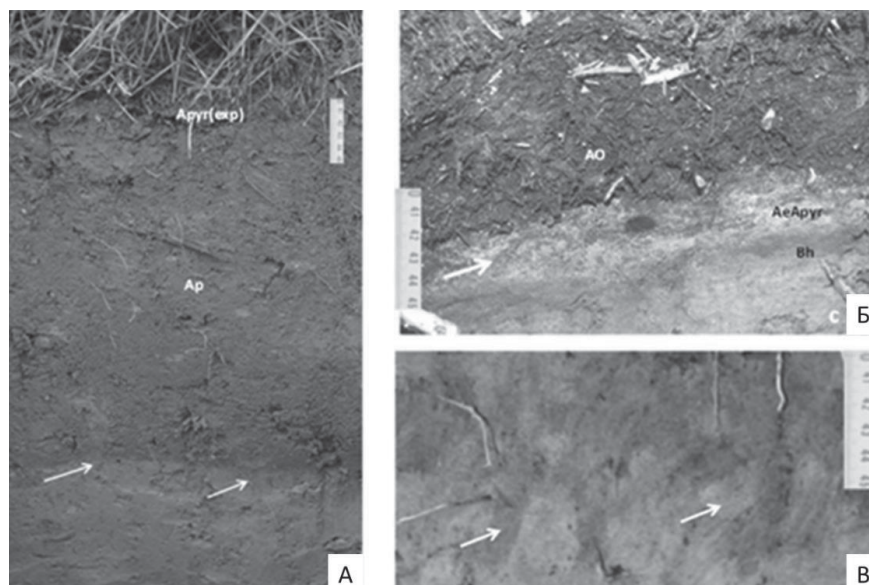


Рисунок 2. Почвенные профили: горизонт бывшей пашни (А), горизонтом лесного пожара (Б) и горизонтом документированной подсеки со следами ходов роющих пчел рода *Lasyoglossum* (В) [2].

Состав и характер угольной фракции. Черная окраска горизонта Аруг в подсечных слоях обусловлена высокой концентрацией галькообразных кусочков угля со средней длиной 4-5 мм. Поверхность угольных частиц имеет плотную пылевую оболочку, с большой пропорцией илистой фракции. Предположительно эта оболочка образовалась из-за латерального транспорта углей после сгорания по поверхности, которая имела большое содержание золы. Такое покрытие отсутствует на углях, отобранных из почв, прошедших через лесной пожар (Рис. 3).

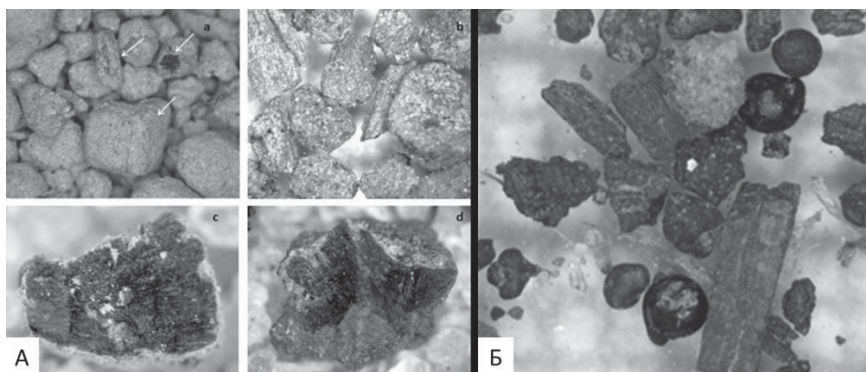
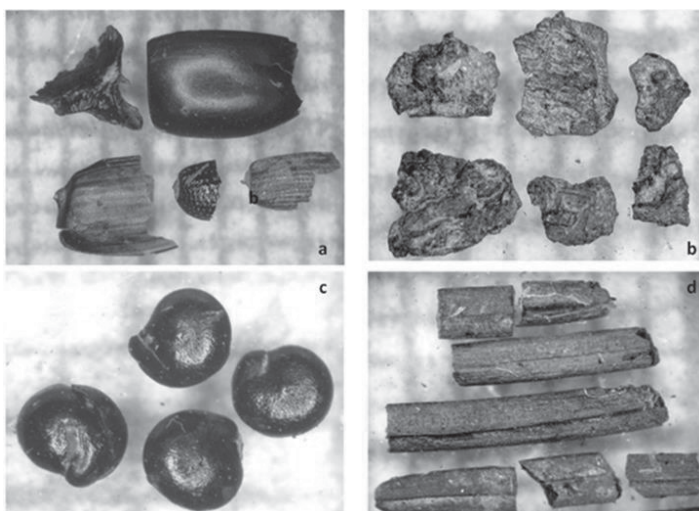


Рисунок 3. А. Почва, прошедшая через подсеку: окатанные угли в пылевой оболочке в подсечно-огневых слоях и угли внутри железистых конкреций в низележащий горизонты. Б. Горизонт лесного пожара: неокатанные угли, семена лебеды, грибные склеротии [2].

Большая часть угольной фракции из подсечно-огневых слоев содержала горелый опад (иголки, листья, почки), а также семена сорняков семейства *Chenopodiaceae*. Содержание коры в подсечных слоях было невелико (менее 10%), негорелая древесина, остатки насекомых и копролиты мало представлены. Напротив, горизонты, прошедшие через лесной пожар, содержали большое количество коры и негорелой древесины, а также остатки насекомых и их копролиты (Рис. 4).

Рисунок 4. Угольная фракция более 0.6 мм: остатки насекомых (а), фрагменты коры (б); семена *Chenopodium* sp. (с), сгоревшие сосновые иголки (d) из документированной подсеки [2].



Спорово-пыльцевые спектры. В горизонтах почв, прошедших через подсечно-огневой тип земледелия, выявлены пыльцевые спектры, типичные для лесных экосистем. В них доминирует пыльца деревьев: *Pinus* в горизонтах с современными экспериментальными подсеками и документированными подсеками 19 века, *Betula* и *Alnus* в подсеках 16–17 веков и *Picea* в наиболее древних исследованных подсечно-огневых слоях, относящихся к 11 веку. В отличие от пахотных горизонтов, в подсечных всегда присутствует пыльца таксонов, приуроченных к пожарным местооб-

итаниям, такие как *Onagraceae* и *Marshantia*. Кроме того, в подсечневых горизонтах может присутствовать пыльца культурных злаков и сопутствующих сорняков (*Chenopodium*, *Fagopyrum*, *Centaurea cyanus*). Пахотные горизонты отличались гораздо большим содержанием пыльцы недревесных таксонов, в том числе культурных растений и сорняков. Они содержали также споры печеночного мха *Riccia glauca* и антоцерового мха *Antoceros* sp.

Состав фитоцитов (Рис. 5). В фитоцитных спектрах были выявлены следующие признаки подсечного земледелия: общая высокая концентрация фитоцитов со значительной долей горелых фитоцитов; наличие просяных (паникоидных) морфотипов, которые не встречаются в фитоцитном спектре естественных сообществ средней полосы России; наличие фитоцитов из цветковых чешуй хлебных злаков (дендроидные морфотипы).

Таким образом, проведенная работа позволила сформулировать следующие отличительные особенности подсечно-огневых горизонтов:

- языковатая неясная нижняя граница в почвенном профиле, сизоватый окрас самого горизонта;
- окатанные углы с пылевой оболочкой, часто включенные в состав железистых конкреций;
- лесные пыльцевые спектры с наличием пыльцы таксонов, приуроченных к пожарным местообитаниям, а также пыльцы культурных растений;
- наличие индикаторных фитоцитных морфотипов (паникоидные и дендроидные), а также горелых фитоцитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Tomson P., Bunce R.G.H., Sepp K. The role of slash and burn cultivation in the formation of southern Estonian landscapes and implications for nature conservation // Landsc. Urban Plann. 2015. V. 137. P. 54–63.
2. Ponomarenko E., Tomson P., Ershova E., Bakumenko V. A multi-proxy analysis of sandy soils in historical slash-and-burn sites: a case study from Southern Estonia // Quaternary International. 2019. V. 516. P. 190–206.

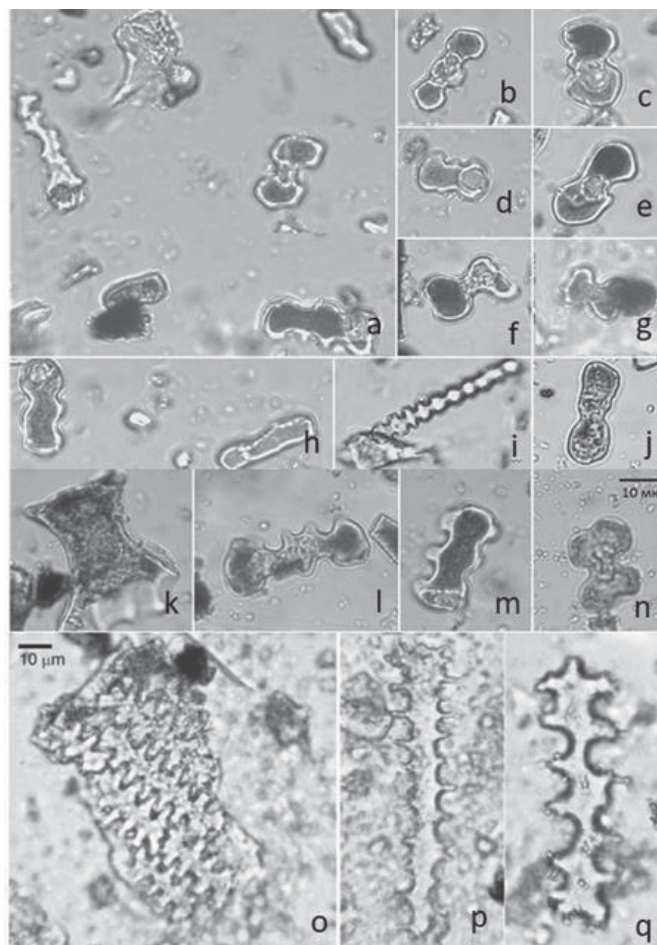


Рисунок 5. Микрофотографии фитоцитов, индикаторных для подсечно-огневого земледелия: дендроидный морфотип (o-q), паникоидные морфотипы (a-h, j, l-n), горелые фитоциты (a-h, l-n), фитоциты диких злаков (i, k).

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ ОКИ В «ТЕМНЫЕ ВЕКА» (VIII–X ВВ.): РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТА СТУПИНО (МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В.А. Баталова¹, Е.Ю. Новенко^{1,2}, Н. Г. Мазей¹, А.С. Сыроватко³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Россия, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, vlada1996batalova@mail.ru, natashamazei@mail.ru

² Институт географии РАН, 109017, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, lenanov@mail.ru

³ МБУ «Коломенский археологический центр», 140400, Россия, г. Коломна, ул. Кремлевская, д. 5, sasha.syr@rambler.ru

Термин «Темные века» применительно к центру Европейской России был применен Н.А. Кренке и означает длительный (VII – вторая пол. X вв.) период запустения, от финала позднелужицкой археологической культуры до появления первых достоверно славянских памятников. Отметим, что задолго до появления самого термина в исторической науке проблема осознавалась, а учитывая важнейшее значение региона в истории всей России считалась одной из самых актуальных.

Начиная с конца прошлого столетия случайные открытия и целенаправленный поиск привел к выявлению группы археологических памятников нового типа – могильников с кремациями, известными в настоящее время по обоим берегам р. Оки от Старой Рязани до Серпухова. Помимо того, что эти памятники остаются довольно редкими, лишь на некоторых из них были развернуты полномасштабные археологические работы (Щурово, Соколова Пустынь, Лужки Е, Кременье); кроме того, далеко не для всех из них известны синхронные поселения [1]. Вот почему любые новые знания по Эпохе Темных веков являются чрезвычайно актуальными.

Один из таких могильников – Соколова пустынь находится на левом берегу р. Оки в окрестностях города Ступино Московской области. Это сложный археологический комплекс, включающий в себя культурный слой поселения позднелужицкого времени (IV–VII вв. н.э.), поверх которого (или параллельно с его формированием) наложился два грунтовых могильника с кремациями – № 1 (V–VII вв.) и № 2 (вторая пол. X–XI вв) [2].

Реконструкция природных условий обитания в эпоху Темных веков на территории южного Подмосковья основаны на результатах исследования мезотрофного болота Ступино (54.91 с. ш., 37.88 в. д.), расположенного в Ступинском районе Московской области примерно в 13 км к северо-западу от Соколовой пустыни. Изучаемая территория принадлежит юго-восточной части Москворецко-Окской равнины [3]. Для торфяной залежи болота проведены анализ ботанического состава торфа,

спорново-пыльцевой анализ, измерение зольности торфа и анализ концентрации макроскопических частиц угля в торфе. Модель роста отложений основана на 5 радиоуглеродных датировках.

Результаты радиоуглеродного датирования показали, что накопление органогенных отложений в небольшой депрессии глубиной 150 см на поверхности моренно-водноледниковой равнины началось около 4 тыс. кал. (календарных) лет назад. Нижняя часть разреза представлена гиттией богатой органическим веществом. Нижняя граница торфа на глубине 120 см маркируется отчетливым угольным прослоем (1–2 см) и имеет радиоуглеродную датировку $1320 \pm 2514C$ лет назад (6721 IGAN_{AMS}) / 1270 ± 20 кал. лет назад. Торфяная залежь болота Ступино представлена торфами низинного и переходного типов с резкими границами видов торфа, прослоями угля и включением обгорелой древесины. Уже на глубине 67 см радиоуглеродный возраст торфа 70 ± 25 лет назад (6720 IGAN_{AMS}), а верхние 40 см торфяной залежи сформировались после 1950 года. Очевидно, что в накоплении разреза есть перемены, возможно часть торфяной залежи утрачена в результате неоднократных пожаров. Тем не менее, относительно однородный горизонт осокового торфа на глубине 120–105 см с датировкой в основании 1270 ± 20 кал. лет назад (примерно VII–X века) мы можем принять как хроносрез, характеризующий природные условия «Темных веков», условия накопления гиттии дают возможность рассмотреть предшествующие эпохи.

Полученные данные показали, что в интервале примерно 4000–1300 кал. лет назад (конец суббореального периода – первая половина субатлантического периода голоцена) на левобережье Оки были распространены широколиственные дубово-липово-вязовые леса с лещиной в подлеске, с примесью сосны, берёзы и ольхи и небольшим участием ели. Сравнивая полученные результаты с опубликованными спорново-пыльцевыми диаграммами Московского региона: разрез оз. Долгое

[4], расположенного в 50 км к северу от Москвы, разрез бол. Карьер Сима [5], расположенного в долине Москвы-реки в 1 км от Бушаринского городища в Одинцовском районе Московской области, и разрез болота Клюква [6], расположенного в Белевском р-не Тульской области, – можно сделать заключение, что спорово-пыльцевые спектры болота Ступино отражают зональные условия региона.

Состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров, сформировавшихся после 1300 кал. лет назад свидетельствуют о резких изменениях геосистем. Количество пыльцы деревьев и кустарников резко сокращается (до 40–50%) среди которых преобладают сосна и береза. В большом количестве присутствует пыльца злаков (до 40%), обильна пыльца *Artemisia*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Brassicaceae*, *Polygonaceae*, *Rosaceae* и лугового разнотравья; выявлена пыльца видов нарушенных грунтов и антропогенных индикаторов (*Rumex*, *Plantago*, *Polygonum aviculare*-type). Подобные изменения спектров, очевидно, отражают антропогенные трансформации растительного покрова, уменьшение площади древесной растительности и расширение луговых местообитаний. Для этого горизонта торфа характерно повышенная концентрация микро- и макроскопических частиц угля, свидетельствующих об увеличении пожарной активности не только вблизи болота, но и в регионе в целом. Это, учитывая контекст Эпохи Темных веков, довольно парадоксальный результат: археологические данные свидетельствуют как раз о запустении региона; кроме того, на памятнике с выраженной стратиграфией – Щуровском могильнике – именно на VIII в. приходится период временного запустения [7]. Подобные противоречия требуют дальнейших исследований и дополнительного датирования торфяной залежи болота Ступино, а также исследования других болот на этой территории. Возможно, в исследуемом нами горизонте торфа также есть перерыв, связанные с выгоранием торфа, и полученная нами характеристика относится не к Темным векам, а к более позднему времени.

Во второй половине субатлантического периода голоцена заметно снизилась антропогенная нагрузка на геосистемы данной территории. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о произрастании на левобережье

Оки сосново-берёзовых лесов и постепенном восстановлении широколиственных дубово-липово-вязовых лесов на междуречных пространствах. Значительно сокращаются открытые луговые участки. Снижается концентрация макрочастиц угля. Верхняя часть торфяной залежи сформировалась в течение последних 150 лет. Ландшафтный покров этого времени представлен вторичными сосново-берёзовыми лесами при подчинённом положении широколиственных лесов и сельскохозяйственными угодьями.

Исследования выполнены при поддержке проекта РФФИ № 17-06-00326.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сыроватко А.С., Трошина А.А., Панин А.В., Клещенко Е.А., Жеребцова Н.С. Исследования на могильниках Щурово и Кременье // Археологические открытия. 2015. С. 103–105.
2. Сыроватко А.С., Потемкина О.Ю., Трошина А.А., Свиригина Н.Г. Новые данные о хронологии могильников Щуровского типа: погребение в Соколовой пустыни из раскопок 2014 года // Краткие сообщения Института археологии. 2015. № 241. С. 165–173.
3. Анненская Г.Н., Жучкова В.К., Калинина В.Р., Май И.И., Низовцев В.А., Хрусталева М.А., Цесельчук Ю.Н. Ландшафты Московской области и их современное состояние. Смоленск: Изд-во Смоленского Государственного Университета, 1997. 296 с.
4. Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M. The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the Moscow region // Paleontological Journal. 2000. Vol. 34. № 1. P. 74–76.
5. Еришова Е.Г., Кренке Н.А. Изучение природных и культурных ландшафтов железного века в долине Москвы-реки методами палинологии и археологии // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2014. № 3. С. 159–172.
6. 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.
7. Трошина А.А., Сыроватко А.С. Палеоландшафты округа Щуровского могильника в I тыс. н.э. (данные спорово-пыльцевого анализа культурного слоя) // Российская археология. 2018. № 2. С. 68–82.

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ К ВОСТОКУ ОТ ХРЕБТА РЕЙКЪЯНЕС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА) В ГОЛОЦЕНЕ

Л.Д. Баширова, Л.А. Кулешова

Институт океанологии РАН, 117997, Россия, г. Москва, Нахимовский пр-т, д. 36, bas_leila@mail.ru,
lubov_kuleshova@mail.ru

В рамках настоящего исследования изучена колонка донных осадков АИ-3359 (59°29.885 с.ш. 24°42.105 з.д., 2517 м, длина 500 см), отобранная в Западно-Европейской котловине на дрефте Гардар (к востоку от хребта Рейкьянес). Возрастная модель колонки построена по данным 15 датировок, полученных методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS ^{14}C) с применением линейной интерполяции между опорными точками. Стандартный радиоуглеродный возраст осадков переведен в календарный с помощью программы Calib [1] с учетом резервуарного эффекта ($\Delta R = 80 + 91$, калибровочная кривая «Marine 13.14с»). Календарный возраст получен как среднее значение в пределах доверительного интервала калибровочной кривой $+1\sigma$. Установлено, что осадочный разрез сформировался в течение последних 44 тыс. лет. Граница голоцена (11.7 тыс. лет назад) проходит примерно на горизонте 342–343 см. Средняя скорость осадконакопления в голоцене составила около 30 см/тыс. лет [2].

В колонке АИ-3359 изучено видовое разнообразие планктонных (ПФ) и бентосных (БФ) фораминифер, подсчитаны терригенные зерна ледового разноса (IRD – ice rafted debris), выполнен анализ процентного содержания карбоната кальция и исследование соотношения стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в раковинах вида *Neogloboquadrina incompta* [2].

В сообществе бентосных фораминифер выполнено разделение видов на эпифауну и инфауну, определены доминирующие виды. С помощью статистических методов анализа в программе PAST получены индексы биоразнообразия [3]. По соотношению видов планктонных фораминифер с использованием современных фаунистической [4] и гидрологической [5] баз данных были реконструированы зимние и летние температуры поверхностного слоя воды (0–50 м) с использованием современного аналогового метода (MAT; [6]). На основе данных микропалеонтологического анализа прослежены миграции Субарктического фронта в голоцене.

Фаунистический анализ в сочетании с данными подсчета IRD и содержания карбоната кальция позволил выделить интервалы увеличения поверхностной

продуктивности. Так, наблюдаемый с начала голоценового оптимума тренд снижения доли видов БФ, принадлежащих к эпифауне, и одновременного увеличения суммарной численности видов инфауны указывает на разнообразие экологических ниш, что, по-видимому, связано с увеличением биопроductивности поверхностных вод. Последнее подтверждается повышенными значениями процентного содержания видов-индикаторов высокой продуктивности (*Bolivina subspinescens*, *Bolivina pseudopunctata*, *Bulimina striata*, *Fursenkoina complanata*, *Melonis barleeanus*, *Pullenia salisburyi*, *Pullenia quinqueloba*) [7], а также ростом значений $\delta^{13}\text{C}$, карбоната кальция.

Рассчитанная температура поверхностных вод (0–50 м) варьирует в пределах 1–3° С, отражая изменения климатических условий в голоцене. Выделены интервалы похолодания, которые сопровождались интенсивным формированием морского льда и его транспортом в южном направлении. Одновременно с похолоданиями отмечены уменьшение солнечной активности [8], снижение глобальной температуры [9] и реконструированной температуры в районе исследования, увеличение поверхностной продуктивности и содержания зерен IRD.

Высокое относительное содержание субполярного вида *Turborotalita quinqueloba* в раннем голоцене свидетельствует о близости к району исследования Субарктического фронта. Сезонные и эпизодические всплески биопроductивности поверхностных вод отразились в сообществе БФ: отмечено доминирование ювенильных раковин вида *Epistominella exigua*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Stuiver M., Reimer P.J. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program // Radiocarbon. 1993. V. 35. P. 215–230.
2. Bashirova L., Savkina K., Novichkova E. Surface conditions east of the Reykjanes Ridge (North Atlantic) during the Holocene cold events: evidence from planktonic foraminifera // Geophysical Research Abstract. 2019. V. 21. EGU2019-14365.

3. Hammer Ø., Harper D.A., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // *Palaeontologia Electronica*. 2001. V. 4. № 1. P. 1–9.

4. Pflaumann U., Sarnthein M., Chapman M., et al. Glacial North Atlantic: Sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP 2000 // *Paleoceanography*. 2003. V. 18 (3). P. 1065–1102.

5. Antonov J., Levitus S., Boyer T.P., et al. World Ocean Atlas 1998: Temperature of the Atlantic Ocean. NOAA Atlas NESDIS 27. Washington: D.C. Gov. Printing Office, 1998. V. 1. 166 p.

6. Prell W.L. The stability of low latitude sea surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on positive SST anomalies // Rep. TR 025. U.S. Dept. of Energy, Washington, DC. 1985.

7. Кулешова Л.А. Реконструкция биопродуктивности вод северо-восточной части Атлантического океана в голоцене по комплексам бентосных фораминифер // Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана». Севастополь, 22–26 апреля 2019. С. 307–308. [Электронный ресурс]. – Севастополь: ФГБУН МГИ.

8. Vieira L.E. A., Solanki S.K., Krivova N.A., Usoskin I. Evolution of the solar irradiance during the Holocene // *Astronomy & Astrophysics*. 2011. V. 531. № A6. P. 1–20.

9. Vinther B.M., Clausen H.B., Johnsen S.J., et al. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene // *Journ. Geophys. Res.* 2006. V. 111, D13102.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ ЖОМБОЛОКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, СИБИРЬ) В ГОЛОЦЕНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР

Е.В. Безрукова^{1,2}, Н.В. Кулагина³, П.П. Летунова¹, А.А. Амосова¹,
О.В. Левина¹, М.А. Крайнов¹, Л.Л. Ткаченко¹, А.А. Щетников^{1,3},
Е.В. Кербер¹, Е.В. Волчатова¹, И.А. Филинов³

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Фаворского, д. 1А, bezrukova@igc.irk.ru

² Тюменский индустриальный университет, 625000, РФ, г. Тюмень, ул. Володарского, д. 38

³ Институт земной коры СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128 shch@crust.irk.ru

Жомболокский вулканический район (ЖБВР) находится в восточной части горной системы Восточного Саяна (Рис. 1). Днище долины р. Жом-Болок на всем протяжении (более 70 км) занято мощным (до 150 м) и широким (до 4 км) базальтовым лавовым потоком [1] с расположенными на его поверхности вулканическими шлаковыми конусами. Лавовые потоки и вулканы долины р. Жом-Болок представляют собой крупнейшее проявление голоценовых извержений в Центральной Азии [1]. Позднеплейстоценовое оледенение и последовавшие за ним масштабные вулканические события обусловили широкое развитие в ЖБВР процессов лимнического морфогенеза. Дегляциация обусловила множество моренных и каровых водоемов. Вулканические извержения сопровождались возникновением и прорывами лавово-подпрудных озер, часть которых сохранилась до настоящего времени.

В связи с тем, что экосистемы горных водоемов и процессы литогенеза в них весьма чувствительны к природным и антропогенным изменениям, а осадочные архивы таких озер являются традиционным объектом палеогеографического анализа, исследование озерных котловин ЖБВР приобретает важное значение в целях

реконструкции ответа региональных геосистем на глобальные и региональные изменения климата, проявления местных вулканических событий, в том числе их хронологии. Тем не менее, озера ЖБВР до настоящего

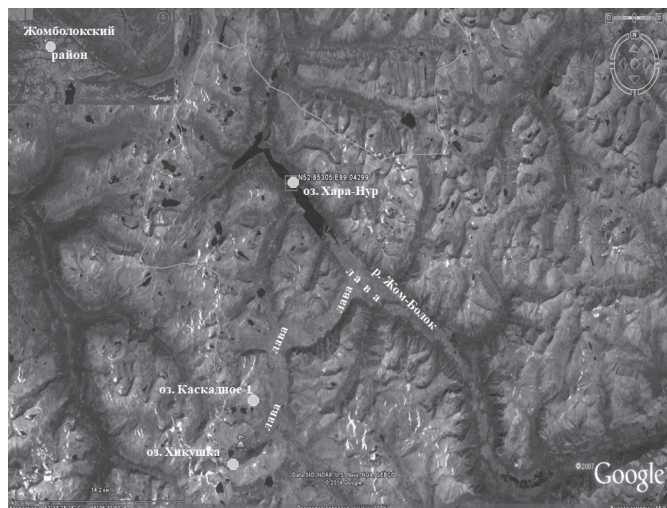


Рисунок 1. Картограмма положения ЖБВР к западу от южной оконечности оз. Байкал (верхняя левая врезка) и изученных озер в пределах ЖБВР.

времени не попадали в сферу научных интересов – палеогеографов и впервые стали объектом таких исследований.

В настоящем сообщении обобщены первые результаты комплексного палеогеографического исследования кернов из донных отложений трех озер, расположенных в ЖБВР (Рис. 1): оз. Каскадное-1 (2080 м над уровнем моря – у.м.), оз. Хикушка (1956 м над у.м.), оз. Хара-Нур (1651 м над у.м.). Эти результаты показали, что в озерах ледникового генезиса – Каскадное и Хикушка, находящихся друг от друга на расстоянии около 5 км, озерная седиментация началась вскоре после 15000 л.н. в ответ на повышение температуры в гренландский интерстадиал GI-1 [2].

Однако до начала голоцена значительная часть ЖБВР характеризовалась низкой продуктивностью озер. Постепенное повышение биопродуктивности озерных систем началось с ~12000 л.н. Неблагоприятные этапы для развития кремнепанцирных организмов в изученных озерах имели место ~10000, 8300, 3500, 2500, 500 л.н. в оз. Каскадное; ~12000, 9700, 8300, 2200 л.н. в оз. Хикушка (Рис. 2). Лавово-подпрудное оз. Хара-Нур возникло ~6400 л.н. [3], и его аквальная система за все это время была низкопродуктивной, возможно, из-за влияния химического состава лавы на кремнепанцирные организмы.

Реконструкции демонстрируют непрерывное расширение лесного горно-таежного пояса и/или повышение его верхней границы с начала голоцена, что отражено в возрастающем отношении обилии пыльцы древесных растений (Рис. 2).

При этом, ранее ~12500 в бассейнах изученных озер господствовали открытые ландшафты с участками *Larix* и *Picea*, возможно, по долинам водотоков, которые, как правило, являются относительно теплыми обитаниями. Сумма эколого-эдафических условий произрастания *Larix* и *Picea* в Сибири [4] предполагает, что климат ~14630–12000 л.н. оставался холодным, со средними температурами июля +8–+10°C, января – около -30°C, близко залегающим слоем многолетнемерзлых пород.

Локальное присутствие *Abies* с максимальным ее расширением ~13000 и 11500–9500 л.н.) в бассейне оз. Каскадное и ~12000 и ~11000 л.н. в бассейне оз. Хикушка (Рис. 1) означает существование в эти этапы умеренно-холодного и влажного климата в высоко-

горной части ЖБВР в соответствии с максимумом летней инсоляции (Рис. 2).

Возможно, несовершенство возрастных моделей, базирующихся на AMS14C значениях возраста, определенному по общему органическому веществу, привело к тому, что в реконструированных сценариях развития

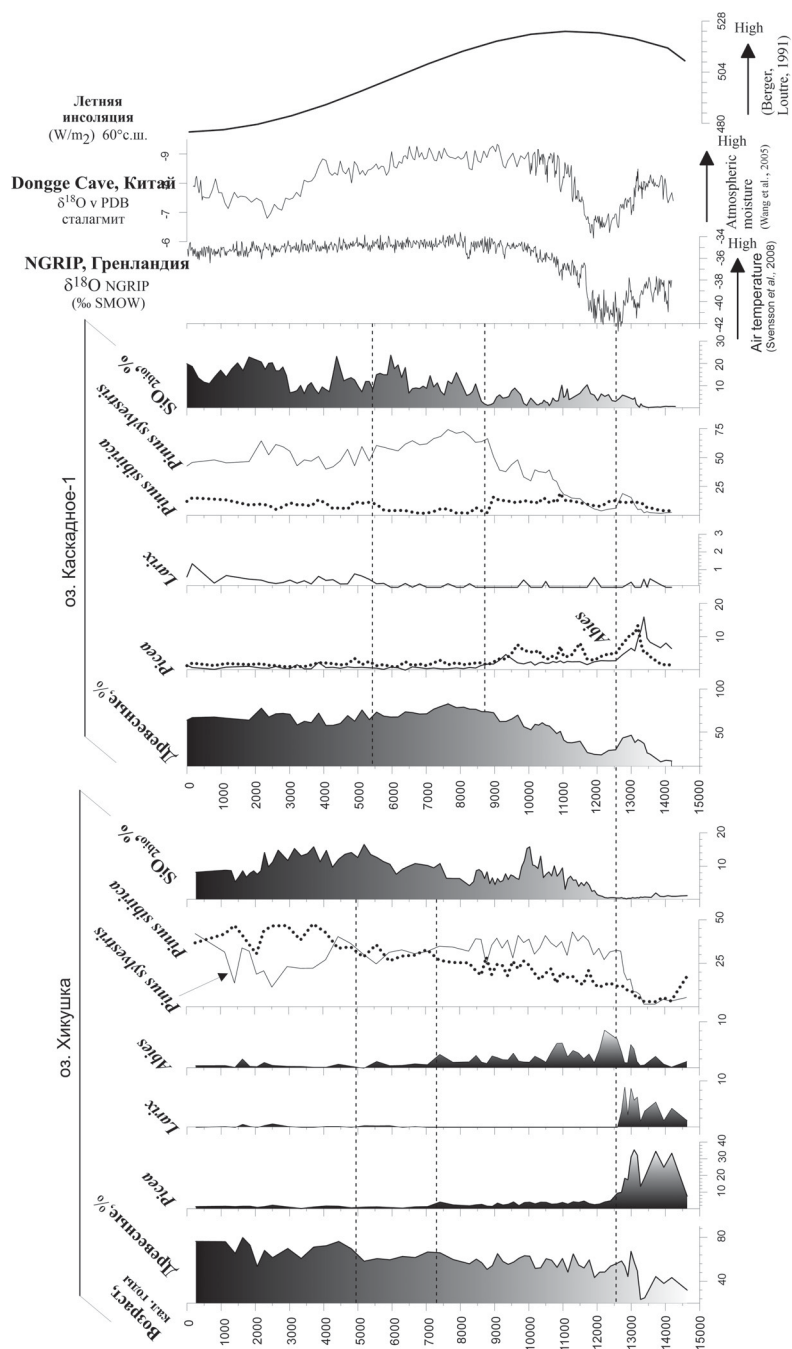


Рисунок 2. Обобщающий график избранных индексов изменения природной среды Жомболокского района в сравнении с ключевыми записями вариаций глобального климата: $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP – индикатором температуры воздуха северного полушария; $\delta^{18}\text{O}$ Dongge Cave – индикатором влаги; уровнем летней инсоляции, поступающей на 60° с.ш.

региональной растительности непрерывное расширение *Pinus sylvestris* и *P. sibirica* в горно-лесном поясе В.Саяна началось уже с ~ 12500 л.н. (Рис. 2).

Расширение в изученном районе *Larix*, начиная примерно с 5000 л.н., может быть соотнесено с похолоданием неогляциального периода голоцена и параллельно с общим снижением летней инсоляции, ставшей главной причиной изменения атмосферной циркуляции – ослабления Азиатского летнего муссона и усиления западного переноса (Рис. 2).

Первые реконструкции растительности и климата ЖБВР позволили установить для этой территории долговременные тенденции в развитии высокогорных озерных систем и выделить несколько палеогеографических этапов формирования природной среды района. Среднее временное разрешение полученных записей растительности и климата изменяется от 35 до 200 лет. Эти записи показали глубокие изменения климата, растительности, продуктивности озерных систем ЖБВР за последние почти 15 тысяч лет. Характер, время и степень реакции озерных систем в ЖБВР демонстрируют определенную корреляцию с глобальными климатическими изменениями, одновременно подчеркивая важность местных условий в формировании послеледниковых ландшафтов и их развития в этом регионе.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (грант № 19-05-00328).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ярмолюк В.В., Никофоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.

2. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P. et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 106. P. 14–28.

3. Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V. Lakes of the Jombolok Volcanoes Valley in the East Sayan Mts., Baikal region: morphogenesis and potential for regional paleoenvironmental studies // Journal of Geographical Sciences. 2019. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11442-019-1681-3>.

4. Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., et al. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as a paleo-environmental indicator // Quaternary International. 2005. V. 136. No 1. P. 47–57.

ЭРОЗИЯ, АККУМУЛЯЦИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ МАЛОГО ВОДОСБОРА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

В.Р. Беляев^{1,2}, И.Г. Шоркунов¹, Е.В. Гаранкина^{1,2}, А.В. Русаков³, Е.А. Константинов¹

¹ Институт географии РАН, 119017, Россия, Москва, Старомонетный переулок, д. 29, shorkunov@gmail.com, eakonst@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Россия, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, vladimir.r.belyaev@gmail.com, evgarankina@gmail.com

³ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Россия, Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7-9, spp-06@mail.ru

Принято считать, что голоценовые ландшафты междуручьев в лесной зоне отличались относительной стабильностью [1], что предполагает формирование устойчивой структуры почвенного покрова (СПП) с развитым квазиклиматским профилем [2]. Тем не менее, крупномасштабная почвенная съёмка вскрывает нетипичную – мозаичную – СПП с преобладанием почвенных тел, где неоднородная материнская порода несёт признаки последовательной смены денудационных и аккумулятивных процессов, а также полициклическо-

го почвообразования, развивавшегося поэтапно на каждой вновь сформированной дневной поверхности.

Ведущим агентом денудации в голоцене, в ландшафтно-климатических условиях центра Русской равнины, считается флювиальный [3], создающий эрозионно-русловые системы (ЭРС) разного ранга. Их компоненты, в числе которых эрозия почв (склоновый сток), линейная эрозия (овражно-балочная сеть) и русловые процессы постоянных водотоков (речная сеть), в силу разного пространственного масштаба, с разной скоро-

стью реагируют на изменение внешних факторов [4, 5]. Настоящее исследование рассматривает голоценовую динамику верхних звеньев ЭРС на примере малого водосбора овражно-балочной системы ручья Пужбол, дренирующей участок северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности.

Детальное исследование чехла склоновых отложений в разрезах и буровых кернах вскрыло текстурное разнообразие делювиально-солифлюкционных и делювиальных осадочных фаций, а также выявило признаки периодически повторяющихся пирогенных событий. Последовательность периодов стабилизации поверхности раскрывается в телах агрогенных и постагрогенных полициклических дерново-подзолистых текстурно-дифференцированных почв (далее ТДП), вмещающих несколько ископаемых поверхностей длительного ($n^*102 - n^*103$ лет) субаэрального экспонирования. Район характеризуется преобладанием грядово-холмистого рельефа междуречья на абс. высотах 140-214 м, осложнен множеством ложбин и котловин, часть которых дренирована современными оврагами. Региональным базисом эрозии является оз. Неро (93,7 м), хотя большая часть малых эрозионных форм (МЭФ) привязана к озёрной террасе 105-107 м абс., где они формируют распластанные пролювиальные конусы. Верховья водосборов занимают плоско- и округловершинные холмы с пологими (в основном, не более $3-5^\circ$ градусов) склонами и полузамкнутые депрессии рельефа, концентрирующие твёрдый и жидкий сток. В среднем течении активные МЭФ достигают глубины 15-25 м, имеют V-образный – до корытообразного – поперечный профиль и серию коротких отвершков, прорезающих крутые борта [6-8].

Для серии разрезов и скважин проведено детальное литологическое исследование, включающее подробное полевое описание и отбор образцов, текстурный и гранулометрический (лазерная дифракция) анализ отдельных прослоев и пачек чехла покровных постледниковых суглинистых отложений; макро-, мезо- и, частично, микроморфологическое исследование, анализ структурной организации дневных, погребённых почв и рассеянных педогенных признаков, радиоуглеродное датирование органического вещества, маркирующего этапы стабилизации палеоландшафта.

По результатам крупномасштабной почвенной и литолого-стратиграфической съёмки в пределах исследуемого водосбора выделено четыре типа голоценовых архивов в зависимости от геолого-геоморфологической позиции объекта и носителя палеогеографической памяти. Первый тип включает отложения почвенно-эрозионных циклов, в т.ч. агроделювий, балочный аллювий и комплекс прочих склоновых (доагрогенных голоцено-

вых) осадков, вскрытых бортами оврагов. Второй тип отличается подавляющей аккумуляцией твёрдофазного, в том числе органического, материала над денудацией и прерывистым, непродолжительным почвообразованием и ограничен замкнутыми понижениями в пределах междуречного комплекса. Третий тип объектов – полициклические дерново-подзолистые текстурно-дифференцированные почвы, развитые в последовательной серии голоценовых склоновых отложений вне области развития актуальной линейной эрозии. Здесь в почвенном теле контрастно различаются несколько погребённых поверхностей длительного ($n^*102 - n^*103$ лет) субаэрального экспонирования в голоцене. Четвёртый тип приурочен к обширному конусу выноса исследуемой овражно-балочной системы ручья Пужбол и сложен переслаивающимися пачками пролювиальных и озёрных седиментов, перекрытых толщей агроделювия.

Проведённое исследование позволяет в первом приближении смоделировать голоценовую динамику ландшафтов междуречий и МЭФ северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности и сформулировать следующие обобщения.

В бортах современных оврагов вскрыто фациальное разнообразие склонового чехла склоновых голоценовых отложений, включающего погребённые врезы, линзы овражно-балочного аллювия, отложения почвенно-эрозионных, в т.ч. постпирогенных циклов и агроделювиальную толщу. В пределах замкнутых понижений междуречного комплекса выявлено преобладание аккумулятивных озёрных и склоновых процессов над почвообразованием и эрозией в голоцене.

В профилях дневных дерново-подзолистых текстурно-дифференцированных почв верховий голоценовой овражно-балочной системы отчётливо прослеживаются по меньшей мере две погребённые поверхности длительного субаэрального экспонирования и, соответственно, два ископаемых погребённых почвенных тела с различным набором и морфологической контрастностью ансамбля разновозрастных педогенных признаков.

Массив среднеголоценовых датировок (в интервале 5100-5700 радиоуглеродных лет назад, – р.л.н.), полученных по общему углероду органических соединений органо-аккумулятивных горизонтов погребённых почв, морфонам т.н. вторых и третьих гумусовых горизонтов дневных почв, а также озёрных гиттий и торфов, свидетельствует об одновременной ландшафтной стабилизации в верховьях и низовьях водосбора и активном заполнении малых врезов в средней части исследуемой МЭФ ручья Пужбол.

Верхняя часть пачки осадочного комплекса конуса выноса эрозионной системы ручья Пужбол несёт признаки синхронного формирования агроделювиальной

пачки (не ранее начала XII века) и отложения более, чем метрового пролювия поверх озёрных осадков (600 р.л.н.).

Работы выполнены при финансовой поддержке проектов РФФИ № 19-77-10061 в части организации полевых исследований и № 18-77-00083 в части определения абсолютного возраста отложений.

ЛИТЕРАТУРА:

1. *Величко А.А. (ред.)*. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.

2. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2005. № 66. С. 33–41.

3. *Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R.* Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva

River basin, Central Russia // *Geomorphology*. 2009. 108. 1–2. P. 71–91.

4. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 343 с.

5. *Чалов П.С.* Историческое и палеоуроведение: предмет, методы исследований и роль в изучении рельефа // *Геоморфология*. 1996. № 4. С. 13–18.

6. *Русаков А.В.* Закономерности формирования почвенного покрова центра Ярославского Поволжья. Дисс. к.б.н., СПб., 1993. 300 с.

7. *Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al.* Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quaternary International*. 2015. 365. P. 26–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>.

8. *Shishkina Yu.Vl., Garankina E.V., Belyaev V.R. et al.* Postglacial incision-infill cycles at the Borisoglebsk Upland: correlations between interfluvial headwaters and fluvial network // *Int. Soil Water Conserv. Res.* 2019. 7. P. 184–195. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.02.001>.

ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ПРИХАНКАЙСКОЙ РАВНИНЫ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА) ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ КРИОХРОНА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА (МИС 2) К РАННЕМУ ГОЛОЦЕНУ

П.С. Белянин, Н.И. Белянина

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, РФ, г. Владивосток, ул. Радио, д. 7, pavelbels@yandex.ru

Переход от плейстоценовой ледниковой эпохи МИС 2 к голоцену около 11700 кал. л.н., [1] ознаменовался резким потеплением, обусловившим значительные перестройки биоты в природных системах Земли [2]. Они ярко проявились в средних широтах, где в результате быстрого улучшения климатических условий активизировались перестройки экосистем, компоненты которых относительно быстро отреагировали на изменения природных условий [2, 3].

В настоящей работе приводятся новые палинологические и геохронологические данные, расширяющие представление об эволюции растительности Приханкайской равнины в условиях резкого изменения климата при переходе от позднего плейстоцена к раннему голоцену.

Биостратиграфическое расчленение балочных, аллювиально-озерных и озерно-болотных отложений

было проведено в долинах рек Белая и Сорочевка, дренирующих восточный сектор Приханкайской равнины (Рис. 1).

Определение возраста радиоуглеродным методом проводилось в Институте геологии АН УССР (г. Киев). Ответственный исполнитель – Н.Н. Ковалюх. Калибровка радиоуглеродных дат в календарные сделана с помощью программы CalPal2007_HULU [4]. При корреляции полученных биостратиграфических данных использована стратиграфическая схема четвертичного периода, предложенная Подкомиссией по четвертичной стратиграфии и рабочей группой INTIMATE [1].

В холодных условиях ледниковой эпохи (МИС 2) происходила седиментация балочного аллювия в балке у с. Новорусановка (т. н. 6276, абсолютная высота 70 м). Об этом свидетельствует таксономическая структура палиноспектра из суглинка темно-коричневого с глубины

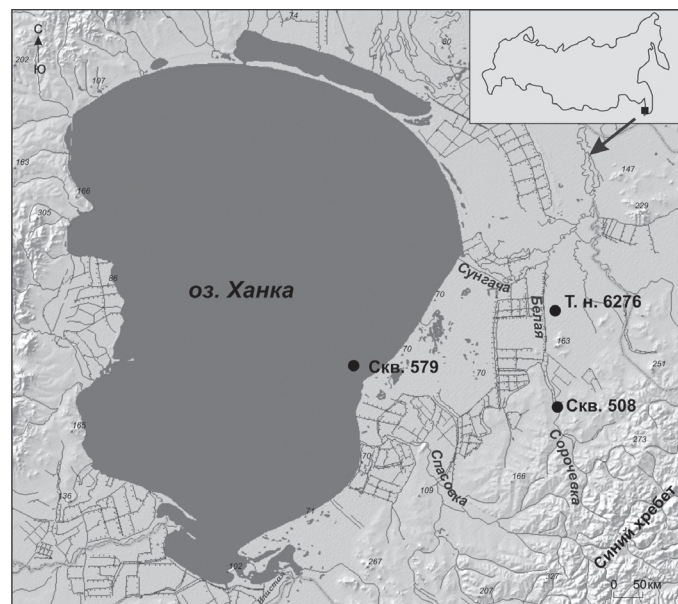


Рисунок 1. Расположение скважин и точек наблюдений.

1 м. В его составе изобилует пыльца мелколиственных пород, представленных кустарниковыми и гибридными березами (*Betula sect. Nanae* и *Betula* sp.), а также ольховым стлаником (*Duschekia* sp.). Присутствуют пыльцевые зерна ольхи (*Alnus* sp.), березы белой (*Betula sect. Albae*) и березы ребристой (*Betula sect. Costatae*). Группа хвойных растений представлена пыльцевыми таксонами ели (*Picea* sp.), лиственницы (*Larix* sp.), а также под родами пятихвойных и двуххвойных сосен (*Pinus* s/g *Haploxyylon* и *Pinus* s/g *Diploxyylon*). Среди трав отмечена крапива (*Urtica* sp.) и представители семейств осокowych (Cyperaceae Juss.) и сложноцветных (Asteraceae Dumort.). В группе споровых растений выявлены таксоны семейств многоножковых (Polypodiaceae Bercht. et J.Presl), уховниковых (Ophioglossaceae (R. Br.) Agardh), родов плаунов (*Lycopodium* sp.) и плаунок (*Selaginella* sp.).

Таксономический состав палиноспектра отражает структуру растительных формаций, характерных для холодной эпохи позднего плейстоцена, о чем свидетельствует 14С дата 22197 ± 405 кал. л.н. (Ки-2174). На аккумулятивных равнинах доминировали сфагново-багульниковые мари с кустарниковыми березами, ольховым стлаником, голубикой обыкновенной (*Vaccinium uliginosum* L.) и багульником (*Ledum* sp.). Травяной фон представляли осока Майера (*Carex meyeriana* Kunth), пушица (*Eriophorum* sp.) и кровохлебка (*Sanguisorba* sp.). На склонах хребтов преобладали редкостойные темнохвойные леса с доминированием ели аянской (*Picea jezoensis* Siebold et Zucc.) и лиственницы. На освещенных участках широкое распространение имели

заросли кедрового стланика (*Pinus pumila* (Pall.) Regel).

Подобные растительные формации характеризует современную флору болотно-тундрового района Чукотского п-ва, где в субфосильных палиноспектрах доминируют *Betula* sect. *Nanae*, *Duschekia* и *Alnus*, но отсутствует пыльца *Picea* [5, 6].

О незначительном смягчении климата в интерстадиал МИС 2, свидетельствуют палиноспектры скв. 579, пробуренной со льда оз. Ханка, в 1,3 км от восточного побережья на глубине 1,5 м. В палинокомплексе выделенном из слоя суглинка с растительным детритом (интервал глубин 4.5–6.3 м), зарегистрировано доминирование пыльцы – *Picea*, а также сочетание хвойных и мелколиственных растений – *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *Betula* sect. *Nanae*, пихты (*Abies* sp.) и *Betula* sect. *Albae*, при высоком содержании пыльцы болотных трав и сфагнового мха. По данным радиоуглеродного анализа, возраст отложений с глубины 5,1 м составил 21402 ± 453 кал. л.н. (Ки-2174). Извлеченные из этого же слоя карпологические остатки (заключение Ф.М. Величквич) так же отражают господство в начальную фазу интерстадиала МИС 2 на востоке Приханкайской равнины таежных растительных формаций с елью аянской, лиственницей и ерниками. Переувлажненные участки занимали мари [7].

Выводы о небольшом смещении ареалов растений к северу в интерстадиал МИС 2 хорошо согласуются с материалами и обобщениями по биостратиграфии других регионов мира [2, 3]. Подобная схема установлена и в пыльцевых летописях интерстадиальной фазы МИС 2 на Северо-Востоке Сибири около 14 333 кал. л.н. [8].

В условиях наступившего потепления раннего голоцена, происходило формирование отложений пойменной террасы р. Сорочевка у с. Чкаловское, вскрытых скв. 508. Из супеси сизой с глубины 4.5 м, датированной по древесным остаткам 11003 ± 186 кал. л.н. (Ки-2171), выделен палиноспектр, в котором ведущую роль играет пыльца мелколиственных пород *Betula* sect. *Nanae*, *Betula* sp. и *Duschekia*. Им сопутствует ива (*Salix* sp.), *Alnus*, *Betula* sect. *Albae* и *Betula* sect. *Costatae*. Группа хвойных растений представлена пыльцевыми таксонами сосны корейской (*Pinus koraiensis* Siebold et Zucc.), *Picea*, *Larix* sp. и *Abies*. Среди широколиственных пород возросло присутствие пыльца дуба монгольского (*Quercus mongolica* Fisch. ex Turcz.), лещины (*Corylus* sp.) и ильма (*Ulmus* sp.). Характерно также высокое содержание спор представителей семейства Polypodiaceae Bercht. et J.Presl и рода гроздовник (*Botrychium* sp.).

Результаты спорово-пыльцевого анализа, подкрепленные радиоуглеродными датами, показали, что в

криохрон МИС 2 на аккумулятивных равнинах восточного сектора Приханкайской равнины господствовали мари и болота с кустарниковыми и гибридными березами, ольховым стлаником, ольхой и лиственницей. В горах были развиты редкостойные еловые леса с лиственницей, березами и ольховым стлаником.

В интерстадиальную фазу широкое развитие получили растительные формации южно-бореальной темнохвойной тайги с преобладанием *Picea*, *Abies*, *Betula* sect. *Nanae* и *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sp. и *Duschekia*. Можно предположить, что найденные в осадках интерстадиала МИС 2 пыльцевые зерна подрода пятихвойных сосен *Pinus* s/g *Haploxylon*, по всей видимости принадлежат *Pinus koraiensis* [9].

В раннем голоцене на склонах долин получили развитие смешанные леса с доминированием дуба, ильма и сосны корейской. Однако, на аккумулятивных равнинах еще существовали сфагновые болота с кустарниковой березой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal subdivision of the Holocene Series/ Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // Journal of Quaternary Science. 2012. V. 27. P. 649–659.
2. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Известия РАН. Серия географическая. 2014. № 2. С. 5–20.
3. Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
4. Weninger B., Jöris O., Danzeglocke U. Cologne radiocarbon calibration and paleoclimate research package. CALPAL_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition, 2002. Universität zu Köln, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Radiocarbon Laboratory. Weyertal 125, D-50923. Köln: 2005, 2007. <http://www.calpal-online.de>.
5. Давидович Т.Д. Современные спорово-пыльцевые спектры восточного и южного побережья Чукотского полуострова // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР. Владивосток, 1978. С. 74–80.
6. Реумт А.Т. Растительность // Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. 488 с.
7. Белянин П.С., Белянина Н.И. К эволюции растительного покрова Приханкайской впадины и ее горного обрамления в позднем неоплейстоцене-голоцене (по палинологическим данным) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 96–100.
8. Позднечетвертичная растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / Под ред. П.М. Андерсон и А.В. Ложкина. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. 370 с.
9. Belyanin P.S., Belyanina N.I. Changes of the *Pinus koraiensis* distribution in the south of the Russian Far East in the postglacial time // Botanica Pacifica. 2019. V. 8. № 1. P. 19–30.

НАЧАЛЬНАЯ СТАДИЯ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ: ОСАДОЧНЫЕ СЕКВЕНЦИИ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Е.М. Бобровникова, М.В. Шитов

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург,
Университетская наб., д. 7/9, lzbbrvnkv@gmail.com, envigeo@yandex.ru

Позднеголоценовая (ладожская) трансгрессия – крупнейшее палеогидрологическое событие послеледниковой истории Ладожского озера – начавшийся около 5,0 тыс. 14С-л.н. подъем уровня воды, который 3,1–2,8 тыс. 14С-л.н. достиг максимальной высоты 14–15 м абс. (на 9–10 м выше современного) и снизился до отметок ниже 10 м абс. около 2,0 тыс. 14С-л.н. [1]. К настоящему времени надежно обоснованы возраст максимума трансгрессии и хронология регрессивной фазы (последние 3,1–2,8 тыс. 14С-лет) – по возрасту изоляционных кон-

тактов в донных отложениях озер на островах Северного Приладожья [2, 3], а также по возрасту регрессивных контактов и «слоистых пойм» Южного Приладожья [1]. Хронология развития трансгрессивной фазы, напротив, обоснована совершенно недостаточно – пока известны только приблизительные оценки возраста начала трансгрессии и времени, когда уровень воды превысил отметку 10,5 м абс. высоты [1]. Эта проблема имеет объективные причины – возраст трансгрессивных контактов удается определить по образцам из кровли торфа или почвы,

погребенных под отложениями ладожской трансгрессии. Эти субэральные образования были в различной степени абрадированы и тем самым возраст трансгрессивных контактов оказывается удревлен. Отсюда – необходимость формального выбора самой молодой датировки из серии, полученной для трансгрессивного контакта на одной и той же высотной отметке.

Указанную проблему удалось решить в 2018 г. работами научно-исследовательской практики по четвертичной геологии ИНОЗ СПбГУ в урочище Калач (Рис. 1) на правом берегу р. Свирь – стратотипической местности распространения отложений ладожской трансгрессии. В почти непрерывных расчистках на протяжении 6,0 км были прослежены взаимоотношения геологических тел, образующих трансгрессивную последовательность, представленную закономерными сочетаниями на различных высотных отметках субэральных образований (погребенные почвы, торфяники) и бассейновых отложений в различных фациях – эстуарных, лагунных, пляжевых, береговых валов и баров (Рис. 2). Эта секвенция образовалась в ходе развития ладожской трансгрессии при продвижении лагунно-баровой системы вверх по течению р. Свирь. При этом уровень воды очень точно фиксируется кровлей гиттий забаровой лагуны, перекрытых базальным горизонтом синхронного бара (Рис. 2). По суб-



Рисунок 1. Местоположение изученных разрезов: К – ур. Калач, Х – ур. Харевщина, С – ур. Семеновщина.

аэральным образованиям и мелкому детриту из кровли лагунных гиттий в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований им. В. Кёпена СПбГУ были получены 9 радиоуглеродных датировок; еще 3 датировки получены по эстуарным отложениям выше г. Лудейное Поле в ур. Харевщина и Семеновщина (Рис. 1).

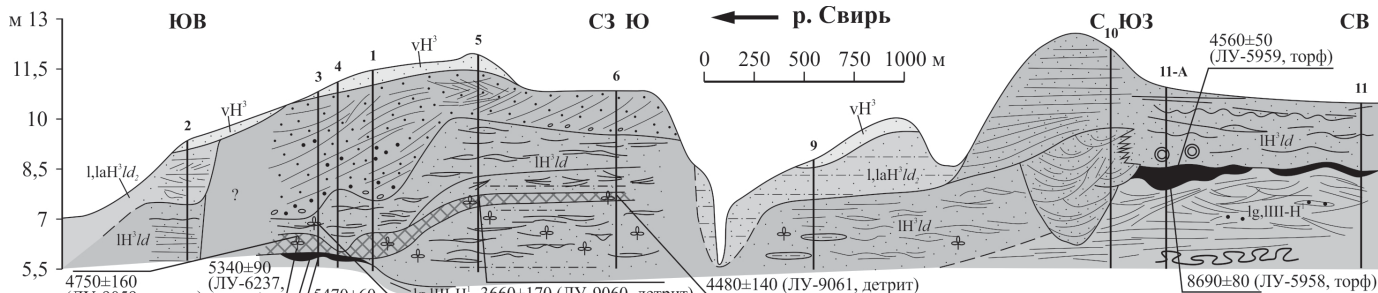


Рисунок 2. Строение ладожской секвенции в разрезах на правом берегу р. Свирь в ур. Калач.

Условные обозначения к рис. 2

- vH¹ Эолий позднеголоценовый
- I, laH¹/d Лимний, лимноаллювий финальной фазы ладожской трансгрессии (моложе 2000 лет)
- IH¹/d Лимний ладожской трансгрессии
- lg, III-H Лимногляциал, лимний позднеледниковый-раннеголоценовый
- Галька
- Песок грубозернистый, гравий
- ◐ Песок мелко-среднезернистый
- ▨ Супесь
- ▩ Гиттия
- ▬ Торф, погребенная почва
- ⊕ Растительные остатки (детрит)
- ◎ Крупные фрагменты древесины

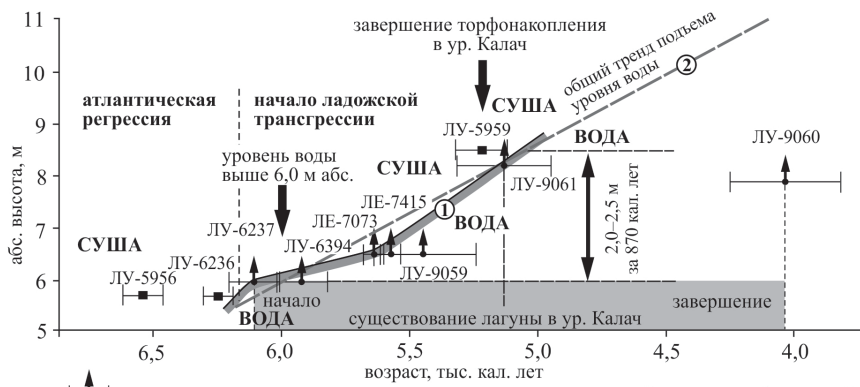


Рисунок 3. Подъем уровня воды в начальный период ладожской трансгрессии

Рисунок 3. Подъем уровня воды в начальный период ладожской трансгрессии.

В урочище Калач (Рис. 2) начало ладожской трансгрессии четко фиксируется завершением формирования почв с радиоуглеродным возрастом 5730 ± 70 (горизонт A_0 , ЛУ-5956) и 5470 ± 60 лет (древесина из кровли, ЛУ-6236) на отметках около 5,5–6,0 м абс. высоты, а подъем уровня воды выше 6,0 м абс. высоты – по древесине из гиттии с возрастом 5340 ± 90 14С-лет (ЛУ-6237). На отметках около 6,0 м абс. высоты субаэральные (торф, почва) и бассейновые отложения часто находятся в латеральных взаимоотношениях, то есть являются одновозрастными. Это, также как и очень близкий возраст почв и гиттий (ср. ЛУ-6236 и ЛУ-6237), указывает на то, что при уровне воды около 6,0 м распределение участков субаэральной/бассейновой седиментации контролировалось особенностями микрорельефа. Выше г. Лодейное Поле в ур. Семеновщина эстуарные гиттии на высоте около 6,0 м абс. несколько моложе – отсюда по древесине со следами обработки получена датировка 5130 ± 100 14С-л.н. (ЛУ-6394).

Уровень воды превышает 6,5 м абс. высоты около 4,8 тыс. 14С-л.н., что устанавливается по трем близким датировкам: 4750 ± 160 л.н. (ур. Калач, детрит из кровли гиттии, ЛУ-9059), 4860 ± 25 л.н. (ур. Харевщина, древесина из гиттии, ЛЕ-7073) и 4800 ± 30 (ур. Семеновщина, древесина, ЛЕ-7415). Дальнейший подъем уровня воды выше 8,1 м абс. фиксируется в ур. Калач по детриту в кровле гиттии с возрастом 4480 ± 140 14С-лет (ЛУ-9061); близкий возраст имеет и неглубоко абрадированная кровля погребенного торфа в ур. Калач на высоте 8,5 м абс. – 4560 ± 50 14С-лет (ЛУ-5959).

Рассчитаем теперь скорость подъема уровня воды в начальную стадию ладожской трансгрессии. Используем для этого значения календарного возраста трансгрессивных контактов (Рис. 3), полученные на основании калибровочной программы «OxCal 4.2» (калибровочная кривая «IntCal 13», С. В. Ramsey, <https://c14.arch.ox.ac.uk>). Как видно на рис. 3, признаки обводнения на высоте около 6,0 м абс. проявляются уже около 6,1 тыс. кал. л.н., однако учитывая латеральные взаимоотношения бассейновых и субаэральных отложений, уровень воды достоверно превысил эту отметку несколько позже – около 6,0 тыс. кал. л.н. Формальная палеогидрологическая кривая, огибающая трансгрессивные датировки (1 на Рис. 3), очевидно, весьма чувствительна к по-

грешностям определений высотных отметок, которые составляют около $\pm 0,5$ м, поэтому для расчета скорости подъема уровня воды используем надежные трансгрессивные контакты на высоте 8,1 м абс. с возрастом 5,13 тыс. кал. лет и на высоте 8,5 м абс. с возрастом 5,21 тыс. кал. лет; последний из них слегка удревнен. Тогда подъем уровня воды в начальную стадию ладожской трансгрессии от 6,0 м абс. высоты на 2,0–2,5 м произошел за 870 календарных лет, что соответствует средней скорости 2,3–2,9 мм/год.

Полученная скорость подъема уровня воды в 2 раза меньше скорости, предполагаемой гипотезой М. Саарнисто о связи ладожской трансгрессии со спуском вод Сайменской озерной системы в Ладожское озеро при образовании р. Вуокса [4], и находится в соответствии с характерными скоростями современных вертикальных движений земной поверхности в южной части Карельского перешейка [5]. Отсюда следует, что скорость подъема уровня воды контролировалась повышением отметки порога стока, имеющего, очевидно, тектоническую природу. Предполагая отсутствие короткопериодических – порядка первых тысяч лет – изменений скоростей вертикальных движений можно допустить возможность экстраполяции полученной скорости подъема уровня воды вплоть до времени максимума ладожской трансгрессии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шитов М.В. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера. Автореф. ... канд. дисс. СПб, 2007. 16 с.
2. Saarnisto M., Grönlund T. Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // Hydrobiologia. 1996. V. 322. P. 205–215.
3. Saarnisto M. Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // Quaternary International. 2012. V. 260. P. 143–152.
4. Saarnisto M. The late Weichselian and Flandrian History of the Saimaa Lake Complex // Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Physico-Mathematicae. 1970. V. 37. P. 7–107.
5. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В., Ядута В.А. Пост-микулинская тектоника Приладожья / Проблемы тектоники и геодинамики Земной коры и мантии. Мат. L Тектонического совещания. Т. 2. М.: «Геос», 2018. С. 341–345.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ДНЕВНЫХ ПОЧВ И ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

М.В. Бобровский¹, С.В. Лойко², Д.А. Куприянов³, Г.И. Истигечев²

¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Россия, г. Пушкино, ул. Институтская, д. 2, корп. 2., maxim.bobrovsky@gmail.com

²Томский государственный университет, 634050, Россия, г. Томск, пр. Ленина, д. 36, s.loiko@yandex.ru, istigechev.g@yandex.ru

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, kuprigallo94@rambler.ru

Территория центра Европейской части России имеет давнюю историю хозяйственного освоения. При этом наиболее интенсивные и масштабные воздействия на экосистемы и ландшафты были связаны с системами земледелия, при которых применяли пахотные (пашенные) орудия. До настоящего времени знания об истории распространения земледелия и о его роли в долговременной динамике экосистем и ландшафтов фрагментарны.

Использование пахотных орудий (бороны, рало, соха, плуг) приводит к изменению строения верхнего слоя почвы, а также к интенсификации процессов эрозии. Поэтому наличие таких воздействий в прошлом позволяет выявить анализ строения дневных почв и овражно-балочных отложений. Датировать пахотные горизонты и отложения позволяют древесные угли, поскольку в условиях лесной зоны земледелие было тесно связано с вырубкой и сжиганием деревьев. Выжигание было неотъемлемым элементом подсечено-огневой и переложной систем земледелия, а также сопровождало расчистку лесных территорий под постоянные пашни.

Данная работа является частью исследований, посвященных выявлению ключевых этапов влияния традиционного природопользования на динамику экосистем центра Европейской территории России в среднем и позднем голоцене. Объекты исследования – дневные почвы и делювиально-пролювиальные отложения оврагов и балок на модельных участках, расположенные в ландшафтах различных типов и в разных биогеографических регионах. В 2015–2018 гг. проведены комплексные почвенно-морфологические и антракологические исследования на территории музея-заповедника «Куликово поле» (Тульская обл.), НП «Угра» и заповедника «Калужские засеки» (Калужская обл.), Мордовского заповедника (респ. Мордовия), Клепиковского р-на Рязанской обл. Описано более двух сотен почвенных разрезов, отобрано несколько сотен образцов почвы для

определения концентрации углей, дальнейшего определения таксономического состава углей и их датирования. При отборе углей совмещали методы педоантракологии и морфологического анализа профиля. Отбор углей из образцов песчаных почв проводили методом сухого просеивания, из суглинистых почв – методом влажного просеивания; использовали сито с ячейками 2 мм. Определение таксонов проводили с использованием светового микроскопа с отраженным светом (40–400х), атласов анатомии древесины. Для идентификации каждого угля использовали поперечный, радиальный и тангенциальный срезы. Определен возраст 60 образцов углей (ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и центра изотопных исследований Университета Джорджии, США; Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси).

На исследованных участках в ландшафтах полеского типа на территории Мордовии и Рязанской области во всех профилях описаны следы распашки; в большинстве почв представлены старопашотными горизонтами небольшой мощности со следами бороздящих пахотных орудий. Участки постоянных пашен были приурочены к немногочисленным, но сравнительно обширным пологим элементам рельефа, а участки подсек и перелогов – к небольшим по площади всхолмлениям и грядам между заболоченными участками. Старые пахотные горизонты имеют мощность 6–20 см, пахотные горизонты на участках постоянных пашен последних столетий – 20–25 см. Вертикальное и горизонтальное распределение углей в почвах очень неравномерно. Например, средняя концентрация углей в случайно отобранных образцах на территории Рязанской области составила $1,2 \pm 0,4 \text{ г*кг}^{-1}$. Концентрация углей в нижней части старопашотных горизонтов достигает $30,92 \text{ г*кг}^{-1}$, а в корневых каналах, связанных с корчевкой деревьев – $12,44 \pm 3,48 \text{ г*кг}^{-1}$.

По кривым вероятностей образцы углей из Рязанской области группируются в три кластера: около 2200, около 900–1000, и менее 500 кал. л. Для образцов из Мордовского заповедника также можно выделить три кластера: 1400–1600, 600–800 и около 200 кал. л.н. Не менее 2/3 образцов углей ассоциировано с признаками выжигания перед распашкой в почвенном профиле; датировки отражают этапы освоения и использования территории в сельском хозяйстве. Максимум дат, связанных с расчистками, пришлись для Рязанской области на 10–11 века, для Мордовии – на 12–14 века.

Результаты исследований на территории музея-заповедника «Куликово поле» показали, что прошлым все участки прошли через этап открытого или полукрытого ландшафта. Полученные результаты подтверждают гипотезу о масштабном освоении водоразделов левобережья Дона и Непрядвы во время первого этапа славянской колонизации в 12 веке: получены даты 840 ± 80 кал. л.н. для углей из подпахотного горизонта, 720 ± 50 и 980 ± 140 кал. л.н. для углей в делювии лесных балок.

На территории Калужской области для долин сравнительно крупных рек и ландшафтов водно-ледниковых равнин радиоуглеродные даты возраста углей, происхождение которых можно связать с выжиганиями лесов человеком, образуют четыре кластера: около 2000, 1500 кал. л.н. (для этого времени также зафиксировано масштабное перемещение аллювия в пойме р. Вытебеть), 1000–700 и 200 кал. л.н. В течение последних столетий эти почвы активно распахивались, в результате в верхнем горизонте углей почти не сохранилось. Угли обнаруживали в основном в овражных отложениях, при этом нижняя часть отложений обычно была представлена гумусированным бурым песком, верхняя – серо-желтым песком (материал горизонтов В, ВС). Интересно, что на дне оврага с временным водотоком и в пойме постоянного водотока обнаружены остатки заостренных кольев, вероятно бывших частью системы заколов для ловли рыбы. Пока получена дата для древесины одного из кольев – 680 ± 50 кал. л.н.

Получены первые данные о времени масштабных расчисток и выжиганий широколиственных лесов в районе Калужских засек (в ландшафтах эрозионных моренных равнин) на основе анализа древесины и углей в пролювиальных отложениях овражно-балочных систем. Отложения представлены слабосортированным слабогумусированным перемытым материалом, угли обычно встречаются в основании отложений, а также в виде слоев на границах пачек отложений. Определение углей показало принадлежность большинства углей широколиственным деревьям (*Acer*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Tilia*) и полное отсутствие углей *Pinus*, что ха-

рактерно для искусственного выжигания леса, но не для пожаров. По возрасту угли формируют два кластера – 850–1100 и 200 кал. л.н. В целом для района Калужских засек данные педоантракологии показывают перерыв в активном хозяйственном использовании территории с 14–15 веков до середины 18 века, что совпадает со временем формирования и существования здесь участка Заокской засечной черты.

Совмещение педоантракологии с детальным морфологическим анализом профиля почвы существенно увеличивает информационную ценность исследований, позволяя интерпретировать факторы поступления углей в профиль и их перемещения. Особенно эффективна эта методология при изучении песчаных почв, где намного легче читаются морфологические признаки педотурбаций. Сопоставление фоновых значений антракомассы в разных горизонтах почв и концентрации углей в морфонах, происхождение которых связано с педотурбациями, показало, что отбор углей случайным методом может приводить к значительной недооценке концентрации и массы углей в почвах.

Педотурбации являются главным фактором перемещения углей в минеральные горизонты дневных почв; при отсутствии педотурбаций угли, находящиеся после пожара на поверхности почвы, частично переносятся в понижения в ходе эрозии, а большей частью, вероятно, сторают при последующих пожарах. При этом вывалы представляют сравнительно редкое и ограниченное по площади воздействие, а масштабное перемещение углей в минеральные горизонты («захоронение» углей в почве) было связано с воздействиями на почву бороздящих орудий (возможными как при пашенном, так и при подсежном земледелии), следовавшими за выжиганием участка. Полученные нами данные значительно меняют представления о скоростях и характере изменений почвенных профилей в прошлом. С одной стороны, они подтверждают предположения о ключевой роли педотурбаций в формировании профилей почв. С другой стороны, почвы оказываются весьма консервативны в изменении своих свойств между моментами (периодами) педотурбаций.

Результаты исследований показывают неравномерность сельскохозяйственного освоения исследованных территорий центра Европейской России в пространстве и времени. Для большинства участков отмечено три основных «волны» выжиганий и расчисток, первая из которых пришлась на разные культуры раннего железного века, вторая (наиболее масштабная) – предположительно на период славянской колонизации, а третья – на 18 век и начало 19 века.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 15-04-03170, 18-04-01329).

ВЫЖИВАНИЕ ИНДИКАТОРНЫХ ВИДОВ КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ В ГОЛОЦЕНЕ ЯКУТИИ

Г.Г. Боескоров

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677000, РФ, г. Якутск,
пр. Ленина, д. 39, gboeskorov@mail.ru

Глобальное вымирание мамонтовой фауны, происходившее в Евразии на рубеже плейстоцена и голоцена значительно «затянулось» на севере Восточной Сибири [1, 2]. Этому процессу могли способствовать: сохранение больших площадей с остепненной растительностью (основных местообитаний мамонтовой мегафауны) в голоцене и немногочисленность охотничьих племен позднего палеолита и мезолита в арктической зоне Восточной Сибири от Таймыра до Колымы [3]. В последние десятилетия в Арктической зоне Якутии открыты мезолитическая стоянка на о-ве Жохова и верхнепалеолитическая стоянка в низовьях р. Яны [4, 5], а также, факты присутствия 42–32 тыс. л.н. в восточной Сибирской Арктике постоянного населения и следы охотничьей деятельности древнего человека [6]. Тем не менее, вероятнее всего данный регион был очень слабо заселен человеком в позднем плейстоцене и начале голоцена (как, впрочем, и в настоящее время). Ниже мы перечислим убедительные доказательства существования типичных видов мамонтовой мегафауны на севере Якутии в голоцене.

Шерстистый мамонт *Mammuthus primigenius* (Blüm.). Значительное сокращение ареала мамонта происходило уже во время сартанского оледенения. Если радиоуглеродные датировки мамонтов в 14–12 тыс. л. н. (правда немногочисленные) отмечены почти по всему бывшему ареалу вида в Северной Евразии, то датировки моложе 12 тыс. л. н. имеются только из Заполярной части Сибири [7, 8]. Ранее считалось, что эти хоботные полностью вымерли к началу голоцена, т.к. не было найдено их остатков моложе 9600 лет. Однако в 90-е годы 20 века было получено несколько датировок, доказавших, что на острове Врангеля мамонты существовали и в голоцене – 7700–3700 лет назад [7, 9]. Датировок моложе 3700 лет по мамонтам до сих пор нигде не получено, поэтому считается что эта островная популяция *M. primigenius* была последней. На материковой части Евразии наиболее близкие к нам датировки мамонта относятся к самому началу голоцена, 9600–10000 л.н. (Гыданский п-ов, п-ов Таймыр) [10]. Не так давно это подтверждено и для территории

Якутии – последние мамонты здесь обитали до начала голоцена (10200–9400 л.н.) на территории Новосибирских островов (соединявшихся тогда еще с материком) [11].

Ленская лошадь *Equus lenensis* Russ. была одним из наиболее многочисленных видов копытных позднего плейстоцена Якутии и ее костные остатки обнаружены на многих стоянках людей позднего палеолита. В то же время, среди нескольких сотен стоянок человека, относящихся к голоцену (мезолит – раннее железо) остатки лошади обнаружены только в неолитической стоянке Кулатты в окрестностях Якутска, что скорее всего является случайным заносом. Недавно получена раннеголоценовая датировка ленской лошади из Центральной Якутии, р. Часовня [12]. К настоящему времени имеется уже несколько радиоуглеродных датировок остатков лошадей с севера Восточной Сибири, относящихся к среднему и позднему голоцену [1, 2, 13–16]. Эти даты наглядно свидетельствуют о том, что на крайнем севере Восточной Сибири дикие (скорее всего, ленские) лошади обитали по крайней мере до второй половины голоцена, 4600–2200 лет назад.

Первобытный овцебык *Ovibos pallantis* H. Smith исчез на значительной части своего ареала к началу голоцена. Отмечалось, что дольше всего в Евразии он просуществовал на Таймыре – последняя его популяция обитала здесь еще 3000–2700 лет назад [10]. Однако впоследствии были получены схожие по возрасту радиоуглеродные датировки овцебыка из района дельты р. Лены: 3180 ± 100 л.н. и 3200 ± 80 л. н. [1]. Недавно получена еще более молодая датировка овцебыка из Усть-Янского района [17], значительно расширяющая представление об ареале овцебыка в голоцене Восточной Сибири.

Первобытный (степной) бизон *Bison priscus* Voj. К.К. Флеров [18] считал, что позднеплейстоценовый бизон дожил на Северо-Востоке Сибири до начала голоцена. На территории Якутии к настоящему времени обнаружены замороженные мумии двух раннеголоценовых бизонов [16, 19], что подтверждает мнение К.К. Флерова.

Таким образом, север Восточной Сибири (в том числе и Якутии) был настоящим рефугиумом для некоторых крупных млекопитающих мамонтовой фауны в голоцене.

Работа выполнена в рамках проекта № 0381-2019-0002 по госзаданию ИГАБМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D., Siegert Ch. New data on the Mammoth fauna of the Laptev shelf land (East Siberian Arctic) // *La Terra degli Elefanti: The World of elephants. Proc. of the 1st Int. Congress. Rome. 2001. P. 289–292.*
2. Boeskorov G.G. Arctic Siberia: Refuge of the Mammoth Fauna in the Holocene // *Quaternary International. 2006. V. 142–143. P. 119–123.*
3. Федосеева С.А. Археология Якутии и ее место в мировой науке о происхождении и эволюции человечества. Якутск: изд-во «Литограф», 1999. 130 с.
4. Питулько В.В. Жоховская стоянка. СПб.: Дмитрий Буланин, 1998. 185 с.
5. Pitulko V.V., Nikolsky P.A., Girya E.Y., Basiyan A.E., Tumskoy V.E., et al. The Yana RHS Site: Humans in the Arctic before the Last Glaciation // *Science. 2004. V. 303. P. 52–56.*
6. Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Никольский П.А. Расселение человека в Арктике в первой половине МИС 3: новые данные // *Фундамент. проблемы квартера. Мат-лы X Всеросс. совещ. по изуч. четверт. периода. М.: ГЕОС, 2017. С. 316–318.*
7. Сулержицкий Л.Д. Черты радиоуглеродной хронологии мамонтов (*Mammuthus primigenius*) Сибири и севера Восточной Европы // *Труды ЗИН РАН. 1995. Т. 263. С. 163–183.*
8. MacDonald G.M., Beilman D.W., Kuzmin Y.V., Orlova L.A., Kremenetski K.V. et al. Pattern of extinction of the woolly mammoth in Beringia // *Nature communications. 2012. V. 3 (893). P. 1–8.*
9. Vartanyan S.L., Garutt V.E., Sher A.V. Holocene dwarf mammoths from Wrangel Island in the Siberian Arctic // *Nature. 1993. V. 362. P. 337–340.*
10. Сулержицкий Л.Д., Романенко Ф.А. Возраст и расселение «мамонтовой фауны» азиатского Заполярья // *Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 4. С. 12–19.*
11. Nikolskiy P.A., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V. Last straw versus Blitzkrieg overkill: Climate-driven changes in the Arctic Siberia mammoth population and the Late Pleistocene extinction problem // *Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 2309–2328.*
12. Боесков Г.Г., Ноговицын П.Р., Мащенко Е.Н., Белолюбский И.Н., Степанов А.Д., и др. Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны бассейна Средней Лены // *Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2016. Т. 469. № 2. С. 190–194.*
13. Кузнецова Т.В., ван дер Плихт Х. Позднеплейстоценовые и голоценовые лошади Северной Якутии // *Мат-лы Всеросс. совещ. «200 лет Отечественной палеонтологии». М.: изд-во МГУ. 2009. С. 65–66.*
14. Boeskorov G.G., Potapova O.R., Protopopov A.V., Plotnikov V.V., Maschenko E.N., et al. A study of a frozen mummy of a wild horse from the Holocene of Yakutia, East Siberia, Russia // *Mammal Research. 2018. V. 63, No. 3. P. 307–314.*
15. Лазарев П.А. Антропогеновые лошади Якутии. М.: Наука, 1980. 190 с.
16. Лазарев П.А., Григорьев С.Е., Плотников В.В., Саввинов Г.Н. Находки уникальных останков туш лошади и бизона в Верхоянском районе Якутии // *Проблемы региональной экологии. 2011. № 4. С. 13–18.*
17. Boeskorov G., Plotnikov V., Protopopov A., Klimovskiy A., Kolesov S., van der Plicht J. New finding of a Holocene muskox (*Ovibos pallantis* H. Smith, 1827) in Yakutia (East Siberia, Russia) // *VII International Conference of Mammoths and their relatives. Taichung, Taiwan. Abstract book. 2017. P. 80. <http://www.mammothtw2017.org/>*
18. Флеров К.К. Бизоны северо-восточной Сибири // *Мамонтовая фауна и среда ее обитания в антропогене СССР. Л.: изд-во ЗИН АН СССР. 1977. С. 39–56.*
19. Boeskorov G.G., Potapova O.R., Protopopov A.V., Plotnikov V.V., Kirikov K.S., et al. The Yukagir Bison: analysis of a complete frozen mummy of the bison, *Bison priscus* from the early Holocene of Northern Eurasia // *Quaternary International. 2016. V. 406. P. 94–110.*

НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ В ПОСЛЕДНИЕ 16 ТЫСЯЧ ЛЕТ: ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Н.С. Болиховская

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Россия, г. Москва,
Ленинские горы, д.1, nbolikh@geogr.msu.ru

Эволюция ландшафтов на территории Северного Прикаспия в последние 16 тысяч лет была обусловлена изменениями климата и колебаниями уровня Каспийского моря. Этот интервал в истории природной среды рассматриваемого района охватывает 11 500-летний период голоценовой новокаспийской трансгрессии, для которой реконструированы многократные малоамплитудные трансгрессивные и регрессивные флуктуации [1, 2], а также время максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии – одной из самых значительных трансгрессий в истории плейстоценового Каспия. В Северном Прикаспии в высшую фазу своего развития раннехвалынский бассейн достигал абс. отметок +48–50 м (современный уровень моря -27,16 м). В максимальную стадию трансгрессии формировалась толща шоколадных глин. Более 30 радиоуглеродных (^{14}C) дат в диапазоне 16270 ± 680 – 12860 ± 550 календарных лет назад (далее – кал. л.н.), полученных по раковинам моллюсков из песчаных прослоев в шоколадных глинах разрезов Копановка, Нижнее Займище, Райгород, Средняя Ахтуба, Цаган Аман, Черный Яр и др., а также результаты ОСЛ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ датирования шоколадных глин позволили сопоставить максимальную стадию раннехвалынской трансгрессии с этапом деградации осташковской стадии валдайского оледенения Русской равнины [3–6].

Реконструкции ландшафтно-климатических изменений, происходивших в Нижнем Поволжье в последние 16 тысяч лет, выполнены автором по данным палинологического анализа и абсолютного датирования разреза Средняя Ахтуба ($48^{\circ}42'$ с.ш., $44^{\circ}55'$ в.д.), расположенного южнее одноименного поселка на левом берегу р. Ахтуба, и разреза Соленое Займище ($47^{\circ}54'$ с.ш., $46^{\circ}10'$ в.д.), находящегося в долине Волго-Ахтубы в 130 км юго-восточнее пос. Средняя Ахтуба [7, 8].

В связи с дискусионностью представлений о возрасте и климато-фитоценологических обстановках формирования шоколадных глин Северного Прикаспия, отраженных в работах А.И. Москвитина, Г.И. Рычагова, В.П. Гричука, А.А. Чигуряевой и К.В. Ворониной, Г.В.

Обедиентовой и З.П. Губониной, Ю.А. Лаврушина, Е.А. Спиридоновой и мн. др., нами проведено детальное палино-тафономическое и палино-морфологическое изучение пачки отложений, вскрытых под современной каштановой почвой в интервале глубин 1,2–4,0 м в верхней части разреза Средняя Ахтуба и включающих толщу шоколадных глин, а также вышележащий и подстилающий ее слои. Для шоколадных глин разреза получены ОСЛ даты $15\ 000 \pm 1000$ и $13\ 000 \pm 500$ л.н. [9], подтвердившие результаты их ^{14}C датирования.

Список изученной раннехвалынской палинофлоры включает около 100 таксонов разного ранга. Впервые для отложений максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии получены данные о значительном содержании в большинстве спорово-пыльцевых спектров таксонов холодостойких растений (*Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus communis*, *Dryas octapetala*, *Botrychium boreale* и др.), а также сосны кедровой сибирской (*Pinus sibirica*), являющихся характерными видами равнинных и горных тундровых, лесотундровых и северо-таежных фитоценозов. О формировании шоколадных глин в условиях перигляциальных ландшафтов свидетельствует участие в спектрах пыльцы и спор представителей тундровой, бореально-лесной и пустынно-степной флор (*Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Botrychium boreale*, *Abies* sp., *Picea abies*, *Pinus sibirica*, *Larix sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Betula pendula*, *B. pubescens*, *Ephedra* sp., *Artemisia* s.g. *Seriphidium*, *Atriplex cana*, *A. litoralis*, *A. verrucifera*, *Halostachys capsica*, *Kochia prostrata* и др.) [8].

Детальная летопись ландшафтно-климатических изменений, происходивших в Нижнем Поволжье на протяжении последних 11500 лет, полученная нами на основании результатов спорово-пыльцевого анализа и ^{14}C датирования озерно-старичных отложений разреза Соленое Займище, а также голоценовых осадков разрезов в дельте Волги, отражает многократные смены зональных типов растительности и трансформации зональных и интразональных сообществ [7, 10].

На протяжении последних примерно 11.5 тысяч лет на этой территории сменились не менее 26 фаз в эволюции растительности и климата. Согласно более 20-ти 14C и AMS датам (от 9560±60 до 900±60 л.н.) и интерполяционным расчетам, определены их хронологические границы.

В настоящее время в Нижнем Поволжье в условиях аридного климата зонально развиты пустыня и полупустыня. Результаты детального палинологического анализа и абсолютного датирования изученных разрезов [7, 8 и др.] свидетельствуют, что на протяжении последних 16 тысяч лет в эволюции зональных ландшафтов здесь участвовали разнообразные перигляциальные и межледниковые фитоценозы (табл. на с. 54).

В таблице представлены данные о хронологии и особенностях климата и зональной растительности реконструированных этапов, а также их корреляция с трансгрессивными и регрессивными колебаниями уровня моря.

Для времени раннехвалынской трансгрессии Каспия реконструированы сукцессии растительных сообществ позднеледниковья – межстадиалов (бёллинга и аллерёда) и стадиала средней дриас – тундро-степи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные степи, перигляциальные редколесья и перигляциальные леса. Широкое участие микротермных ерниковых формаций из *Betula nana* и кустарниковых сообществ из *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus* и др. свидетельствует о суровых климатических условиях и, возможно, существовании островной многолетней мерзлоты в холодные (стадиальные) этапы осташковского позднеледниковья [8]. В интервале ~ 11500–2600 кал. л.н. в климате более благоприятном и гумидном, чем современный климат Нижнего Поволжья, преобладали лесостепные и степные ландшафты, которые в ходе своего развития прошли не поочередно 7 лесостепных и 7 степных фаз. В эволюции степных ландшафтов, господствовавших в период ~ 2600–840 кал. л.н., зафиксировано 8 фаз, выражавшихся трансформациями зональных и интразональных фитоценозов. Доминирование, зональное распространение и трансформации пустынно-степных и пустынных ландшафтов имели место только в последние ~ 840–900 лет.

Основная специфика протекания климатических процессов на исследуемой территории в голоцене заключается в трех ярко выраженных климатических оптимумах, которым соответствовали максимумы теплообеспеченности и увлажнения. Главным из них был позднеатлантический оптимум (~ 6970–5740 кал. л.н.), который был временем развития лесостепных ландшафтов, в которых смешанные дубовые леса с участием граба обыкновенного и кавказского (*Carpinus betulus*,

C. caucasica), бука восточного (*Fagus orientalis*), вяза (*Ulmus laevis*, *U. foliacea*), липы (*Tilia cordata*), березы и других деревьев, а также хвойные боры составляли лесной пояс долины нижней Волги. Близкие друг другу оптимумы ~ 9500–9350 кал. л.н. и ~ 4770–4040 кал. л.н. характеризовались меньшей теплообеспеченностью, но большей увлажненностью. Им также было свойственно господство лесостепей и, в некоторые фазы, – степей. Однако они отличались от главного оптимума, коррелируемого с гоусанской трансгрессивной стадией Каспия, менее благоприятными условиями для произрастания широколиственных деревьев и меньшим их участием в составе лесов. Эти три этапа соответствуют максимальным трансгрессивным состояниям Новокаспийского бассейна. О трансгрессивных режимах Каспия свидетельствуют также фазы прохладного и относительно влажного климата. В первую очередь, – лесостепная фаза в интервале ~ 11500–10250 кал. л.н., отвечающая сартасской стадии позднехвалынской трансгрессии Каспия, когда на не занятой морем части Северного Прикаспия были широко распространены сосновые редколесья и лесные участки с господством ели и пихты. Фазы относительных похолоданий и увлажнения климата зафиксированы также в интервалах ~ 5540–4770, 2600–2340 и 500–250 кал. л.н. Кроме того, трансгрессивным режимам моря отвечали фазы потепления и увлажнения климата в интервалах ~ 8900–8400, 3770–2780, 2080–1720, 1600–1400, 1270–1030 и 670–500 кал. л.н. Реконструированные минимумы тепла и влажности, т.е. периоды холодного и сухого климата, а также интервалы значительного потепления и аридизации (относительно теплого и сухого климата) соответствуют регрессиям разного ранга. Два самых значительных минимума теплообеспеченности и увлажнения приходятся на раннебореальный субпериод и на первую половину позднесубатлантического субпериода. Первый минимум отвечает времени мангышлакской регрессии Каспия ~ 10250–9500 кал. л.н., а второй минимум соответствует дербентской регрессии ~ 1400–670 кал. л.н. Внутри интервала 9500–1400 кал. л.н. выделяются одна фаза резкого потепления и аридизации климата ~ 2780–2600 кал. л.н. и пять фаз резкого похолодания и иссушения климата в интервалах ~ 9350–8900, 8400–8240, 5740–5540, 4040–3770 и 2340–2080 кал. л.н., которые могут отвечать кратковременным, но глубоким снижениям уровня Каспия. Наиболее значительные из них относятся к интервалам ~ 8400–8240 и 4040–3770 кал. л.н. Все фазы похолодания и аридизации климата отличало господство на рассматриваемой территории сухих степей и полупустынь, в которых ведущую роль играли ксерофитные маревопольные сообщества.

Таблица

Основные этапы развития климата и растительности Нижнего Поволжья в последние
16 тысяч лет и их корреляция с колебаниями уровня Палеокаспия

Разрез	Подразделения голоцена и позднеледниковья	Календарный возраст	Зональная растительность	Климат	Колебания уровня Палеокаспия
С опеное Займище	SA-3	250–0	Полупустыни	Относительно теплый и аридный	Регрессивная стадия
		500–250	Полупустыни	Похолодание и гумидизация	Трансгрессивная стадия
		670–500	Полупустыни	Потепление и увлажнение	
		840–670	Полупустыни	Похолодание и аридизация	
	SA-2	1030–840	Сухие степи	Прохладный и сухой	Дербентская регрессия
		1270–1030	Степи	Потепление и увлажнение	
		1400–1270	Сухие степи	Похолодание и аридизация	Трансгрессивная стадия
		1600–1400	Степи	Потепление и увлажнение	
		1720–1600	Степи (усиление роли ксерофитов)	Теплый и более сухой	
	SA-1	2080–1720	Степи	Потепление и увлажнение	Регрессивная стадия
		2340–2080	Сухие степи	Похолодание, континентализация	
	SB-3	2600–2340	Степи с елово-сосновыми стадиями	Похолодание и увлажнение	Трансгрессивная стадия
		2780–2600	Степи с дубовыми и мелколиственными лесами	Относительно тепло и сухо	Регрессивная стадия
	SB-2	3770–2780	Лесостепи	Относительно теплый и влажный	Турашская трансгрессивная стадия
		4040–3770	Сухие степи и полупустыни	Похолодание и аридизация	Регрессивная стадия
	SB-1	4770–4040	Лесостепи с хвойно-широколиственными лесами	Теплый и влажный климат (третий оптимум)	Трансгрессивная стадия
		5540–4770	Лесостепи с еловыми древостоями	Похолодание и рост увлажнения	
	AT-2	5740–5540	Лесостепи (сокращение роли широколиственных лесов)	Похолодание и аридизация	Регрессивная стадия
		6970–5740	Лесостепи с широколиственными и хвойно-широколиственными лесами	Теплый и влажный климат (второй – главный – климатический оптимум)	Гоусанская трансгрессивная стадия
	AT-1	8240–6970	Степи с хвойно-широколиственными пойменными лесами	Тепло и относительно сухо	Регрессивная стадия
8400–8240		Сухие степи с господством маревопольных сообществ	Похолодание и аридизация		
BO-2	8900–8400	Степи с участками хвойно-широколиственных лесов	Потепление при относительном росте влагообеспеченности	Трансгрессивная стадия	
	9350–8900	Степи (сократилась роль широколиственных древостоев)	Похолодание, континентализация	Регрессивная стадия	
BO-1	9500–9350	Лесостепи с участками хвойно-широколиственных лесов	Теплый и влажный климат (первый климатический оптимум)	Трансгрессивная стадия	
	10250–9500	Степи с участками елово-соснового редколесья	Похолодание и всеросная континентализация	Мангышлакская регрессия	
PB	11500–10250	Лесостепи с участками темнохвойных лесов	Относительно прохладный и влажный климат	Сартаская стадия позднеледниковья трансгрессии	
Средняя Ахтуба	Поздний дриас YD	хизгус			Регрессивная стадия
	Ашперд AL	12800/12600	Перигляциальные кедрово-еловые леса и редколесья	Потепление климата межстадиального типа	Раннехвалынская трансгрессия
		13800	Перигляциальные лесостепи с участками сосново-кедровых формаций		
	Средний дриас MDR	14100	Перигляциальные лесостепи с участками сосново-березовых и вязово-липово-дубовых сообществ	Холодный, континентальный климат	
			Перигляциальные степи (<i>Verda</i> и <i>Loirens</i> в кустарниковом ярусе березовых и сосново-кедровых копок)		
	Бэшинг BO	14800/14700	Перигляциальные лесостепи с участием сначала сосново-елово-кедровых редколесий, а затем березовых копок с редкими дубом и липой	Потепление климата межстадиального типа	
Ранний дриас (?)	хизгус				
Заключит. стадия LGM (?)	~16000	Тундро-степи	Холодный, континентальный климат	Регрессивная стадия	

Экспедиционные работы проведены в рамках проекта РНФ №16-17-10103. Палинологические исследования выполнены по проекту РФФИ-КОМФИ № 18-00-00470 и по программе ГЗ «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее изменений».

ЛИТЕРАТУРА

1. Варуценко С.И., Варуценко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеоэпохе. М.: Наука, 1987. 239 с.

2. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. О голоценовой истории Каспийского моря // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 134–146.

3. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А., Шали Ф., Антипов М.П., Кураленко Н.П., Курина Е.Е., Тухолка П. Каспий гидрологические события позднего квартала // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. Вып. 73. С. 19–51.

4. Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 229–233.

5. Свиточ А.А., Макашев Р.Р., Ростовцева Ю.В., Ключиткина Т.С., Березнер О.С., Трегуб Т.Ф., Хомченко Д.С.

Шоколадные глины Северного Прикаспия // Географический факультет МГУ Красногорская типография. 2017. 140 с.

6. Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., Starikova A.A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quaternary International. 2016. No 409. P. 81–87.

7. Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник МГУ. Серия География. 2011. № 2. С. 13–27.

8. Болиховская Н.С., Макашев Р.Р. Раннехвалынский этап развития Каспия: палинофлора и климато-фитоценологические реконструкции // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2019. № 3. С. 57–71.

9. Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2017. №1. С. 20–28.

10. Richards K., Bolikhovskaya N.S., Hoogendoorn R.M., Kroonenberg S.B., Leroy S. A.G., Athersuch J. Reconstructions of deltaic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea // The Holocene. 2014. Vol. 24(10). P. 1226–1252.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РЕЧНОЙ СТОК С ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ: КОМПЛЕКСНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ

О.К. Борисова¹, А.Ю. Сидорчук², А.В. Панин^{1,2}

¹ Институт географии РАН, 119017, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, olgakborisova@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Россия, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, fluvial05@gmail.com, a.v.panin@yandex.ru

Реконструкция климата и стока рек с территории Восточно-Европейской равнины в раннем голоцене имеет ключевое значение для тестирования гипотезы о катастрофическом затоплении котловины Черного моря [1], согласно которой вплоть до конца бореального периода его уровень стоял на отметке –100 м и затем геологически мгновенно поднялся до босфорского порога (отметки которого были приняты –40 – –30 м) в результате перелива вод Мирового океана через этот порог. В рамках этой гипотезы, сохранение низкого уровня Черного моря

было возможно лишь при дефиците приходной части водного баланса, основная часть которой складывается из речного стока с водосбора. Палинологические данные по датированным разрезам, расположенным в бассейнах Дона, Днепра и на соседних территориях, позволяют реконструировать состояние растительности и климата в этой части бассейна Черного моря в бореальный период голоцена, 9,3–8 тыс. 14С л. н. (10,5–8,8 тыс. калибр. л. н.), и оценить возможность существования засушливых условий и дефицита речного стока.

Состав пыльцевых спектров бореального времени отражает распространение березовых лесов или, в районах широкого развития песчаных грунтов, сосново-березовых лесов. Высокая доля пыльцы трав и кустарничков в спектрах и присутствие пыльцы ксерофитов (*Ephedra* spp., *Cannabis*) свидетельствует о разреженном характере этих лесов и о большой роли открытых травянистых формаций в растительном покрове. На протяжении бореального периода участие крио- и ксерофильных элементов, унаследованных от перигляциальной растительности позднеледниковья, постепенно сокращалось. На юге лесной зоны во второй половине бореала в спектрах появилась пыльца относительно мезофильных и термофильных элементов – широколиственных пород дубового леса (вяза, дуба, липы, лещины). На юго-западе рассматриваемой территории, в бассейне Южного Буга, в бореальное время уже были развиты широколиственные леса. Южнее лесной области располагалась полоса березовой лесостепи с участием широколиственных пород на западе, на правом берегу Днепра; в бассейне Дона ее граница проходила на 200–300 км севернее, чем в настоящее время. В пределах зоны степей пыльца широколиственных пород присутствует в спектрах на протяжении всего бореального периода; ее количество со временем возрастает, что отражает процесс увеличения роли байрачных и пойменных лесов в степной зоне.

Для реконструкции основных климатических показателей бореального времени по палинологическим данным были использованы два метода, дополняющие друг друга. Первый метод, разработанный В.П. Гричуком [2], основан на изучении состава ископаемых флор (т. наз. метод ареалограмм). В его основе лежит допущение о неизменности экологических (и в том числе климатических) требований видов растений на протяжении неоплейстоцена. Если границы ареала растения определяются преимущественно его требованиями к тепло- и влагообеспеченности, то климатические условия на территории, где в настоящее время совместно произрастает большинство видов ископаемой флоры (так называемый район-аналог, или центр современной концентрации – СЦК), должны соответствовать условиям места и времени формирования данной ископаемой флоры. Положение СЦК видов ископаемой флоры определяется путем картографического совмещения современных ареалов растений, составляющих ее. При помощи этого метода выполнены реконструкции климатических показателей, необходимых для расчета годового слоя стока (суммы положительных среднемесячных температур T_0 и годового количества осадков P) для четырех достаточно полно выявленных и датированных по 14С флор бореального времени. Климатические показатели

в местах расположения разрезов и в СЦК ископаемых флор определены по картам из электронного Агроэкологического атласа России [3].

Второй использованный подход близок к методу «зональных аналогов», предложенному С.С. Савиной и Н.А. Хотинским [4]. Для определения ближайших современных аналогов растительности бореального времени на уровне подзон (например, северной, средней и южной тайги) и групп формаций (сосновые леса с участием дуба и других широколиственных пород и проч.), помимо общего состава и содержаний основных компонентов пыльцевых спектров, учитывались наиболее информативные малые составляющие. Так, например, при близком составе основных компонентов спектра присутствие пыльцы и спор арктических и субарктических видов растений позволяет выбрать в качестве современного аналога лесотундру, а не северную тайгу. Аналогии растительности бореального времени определены для восьми подробно изученных и датированных по 14С разрезов. Для этих современных аналогов по картам из [3] также были определены суммы среднемесячных температур T_0 и годовое количество осадков P .

Использованные для реконструкций разрезы расположены в разных ландшафтно-климатических условиях, от степей до северотаежных лесов. Сравнение современных и реконструированных двумя методами климатических показателей показывает, что климатические условия бореального времени отличались от современных в основном более низкими зимними температурами (на 3–5°C ниже современных) при теплом лете (средние температуры июля на 0,5–1°C ниже современных). Таким образом, климат бореального времени характеризовался большей сезонной контрастностью по сравнению с современным. Годовое количество осадков P было близким к современному (в среднем на 10% меньше). На основании сопоставления современных и реконструированных климатических показателей были получены функции трансформации для перехода от современных $T_0 > 0^\circ\text{C}$ и P к соответствующим показателям для бореала. Исходя из допущения о подобии основных географических закономерностей климатов голоцена были построены карты основных климатических показателей для бореального периода, которые были в дальнейшем использованы для расчета годового слоя стока X на Восточно-Европейской равнине в бореале. Для расчетов X применялся подход, предложенный В.М. Евстигнеевым [5] для условий ограниченной исходной информации, когда имеются только величины осадков и температуры воздуха. По результатам этих расчетов составлена карта слоя стока для территории Восточно-Европейской равнины в бореальный период голоцена.

Таблица 1.

Река	Современные показатели		Рассчитанные показатели для бореала	Соотношение стока воды $X_{бор} / X_{совр}$
	Площадь бассейна, 10^3 км ²	Сток воды $X_{совр}$, км ³ /год	Сток воды $X_{бор}$, км ³ /год	
Волга	1360	254	264	1.04
Дон	422	29	33	1.14
Днепр	504	54	59	1.09

Проведенные расчеты показали, что в бореале суммарный сток с бассейна Днепра превышал современный на 9%, в бассейне Дона – на 14%, а в бассейне Волги – на 4% (табл. 1). Хотя осадки в этот период были меньше современных, в условиях более низких летних температур воздуха испарение также было меньше, что и привело к несколько большему, по сравнению с современным, речному стоку. Таким образом, гипотеза о значительном сокращении речного стока и снижении уровня Черного моря в бореальное время [1] нашими реконструкциями и расчетами не подтверждается.

Работа выполнена по темам Государственного задания «Палеогеографические обстановки четвертичного периода и рельефообразующие процессы как основа современных ландшафтов и фактор жизнедеятельности древнего и современного человека» № 0148-2019-0005 (Борисова О.К., Панин А.В.) и «Эволюция и трансформация эрозионно-русловых систем в условиях изменения природной среды и антропогенных нагрузок», номер ЦИТИС АААА-А16-116032810084-0 (Сидорчук А.Ю.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ryan W.B.F., Pitman W.C. III, Major C.O., Shimkus K., Moskalenko V., Jones G.A., Dimitrov P., Görür N., Sakinç M., Yüce H. An abrupt drowning of the Black Sea shelf // *Marine Geology*. 1997. V. 138. P. 119–126.
2. Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.
3. Афонин А.Н., Грин С.Л., Дзюбенко Н.И., Фролов А.Н. (ред.) Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения [DVD-версия]. 2008. <http://www.agroatlas.ru>
4. Савина С.С., Хотинский Н.А. Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 231–244.
5. Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М., Соколикхина Н.Н., Суркова Г.В., Торопов П.А., Чернышев А.В., Чумаченко А.Н. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления. М.: МАКС Пресс, 2008. 292 с.

РАЗВИТИЕ ОЗЕР И РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ДОЛИНЕ Р. КУИ В ГОЛОЦЕНЕ

М.Н. Буравская, Ю.В. Голубева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, РФ, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54,
buravskaya@geo.komisc.ru

Изучение палеогеографических условий формирования озер и развития растительности в голоцене проведены в долине р. Куи, протекающей в северо-западной части Большеземельской тундры. Река образуется при слиянии рек Вой-Вож и Воргашор, впадает с правой стороны в протоку Куйский шар р. Печоры севернее г. Нарьян-Мар (Ненецкий Автономный округ). Течёт река в пределах Ижма-Печорской впадины Пе-

чорской низменности среди разнообразных форм рельефа, образование которых связано с последним этапом деградации ледника [1]. Моренные отложения являются рельефообразующими и перекрываются толщей песков послеледниковых террас, на поверхности которых наблюдается значительное количество небольших, неглубоких, преимущественно ледниковых и термокарстовых озёр. Долина реки расположена в тундровой зоне.

Преобладают крупноерниковые и мелкоерниковые сообщества подзоны южных тундр. В пойме реки развита лугово-кустарниковая растительность (крупно- и мелкозлаковые луга, ивняки).

Геолого-геоморфологические и ландшафтно-климатические условия водосбора определяют морфологию речного русла и оказывают влияние на развитие поймообразующих процессов. Исследование условий формирования озер в пойме реки проведено в нижнем её течении, от места, где река меняет направление своего течения с меридионального на субширотное, отклоняясь на запад, и до Нарьян-Мара. На этом участке наблюдается значительное количество озер разных по размеру, форме и генезису. Крупные озера имеют свои географические названия – Кривое, Собачье, Дедово, Харитоново (Рис. 1). Озера Дедово и Кривое имеют вытянутую петлеобразную форму и являются старичными, сформированные в результате спрямления речного русла при прорыве шейки меандра. На данном участке наблюдается заметное расширение поймы, река находится в условиях свободного развития русловых деформаций и поймообразующих процессов, образуя серию право- и левосторонних изогнуто-гривистых пойменных сегментов, конечное положение которых маркируют старичные озера Кривое и Дедово. Оба озера относятся к одному этапу формирования пойменной генерации в

позднее субатлантическое время. Это подтверждается данными радиоуглеродного датирования органического материала исследуемых водоемов, проведенного в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН. Радиоуглеродная дата 1000 ± 70 л.н. IGAN 5640 получена из подошвы торфа в разрезе старичных осадков оз. Кривое, дата 1180 ± 80 IGAN 5641 – из разреза оз. Дедово.

Развитие меандров современным руслом способствует формированию пойменных сегментов, в рельефе которых четко прослеживаются пойменные гривы и межгривные понижения. В межгривных понижениях наблюдаются тонкие, вытянутые, повторяющие направление грив небольшие озерца, не пересыхающие в летний период. Такие образования на пойме называют вторичными пойменными водоемами [2]. Возникают они на плохо дренированных поймах. Промерзлый грунт многолетней мерзлоты в субарктических районах замедляет сток воды и удерживает её в пониженных участках. Так образуются стоячие водоемы от мелководных до объединения их в более крупные озера, обилие которых можно наблюдать повсеместно в пойме р. Куи. Вдоль борта долины реки располагается крупное вытянутое оз. Собакино, формирование которого произошло при слиянии вод межгривных понижений.

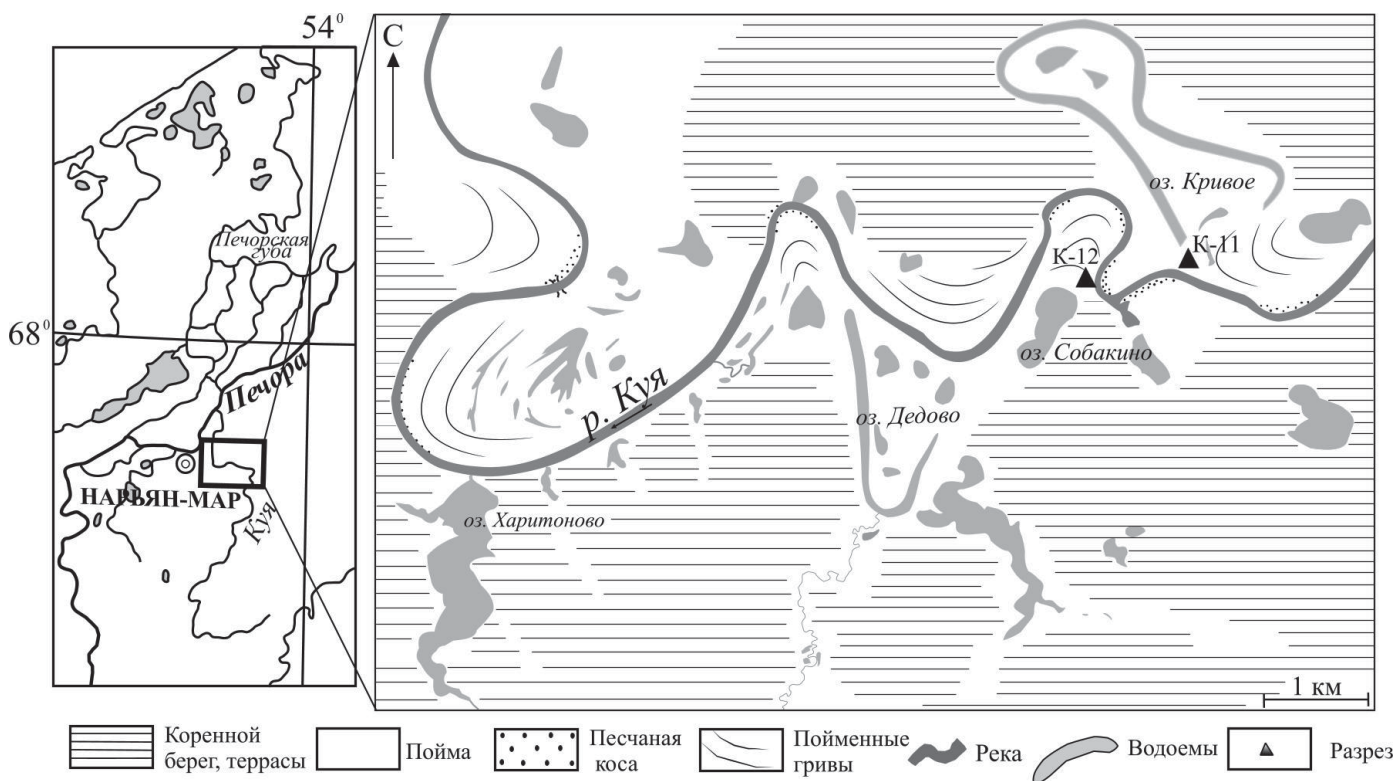


Рисунок 1. Геоморфологическая схема исследуемого участка долины р. Куи.

Развитие правостороннего меандра и миграция русла привели к формированию левостороннего пойменного сегмента. В рельефе сегмента четко выражены чередования пойменных грив и межгривных понижений занятых водой, образуя серию параллельно-изогнутых вытянутых водоемчиков. Во время половодья и в периоды повышенной водности реки пойма заболачивается, соединяя мелкие стоячие водоемы в более крупные, что и произошло при формировании оз. Собакино.

Ниже по течению наблюдается оз. Харитоново, расположенное перпендикулярно реке и связано с ней тонким перешейком. Развитие озера связано либо с расширением устьевой части безымянной реки, впадающей в р. Куя, либо это ледниковое или термокарстовое озеро, распространенные в бассейне реки. Развитие левосторонней излучины и горизонтальное смещение русла приблизило его к данному озеру и произошло соединение его с речным руслом.

Реконструкция ландшафтно-климатических условий проводилась по палинологическим данным изучения отложений субфации вторичных пойменных водоемов в разрезе К-12 и старичной фации в разрезе К-11.

По результатам изучения разреза К-12 охарактеризованы четыре фазы развития растительности, соотнесенные с субатлантическим периодом голоцена. В начале периода господствовали сообщества моховой кустарниковой тундры. Об этом свидетельствует преобладание в спорово-пыльцевых спектрах спор зеленых мхов пыльцы кустарников (*Betula sect. Nanae*, *Salix* sp., *Alnaster fruticosus*). В этом временном интервале зафиксированы наиболее холодные условия. В середине субатлантического периода по резкому увеличению содержания пыльцы деревьев в спектрах выделены фаза лесотундровой растительности и потепление. В это время произрастали редкостойные березово-еловые леса с кустарниковыми березками, ивами и ольховником в подлеске. Вдоль берегов озера образуют заросли *Potamogeton* sp., *Menyanthes trifoliata*, *Cyperaceae* и *Nymphaea* sp. Присутствие пыльцы *Nymphaea* sp. также указывает на температуры выше современных. Затем похолодание в конце субатлантического периода вызвало вытеснение лесной растительности травяно-кустарниковыми сообществами из карликовых березок, ольховника, осок, злаков, вересковых, полыней, разнотравья. В условиях последовавшего потепления получили

развитие современные лесотундровые и южнотундровые ценозы. Наряду с доминирующими в растительном покрове кустарниками (карликовой березки, багульника, кустарниковой ольхи, ивы и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот.

Результаты палинологического анализа осадков разреза К-11 также отражают смену четырех ландшафтно-климатических этапов, соответствующих временному интервалу с раннесубатлантического периода голоцена по настоящее время. В начале субатлантического периода были развиты тундровые и лесотундровые сообщества: преобладали разреженные елово-березовые леса с сосной, распространялись сфагново-ерниковые заросли. В середине периода увеличилось участие в составе растительного покрова елово-березовых лесов с примесью ольхи, чему способствовало потепление. Последовавшее в конце периода похолодание, по мнению Т.И. Марченко-Вагаповой [3], вызвало развитие березовых лесов с ольхой, сосной, елью и ивой. Спектры заключительного этапа периода указывают на произрастание в районе исследований елово-сосновых, елово-березовых и березовых лесов.

Таким образом, в долине р. Куя выделены три типа озер разного генезиса – старичные, вторичные водоемы поймы и ледниковые. Реконструирована смена четырех ландшафтно-климатических этапов на протяжении с раннесубатлантического периода голоцена по настоящее время.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121140081-7

ЛИТЕРАТУРА

1. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). Москва, 2012. 191 с.
2. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Труды ГИН АН СССР. Вып. 161. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 240 с.
3. Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Палеогеографические и седиментационные особенности формирования старичных отложений в палеорусле р. Куя на северо-западе Большеземельской тундры // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 12. С. 16–22.

МОРФОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КАШТАНОВЫХ ПОЧВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

А.В. Бухонов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Россия,
г. Пушкино, ул. Институтская, д. 2, корп. 2, buhonovAV@mail.ru

Уникальными природными моделями для изучения эволюции почв, в связи с изменчивостью условий почвообразования за последние 3500 лет, являются разновозрастные погребенные почвы археологических памятников. Первые курганы в степной зоне Евразии, и в особенно больших количествах появляются на территории Нижнего Поволжья примерно 6000 лет назад. Они представляют собой культовые погребальные сооружения, которые становятся неотъемлемым признаком ландшафтов Волго-Донских степей и Заволжья. Их исследование совместно с археологами позволяет определить степень сохранности почвенных свойств и признаков при резкой смене условий функционирования почв после погребения. Объектами исследований являлись погребенные почвы курганных групп «Саломатино» (Приволжская возвышенность); «Перегрузное» (Ергенская возвышенность) и участка оборонительного вала «Анны Иоанновны» (Приволжская возвышенность), расположенных на территории Волгоградской области в пределах сухостепной зоны.

Реконструкция динамики увлажненности климата во второй половине голоцена на территории Нижнего Поволжья широко представлена в ряде работ И.В. Иванова, А.Л. Александровского, В.А. Демкина, А.О. Алексеева, А.В. Борисова, О.С. Хохловой [1-11].

Фактический материал охватывает хронология, включающий эпоху поздней бронзы (3500 л.н.), ранний железный век (2000 и 1700 л.н.), развитое средневековье (700 л.н.), новое время (300 л.н.) и современность. Это дает возможность охарактеризовать направленность эволюции почв и интенсивность процессов почвообразования за последние 3500 лет в связи с динамикой климата в исследуемом регионе. В первую очередь эти изменения отражаются в морфологическом строении исследованных каштановых почв и их физико-химических показателях, связанных с динамикой атмосферной увлажненности на территории Нижнего Поволжья за весь исследуемый период. В результате динамичности климата, каждая из палеопочв формировалась в отлич-

ных от других режимах почвообразования и имеет индивидуальные морфологические и физико-химические признаки и свойства.

Важнейшей характеристикой почвообразовательного процесса является формирование гумусового горизонта и усложнение почвы в процессе ее саморазвития – выщелачивания карбонатов, гумусонакопления, миграции легкорастворимых солей, аккумуляции ила.

Морфолого-стратиграфический анализ показал, что в процессе естественной эволюции, за 3500 лет, в каштановых почвах направленно увеличивалась мощность почвенных горизонтов, и в первую очередь, гумусово-аккумулятивного с 11 до 19 см. В период максимальной увлажненности климата (700 л.н.) на поверхности сформировался дерновый горизонт мощностью 6 см, который увеличился к настоящему времени до 11 см.

Заметно и ритмично с климатическими флуктуациями менялась мощность иллювиальных В1 и В2сa горизонтов, связанная с интенсивностью развития солонцовых процессов (рис. 1).

При этом развитие почвенного профиля не происходило равномерно на протяжении описываемого времени и скорости формирования основных морфологических признаков (мощности горизонтов, глубины выщелачивания карбонатов, перераспределения ила, глубины залегания легкорастворимых солей) значительно различались на отдельных этапах эволюции. За период почвообразования 3500–2000 л.н. мощность гумусового горизонта увеличилась только на 1 см, а мощность иллювиального – на 3 см. Средняя скорость формирования гумусового слоя за 1500 лет развития достигала 0.03 мм/год. К моменту 1700 л.н. мощность гор. А1 практически не изменилась, но еще на 5 см увеличилась мощность гор. В1. Скорость формирования иллювиального горизонта составляла в эти 300 лет 0.17 мм/год. Увеличение мощности иллювиальной толщи, зафиксированное в почве, погребенной 1700 л.н., происходило,

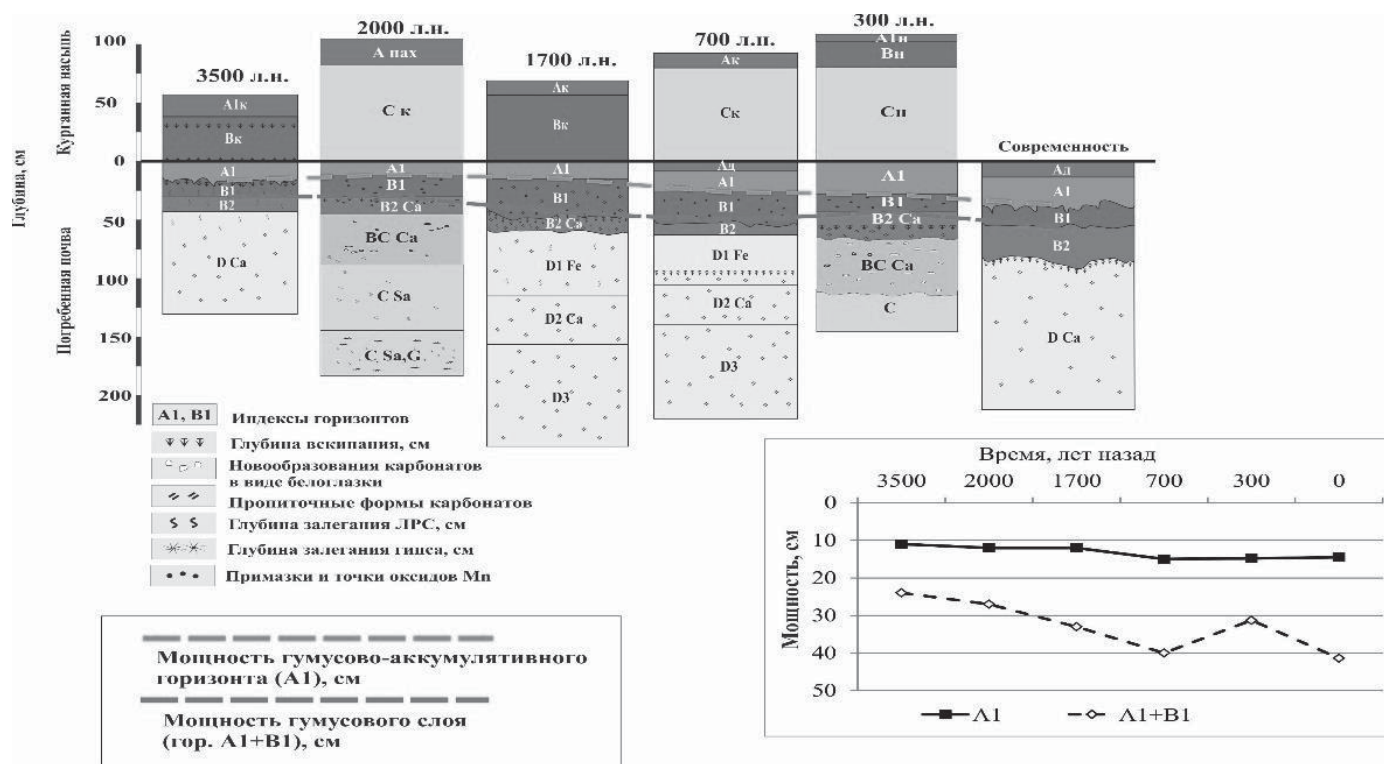


Рис. 1. Морфолого-стратиграфическое строение профилей каштановых почв за 3500 лет естественной эволюции.

по-видимому, под воздействием активного солонцового процесса на территории Нижнего Поволжья в конце I начале II века н.э. в относительно гумидную климатическую эпоху, что сопровождалось выносом ила из гор. A1. В последующие 1000 лет, по мере приближения к климатическому оптимуму, 700 л.н., существенно увеличилась мощность гумусового горизонта и усложнилась его морфологическая структура за счёт формирования на поверхности дернового горизонта.

Динамичность изменений условий палеосреды наиболее ярко отражают геохимические характеристики. Солевой и карбонатный профили «записывают» характеристику климата, в котором формировалась почва. Увеличилась глубина залегания карбонатов и ЛРС от поверхности в условиях повышенной увлажненности климата (2000, 700 л.н., современность) и, напротив, подъема к поверхности в аридные периоды (3500, 1700, 300 л.н.), что отражает направленность элементарных почвообразовательных процессов, происходящих в почве до момента погребения (рис. 2).

Таким образом, для хроноинтервала почвообразования от 3500 лет назад до настоящего времени на тер-

ритории Нижнего Поволжья выявлено направленное развитие мощности гумусового горизонта, которое происходило в первой половине исследуемого периода очень медленными темпами (0.007 мм/год). Оно резко возросло к периоду наступления климатического оптимума, 700 л.н. до 0.023 мм/год и продолжило увеличиваться все последующее время, так что средняя скорость формирования гор. A1 за последние 700 лет достигала 0.057 мм/год.

Тип гумуса изменялся в эволюционном ряду от фульватного, 3500 л.н. ($S_{гк}/C_{фк}=0.58$) до фульватно-гуматного ($S_{гк}/C_{фк}=1.44$) в современных каштановых почвах. Динамичность изменений условий палеосреды наиболее ярко проявляется в геохимических характеристиках изучаемых почв. Солевой и карбонатный профили «записывают» характеристику климата, в котором почва функционировала и отражают направленность элементарных почвообразовательных процессов, происходящих в почве до момента погребения.

Работа выполнена в рамках ГЗ № АААА-А18-118013190175-5

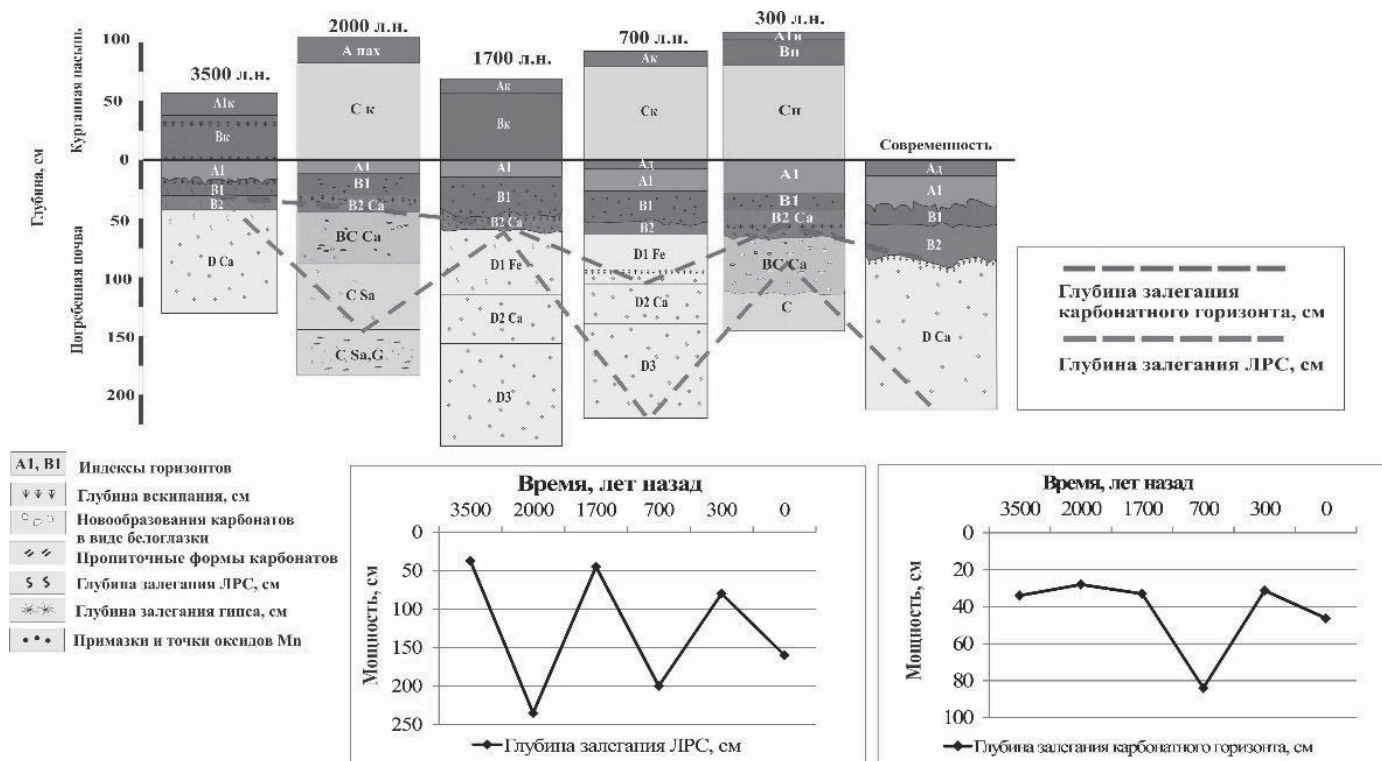


Рис. 2. Глубина залегания карбонатов и легкорастворимых солей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
2. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
3. Алексеев А.О. Магнитные свойства погребенных почв археологических памятников – запись климатических условий степей Приволжской возвышенности в голоцене / Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Демкин В.А., Сергацков И.В. // Материалы по археологии Волго-Донских степей. Вып. 2. Волгоград: ВолГУ, 2004. С.96–106.
4. Борисов А.В. Палеопочвы и климат Ергеней в эпоху бронзы (IV–II тыс. до н.э.) / А.В. Борисов, Т.С. Демкина, В.А. Демкин // М.: Наука, 2006. 210 с.
5. Бухонов А.В. Структурное состояние почв и динамика природной среды сухостепной зоны Нижнего Поволжья за последние 4000 лет. Автореферат дисс. канд. биол. наук. Москва, 2016. 24 с.
6. Дёмкин В.А. Развитие почв Нижнего Поволжья за историческое время / Дёмкин В.А., Ельцов М.В., Алексеев

А.О., Алексеева Т.В., Демкина Т.С., Борисов А.В. // Почвоведение. 2004. № 12.

7. Дёмкин В.А. Природная среда волго-уральских степей в савромато-сарматскую эпоху (VI в. до н.э. – IV в. н.э.) / В.А. Дёмкин, А.С. Скрипкин, М.В. Ельцов, Б.Н. Золотарева, Т.С. Демкина, Т.Э. Хомутова, Т.В. Кузнецова, С.Н. Удальцов, Н.Н. Каширская, Л.Н. Плеханова. Пушкино, 2012. 216 с.

8. Золотарёва Б.Н., Дёмкин В.А. Гумус палеопочв археологических памятников сухих степей Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2013. № 3. С. 291–301.

9. Иванов И.В., Александровский А.Л. Методы изучения эволюции и возраста почв. Препринт. Пушкино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1984. 54 с.

10. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 140 с.

11. Хохлова О.С., Олейник С.А., Ковалевская И.С. Отличия диагенетических и эпигенетических типоморфных карбонатных аккумуляций в голоценовых погребенных почвах черноземной зоны // Почвоведение. 2000. № 1. С. 28–37.

ВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ЛЕДЯНЫХ КЕРНОВ

Д.О. Владимирова^{1,2}, Б.М. Винтер¹, П.Т. Валлелонга¹, Т. Соуэрс³, В. Гкинис¹,
Х. Къер¹, М.Ф. Симонсен¹, Р. Дэльмар^{4,5}, Т. Бланье¹

¹Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Копенгаген, Дания

²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, 199397, Россия,
г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38, vladimirova@aari.ru

³Penn State University, Университи Парк, Пенсильвания, США

⁴National Institute of Polar Research, Токио, Япония

⁵Alfred Wegener Institute, Бремерхафен, Германия

В работе представлен ряд концентрации метана (CH_4) в атмосфере северного полушария, полученный с высоким разрешением по данным ледяного керна RECAP (Renland Ice Cap), пробуренного в восточной Гренландии $71^\circ 18' \text{с.ш. } 26^\circ 36' \text{в.д.}$ 2300 м над у.м. в 2015 г. Керн общей длиной 584 м содержит 532 м голоценового льда без зоны хрупкого льда (brittle ice), что позволило получить ненарушенный газовый ряд CH_4 . Для анализа была применена технология непрерывного потока (continuous flow analysis – CFA), разработанная в 2010 г., с помощью которой стало возможным получение газового ряда в ультра-высоком разрешении (от нескольких мм до первых см) в отличие от ранее использованного метода плавления и повторного замораживания отдельных образцов ледяного керна с наилучшим возможным разрешением 7 см по глубине.

Учитывая толщину среднего годового слоя, разрешение по глубине в переводе на временную шкалу составляет 35 точек данных на 100 лет в позднем голоцене (до 4,2 тыс. л.н.). Однако в среднем для голоценовой секции с учетом времени присутствия метана в атмосфере и диффузионным сглаживаем газового сигнала в фирновой толще, результирующие максимальное эффективное временное разрешение снижается в 10 раз.

Характер колебаний ряда CH_4 по данным ледяного керна RECAP согласуется с таковым для ранее опубликованного ряда концентрации CH_4 в голоцене в южном полушарии по данным антарктического ледяного керна WAIS Divide (West Antarctic Ice Divide). Анализ когерентности вейвлет-преобразованных голоценовых рядов CH_4 выявил совпадения рядов оп периоду и фазе колебаний для 600–700-летних и 200–500-летних колебаний. Период позднего голоцена в следствие высокого временного разрешения позволил выявить общую изменчивость вплоть до 70-летних колебаний.

При сравнении газовых рядов CH_4 по данным разных ледяных кернов сопряжено с погрешностями абсолютных значений и сдвигами инструментального и природного происхождения. В данном исследовании межлабораторные сдвиги абсолютных значений концентрации CH_4 постоянны, так как оба ледяных керна измерялись в течение непрерывных измерительных кампаний. Неопределенности, связанные с глубиной захвата газа и возрастом фирна на этой глубине, а значит и разницы в возрасте льда и захваченного им газа, несущественны в масштабах десятков лет за исключением влияния талых слоёв, когда происходит т.н. послойный захват воздуха. Талые слои, в которых предположительно должны присутствовать пики концентрации метана малой амплитуды и мощности по глубине, не прослеживаются в слоях возрастом больше 2 тыс. лет из-за малой толщины годовых слоев. Перед проведением анализа вековых колебаний ряд CH_4 RECAP был почищен от пиков, предположительно относящихся к талым слоям или несовершенствам измерительного метода CFA. Настоящее исследование планируется в дальнейшем расширить и рассчитать межполюсной градиент изменчивости метана в течение голоцена с высоким разрешением. Абсолютное значение межполюсного градиента CH_4 до настоящего времени не было вычислено с высоким разрешением. Будет проверена нулевая гипотеза, что межполюсной градиент CH_4 в голоцене существенно не менялся.

Мы предполагаем, что вековая изменчивость концентрации CH_4 в голоцене связана со сдвигом внутритропической зоны конвергенции. Сдвиг влияет, в свою очередь, на изменение муссонной активности и через смену режима увлажнения на выброс метана из тропических болот, являющихся главным источником метана. Продолжительность циклов концентрации CH_4 меняется в течение голоцена, что потенциально предполагает изменения во времени присутствия метана в атмосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bernal J.P., Cruz F.W., Strikis N.M., Wang X., Deininger M., Catunda M.C.A., Ortega-Obregón C., Cheng H., Edwards R.L., Auler A.S. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 450. P. 186–196.
2. Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // *Nonlinear processes in geophysics*. 2004. Vol. 11. P. 561–566.
3. Jouzel J., Masson-Delmotte V. Paleoclimates: what do we learn from deep ice cores? // *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. 2010. Vol. 1(5). P. 654–669.
4. Mitchell L., Brook E., Lee J.E., Buizert C., Sowers T. Constraints on the Late Holocene anthropogenic contribution to the atmospheric methane budget // *Science*. 2013. Vol. 342. P. 964–966.
5. Rhodes R.H., Brook E.J., McConnell J.R., Blunier T., Sime L.C., Faïn X., Mulvaney R. Atmospheric methane variability: Centennial-scale signals in the Last Glacial Period // *Global Biogeochemical Cycles*. 2017. Vol. 31. P. 575–590.
6. Sigl M., Fudge T., Winstrup M., Cole-Dai J., Ferris D., McConnell J., Taylor K., Welten K., Woodruff T., Adolphi F., Bisiaux M., Brook E., Buizert C., Caffee M., Dunbar N., Edwards R., Geng L., Iverson N., Koffman B., Layman L., Maselli O., Mcgwire K., Muscheler R., Nishiizumi K., Pasteris D., Rhodes R., Sowers T. The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Part 2: Annual-layer counting (0–31 ka BP) // *Climate of the Past*. 2016. Vol. 12. P. 769–786.
7. Stowasser C., Buizert C., Gkinis V., Chappellaz J., Schüpbach S., Bigler M., Faïn X., Sperlich P., Baumgartner M., Schilt A., Blunier T. Continuous measurements of methane mixing ratios from ice cores // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2012. Vol. 5. P. 999–1013.
8. WAIS Divide community members. Onset of deglacial warming in West Antarctica driven by local orbital forcing // *Nature*. 2013. Vol. 500 P. 440.
9. Wen X., Li B., Zheng Y., Yang Q., Niu D., Shu P. Early Holocene multi-centennial moisture change reconstructed from lithology, grain-size and chemical composition data in the eastern Mu Us desert and potential driving forces // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. Vol. 459. P. 440–452.
10. Yang J.-W., Ahn J., Brook E.J., Ryu Y. Atmospheric methane control mechanisms during the early Holocene // *Climate of the Past*. 2017. Vol. 13. P. 1227–1242.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ БОЛОТ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Е.М. Волкова¹, Е.Ю. Новенко²

¹ Тульский государственный университет, 300012, Россия, г. Тула, пр. Ленина, д. 92, convallaria@mail.ru;

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Россия, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, lenanov@mail.ru.

Природные условия Среднерусской возвышенности является причиной ее низкой заболоченности – доля болот составляет, в среднем, 0.5% [1]. Несмотря на это, указанная территория характеризуется разнообразием болотных экосистем, которые формируются на разных геоморфологических уровнях.

Наиболее часто болота образуются в депрессиях пойм рек и используют в питании минерализованные аллювиальные воды, реже – грунтовый сток. В растительности таких болот представлены разнообразные эвтрофные травяные сообщества. Мощность торфяных отложений, образованных низинными торфами, составляет, в среднем, 1–2, иногда – 4–5 метров.

На террасах речных долин болота образуются, преимущественно, по западным и северо-западным окраинам (долина р. Ока), а также вдоль восточных склонов возвышенности (долина р. Воронеж), где распространены зандровые и моренные отложения. Такие болота подпитываются бедными водами четвертичной системы или делювиальным стоком, что обеспечивает формирование переходных и верховых торфов (мощность залежей 3–4 метров) и олиготрофной растительности.

На водоразделах болота формируются в карстово-суффозионных депрессиях глубиной до 10 и более метров, подстилаются глинистыми и/или суглинистыми озерными и делювиальными отложениями. Торфяные

отложения болот мощностью до 10 и более метров могут быть как целостными, так и сплавинными. Питание болот смешанное, его обеспечивают выклинивающиеся минерализованные грунтовые или стекающие поверхностные воды, реже – атмосферные осадки. Если в питании болот доминирует грунтовый и делювиальный сток, то в растительном покрове болот доминируют эвтрофные сообщества. На сплавинных болотах, за счет увеличения доли атмосферного питания, формируется мезо- и олиготрофная растительность. Торфяные залежи образованы, в основном, низинными торфами и только на сплавилах редко встречаются переходные и верховые торфа.

Как видно, несмотря на низкую заболоченность, Среднерусская возвышенность характеризуется разнообразием болотных экосистем. Относительно времени возникновения болот на данной территории, существуют противоречивые сведения. Ряд ученых рассматривали сфагновые болота степной и лесостепной зон в качестве реликтов ледниковой эпохи [2]. Однако особенности стратиграфии торфяных залежей позволили выдвинуть идею геологической «молодости» таких болот [3, 4].

Как видно, диапазон варьирования данных о возрасте болот широк. Болота могут быть как раннеголоценовыми, так и позднеголоценовыми экосистемами. Для определения времени начала и интенсивности болотообразовательного процесса проведен отбор торфяных образцов по профилю залежей 40 болот, которые приурочены к депрессиям на разных геоморфологических уровнях. Образцы торфа анализировали в Центре коллективного пользования «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН (Москва), а также в Германии, в Центре изучения окружающей среды (Helmholtz Centre for Environmental Research). Полученные результаты по C^{14} калибровали в программе Calib 7.1 с использованием калибровочной кривой IntCal13 [5]. Кроме того, изучен ботанический состав торфов по профилям отложений всех модельных болот, что позволило выявить направления генезиса.

Проведенные исследования показали, что болотообразовательный процесс на Среднерусской возвышенности протекал в течение всего голоцена. При этом, наиболее древними являются болота, образовавшиеся на песчаных отложениях речных долин по западным и северо-западным границам возвышенности в борельный и атлантический периоды. Примером являются болота долины р. Ока (болото Клюква Тульской обл. – 9370 ± 100 кал. лет назад), а также долины р. Сев (болото Клюквенное Брянской области – 8010 ± 60 кал. лет назад). На восточных склонах возвышенности

формирование болот началось позднее, в субатлантический период (болота Клюквенное и в квартале 1468 на территории Воронежского госзаповедника – 1230 ± 50 и 2010 ± 55 кал. лет назад соответственно).

Террасные болота, а также болота, расположенные на склонах водоразделов, перекрытых зандровыми и моренными отложениями, характеризуются невысокой скоростью прироста торфа: от 0,2 до 1,9 мм/год. Причиной этого является характер подстилающих пород, препятствующий накоплению обильного увлажнения в депрессиях, что обеспечивает аэрацию и ускоряет разложение отмерших растительных остатков. Питание слабоминерализованными водами является причиной быстрого перехода болот к мезотрофному этапу, начиная с атлантического периода. В генезисе таких болот этот этап может быть весьма продолжительным и сменяться олиготрофным 1000–1500 лет назад.

В возникновении водораздельных болот можно выделить 2 периода: атлантический и субатлантический. К атлантическому периоду относится образование болот в депрессиях со слабым и умеренным увлажнением, что способствовало формированию целостных залежей (болота Тульской обл.: Бахметьево – 8110 ± 80 кал. лет назад, Источек – 6550 ± 90 кал. лет назад). Формирование болот происходило и в более позднее время, в конце суббореального – начале субатлантического периодов (болото Зорино-27 Курской обл. – 2875 ± 50 кал. лет назад). При этом, умеренное увлажнение понижений обеспечило низкую скорость вертикального прироста торфяных отложений (0,8–0,9 мм/год), а использование в питании минерализованных грунтовых вод способствовало сохранению эвтрофного характера растительности. Разнообразие палесообществ в генезисе болот обусловлено динамикой режима увлажнения.

При интенсивном увлажнении депрессий на водоразделах в результате выклинивания грунтовых вод образуются сплавинные болота. Датирование нижних частей сплавин показало, что их возникновение относится к субатлантическому периоду: болота Кочаки-1 – 615 ± 35 кал. лет назад, Главное (Озерный-1) – 850 ± 35 кал. лет назад, (Тульская обл.). Несмотря на столь «молодой» возраст, сплавины имеют мощность 2–3 метра, что свидетельствует об активном приросте торфа, достигающем 8–10 мм/год. При этом, в верхних горизонтах сплавин могут встречаться переходные и верховые торфа, что обусловлено переходом к мезо- и олиготрофному этапам развития при использовании атмосферного питания. Однако мощность таких торфов невелика и это характеризует «молодость» соответствующего типа растительности.

Пойменные болота формировались в разные периоды голоцена, но, в основном, в атлантический и субатлантический: болота Большеберезовское (пойма р. Непрядва, приток Дона) – 7240 ± 80 кал. лет назад, Подкосьмово (пойма р. Непрядва) – 5025 ± 100 кал. лет назад, Ретюнь (пойма р. Вырка, приток Оки) – 6300 ± 45 кал. лет назад, Яковлевское (пойма р. Упа, приток Оки) – 2545 ± 50 кал. лет назад, Лупишкинское (пойма р. Дон) – 2220 ± 100 кал. лет назад. Стабильное увлажнение болот аллювиальными водами обеспечивало прирост торфа со скоростью 0,5–0,6 мм/год и формирование только эвтрофных палеосообществ в генезисе пойменных болот.

Проведенные исследования времени возникновения болот на Среднерусской возвышенности позволили выявить отличия как между болотами разных геоморфологических уровней, так и разных регионов изучаемой территории. Наиболее древними являются террасные болота западных склонов возвышенности, расположенных на границе хвойно-широколиственных и широколиственных лесов. Террасные болота юго-восточной части, приуроченной к лесостепной зоне, образовались существенно позже. Наиболее «молодыми» и активно растущими являются сплавинные болота, образовавшиеся в карстово-суффузионных депрессиях на водоразделах.

Исследования выполнены при поддержке проекта РФФИ 19-44-710001.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волкова Е.М. Болота Среднерусской возвышенности: генезис, структурно-функциональные особенности и природоохранное значение. Автореф. диссер. на соиск. учен. степ. докт. биол. наук. СПб, 2018. 46 с.

2. Алехин В.В. Зональная и экстразональная растительность Курской губернии в связи с разделением губернии на естественные районы (по результатам экспедиции 1919 г.) // Почвоведение. 1924. № 1–2. С. 98–130.

3. Камышев Н.С. Водораздельные сфагновые болота Окско-Донской низменности // Бюллетень об-ва исп. природы. 1967. С. 66–75.

4. Печеток Е.В. Уникальный природный комплекс озер и болот на песчаной террасе р. Хопер // Воронежское краеведение: традиции и современность (материалы ежегодной областной научно-практической конференции памяти Евфимия Болховитинова (15 декабря 2007 г.). Воронеж, 2007. С. 85–88.

5. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50.000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. P. 1869–1887.

ВОДНЫЕ РАСТЕНИЯ МАЛЫХ ОЗЕР В ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Т.Ю. Газизова¹, Т.В. Сапелко²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Россия, Санкт-Петербург, tssml@bk.ru

² Институт озераведения Российской академии наук, Россия, Санкт-Петербург, tsapelko@mail.ru

На острове Лункулансаари в северо-восточной части Ладожского озера летом 2017 года впервые начаты палеолимнологические исследования [1]. Отобраны колонки донных осадков и поверхностные пробы трех озер – Куйккалампи, Соккасенлампи и Ховатанлампи. В рамках комплексных исследований донных отложений озер получены первые результаты спорово-пыльцевого анализа оз. Куйккалампи. При палинологическом исследовании особое внимание уделялось водным растениям. Изучение динамики распространения

макрофитов может указывать на многие процессы, происходящие в водной среде; а пыльца, продуцируемая ими, формирует палинологическую летопись данного водоёма, что делает водные растения ценным источником информации для изучения истории озер. Благодаря расположению изучаемых озер на разных абсолютных отметках, мы можем проследить, как менялась водная растительность на разных этапах развития малых островных озер, а также при отделении их от Ладожского озера. В ходе полевых работ для каждо-

го озера были сделаны также краткие геоботанические описания.

В настоящее время оз. Куйккалампи представляет собой мелководный зарастающий водоем с немногочисленной водной растительностью. На окружающей территории господствуют сосновые леса с елью и березой. В свою очередь в водах Ладожского озера, как самого богатого видами высшей водной растительности озера Северо-Запада России, в настоящее время обитает 108 видов макрофитов. Наиболее распространенными являются тростник обыкновенный, хвощ приречный, кубышка желтая, кувшинка чистобелая, рдест плавающий и пронзеннолистный, ежеголовник простой и узколистный, телорез алоэвидный, частуха подорожниковая, камыш озерный. [6]. Геоботаническое описание оз. Куйккалампи проводилось для участка сплавины размером двадцать на двадцать метров (пробная площадь). На задернованном участке сплавины доминируют *Ledum palustre* и *Andromeda polifolia*, на более обводненном – *Menyanthes trifoliata*, *Carex limosa* и *Sphagnum fallax*. В древесном ярусе преобладают невысокие (средняя высота около 6 м) *Pinus sylvestris* L. с диаметром ствола в среднем 40 см. Значительно реже встречается кривоствольная *Betula pubescens* Ehrh. (высотой 3–5 м). Подлесок представлен низкорослой (средняя высота около 1 м) *Picea abies* (L.) H. Karst. Кустарниковый ярус представлен *Betula nana* L. Прибрежно-водная и водная растительность представлена *Menyanthes trifoliata* L. и *Nuphar lutea* (L.) Smith. По мере удаления от озера по краям сплавины появляются мелколистственные виды *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn. и *Populus tremula* L.

В ходе палинологического исследования выделены три этапа развития озера и природной среды на северо-востоке Ладожского озера. На первом этапе с момента начала осадконакопления изучаемую территорию покрывают воды залива Ладожского озера. В то время как на суше произрастают еловые и сосновые леса, характерные для начала суббореального периода голоцена, в водах залива развивается разнообразная водная растительность. На втором этапе в конце суббореального периода голоцена уровень Ладожского озера резко понижается. Именно на этом этапе происходит отделение оз. Куйккалампи от Ладожского озера. Изоляция озера сопровождается усиленной почвенной эрозией, дестабилизацией дна и нарушением озерной экосистемы, что подтверждается увеличением определенных непыльцевых палиноморф. В это время из палиноспектров временно исчезает вся водная растительность. На террито-

ях, освободившихся от вод Ладожского озера, широко распространяются березовые леса. На третьем этапе в субатлантическом периоде на суше доминируют сосновые леса, а в водах оз. Куйккалампи вновь начинает формироваться водная и прибрежно-водная растительность. Однако обилие макрофитов озера уменьшается в сравнении с водами залива Ладожского озера; меняется и таксономический состав водной растительности. Появляется рогоз широколистный, обычно образующий заросли по берегам озер, что свидетельствует о зарастании мелководного оз. Куйккалампи. Общие тенденции смены растительности и климатической обстановки сопоставлены с имеющимися палинологическими реконструкциями на территории северо-восточного Приладожья [2–5, 7].

В ходе палинологического анализа донных отложений оз. Куйккалампи особое внимание уделено пыльце водных растений. Проведенные исследования показали важную роль определения макрофитов в палинологических реконструкциях при изучении озер. Значимыми являются различия макрофитов в их таксономическом составе и обилии. Они позволили уточнить время изоляции оз. Куйккалампи; помогли определить процессы, происходящие в водоемах, и установить их общее разнообразие.

В течение изученного периода осадконакопления прослежена динамика водной и прибрежно-водной растительности. В водах залива Ладожского озера произрастала разнообразная растительность (Рис. 1). На трансгрессивном этапе развития Ладоги доминировали ежеголовник, рдест, ряска, кубышка желтая (кривая кубышки желтой непрерывна). Реже встречались кувшинки, кубышка малая, лобелия; единично – частуха. Отделение озера Куйккалампи от залива Ладожского озера сопровождалось дестабилизацией дна и усиленной почвенной эрозией. Об этом свидетельствует исчез-

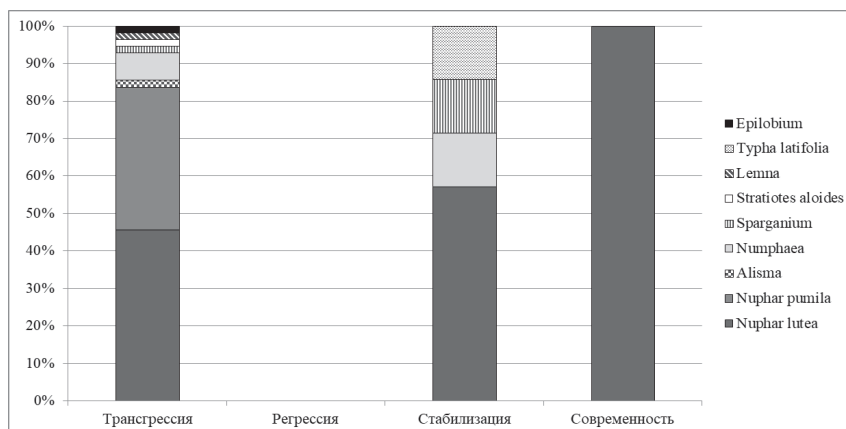


Рисунок 1. Видовое разнообразие макрофитов на разных этапах развития водоемов (в процентах от общего числа макрофитов на этапе).

новение почти всей водной растительности, за исключением ежеголовника. После стабилизации дна, начала формироваться водная и прибрежно-водная растительность оз. Куйккалампи. Видовое разнообразие и встречаемость пыльцы макрофитов ниже, чем во времена существования на данной территории залива Ладожского озера. Среди макрофитов доминирует ежеголовник, реже встречается рдест, отдельными пиками отмечено присутствие кубышки малой, кувшинки и ряски. Отмечен рогоз широколистный, как индикатор зарастания озера. С момента отделения оз. Куйккалампи из палиноспектров исчезла пыльца кубышки желтой, однако она определена в поверхностной пробе озера и при проведении геоботанического описания во время полевых исследований, что свидетельствует о ее вторичном появлении в настоящее время.

Таким образом, спорово-пыльцевой анализ колонки донных отложений оз. Куйккалампи позволил проследить изменения растительности и климата второй половины голоцена северо-восточного Приладожья. Подробный анализ динамики водной растительности существенно дополнил полученные результаты, а также представление о процессе отделения оз. Куйккалампи от Ладожского залива. В результате получены новые данные, которые вносят существенный вклад как в методику изучения истории озер, так и в изучение процесса изоляции малых озер от более крупного водоема – Ладожского озера. Показана и обоснована перспективность анализа водной и прибрежно-водной растительности при палеолимнологических исследованиях, в частности, при спорово-пыльцевом анализе.

Исследование выполнено в рамках государственного задания Института озероведения РАН по теме по теме № 0154-2019-0001 «Комплексная оценка динамики эко-

систем Ладожского озера и водоемов его бассейна под воздействием природных и антропогенных факторов».

ЛИТЕРАТУРА

1. Сапелко Т.В., Терехов А.В., Газизова Т.Ю., Кузнецов Д.Д., Корнеевкова Н.Ю., Лудикова А.В., Анисимов М.А. Палеолимнология острова Лункулансаари, Ладожское озеро: предварительные результаты / Международная конференция «Пресноводные экосистемы – современные вызовы» (10–14 сентября 2018), тезисы докладов и стендовых сообщений. Иркутск, 2018. С. 295–296.
2. Бискэ Г.С. Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья // Известия Карело-Финск. филиала АН СССР. Вып. 4. 1953.
3. Бискэ Г.С., Горюнова Н.Н., Лак Г.Ц. Голоцен Карелии // Труды Карельского филиала Академии наук СССР. 1959. Выпуск XI. 55 с.
4. Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И. К проблеме оценки изменений уровня вод Ладожского озера в позднее послеледниковье // Изд-во: СПбГУ «Вестники Санкт-Петербургского университета». Серия 7. Геология. География. 2006. №4. С. 55–70.
5. Делюсина И.В. Биостратиграфия поздне- и послеледниковых отложений Ладожского озера и палеоклиматология Приладожья по палинологическим данным: автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук: 04.00.09 / АН ЭССР. Ин-т геологии. Таллин, 1988. 15 с.
6. Распопов И.М. Высшая водная растительность больших озер северо-запада СССР. Л.: Наука, 1985. 198 с.
7. Delusin I., Donner J. Additional evidence of the Holocene transgression in lake Ladoga on the basis of an investigation of the beach deposits on the island of Mantsinsaari // Bulletin of the Geological Society of Finland. 1995. P. 39–50.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНЫХ БИОМОВ, РЕКОНСТРУИРОВАННЫХ ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЛИКТОВОГО ТОРФЯНИКА НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ.

А.Т. Галимов^{1,2}

¹ Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина, 620002, РФ, г. Екатеринбург, ул. Мира, д. 19

² Ботанический сад УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202а, arsik-sion@yandex.ru

Реконструкция динамики растительного покрова отдельных регионов в голоцене актуальная проблема для специалистов разных областей исследования: палеоэкологов, археологов и др.

Одним из информативных методов, дающих представление о развитии растительных сообществ на определенной территории, является спорово-пыльцевой анализ (СПА). Спорово-пыльцевой дождь, осаждающийся на поверхности в сезоны вегетации, послойно консервируется в органогенных отложениях. Торфяники с кислой анаэробной средой могут служить летописью истории изменения растительности, на прилегающих к торфомассиву территориях.

Прямая интерпретация таксономического состава растительного ценоза не всегда возможна. Так как представители многих семейств продуцируют пыльцу или споры морфологически схожую [1].

Для палеоэкологической реконструкции региональной растительности используют разные количественные методы: зональный метод; биологических и экологических аналогов [2], метод биомизации.

Впервые метод биомов для палеореконструкции был применен Прентисом [3], в основе метода лежит концепция функциональных типов растений (ФТР), или крупных группировок растений, объединенных общностью жизненной формы (древесные или травяные), общими фенологическими особенностями (вечнозеленые или листопадные) и т. д. и климатическими параметрами, определяющими критические пределы роста и воспроизводства растений.

Графический результат реконструкции может быть выражен количественно в виде веса каждого биома в определенном спектре.

Район исследования – Полярный Урал в пределах 65° – 66° градуса северной широты. Нами исследовано обнажение мерзлого плоского торфяного бугра на северо-восточном берегу озера Утиног (66° 46,269' с.ш., 66° 22,968' в.д., 118 м над ур.м.). Торфяник поднят над поверхностью воды примерно на 80 см. Мощность тор-

фяного слоя 295 см. Современная растительность на прилегающих территориях: лиственничная лесотундра. Редкие деревья лиственницы, ивы, карликовые березки, вересковые кустарнички, осоки, пушица, зеленые и сфагновые мхи.

Для исследуемой территории были предложены следующие биомы: тундра, лесотундра, северная тайга, средняя тайга, южная тайга. Разработана матрица биомов и таксонов, их составляющих (Табл. 1). Также расчет был проведен для биомов широколиственных лесов, степей, пустынь, но, как и предполагалось, голоценовые образцы с Полярного Урала имеют очень низкое сродство к этим биомам и в построении графика не были использованы.

Таблица 1. Матрица биомы x таксоны

Тундра	Betula sect. Nanae, Alnus fruticosa, Salix, Ericaceae, Dryas, Rubus chamemorus
Лесотундра	Picea, Larix, Betula sect. Albae, Betula sect. Nanae, Alnus fruticosa, Ericaceae
Северная тайга	Picea, Larix, Pinus sylvestris, P. sibirica, Betula sect. Albae, Ericaceae
Средняя тайга	Picea, Pinus sylvestris, P. sibirica, Abies, Betula sect. Albae, Ericaceae
Южная тайга	Picea, Abies, Pinus sylvestris, P. sibirica, Betula sect. Albae, Alnus incana, Quercetum mix.

Методом биомизации по результатам СПА построены графики изменения доминирующего биома для разреза Утиное (Рис. 1). На графике средняя и южная тайга объединены в один условный комплекс «Теплая тайга» поскольку в ходе развития растительности на реконструируемой территории ни средняя, ни южная тайга представлены не были. Но полностью из результатов убраны не были, поскольку существовали периоды, когда растительный облик приближался к более южному варианту леса.

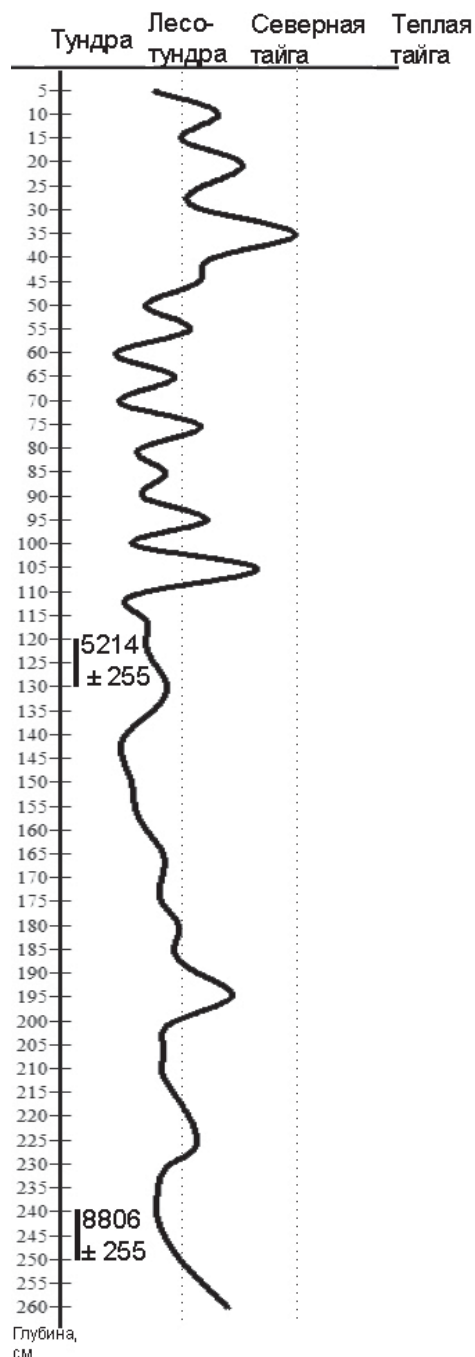


График биомов показывает динамику облесения послеледниковой тундры и выявляет периоды потепления, когда в современной зоне лесотундры произрастали таежные леса.

Имеющиеся для разреза пока две радиоуглеродные даты (СОАН-7088) 7970 ± 100 14С лет назад (л.н.) на глубине 240-250 см, и (СОАН-7089) 4550 ± 90 14С л.н. на глубине 120–130 см определяют время двух периодов увеличения лесного компонента биома около 8 и около 5 тысяч календарных лет назад.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рудая Н.А. Палинологический анализ: Учебно-методическое пособие. Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2010. 48 с.
2. Guiot J. Methodology of the last climatic cycle reconstruction from pollen data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1990. V. 80. P. 49–69.
3. Prentice I.C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Climate Dynamics*. 1996. V. 12. P. 185–194.

Рисунок 1. Динамика биомов разреза Утиное

ИЗМЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ОБИЛИЯ ФОНОВЫХ ВИДОВ ПАРНОКОПЫТНЫХ ЖИВОТНЫХ В ГОЛОЦЕНОВОЙ ЛЕСОСТЕПИ

В.В. Гасилин, М.М. Девяшин, Н.А. Пластеева

Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202, GasilinV@yandex.ru, devjashinm@yandex.ru, natalya-plasteeva@yandex.ru

В последнее столетие на территории бывшего СССР исследовано множество археологических памятников, небольшая часть материалов которых изучалась на предмет роли охоты и животноводства у древнего населения. Свод опубликованных данных о количестве в сборах из разных поселений остеологических остатков важных в хозяйственном отношении животных в настоящее время позволяет в общих чертах, наметить в фауне крупных млекопитающих, в частности, копытных животных, основные направления количественных изменений, происходивших на протяжении последних тысячелетий. Зависимость видового состава и распределения копытных от типов растительности и преобладающих ландшафтов определяет исследование природной зоны. Полоса лесостепной зоны, имея переходный характер между закрытым ландшафтом лесов и открытым ландшафтом степи и полупустыни, богата видами смежных фаун. Характерными для зоны можно считать благородного оленя и косулю: связанные с лесной растительностью, они избегают сплошных лесных массивов. Цель работы – анализ количественных изменений, происходивших в среднем и позднем голоцене в фауне парнокопытных по костным остаткам охотничьей добычи древнего населения лесостепной зоны.

В исследование привлечены количественные данные о костных находках копытных из остатков поселений, расположенных в современных границах лесостепной зоны (Табл. 1). Если для отдельных местонахождений в отношении вида предполагалась избирательность его промысла, то данные о количестве его костных остатков исключались. Используются приводимые публикации [1-8] и многие другие, посвященные материалам небольших групп и единичных археологических памятников.

Район исследования, вытянутый от 28° в.д. до 95 в.д., разбит в широтном направлении на отрезки, соответствующие междуречьям крупных рек (фаунистическими сведениями по лесостеппи Доно-Волжского междуречья не приведены по причине слабой археологической изученности отрезка). Данные по местонахождениям объединены в выборки в соответствии с

расположением поселений в конкретном отрезке природной зоны и отношению к климатическим периодам (Хотинский и др., 1991) второй половины голоцена голоцена: суббореальному (4600–2600 л. н., SB) и субатлантическому (2600–300 л.н., SA) периодам.

Таблица 1. Объемы исследованных выборок

Междуречье	Количество			
	местонахождений		костных остатков	
	SB	SA	SB	SA
Днестро-Донское	6	56	95	7013
Волга-Кама-Белая	56	58	589	1092
Урало-Тобольское	17	10	538	197
Тоболо-Обское	38	22	2559	1073
Обско-Енисейское	14	22	1793	1233

Исследованы изменения двух количественных показателей, выраженных в процентах. Первый – отношение числа местонахождений, где были найдены костные остатки вида, к общему числу местонахождений периода; ввиду достаточной пространственной разобщенности местонахождений в отрезке зоны, показатель условно интерпретируется как мера распространенности вида. Второй показатель – отношение числа костей вида к общему числу костей копытных; условно интерпретируется как относительная численность вида.

В отношении проблемы перекрытия ареалов европейской и сибирской косули в древности предполагается, что в Днепро-Донском междуречье проходила зона симпатрии [1].

Анализ показателей, отражающих относительное обилие видов копытных, обитавших в лесостепной зоне в среднем и позднем голоцене, позволил выделить четыре фоновых вида. Изменения значений показателей во второй половине голоцена (Рис. 1) демонстрируют непостоянство их обилия, как в разные периоды, так и на разных отрезках зоны.

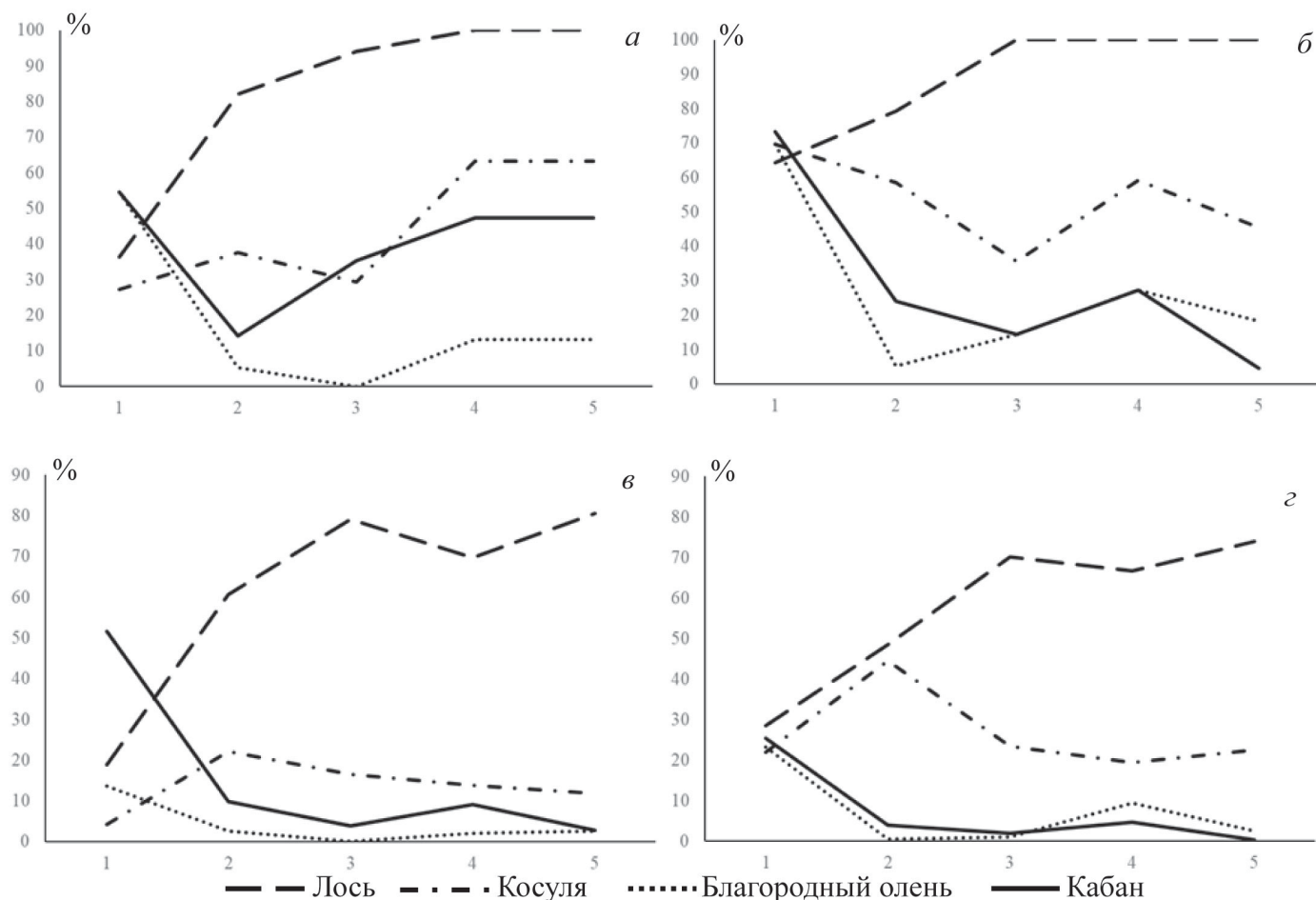


Рисунок 1. Изменения встречаемости местонахождений с костями фоновых видов среди местонахождений с костями копытных: *a* – в суббореальном периоде; *б* – в субатлантическом периоде. Изменения доли вида среди костей копытных: *в* – в суббореальном периоде; *г* – в субатлантическом периоде. 1 – Днестро-Донское междуречье; 2 – междуречье Волга-Кама-Белая; 3 – Урало-Тобольское междуречье; 4 – Тоболо-Обское междуречье; 5 – Обско-Енисейское междуречье.

На большем протяжении полосы лесостепи по обоим показателям лось находился среди копытных на первом месте, косуля – на втором (Рис. 1). Исключение составило Днестро-Донское междуречье, где он уступал кабану (а в SA-периоде по распространенности (Рис. 1, б) еще и двум другим видам), а косуля оказалась на последнем месте (Рис. 1, а, в, г), и Урало-Тобольское междуречье, где косуля по распространенности (Рис. 1, а), оказалась на третьем месте после лоса и кабана. Кабан же занимает чаще третье место, как по распространенности, так и по относительной численности, оставляя последнее место благородному оленю. Эти два вида были самыми распространенными только в Днестро-Донском междуречье в SB-периоде. Наиболее резкие перепады обилия всех видов между отрезками зоны наблюдаются при переходе от Днестро-Донского отрезка к отрезку между рр. Волга и

Белая. И если для лоса тенденция роста показателей с запада на восток почти не нарушается, то показатели других видов более динамичны. Например, распространенность кабана в SB-периоде (Рис. 1, а) круто падает в междуречье Волга-Кама-Белая, а при переходе к Урало-Тобольскому междуречью вновь поднимается. Кратность различий превышает четыре десятка у показателя относительной численности благородного оленя между Днестро-Донским отрезком и отрезком между рр. Волга и Белая. Менее резкие различия показателей обилия видов наблюдаются между периодами в пределах отрезка зоны: для первого показателя кратность различий достигает двух с половиной, для второго – четырнадцати.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института экологии растений и животных УрО РАН и гранта РФФИ 18-34-00214 мол-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Цалкин В.И.* К истории млекопитающих восточно-европейской лесостепи // Бюл. МОИП. Отд. Биол. 1963. Вып. 2. С. 43–62.

2. *Бибикова В.И.* Из истории голоценовой фауны позвоночных в Восточной Европе // Природная обстановка и фауны прошлого. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. Вып. 1. С. 119–146.

3. *Тимченко Н.Г.* К истории охоты и животноводства в Киевской Руси: Среднее Поднепровье. Киев: Наукова Думка, 1972. 212 с.

4. *Петренко А.Г.* Древнее и средневековое животноводство Среднего Поволжья и Предуралья. М.: Наука, 1984. 176 с.

5. *Журавлев О.П.* Остеологические материалы из памятников эпохи бронзы лесостепной зоны Днепро-Донского междуречья. Киев: ИА НАНУ, 2001. 200 с.

6. *Косинцев П.А.* Типология териокомплексов лесостепного Приобья из поселений эпохи бронзы / Фауна Урала в плейстоцене и голоцене. Сб. науч. тр. Екатеринбург: Университет, 2002. С. 162–166.

7. *Девяшин М.М., Косинцев П.А.* Копытные млекопитающие среднего и позднего голоцена юго-востока Западной Сибири // Вестн. Томск. гос. ун-та. Биология. 2013. № 2(22). С. 127–140.

8. *Яниш Е.Ю., Смольянинов Р.В., Шеменёв С.В., Желудков А.С., Юркина Е.С., Бессуднов А.Н.* Проявление свидетельств охоты и рыбной ловли в материалах энеолитического поселения и могильника Васильевский Кордон 27 // Матер. междунар. конф., посв. 50-летию В.М. Лозовского. СПб.: ИИМК РАН, 2018. 266 с.

ДАННЫЕ О РЫБОЛОВСТВЕ В БАССЕЙНЕ ОЗЕРА ВОЖЕ ПО МАТЕРИАЛАМ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА КАРАВАИХА 4 (СРЕДНИЙ ГОЛОЦЕН)

Д.О. Гимранов^{1, 2}, Н.В. Косорукова³

¹ Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, Россия, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202

² Уральский федеральный университет, 620002, Россия, г. Екатеринбург, ул. Мира, д. 19, djulfa250@rambler.ru

³ Череповецкий государственный университет, 162600, Россия, г. Череповец, пр. Луначарского, д. 5, natalikcher@mail.ru

На севере Вологодской области расположено достаточно большое озеро под названием Воже. Озеро принадлежит к бассейну р. Онеги, которая в свою очередь относится к бассейну Белого моря. Ландшафты вокруг озера Воже представляют огромную низину с большим количеством рек с медленным течением и мелкими озерами. Природные условия способствовали формированию здесь торфяников, в которых сохранились свидетельства рыболовства эпохи каменного века. Территория богата разнообразными археологическими памятниками с многочисленными костными остатками позвоночных животных и хорошо сохранившимися предметами материальной культуры древнего населения. Эти обстоятельства позволяют подробно охарактеризовать особенности рыболовства людей каменного века проводя сравнение рыболовного инвентаря с костными остатками рыб. Одним из таких археологических объектов является памятник Каравайха 4, который относится к эпохе финального мезолита – раннего неолита.

Из культурных отложений археологического памятника Каравайха 4 изучено 1137 костей принадлежащих рыбам (табл. 1). 130 костей (11,4%) не определено ближе, чем костистые рыбы (*Teleostei indet.*). Субфоссильные остатки мало фрагментированы, целые кости преобладают (78%) над фрагментами (22%). Кроме костных остатков имеется чешуя в количестве 3 экземпляров, 2 из которых принадлежит окуню. 1 фрагмент чешуи нам не удалось идентифицировать ближе, чем костистые рыбы. Определены кости следующих видов и групп рыб: карась золотой (и караси ближе не определимые), лещ, язь, линь, щука, налим, окунь (и окуневые ближе не определимые), и карповые ближе не определимые. По количеству костей значительно преобладает щука – 67,8% (табл. 1). Доля окуня в материалах памятника составляет – 7%, доля всех карповых рыб равна 10,8%, большинство из которых не определимы до рода. Нужно отметить, что 2,7% в общем улове древнего населения занимал налим. Как уже отмечалось 11,4% костного материала определить точнее, чем кости рыб,

нам не удалось. В не определенных до вида костях рыб большую часть занимают невральные дуги позвонков и фрагменты костей черепа. Из таблицы 1 следует, что доминирующими костями скелета рыб, которые попали в отложения, являются позвонки (72,3%) и кости черепа (20,9%). Зафиксировано очень малое количество ребер рыб (0,3%) и чешуи (0,3%). Это может свидетельство-

вать, что первичная разделка и чистка рыбы происходила не на самом памятнике. Также отсутствуют костные остатки мелкой рыбы, которая встречается в желудке у крупных хищных рыб. При таком большом количестве щуки мы не наблюдаем костных остатков объектов ее питания. Возможно, рыбу приносили на памятник уже выпотрошенной и частично разделанной.

Таблица 1. Видовой состав рыб и количество их костей

Вид	Зуб	Череп	Позвонок	Ребро	Плавник	Чешуя	Кость	Всего (экз)	Всего (%)
Карась золотой (<i>Carassius carassius</i>)		2	3					5	0,4
Карась (<i>Carassius sp.</i>)		4						4	0,4
Лещ (<i>Abramis brama</i>)		3	6					9	0,8
Язь (<i>Leuciscus idus</i>)			1					1	0,1
Линь (<i>Tinca tinca</i>)			1					1	0,1
Карповые (<i>Cyprinidae gen. et sp. indet.</i>)		17	85	1				103	9,1
Щука (<i>Esox lucius</i>)	24	158	586		3			771	67,8
Налим (<i>Lota lota</i>)		4	27					31	2,7
Окунь (<i>Perca fluviatilis</i>)		22	53		3	2		80	7,0
Окуневые (<i>Percidae gen. et sp. indet.</i>)		1			1			2	0,2
Рыба (<i>Teleostei indet.</i>)		27	60	2	12	1	28	130	11,4
Всего (экз):	24	238	822	3	19	3	28	1137	100
Всего (%):	2,1	20,9	72,3	0,3	1,7	0,3	2,5	100	

Была проведена реконструкция размеров рыб (длина от переднего конца головы до хвостового плавника) на основе длин их костей (табл. 2). Как видно из приведенных данных, население памятника добывало щуку в основном не большого размера от 40 до 80 см. Размеры большей части вылавливаемого налима колеблются в пределах от 30 до 60 см, размеры окуня составляют 20–40 см. Отметим, что вылавливались достаточно крупные караси и язи до 40 см, лини и окуни до 50 см и лещи до 70 см.

Рыболовный инвентарь из памятника Караваиха 4 представлен костяными зубчатыми острями и гарпунами (22 экз.). Костяные рыболовные крючки составляют 12 экз., костяные стержни или «палочки» с нарезками на обоих концах составляют 15 экз. Инструменты для плетения сетей, проколки и шилья наиболее многочисленны и составляют 29 экз. Встречены изделия из камня – единичные массивные грузила. Поплавки

из сосновой коры составляют 36 экз. Деревянные изделия включают две массивные колотушки с выделенной длинной и узкой рукояткой, деталь рыболовного снаряда под названием «кораблик», фрагменты плетеных корзин. На дне западины выявлен свернутый забор-мат из длинных реек. Наряду с другими единичными элементами деревянных конструкций из более толстых веток и бревен данный мат может рассматриваться как элемент ставного рыболовного заграждения, которые используются на малых водоемах и описаны в этнографических работах [1, 2].

Благодаря большой коллекции рыболовного инвентаря мы можем сделать вывод, что население, оставившее данный памятник владело широким спектром рыболовных навыков и способов добычи рыбы. Практиковались способы лова рассчитанные на массовый вылов рыбы, о чем говорят находки большого количества орудий для изготовления сетей и поплавков. В тоже время

Таблица 2. Реконструированные размеры рыб – длина тела в см, до хвостового плавника

10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–90	90–100	100–110	140–150	Всего (экз)
Карась (<i>Carassius</i> sp.)											7
	3	4									
Лещ (<i>Abramis brama</i>)											8
	1	6			1						
Язь (<i>Leuciscus idus</i>)											1
		1									
Линь (<i>Tinca tinca</i>)											1
			1								
Щука (<i>Esox lucius</i>)											613
	5	42	141	143	149	103	19	9	1	1	
	0,8*	6,9	23,0	23,3	24,3	16,8	3,1	1,5	0,2	0,2	
Налим (<i>Lota lota</i>)											27
	1	9	3	10	3	1					
	3,7	33,3	11,1	37,0	11,1	3,7					
Окунь (<i>Perca fluviatilis</i>)											71
5	39	20	7								
7,0	54,9	28,2	9,9								
Всего (экз):											728
5	49	82	152	153	153	104	19	9	1	1	
Всего (%):											
0,7	6,7	11,3	20,9	21,0	21,0	14,3	2,6	1,2	0,1	0,1	

*количество костных остатков в %.

найденно большое количество крючков разной величины и гарпуны разного размера и форм, что свидетельствует об избирательном рыболовстве. Рыбалка велась на разных типах водоемов, таких как озера и реки и на рыбу разного размерного и трофического уровней. Это подтверждается видовым составом костных остатков рыб. Однако сказать, что население вело целенаправленный лов щуки, несмотря на значительное доминирование костей этого вида, мы на данный момент не можем. Возможно, лов рыбы тесно зависел от сезона года и типа водоема. Все это свидетельствует о том, что рыболовство у населения севера европейской части России в среднем голоцене было достаточно развитым и поэтому могло играть заметную роль в хозяйственной практике. Начиная с раннего голоцена (ранний мезолит) рыболовство становится весьма значимым направлением

хозяйственной деятельности человека в Восточной Европе [3]. Результаты нашего исследования дополняют представления о роли и востребованности рыболовного промысла в среднем голоцене.

Публикация подготовлена при поддержке фонда РФФИ, грант № 18-49-350009 p_a

ЛИТЕРАТУРА

1. *Конаков Н.Д.* Коми охотники и рыболовы во второй половине XIX – начале – XX в. М.: Наука, 1983. 248 с.
2. *Варпаховский Н.А.* Рыболовство в бассейне реки Оби: В 2-х ч. Тюмень: Мандрика, 2003. 256 с.
3. *Жилин М.Г.* Природная среда и хозяйство мезолитического населения центра и северо-запада лесной зоны Восточной Европы. М: Academia, 2004. 141 с.

МИКРОБИОМОРФНЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ БИОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ ЭКОСИСТЕМ ГОЛОЦЕНА

А.А. Гольева

Институт географии РАН, 119017, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, golyevaaa@yandex.ru

Почвы, аллювиальные и сапропелевые отложения могут быть насыщены большим количеством компонентов биогенной природы, отражающих специфику компонентов ландшафтов природных зон. Со временем многие биогенные материалы разлагаются, минерализуются и создается впечатление потери информации. Но на микроуровне значительная часть биогенных частиц сохраняется, позволяя использовать их для реконструкций ландшафтов и экосистем голоцена.

Количество таких частиц велико, большинство из них специфичны по форме, что позволяет использовать их для палеорекоkonструкций этапов и специфики функционирования отдельных экосистем. Вся совокупность этих частиц формирует микробиоморфный комплекс [1]. Эти частицы имеют различную природу, а микроскопическая размерность (порядка 5-200 микрон) что повышает их устойчивость к внешним воздействиям. Важно, что информационная нагрузка каждой из этих частиц частично перекрывается с таковой у другой частицы, что существенно повышает достоверность получаемой информации.

В зависимости от природы частицы, весь микробиоморфный комплекс можно разделить на две большие группы: органическую и минеральную. Органическая группа микробиоморф огромна, в нее входят организмы, их фрагменты, самостоятельные частицы. Часть из них хорошо знакома археологам и широко используется, часть – относительно новая и только входит в арсенал специалистов. Минеральная группа существенно меньше, но так же включает отдельные организмы, их фрагменты и самостоятельные частицы. Представляется нужным кратко охарактеризовать как сами частицы, так и их информационную нагрузку.

1. Органические микробиоморфы.

1.1. Палиноморфы – пыльцевые зерна и споры – частицы белковой природы, формирующиеся у растений. Эти частицы изучены достаточно хорошо, используются для палеорекоkonструкций повсеместно [2-7]. Сохранность частиц варьирует в зависимости от условий залегания: во влажной среде (торф) зерна могут сохраняться неопределенно долго, при иссушении белок,

составляющий оболочку зерна, разрушается. В почвах пыльца может избирательно поедаться микробиотой. У разных растительных семейств степень устойчивости может сильно варьировать. Например, пыльца осины (тополя) имеет практически нулевую степень сохранности и осинники (тополевики) диагностируются по пыльце трав, которая часто растет в подобных лесах. Есть проблемы и с диагностикой внутри семейств злаковых и осоковых. Но в целом, это многократно проверенный самостоятельный метод, который хорошо себя зарекомендовал для определения растительного покрова какой-либо территории.

1.2. Непыльцевые палиноморфы – новая группа микробиоморф, включающая в себя водоросли (зеленые водоросли, цианобактерии, паразиты), микроостатки высших растений (эпидермис, устьица, волоски), коллатки, тихоходки, ветвистоусые рачки, свободноживущие турбеллярии, плодовые тела грибов, гифы и др. Изучение этих частиц/организмов для целей палеоэкологических реконструкций началось относительно недавно, сейчас динамично развивается, создан атлас [7], появляются интересные публикации [8–10]. Основная часть этих микробиоморф функционирует во влажных условиях, но, например, в почвах и культурных слоях могут присутствовать конидиоспоры микоризного гриба *Glomus sp.*, а в местах пастбищной нагрузки – споры копротрофных грибов. Так же в культурных слоях поселений можно найти яйца кишечных паразитов.

1.3. Отдельную группу органических микробиоморф составляет растительный детрит, имеющий высокопрочную целлюлозную основу. Среди этих частиц хорошо определяется древесный детрит, а в случае сохранности двойного порового кольца можно уверенно говорить о детрите хвойных пород.

2. Минеральные микробиоморфы – организмы, имеющие минеральный панцирь или скелет и частицы, полностью состоящие из какого-либо химического элемента, например, кремнезема, но формирующиеся в живых организмах. Главное условие – специфическая морфология, что позволяет определять эту частицу/организм в культурных слоях.

2.1. Эту группу, безусловно, возглавляют фитолиты – кремниевые копии клеток растений [11]. Информационные возможности фитолитов и пыльцевых зерен настолько удачно дополняют друг друга, что зачастую наиболее интересные выводы получаются исключительно благодаря совместным анализам [12].

2.2. Диатомовые водоросли – организмы, обитающие в водоемах, богатых органикой и создающие свой панцирь из кремнезема

2.3. Спикулы губок – частицы внешнего скелета пресноводных и морских губок

2.4. Кутикулярные слепки – тончайшие кремниевые копии эпидермиса, являющиеся надежным диагностом мест хранения *in situ* соломы, сена или просто погребенной дернины.

Как видно из приведенного описания, количество микробиоморф велико, они формируются в разных экологических условиях. Это является надежным гарантом того, что где бы не формировался тот или иной слой, содержащий биогенные компоненты, он всегда будет иметь определенный набор этих микроскопических частиц.

Работа выполнена по теме Госпрограммы 0148-2019-0006 (Институт географии РАН).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольева А.А. Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов: Генезис, география, ин-формационная роль. М: УРСС, 2008. 256 с.
2. Martin P.S., Byer W. Pollen and archaeology at Wetherill Mesa // *American Antiquity*. 1965. Vol. 31. P. 122–135.
3. Каревская И.А. Спорово-пыльцевой анализ при палеогеографических и геоморфологических исследованиях // М: ИГиРГИ. 1999. 115 с.
4. Рябогина Н.Е., Иванов С.Н. Реконструкция облика ландшафтов Притоболья в раннем средневековье (по результатам спорово-пыльцевого анализа погребенной почвы могильника Устюг-1) // *Вестник археологии, антропологии и этнографии*. 2013. № 1 (20). С. 133–138.
5. Трошина А.А. Эволюция ландшафтов в округе Щуровского могильника в I тыс. н. э. // *Новые материалы и методы археологического исследования: Материалы III Международной конференции молодых ученых*. М: ИА РАН, 2015. С. 200–202.
6. Havinga A.J. A palynological investigation of soil profiles developed in cover sand // *Medelelingen von de Landbouw-hogeschool te Wageningen*. Nederland, 1963. 6. P. 1–92.
7. Demske D., Tarasov P.E., Nakagawa T. Atlas of pollen, spores and further non-pollen palynomorphs recorded in the glacial-interglacial late Quaternary sediments of Lake Suigetsu, central Japan // *Quaternary International*. 2013. V. 290–291. P. 164–238.
8. Shumilovskikh L.S., Schlütz F., Achterberg I., Bauerochse A., Leuschner H.H. Non pollen palynomorphs from mid-Holocene peat of the raised bog Borsteler Moor (Lower Saxony, Germany) // *Studia Quaternaria*. 2015. V. 32. P. 5–18.
9. Schlütz F., Shumilovskikh L.S. Non-pollen palynomorphs notes: 1. Type HdV-368 (*Podospora*-type), descriptions of associated species, and the first key to related spore types // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2017. V. 239. P. 47–54.
10. Shumilovskikh L.S., Ferrer A., Schlütz F. Non-pollen palynomorphs notes: 2. Holocene record of *Megalohypha aquadulces*, its relation to the fossil form genus *Fusiformisporites* and association with lignicolous freshwater fungi // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2017. V. 246. P. 167–176.
11. Гольева А.А. Фитолиты и их информационная роль в изучении природных и археологических объектов. М.: Сыктывкар; Элиста, 2001. 140 с.
12. Семеняк Н.С., Трошина А.А., Сыроватко А.С. Опыт применения микробиоморфного анализа слоя Щуровского могильника и селищ (Московская область, I тысячелетие н. э.) // *Динамика окружающей среды и глобальных изменений*. 2016. Т. 7. № 1(13). С. 132–139.

РОЛЬ ДРЕВНЕГО АНТРОПОГЕННОГО ФАКТОРА В ДИНАМИКЕ СОВРЕМЕННЫХ ЭКОСИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ ПОСЕЛЕНИЙ ЭПОХИ БРОНЗЫ БАШКИРИИ)

А.А. Гольева¹, Н.Б. Щербаков², И.А. Шутелева²

¹ Институт географии РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, golyevaaa@yandex.ru

² Башкирский государственный педагогический университет, 450000, Россия, Башкортостан, г. Уфа, ул. Октябрьской Революции, д. 3А, Sherbakov@rambler.ru

На территории Казбуруновского археологического микрорегиона первые почвенные исследования поселения эпохи поздней бронзы Мурадымовское были проведены в 2004 году. Была дана общая физико-химическая характеристика культурного слоя, который был охарактеризован как серия мощных золистых горизонтов [1]. В 2008 году работы были продолжены, основное внимание уделено генезису культурного слоя. Детальные анализы показали, что все выделяемые горизонты культурного слоя созданы за счет больших объемов гипса, перемешанного с органическим материалом [2]. Согласно археологическим данным, поселение было создано представителями алакульской культуры, которые мигрировали в регион в эпоху поздней бронзы (порядка 3,5–4,0 тыс. л.н.) из Южного Казахстана. Очевидно, они привнесли с собой технологию создания жилищ из гипса, который в условиях полупустынного климата является замечательным строительным материалом. Но в гумидном климате Южного Приуралья гипсовые строительные блоки быстро разрушались, но люди вновь и вновь (более 5 раз) строили стены с использованием гипса. Примерно через 300 лет проживания люди покинули поселение и больше никто здесь не селился. Огромные объемы перемещенного гипса начали мигрировать с водами под травянистой дерниной вниз по рельефу, создав специфический гипсовый микрорельеф как на самом поселении, так и в его окрестностях [3]. Подобные по составу культурные слои не зафиксированы нигде в мире. Параллельно с постселитебными почвами на поселении, нами изучались фоновые почвы без признаков поселенческой деятельности. В них соли гипса обнаружены на глубине около 1 метра, что соответствует требованиям для почв этого региона. В связи с полученными результатами, встал вопрос – насколько обнаруженные искусственные гажевые почвы характерны для всех поселений алакульской культуры или это специфика только одного поселения. В последующие годы нами были исследованы культурные слои уже

известных поселений в том же районе – Усманово 2 и Усманово 3. Здесь были сделаны лишь самые основные анализы [4]. В обоих случаях выявлена сходная ситуация – основу культурного слоя составлял гипс. Но были выявлены и различия. На поселении Усманово 3 гипс залегал в нижней части культурного слоя, в верхней доминировали карбонаты. Согласно археологическим данным, в этом поселении наблюдалось влияние двух культур – алакульской и срубной – проживавших одновременно. Возможно, в этом случае мы наблюдаем смену традиций домостроительства, связанную с процессами приспособляемости к новым природно-климатическим условиям. Представители срубной культуры также мигрировали в этот регион, но из иного района – Волго-Донского междуречья. Очевидно, это поселение наглядно демонстрирует взаимодействие двух культур. То есть в данном случае мы фиксируем сильное гипсовое засоление непосредственно с поверхности в случае поселения Усманово 2 и отсутствие его в случае поселения Усманово 3.

Следующим направлением наших работ был дальнейший поиск поселений эпохи поздней бронзы в рамках Казбуруновского археологического микрорегиона, поскольку этот микрорегион был выделен именно за счет высокой концентрации поселенческих комплексов (поселения и относящиеся к нему курганные могильники), относящихся в интересующей нас эпохе. В 2016 году были обнаружены поселения Мурадымово 7 и Мурадымово 8, где в 2017 году были начаты раскопки и отобраны первые серии образцов. В 2017 году в процессе археологических разведочных поездок, было обнаружено поселение Мурадымово 9, где культурные слои также созданы за счет значительных примесей гипса.

Таким образом, на сегодняшний день мы имеем реперный, наиболее полно изученный объект Мурадымово, и объекты, в которых сделаны лишь первые, самые основные анализы (Усманово 2, 3; Мурадымово 7, 8 и 9).

Итак, в связи с полученными данными по нескольким поселениям встает вопрос об общей площади искусственно заглинизированных почв региона и их влияния на окружающие ландшафты. Актуальным и важным становится проблема сохранности соединений гипса в верхних горизонтах постселитебных почв в условиях гумидного климата в течение длительного времени (более 3,5 тыс. лет).

ЛИТЕРАТУРА

1. Сулейманов Р.Р., Обыденнова Г.Т. Почвенно-археологическое исследование поселения бронзового века в пойме р. Уршак (Башкирия) // Почвоведение. 2006. № 7. С. 1–17.

2. Golyeva A., Khokhlova O., Shcherbakov N., Shuteleva I. Negative effects of late bronze age human activity on modern soils and landscapes, a case-study on the Nuradymovo settlement, Urals, Russia // *Interdisciplinaria archaeologica: natural sciences in archaeology*. 2016. Vol. 7. No 2. P. 169–178.

3. Golyeva A., Khokhlova O., Lebedeva M., Shcherbakov N., Shuteleva I. Micromorphological and chemical features of soils as evidence of Bronze Age ancient anthropogenic impact (Late Bronze Age Muradymovo Settlement, Ural Region, Russia) // *Geosciences*. 2018. Vol. 8. P. 313–318.

4. Щербаков Н.Б., Шутелева И.А., Гольева А.А., Луньков В.Ю., Лунькова Ю.В., Орловская Л.Б., Леонова Т.А., Горшков К.А. Казбуруновский археологический микрорайон позднего бронзового века Южного Приуралья: результаты естественных исследований. Уфа: Инеш, 2017. 164 с.

ЗАПИСЬ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ШТОРМОВ И ЦУНАМИ НА ФОНЕ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ПАЛЕООЗЕРА О. РУССКИЙ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ) В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Т.А. Гребенникова¹, Н.Г. Разжигаета¹, Л.А. Ганзей¹, Х.А. Арсланов²,
Ф.Е. Максимов², А.Ю. Петров²

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Россия, г. Владивосток, ул. Радио, д. 7,
nadyar@tigdvo.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Россия, г. Санкт-Петербург, В.О.,
Университетская наб., д. 7-9, arskanovkh@mail.ru

Реконструкция условий развития островных экосистем Южного Приморья является одной из ключевых задач для оценки развития природной среды региона в целом. Одним из аспектов изучения динамики береговых ландшафтов в голоцене является реконструкция проявления сильных штормов и цунами. Затопление прибрежных территорий морской водой во время экстремальных штормов и особенно цунами в значительной мере оказывает влияние на естественный ход развития многих компонентов ландшафта. Всестороннее изучение следов катастрофических событий, происходящих не только в нашу бытность, но и в доисторическом прошлом, дает возможность проследить частоту их проявлений, направление и дальность проникновения морской воды вглубь суши, установить степень влияния морского наводнения на природные системы и ход их дальнейшего развития. Целью настоящей работы является анализ эволюции озерно-болотных обстановок на побережье о. Русский при климатических изменениях и колебаниях уровня моря в среднем-позднем

голоцене и выявление следов проявления экстремальных гидрологических событий.

Реконструкции проведены на основе изучения диатомовых водорослей в разрезе отложений лагуны – палеозера на побережье бух. Красная. Шурф был заложен в 35 м от уреза на заболоченной лагунной террасе высотой 2 м (42°59.061' с.ш., 131°47.107' в.д.). Вскрыт разрез, сложенный торфом (0.40 м), который подстилает оторфованная глина (0.10 м) и алевропелитовые илы (2.4 м). При интерпретации данных диатомового анализа были использованы результаты радиоуглеродного датирования образцов торфа, выполненного в лаборатории Института наук о Земле СПбГУ (г. Санкт-Петербург). Калибровка радиоуглеродных дат сделана в программе OxCal 4.3 с калибровочной кривой «IntCal 13» [1].

Лагуна образовалась в вершине бухты около устья ручья в начале среднего голоцена, когда уровень моря достиг современных отметок [2, 3]. Ведущее положение в составе диатомей занимали пресноводные виды,

массовое развитие получили эпифитно-литоральные *Staurosira venter*, *Pseudostaurosira brevistata*, *P. elliptica* и *Staurosira subsalina*. В составе прибрежно-морских диатомей преобладали бентосные солоноватоводные виды *Navicula peregrina*, *Campylodiscus echeneis*, *Gyrosigma strigilis*, *Diploneis pseudovalis*. Содержание диатомей в осадках достигало 21 млн./гр. Выделяется слой осадков с низким содержанием диатомей (22–26 тыс./гр.), что, возможно, связано с обмелением палеоводоема в результате уменьшения количества атмосферных осадков. При подъеме уровня моря увеличился водообмен лагуны с морем. В составе прибрежно-морских диатомей появились характерные для бухт и заливов *Amphora proteus*, *Diploneis smithii*, *Pinnunavis yarrensis*, *Caloneis westii*, *Halamphora coffeiformis*, *Chaetoceros* sp. Наиболее обширной с высокой соленостью воды лагуна была в максимальную фазу голоценовой трансгрессии [2]. Диатомовая флора в этот период отличалась значительным богатством (66 таксонов) и содержанием (до 68%) прибрежно-морских видов. Содержание створок достигало 2.3 млн./гр. осадка. Состав пресноводных видов, остался прежним, но наблюдается чередование в порядке их доминирования, что определялось разным отношением видов к солености воды. Выделяется слой осадков с высоким содержанием обычных для текущих вод *Aulacoseira granulata*, *Staurosira construens*, *Cymbella aspera* и др., фиксирующих сильное наводнение. В развитии лагуны выделяется три фазы с высокой соленостью воды и две фазы, отвечающие условиям закрытого более распресненного водоема. В осадках, накопившихся в фазы увеличения солености воды, отмечается высокое обилие планктонных *Odontella aurita*, *Paralia sulcata* и характерных для теплых морей бентосных *Isthmia nervosa*, *Tryblionella granulata*, *Nitzschia lanceola* и *Surirella fastuosa*. В первую фазу доля прибрежно-морских диатомей достигала 68%, в последующие фазы снижалась до 30% и 20% соответственно. Первые две фазы сопоставимы с малоамплитудными трансгрессиями среднего голоцена [2]. В отдельных слоях осадков обнаружены фрагменты неритического *Thalassionema nitzschioides*, которые могли заноситься в сильные шторма. Мощное поступление морской воды в лагуну произошло в начале третьей «морской» фазы. В осадках обнаружено высокое обилие планктонного *Paralia sulcata* и фрагменты глубоководных видов рода *Thalassiosira*. Уровень моря в это время снижался [2, 3], а кратковременное повышение солености лагуны могло произойти за счет размыва пересыпи в экстремальный шторм или при прохождении цунами. Это событие сопоставимо с событием, зафиксированным около 5300 кал. л.н. в лагуне бух. Кит [3]. Периоды развития лагуны в закрытых обстановках кор-

релируются с кратковременными снижениями уровня Японского моря в среднем голоцене [2]. В эти периоды доля прибрежно-морских диатомей не превышала 9%. Преобладали солоноватоводно-пресноводные виды, такие как *Mastogloia smithii*, *Nitzschia sigma*, *Bacillaria paxillifera*. Содержание диатомей в осадках повышалось до 230–350 млн./гр. В отдельных слоях найдены морские *Tryblionella granulata* и *Nitzschia lanceola*, свидетельствующие о кратковременном усилении влияния моря. Содержание диатомей в этих осадках снижалось до 2–9 млн./гр.

Следующие комплексы диатомей показывают постепенную изоляцию, опреснение лагуны до полной ее деградации и образование озера в ходе снижения уровня моря на границе среднего-позднего голоцена. В составе пресноводных диатомей наблюдается смена комплексов с доминированием галофилов на комплексы с доминированием индифферентов. На севере острова Русский (пос. Пospelово) переход лагуны в озеро зафиксирован в середине позднего атлантика [4]. Влияние моря постепенно ослабевало, содержание прибрежно-морских диатомей снизилось до 6.6%. В осадках, накопившихся за этот период, зафиксировано два крупных события (предположительно цунами). Более раннее и более мощное событие фиксируется по присутствию в составе диатомей фрагментов глубоководных *Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassionema nitzschioides*. Второе, менее мощное событие фиксируется по находкам *Odontella aurita*, *Paralia sulcata*. Следует отметить, что данные по проявлению палеоцунами на побережье Приморья есть только для последних 3500 кал. л. [5].

Активное заболачивание прибрежной территории озера началось около 3270 ± 150 л.н., 3510 кал. л.н., ЛУ-8851. Диатомовая флора характеризуется обилием характерных для болотных обстановок видов родов *Eunotia* и *Pinnularia*. Возможно, это связано с длительной фазой снижения увлажнения, хорошо проявившейся в континентальных районах Приморья [6]. В осадках палеоозера бух. Красной периодически встречаются морские и солоноватоводные виды *Tryblionella plana*, *Cocconeis scutellum*, *Gyrosigma strigilis*, *Campylodiscus echeneis*, которые могли поступать в озеро со штормовыми заплесками. Появление единичных створок неритических видов диатомей в осадках, образованных 3270 ± 150 л.н., 3510 ± 90 кал. л.н., ЛУ-8851, фиксирует прохождение цунами. Это событие имеет аналоги на побережье бух. Триозерье [5]. Наиболее сильный заплеск морской воды установлен в кровле оторфованной глины. Здесь выявлено наибольшее число (17) и содержание (8.7%) морских и солоноватоводных диатомей, обнаружены фрагменты глубоководных *Coscinodiscus*

sp., *Thalassiosira* sp., бентосные *Rhabdonema arcuatum* и колонии *R. adriaticum*, широко распространенного в теплых морях. Это событие, скорее всего, связано с цунами 1026 г, следы которого найдены в бух. Триозерье [5].

Последние 700 кал. л.н. (14С-дата 750±90, л.н., ЛУ-8850) в озере началось органогенное осадконакопление. Увеличение богатства и содержания видов родов *Eunotia* и *Pinnularia* указывает на усиление заболоченности, понижается рН и минерализация воды. Присутствие морских и солоноватоводных диатомей связано, в основном, с штормами. Наиболее мощный заплеск морской воды, вероятно, связан с цунами, произошедшем ~560 кал. л.н. [5]. Здесь обнаружены фрагменты *Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiosira* sp., колонии *Rhabdonema adriaticum* и *Odontella aurita*.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Приоритетных научных исследований в интересах комплексного развития Дальневосточного отделения РАН», проект ВАНТ 18-010.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bronk Ramsey C. Methods for summarizing radiocarbon datasets // Radiocarbon. 2017. V. 59. P. 1809–1833.
2. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.П. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
3. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Kudryavtseva E.P., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Starikova A.A. Landscape and environmental changes of Eastern Primorye coast at middle-late Holocene: climatic changes and human impact effects // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 158. P. 160–172.
4. Микушин Ю.А., Гвоздева И.Г. Палеосреда острова Русский (Южное Приморье) в среднем-позднем голоцене // Фундаментальные исследования. 2014. № 3. С. 516–522.
5. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Арсланов Х.А., Нишимура Ю., Гребенникова Т.А., Горбунов А.О., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Харламов А.А. Проявление палеоцунами на побережье Приморья в голоцене // Геоморфология. 2018. № 2. С. 20–31.
6. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Копотева Т.А., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Климин М.А. Развитие природной среды среднегорья Южного Сихотэ-Алиня, запечатленное в разрезах торфяников Сергеевского плато // Тихоокеан. геол. 2019. Т. 38. № 1. С. 13–31.

ДИНАМИКА ЭНТОМОКОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА РУБЕЖЕ ПОЗДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН – ГОЛОЦЕН

А.А. Гурина¹, Р.Ю. Дудко¹, А.А. Легалов¹, Е.В. Зиновьев²

¹ Институт систематики и экологии животных СО РАН, 630091, Россия, г. Новосибирск, ул. Фрунзе, д. 11, auri.na@mail.ru

² Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, Россия, г. Екатеринбург, ул. 8 марта, д. 202

Западно-Сибирская равнина, расположенная в центре Евразии, привлекает внимание исследователей антропогена, поскольку здесь широко представлены четвертичные отложения различного возраста и лучше всего выражена природная зональность. Насекомые, наряду с другими группами живых организмов, широко использовались для реконструкций условий плейстоцена и голоцена севера и средней части Западной Сибири. Изучение энтомофаун из отложений юго-востока Западно-Сибирской равнины началось лишь с 2012 г. За это время были выявлены энтомокомплексы более десяти позднечетвертичных местонахождений.

С конца каргинского межстадиала и в течение сартанского стадиала (примерно 30–16 тыс. лет назад) в южной части Западно-Сибирской равнины (58–51,5° с.ш.) по макроостаткам насекомых выявлена своеобразная, так называемая, «отиоринхусная» энтомофауна. Она обладает несколькими характерными чертами, резко отличающимися её от современной фауны региона. 1. По числу видов в отложениях преобладают долгоносики (Curculionidae). 2. По числу особей резко преобладают долгоносики рода *Otiorhynchus*, особенно, *O. altaicus* и *O. ursus*, обитающие сейчас практически только в Центральном и Восточном Казахстане. 3. По экологиче-

скому составу преобладают степные виды, в меньшей степени представлены тундровые и почти отсутствуют лесные (таёжные) элементы. Характерно присутствие галобионтов. 4. Большая часть видов из тафоценозов отсутствует в рецентных региональных фаунах и распространена сейчас к северу, востоку или югу от исследованных местонахождений.

Исследование изменений состава энтомофауны в конце плейстоцена – начале голоцена представляет интерес для реконструкций палеообстановки региона, а также для понимания процессов фауногенеза. На юго-востоке Западно-Сибирской равнины к этому периоду относятся три тафоценоза, включающих остатки насекомых: Кизиха-1, Буньково и Устьянка-1.

Тафоценоз Кизиха-1 (51°26'21.9" N, 81°36'18.9" E) найден на реке Кизиха, в степной зоне Алтайского края [1]. Калиброванная радиоуглеродная датировка растительного детрита составляет 15972–16413 лет назад. Энтомокомплекс представлен в основном жесткокрылыми не менее чем 34 видов 9 семейств и в целом соответствуют позднеплейстоценовой «отиоринхусной» фауне южной части Западно-Сибирской равнины. По экологическому составу преобладают степные виды, присутствует галобионт (*Centorus* cf. *rufipes*), отсутствуют лесные виды; большая часть видов сейчас отсутствует в региональных фаунах, часть из них относится к северному (аркто-бореальному) комплексу (*Curtonotus torridus*, *Thanatophilus trituberculatus* и др.), другие распространены к югу (*Otiorhynchus altaicus*, *O. ursus*) или юго-востоку от местонахождения, в том числе имеются эндемики межгорных котловин Алтае-Саянской горной системы (*Cymindis* cf. *rostowsowi*, *Otiorhynchus sushkini*). Специфическая особенность местонахождения Кизиха-1, по сравнению с другими позднеплейстоценовыми фаунами Западно-Сибирской равнины, является высокая доля луговых видов (не менее 38%), в том числе вид-доминант, *Otiorhynchus politus*, встречается в современных экосистемах на лугах в таежной зоне и в горах. На основании этого реконструированы более мягкие условия, по сравнению с максимумом последнего оледенения, а тафоценоз Кизиха-1 может быть отнесён к началу позднеледниковья, т.е. к мейендорфскому потеплению.

Тафоценоз Буньково (55°03'46" N, 82°29'50" E) расположен на р. Чик, в лесостепной зоне Новосибирской обл. [2]. Калиброванная радиоуглеродная датировка растительного детрита составляет 13262–13536 лет назад. Энтомокомплекс представлен не менее чем 95 видами, преимущественно жесткокрылыми. Выявленный комплекс насекомых полностью соответствует «отиоринхусным» позднеплейстоценовым фаунам. Здесь преобладают степные виды, также представлены

криофильные виды, свойственные зональным тундрам (*Lepyryus nordenskioldi*, *Otiorhynchus arcticus* и др.), а луговые и лесные – представлены единично. 66% видов из тафоценоза отсутствует в современной региональной фауне. По числу особей резко преобладают виды рода *Otiorhynchus* (68%), особенно *O. altaicus* и *O. ursus* (суммарно 62%). По составу насекомых тафоценоза реконструированы холодные и сухие условия, подходящие для существования криоаридных сообществ, характерных для холодных стадий плейстоцена. С учётом полученной радиоуглеродной даты (возможно слегка омоложенной) тафоценоз следует отнести к раннему дриасу.

Местонахождение Устьянка-1 (51°16'17" N, 81°29'35" E), найденное на р. Устьянка в степной зоне Алтайского края, имеет две радиоуглеродные датировки (растительный детрит из разных проб), их калиброванный возраст составляет: 11361–12098 лет назад и 12644–12793 лет назад. Энтомокомплекс представлен не менее чем 66 видами, преимущественно жесткокрылыми. Видовой состав насекомых в тафоценозе принципиально отличается от двух предыдущих. По числу видов заметно преобладают жуки (Carabidae) (36%), а слоники (Curculionidae) составляют лишь 26%. По экологическому составу преобладают степные виды, также высока доля гигрофилов, в том числе галобионтов (*Dyschiriodes luticola*, *Paratachys centriustatus*, *Bembidion aspericolle*, *B. gassneri*, *Megamecus argentatus* и др.), при этом отсутствуют тундровые и лесные виды. Основное большинство видов свойственно современной фауне региона исследований, а некоторые известны из степной зоны Евразии, но несколько южнее или западнее местонахождения Устьянка-1 (*Scarites terricola*, *Paratachys centriustatus*, *Lebia punctata*, *Aclypaea calva*, *Tychius albolineatus* и др.). Лишь один вид – *Notaris aethiops*, представленный половиной надкрылья, обитает к северу от региона и свойствен холодным местообитаниям. При этом характерный для плейстоценовых отложений вид, один из руководящих видов отиоринхусных фаун, *Otiorhynchus altaicus* присутствует в тафоценозе Устьянка-1, причём в пробе, датированной 12644–12793 лет назад, он является доминантом и составляет 30% от числа фрагментов. Сохранились и другие виды (*Otiorhynchus ursus* и *O. obscurus*) отиоринхусной фауны, хотя представлены они единично. Таким образом, энтомокомплекс местонахождения Устьянка-1, по составу соответствующий фауне степной зоны Западной Сибири с включением южных элементов, позволяет реконструировать условия теплее и/или суше современных. Однако отнесение его к какой-либо из фаз плейстоцен-голоценового перехода затруднено, поскольку не вполне согласуется с данными других исследований. С учётом полученных датировок, возможны три интер-

претации. 1. Отнесение тафоценоза к предбореальной фазе голоцена. В этом случае можно принять, что более южный, по сравнению с современной, облик фауны обусловлен тафономическими условиями: захоронение на солончаке. 2. Отнесение тафоценоза к бёллинговскому или аллерёдскому потеплению. В этом случае следует принять, что полученная дата слегка омоложена. 3. Возможно, что часть материалов являются переотложенными, хотя это и не характерно для остатков насекомых. Для принятия какой-либо из версий, требуются дополнительные исследования.

Таким образом, выявленные энтомокомплексы конца неоплейстоцена – начала голоцена отражают разные климатические условия на юго-востоке Западно-Сибирской равнины. В это время здесь существовали фауны, соответствующие сухому и холодному климату с одной стороны (Буньково) и несколько более мягкому по сравнению с максимумом последнего оледенения – с другой (Кизиха-1). Энтомокомплекс точки Устьянка-1 указывает на более тёплые и/или сухие, по сравнению с

современными, условия. Подобное разнообразие можно связать с резкими климатическими колебаниями, происходившими на данной территории в этот период.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-04-00963.

ЛИТЕРАТУРА

1. Gurina A.A., Dudko R.Yu., Prosvirov A.S., Tshernyshev S.E., Legalov A.A., Zinovyev E.V. Coleoptera assemblages from the Quaternary deposits of Kizikha river, the southernmost late Pleistocene insectof the West Siberian Plain // *Invertebrate Zoology*. 2019. Vol. 16. No 2. P. 165-182.

2. Zinovyev E.V., Dudko R.Y., Gurina A.A., Tsepelev K.A., Tshernyshev S.E., Kostyunin A.E., Legalov A.A., Prokin A.A., Mikhailov Y.E., Kireev M.S. First records of sub-fossil insects from quaternary deposits in the southeastern part of West Siberia, Russia // *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 221-232.

ОСТАТКИ ПТИЦ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА УЗУНДАРА (РАСКОПКИ 2014–2018)

С.О. Двуреченская

Институт археологии РАН, 117036, РФ, ул. Дмитрия Ульянова, д. 19, sima_d@mail.ru

Птицы являются основным компонентом регионального разнообразия живых организмов. Изучение остатков птиц полученных из археологических памятников позволяют выявить информацию о хозяйственной деятельности и пищевых предпочтениях населения древних поселений, а так же являются источником ценной информации о состоянии окружающей среды в голоцене [1, 2].

Материалом для исследования послужила коллекция остатков птиц из раскопок Цитадели крепости Узундара (III-II в до н.э.), расположенной на территории

Республики Узбекистан, Сурхандарьинской области. Все датировки проведены по археологическим находкам. Материал, 32 костных остатка птиц, был получен в ходе раскопок 2014-2018 гг., сбор производился ручным методом. Доля костных остатков птиц составила 0,07% от всей остеологической коллекции. Определение костей выполнено при использовании сравнительной остеологической коллекции птиц на базе кабинета палеорнитологии ПИН РАН. Естественная сохранность большинства костей оказалась хорошей, все кости были анатомически определимы (табл.).

Таблица. Список видов и количество костных остатков птиц из археологического памятника Узундара

Таксон	Всего костей	Анатомическая принадлежность
1	2	3
Гусь – <i>Anser</i> sp.	3	2 humerus, furcula
Ястребиные – <i>Accipitridae</i> gen.	1	ulnae
Орлан-долгохвост – <i>Haliaeetus leucoryphus</i>	2	humerus, carpometacarpus
Обыкновенный стервятник – <i>Neophron percnopterus</i>	1	humerus

1	2	3
Серая куропатка – <i>Perdix perdix</i>	1	femur
Домашняя курица – <i>Gallus gallus f. domesticus</i>	21	6 femur, 3 tibiotarsus 5 humerus, 2 radius, 2 coracoid, 2 tarsometatarsus, scapula
Сизый голубь – <i>Columba livia</i>	1	humerus
Голубь – <i>Columba sp</i>	1	humerus
Сорока – <i>Pica pica</i>	1	cranium
Всего костей	32	
Количество видов	6	

До вида было определено 27 костей (84%), до рода 4 кости, до семейства 1. Всего определено 6 видов птиц из 5 семейств. Наибольшее число костей 75% имеют следы кухонной разделки, три фрагмента обуглены. Вероятно, фрагмент черепа сороки, а так же плечо голубя попали в слой в результате естественных причин. Серая куропатка, гусь и сизый голубь могли быть охотничьей добычей, так как на костях имеются следы разделки, что указывает на использование их населением в различных жизненных аспектах: в пищу, на перья (Рис. 1). Обнаруженные костные остатки орлана-долгохвоста и обыкновенного стервятника, вероятно, относились к сакральной добыче, перья которых могли использовать для стрел или ритуалов (Рис. 2). Малое количество остатков и низкое видовое разнообразие (6 видов из 32 костных остатка), с одновременным доминированием остатков домашних птиц свидетельствует как об отсутствии целенаправленной добычи промысловых видов, так и об отсутствии развитого птицеводства. Остатки домашних кур многочисленны (21 фрагмент) и представлены в основном мелкой формой, что довольно типично для европейских римских поселений. Изученные кости домашних кур в основном принадлежали полувзрослым особям и только две кости принадлежали молодым.

Согласно красной книге Узбекистана орлан-долгохвост относится к уязвимым перелетным видам [3], а обыкновенный стервятник внесен в Красный список МСОП как вымирающий [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Антитина Е.Е. Современная археозоология: задачи и методы исследования // Междисциплинарная интеграция

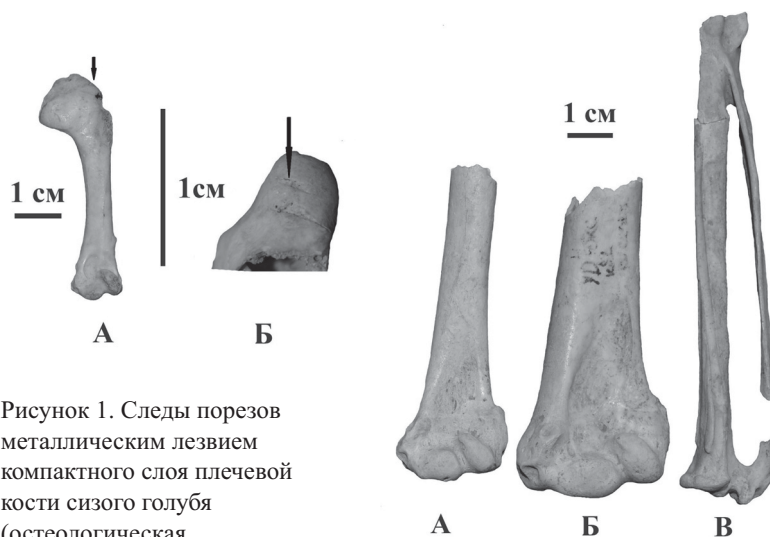


Рисунок 1. Следы порезов металлическим лезвием компактного слоя плечевой кости сизого голубя (остеологическая коллекция бактрийской крепости Узундара).

Рисунок 2. Кости скелета хищных птиц из бактрийской крепости Узундара. А. Дистальная часть плечевой кости обыкновенного стервятника. Б. Дистальная часть плечевой кости орлана-долгохвоста. В. Фрагмент пряжки орлана-долгохвоста

в археологии (по материалам лекций для аспирантов и молодых сотрудников). Отв. ред. Е.Н. Черных, Т.Н. Мишина. М.: Институт археологии РАН, 2016. С. 96-118.

2. Сычева С.А., Леонова Н.Б., Александровский А.Л. Руководство по изучению палеоэкологии культурных слоев древних поселений (лабораторные исследования). М.: РФФИ, 2000. 88 с.

3. Красная книга Республики Узбекистан: Редкие и исчезающие виды растений и животных: в 2 т. 3-е изд. Ташкент: Chino ENK, 2009. Т. 2: Животные. 217 с.

4. Аромов Б. Распространение и численность балобана и стервятника в Гиссарском заповеднике и его окрестностях в весенний период 2009 // Исследования по ключевым орнитологическим территориям в Средней Азии и Казахстане. Ташкент, 2010. С. 111–114.

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ В ТЕЧЕНИЕ ГОЛОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ТУВЫ

М.И. Дергачева, К.О. Очур, Н.Л. Бажина

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия. mid555@yandex.com

Воссоздание эволюции природной среды прошлого приобретает в настоящее время особое значение, в связи с тем, что очень остро стоит проблема оценки изменений климата в перспективе в связи с глобальным изменением природной среды в результате антропогенного вмешательства в функционирование биосферы. Для того, чтобы располагать научно обоснованными прогнозами поведения природной среды на ближайшую и отдаленную перспективы, необходимо прежде всего расчленить составляющую этих изменений на обусловленную естественным ходом развития палеогеографической ситуации и под влиянием антропогенных нагрузок. В голоцене изменчивость ландшафтных условий и отдельных его компонентов (почв, растительности, климата и т. п.) под влиянием меняющейся одновременно естественным и антропогенным путями природной обстановки проявляется в наибольшей степени. В то же время пока вопрос о разграничении этих воздействий на последнюю не будет решен однозначно, разрабатывать надежные прогнозы изменения компонентов природной среды в современной ситуации будет затруднительно. Решению поставленной проблемы может способствовать использование широкого набора диагностирующих методов, рассмотрение естественной эволюции для разных регионов со своеобразной историей развития и сочетанием большого разнообразия природных условий, а также уменьшение шага по шкале времени при палеореконструкциях, основанных на количественных характеристиках объектов.

Одной из территорий, имеющих сложную историю развития, наличие в разные периоды палеогеографической истории голоцена разнообразных условий формирования палеопочв, являющихся по совокупности признаков педогенеза аналогами широкого круга современных почв, является Тува. В истории ее развития среди почв голоцена встречается широкий набор типов почв, однако не все из них оказываются высокорекфлексивными из-за очень легкого (часто песчаного) гранулометрического состава. Поэтому обнаруженные нами объекты с текстурой, способной обеспечивать сохранение записанной в почвах или их компонентах информации

об условиях своего формирования, представляют большую ценность при реконструкции климата на территории Тувы.

Проведенный поиск почв с признаками древнего почвообразования в виде реликтовых гумусовых горизонтов суглинистого состава, радиоуглеродное датирование последних (табл. 1), выявление ранее [1–3] среди широкого ряда признаков состава и свойств гуминовых кислот (ГК) одной из наиболее надежных характеристик этого компонента почв – Н:С, а также соответствие этого параметра климатическим условиям формирования в современных почвах (Рис. 1) и сохранности во времени, позволили использовать этот показатель состава ГК при проведении реконструкции количественных показателей климата для ряда временных отрезков голоцена Тувы, и представить гипотетическую схему изменения количественных параметров основных характеристик климата на этой территории в течение голоцена (Рис. 2). Такие реконструкции методом актуализма возможны потому, что ГК являются аккумулятивным компонентом гумуса и, климатогенно обусловленным показателем условий своего формирования, хорошо сохраняющимся во времени [2].

Как показали проведенные исследования, в пределах голоцена среднегодовые температуры во всех точках, содержащих почвы с датированными реликтивными горизонтами, изменялись от $-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, среднегодовые осадки – от 200 мм до 571 мм. Было выявлено несколько важных фактов в развитии природной среды голоцена Тувы. Так, например, изученные погребенные горизонты палеопочв, относящихся к началу атлантического периода (около 7,5 тыс. л.н.) и началу суббореального (около 4,9 тыс. л.н.) свидетельствуют, что в первом случае на исследуемой территории преобладали теплые и сухие условия формирования почв со среднегодовыми температурами $-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и очень небольшим количеством осадков – 200 мм. Относительно теплые и умеренно влажные условия почвообразования были зафиксированы в отложениях, сформированных, судя по имеющимся радиоуглеродным датам около 4,1–4,9 тыс. л.н.

Таблица. Сведения об объектах исследования

№	Разрезы, вмещающие голоценовые палеопочвы	Радиоуглеродные даты, л.н *	Н:С в ГК	Реконструированные среднегодовые показатели климата	
				t °C	W, mm
20	Ондум	605±55 (COAH 7447)	0,88	-3,6	240
19	Шанчи	609±198 (LRMA GA 13)	1,28	-6,6	430
18	Биче-Басэс	680±90 (COAH 7141)	1,51	-7,8	571
17	Межегей	1355±262 (LRMA GA 33)	1,20	-5,1	410
16	Сесерлиг	1697±243 (LRMA GA58)	1,14	-4,9	410
15	Кара-Холь	2405±91 (LRMA GA 11)	1,28	-6,6	430
14	Улуг-Хондергей-I	2490±45 (COAH7140)	1,05	-4,3	380
13	Сесерлиг	2687±321 (LRMA GA 59)	0,83	-3,2	220
12	Сесерлиг	2695±55 (CO AH 7138)	0,83	-3,2	220
11	Сесерлиг	4105±80 (COAH 7139)	1,03	-4,1	300
10	Сесерлиг	4540±288 (LRMA GA 57)	1,01	-4,0	290
9	Улуг-Хондергей-II	4970±105 (COAH 9303)	1,01	-4,0	290
8	Барык	6080±282 (LRMA GA5)	1,19	-5,6	450
7	Барык	6309±305 (LRMA GA 30)	1,03	-4,1	290
6	Улуг-Хондергей II	6427±322 (LRMA GA)	0,70	-2,1	200
5	Барык	7241±276 (LRMA GA 86)	0,98	-3,9	280
4	Улуг-Хондергей II	7745±145 (COAH 9304)	0,70	-2,1	200
3	Улуг-Хондергей II	7621±379 (LRMA GA1)	0,70	-2,1	200
2	Шанчи	8430±135 (CO AH 7446)	0,89	-3,7	270
1	Барык	9860±160 (CO AH 6336)	0,98	-3,9	280

*Радиоуглеродное датирование ГК почв Тувы синтиллиационным методом проведено в ИГМ СО РАН, методом AMS – в лаборатории радиоуглеродных методов анализа при НГУ.

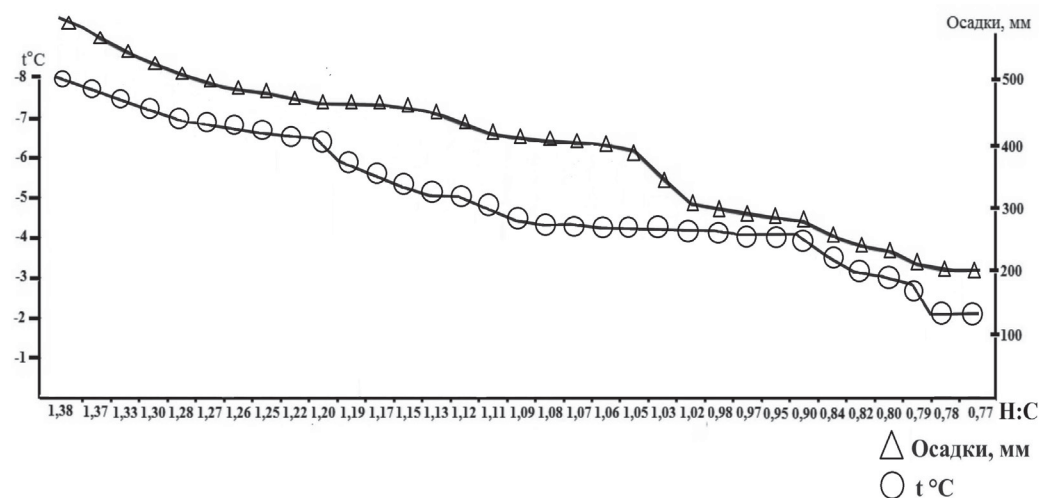


Рисунок 1. Среднегодовые температуры и осадки, при которых формируются гуминовые кислоты современных почв Тувы с определенными соотношениями Н:С в макромолекулах и которые легли в основу реконструкции климатических показателей на протяжении голоцена (см. Рис. 2).

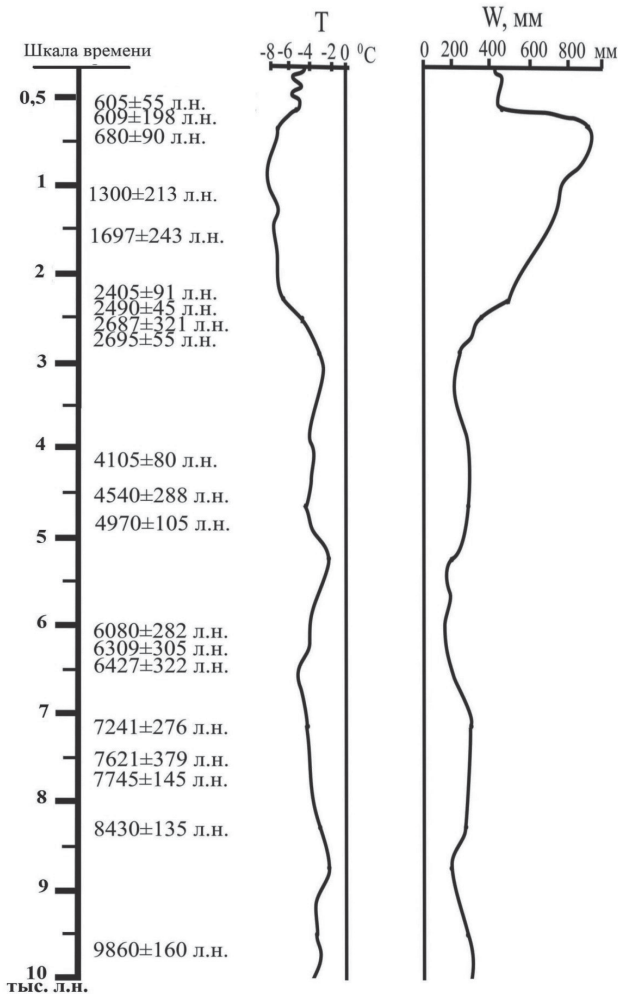


Рисунок 2. Изменение среднегодовых температур и среднегодовых осадков в течение голоцена на территории Тувы

В целом в последние 2,5 тыс. лет наблюдается четкое похолодание по сравнению с предшествующим отрезком голоцена и существенное увеличение увлажнения, хотя приведенные данные (Рис. 2) фиксируют относительно более высокие среднегодовые температуры и более низкое количество среднегодовых осадков в современное время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дергачева М.И. Гумусовая память почв // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. Гл. 18. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 530–560.
2. Дергачева М.И. Система гумусовых веществ как основа диагностики палеопочв и реконструкции палеоприродной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. 292 с.
3. Дергачева М.И., Некрасова О.А., Оконешникова М.В., Васильева Д.И., Гаврилов Д.А., Очур К.О., Ондар Е.Э. Соотношение элементов в гуминовых кислотах как источник информации о природной среде формирования почв // Сибирский экологический журнал. 2012. №5. С. 667–676.

ДИНАМИКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОСТНЫХ ФРАГМЕНТОВ ДОМАШНИХ И ДИКИХ ЖИВОТНЫХ НА ПРОТЯЖЕНИИ ПОЛУТОРА ТЫСЯЧ ЛЕТ (ПО МАТЕРИАЛАМ РАСКОПОК ФАНАГОРИИ)

Е.В. Добровольская

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва, Ленинский просп., д. 33, evdobrovolskaya@mail.ru

Раскопки в центральной части верхнего плато городища Фанагории ведутся начиная с середины 1970-х годов. Общая площадь исследуемая современными раскопками достигла 3000 м². Были получены репрезентативные стратиграфические данные по истории агрополя Фанагории. Необходимо подчеркнуть, что на формирование слоев и сохранность строительных остатков существенным образом повлияла топография местности. Исследуемый район располагается вплотную к

крутому склону верхней террасы к северу, в сторону нижней террасы и моря. Это обстоятельство обусловило «катастрофические» последствия всякий раз, когда участок подготавливался к новой застройке, происходило значительное по объему перемещение грунта нижележащих слоев в сторону склона. В настоящее время выделяется несколько таких разрушений [1]. В таком случае нет необходимости пытаться проводить сравнительный анализ, исходя из узких датировок комплексов.

Более оправданно будет сопоставить материал, сгруппированный в широких хронологических границах: 1) вторая половина 6 – первая половина 5 вв. до н.э.; 2) вторая половина 5 – 4 вв. до н.э.; 3) 3–1 вв. до н.э.; 4) 1–3/4 вв. н.э.; 5) 4–6 вв. н.э.; 6) 7–9 вв. н.э. В нашей работе анализировалась остеологическая коллекция из ям и других датированных объектов, непосредственно относящихся к тому или иному слою (из вымоستок, связанных со слоем функционирования и гибели построек и т.п.) [2]. Мы сочли возможным эти данные также учесть в общей статистике. Всего проанализировано 2539 костных фрагментов. Очевидно, что на количественном распределении материалов (разумеется, с учетом длительности выделяемых периодов) отражается как сохранность того или иного слоя, так и характер деятельности на данной территории в соответствующий период. Не может быть сомнений в том, что в период нормального функционирования городского хозяйства в общественном центре города накопление костных остатков существенно меньше, чем в период, когда характер использования этой территории менялся. Распределение находок костей на раскопе представлено на рисунке 1. График иллюстрирует неравномерность распределения находок, при этом довольно определенно первые три периода отличаются количественными показателями от последних трех, что находит определенное соответствие стратиграфической ситуации, описанной выше.

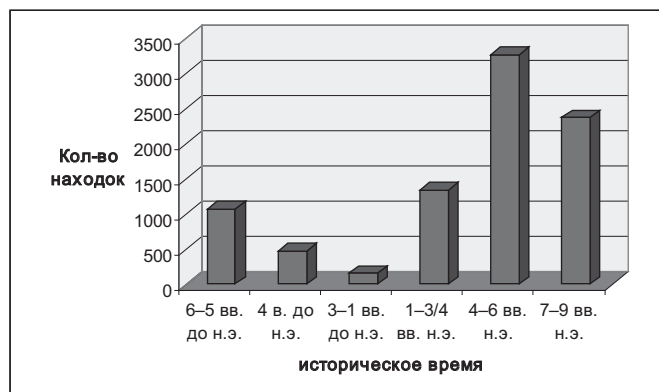


Рисунок 1. Распределение количества костных фрагментов по временным интервалам.

Таким образом, картина распределения костей в культурном слое лишь в общем виде отражает особенности территории и весьма сложна для интерпретации. Другое дело – показатели процентного соотношения костей животных разных видов (Цветная вкладка, рис. 3). Представленный график демонстрирует изменения доли разного вида животных в культурном слое Фанаго-

рии на протяжении со второй половины 6 в. до н.э. до 9 в. н.э. Данная картина довольно точно отражает структуру и динамику потребления мясной пищи и другого использования животных на протяжении полутора тысяч лет. В категорию «Охотничьи виды» отнесены как звери, так и птицы.

Прежде всего, обращает на себя внимание существенное преобладание процентной доли мелкого рогатого скота на протяжении двух ранних периодов (Цветная вкладка, рис. 3).

Эта картина вполне объяснима. Первое время после переселения и становления нового хозяйства на территории Таманского полуострова сложно содержать большое стадо крупного рогатого скота, т.к. этот вид скотины требует значительно больших затрат по содержанию. На новой территории и в новых климатических условиях гораздо выгоднее содержать неприхотливое стадо, состоящее в основном из мелкого рогатого скота. Численность стада коз и овец зависит от целей разводимого стада, т.к. эти животные обладают коротким циклом воспроизводства и низкой плодовитостью. В нашем случае возможно говорить о полном использовании этого скота – в Фанагории использовали и мясо, и молоко, и шерсть. Только к эпохе эллинизма этот показатель, постепенно снижаясь, выравнивается (на уровне 20%) с показателем крупного рогатого скота, численность которого, напротив, в этом интервале возрастает. На третьем месте в это время доля костей свиней. С 6 по 4 в. до н.э. он тоже растет (хотя и не так интенсивно, как КРС), также как и процентная доля лошади (четвертая позиция). Разумеется, мы говорим не о росте поголовья, а об изменении структуры стада. Можно сказать, что рост доли крупного рогатого скота, свиньи и лошади сопряжены со снижением доли мелкого рогатого скота. Объяснений этому факту может быть несколько.

С VI в. по I в. до н.э. изменилась картина мясного потребления из-за становления сельского хозяйства и из-за изменения структуры общества. Первое время в стаде мало крупного, но много мелкого рогатого скота, но постепенно доля крупного рогатого скота возрастает, доля мелкого падает, что говорит о том, что это благоприятные времена для жителей города. Собственно говоря, говядина – мясо самых богатых, а свинина самых бедных жителей. Как видно из графика, при возрастании доли костей КРС доля костей свиньи уменьшается, что говорит о том, что обеспеченных жителей становится все больше. Этот процесс длится до I в. до н.э. Кроме возрастания доли обеспеченного населения в городе увеличение доли костей КРС может также говорить и о постепенном процессе рустификации города. Из литературы известно, что Фанагория экспортировала зерно в большом количестве, а вспашка земли проводилась

силами быков. Можно предположить, что процесс русификации достиг своего расцвета к рубежу эпох. Обращает на себя внимание постепенное увеличение доли лошади. Видимо, это может быть связано не только со становлением жизни большого и богатого города, но и с процессом вселения в Фанагорию выходцев из местных, не греческих племен, которые питались кониной. Через определенное время уже не происходит увеличения доли лошади в костных остатках, т.к. вселявшееся население находилось под влиянием греческой культуры и утрачивало привычные обычаи в потреблении мясной пищи.

На рубеже эр происходят исторические события, которые приводят к спаду экономики в целом и скотоводства в частности. Доля же костей собаки и диких животных (как зверей, так и птиц) возрастает. Из этого можно сделать вывод, что недостаток мяса восполнялся при помощи охоты, так же как и на ранних этапах освоения новой территории. Затем начинается постепенное

возрастание доли всех мясных групп скота и уменьшение практически до изначального уровня доли костей собаки и охотничьих видов.

Таким образом, обнаруженные при изучении остеологических материалов исторические изменения в соотношениях между дикими и домашними животными, а так же изменения в соотношениях между отдельными видами домашних животных определяются двумя обстоятельствами: 1) это эволюция сельского хозяйства в направлении увеличения роли зерновых культур; 2) изменение этнического состава населения Фанагории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В.Д., Голофаст Л.А. Дома хазарского времени в Фанагории // ПИФК 2010. Т. 1. С. 393–429.
2. Добровольская Е.В., Завойкин А.А. Костные остатки зверей и птиц из объектов на «Верхнем городе» Фанагории. // XV Боспорские чтения. 2014. Керчь: С. 119–130.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ЗА ПОСЛЕДНЕЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ НА СОЛОВЕЦКОМ АРХИПЕЛАГЕ ПО ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.А. Долгова, О.Н. Соломина, В.В. Мацковский, Н.С. Семеняк, Е.А. Черенкова

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, dolgova@igras.ru, solomina@igras.ru, matskovsky@igras.ru, semenyak@igras.ru, cherenkova@igras.ru

Введение. Создание длинных и климатически чувствительных древесно-кольцевых хронологий является актуальной задачей современной палеоклиматологии [1]. Дендроклиматические работы в Арктике и Субарктике играют особую роль в подобных исследованиях по причине того, что здесь наблюдается потепление, характеризующееся большей скоростью и амплитудой [2]. Соловецкие острова, находясь на границе между тундрой и лесотундрой [3], могут стать уникальным тест-полигоном по наблюдению за откликом растительности в условиях меняющегося климата. В данной работе мы представляем реконструкцию средней температуры воздуха тёплого периода (июнь-август), полученную по дендрохронологическим данным.

Район работ и методы. Соловецкий архипелаг (65°10' N, 35°53' E) расположен в сравнительно мелководной западной части Белого моря. Климат Соловецких островов мягкий, умеренно тёплый морской. Согласно лесорастительному районированию, Соловецкие острова относят к северной подзоне тайги и именно здесь проходит граница двух физико-географических областей – леса и тундры [4]. В результате проведён-

ных полевых работ сотрудниками ИГРАН на Соловецких островах заложена обширная дендроклиматическая сеть, которая включает в себя площадки с использованием сосны и ели. Сводная хронология хвойных по ширине годичных колец построена на основе образцов живых деревьев и материала, полученного из элементов строений. Благодаря таким находкам, обеспеченность хронологии образцами превышает 300 серий, а её продолжительность составляет 1186–2016 гг. [5].

Помимо ширины годичных колец, была измерена её оптическая плотность (Blue Intensity). Суть метода заключается в измерении отражённого света в голубом спектре образцов, полученных при сканировании. При этом сканер калибровался с использованием цветowych карточек при каждом сканировании. Измерению предшествовали такие процедуры как удаление смол из образцов в экстракторе Сокслета, а также создание ровной поверхности кернов с использованием микротома [6].

Теснота связи между приростом сосны и метеорологическими параметрами (среднемесячные температура и осадки) оценена с помощью климатической функции отклика [7]. В работе были использованы ряды инстру-

ментальных наблюдения среднемесячной температуры и осадков сеточного архива CRU TS 4.01 [8] из ближайшего узла точки (64.75 с.ш., 35.75 з.д.). Было использовано две различные хронологии – 1) хронология, для которой стандартизация измерений проводилась для каждой серии по отдельности с использованием кубических сплайнов (50% уменьшения дисперсии на 1/2 длины серий), и 2) хронология полученная с помощью стандартизации региональной кривой роста (RCS) с применением signal-free имплементации этого метода – sfRCS. Первый метод не способен сохранять в реконструкции долгопериодную климатическую изменчивость на периодах длиннее индивидуальных серий измерений, т.е. максимального возраста деревьев, использованных в исследовании. Второй метод лишен этого недостатка, но обладает меньшей устойчивостью малому количеству образцов в хронологии, что особенно критично в ранней части реконструкции. Было использовано два метода реконструкции – 1) реконструкция методом линейной регрессии и 2) реконструкция методом скейлинга. Первый метод, как известно, уменьшает дисперсию реконструируемого параметра на процент необъясненной дисперсии на калибровочном периоде. Метод скейлинга позволяет избежать этой проблемы, но при этом уменьшает такие калибровочные статистики как коэффициент детерминации и среднюю квадратическую ошибку. Тем не менее, для реконструкций чаще используется именно метод скейлинга. Третий использованный метод реконструкции – метод прямой реконструкции DIRECT, переводящий измерения параметров годовых колец в оценки целевого параметра с учетом информации о биологическом возрасте каждого кольца.

Результаты. Построено четыре древесно-кольцевые хронологии на основе четырёх параметров – ширины годового кольца, ширины ранней и поздней древесины, оптической плотности колец. Дендроклиматический анализ показал, что самым перспективным для целей палеоклиматических реконструкций является оптическая плотность колец. Этот параметр зависит от температурных условий тёплого периода. В качестве целевого параметра для дальнейшей реконструкции была выбрана средняя температура лета поскольку связь с ней оказалась устойчивой во времени. С использованием оптической плотности было получено пять реконструкций – четыре на основе двух различных методик построения хронологий и двух методик перехода к целевому параметру, плюс одна методом прямой реконструкции. На рисунке 4 цветной вкладки представлены три из них (DIRECT, и две реконструкции, полученные методом скейлинга стандартной и sfRCS хронологий).

Корреляция этих реконструкций с инструментальными данными за период 1891–2012 гг. составляет, со-

ответственно $r=0.71$, $r=0.68$ и $r=0.61$. Процент объясненной дисперсии инструментальных данных – 50%, 46% и 37% соответственно. Поскольку высокочастотная составляющая всех реконструкций примерно одинакова, различия в качестве вызваны в основном долгопериодной составляющей. В стандартной хронологии она отсутствует, а для двух других реконструкций видно, что долгопериодная составляющая лучше соответствует инструментальным данным для метода DIRECT. В целом, 50% объясненной дисперсии является очень хорошим показателем для дендроклиматических реконструкций, поэтому полученные результаты могут считаться более чем удовлетворительными.

На рисунке 5 цветной вкладки показана корреляция полученной реконструкции методом DIRECT с сеточными данными CRU TS 4.02 за июнь–август. Коэффициенты корреляции больше 0.5 на территории западной части Архангельской области, Карелии и Кольского полуострова очерчивают область, для которой полученная реконструкция имеет наибольшую актуальность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Anchukaitis K.J., Wilson R., Briffa K.R., Büntgen U., Cook E.R., D'Arrigo R., Davi N., Esper J., Frank D., Gunnarson B.E., Hegerl G., Helama S., Klesse S., Krusic P.J., Linderholm H.W., Myglan V., Osborn T.J., Zhang P., Rydval M., Schneider L., Schurer A., Wiles G., Zorita E. Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings: Part II, spatially resolved reconstructions // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 163. P. 1–22.
2. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Geneva, Switzerland, 2007. 151 p.
3. Инамов Л.Ф., Косарев В.П., Проурзин Л.И., Торхов С.В. Леса Соловецкого архипелага. Архангельск: ГУП «СОЛТИ», 2009. 244 с.
4. Природная среда Соловецкого архипелага в условиях меняющегося климата / Под ред. Ю.Г. Шварцмана и И.Н. Болотова. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2007. 184 с.
5. Соломина О.Н., Мацковский В.В., Жуков П.С. Дендрохронологические «летописи» «Вологда» и «Соловки» как источник данных о климате последнего тысячелетия // Доклады Академии наук. 2011. №439(4). С. 539–544.
6. Rydval M., Larsson L.-Å., McGlynn L., Gunnarson B.E., Loader N.J., Young G.H.F., Wilson R. Blue intensity for dendroclimatology: should we have the blues? Experiments from Scotland // *Dendrochronologia*. 2014. V. 32(3). P. 191–204.
7. Zang C., Biondi F. Treeclim: an R package for the numerical calibration of proxy-climate relationships // *Ecography*. 2015. V. 38(4). P. 431–436.
8. Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset // *International Journal of Climatology*. 2014. V. 34(3). P. 623–642.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКЕ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ: НОВЫЙ ПОДХОД, ОСНОВАННЫЙ НА ИССЛЕДОВАНИИ ХИРОНОМИДНЫХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ РАЗРЕЗА ОЗЕРА КАМЫШОВОЕ

О.А. Дружинина^{1,2}

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Россия, г. Москва, Нахимовский просп., д. 36

² Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена, 191186, Россия, г. Санкт-Петербург, наб. Мойки, д. 48, olga.alex.druzhinina@gmail.com

Рассматриваются результаты исследования донных отложений оз. Камышовое (54 22 605' N, 22 ° 42 790' E, 189 м н.у.м.), проведенного с целью реконструировать колебания климата и обусловленную этим реакцию абиотических компонентов природной среды в позднеледниковое и раннеголоценовое время. Новые данные хирономидного, изотопного, палеомагнитного и геохимического анализа были сопоставлены с полученной ранее информацией о литологии и палинологическом спектре разреза, охватывающего интервал с 16 000 до 6 500 л.н.

Данные хирономидного анализа позволили реконструировать колебания среднеиюльской температуры за указанный период. Установлено, что температура воздуха менялась в пределах 5 °С в промежутке 15 300–6 800 тыс. л.н. Теплые периоды с температурой воздуха выше 14.0°С наблюдались до 13 000 и после 9 800 л.н. Минимальная среднеиюльская температура ~11.5°С зафиксирована около 12 000 л.н. В конце позднего дриаса и начале голоцена (до 9 800 л.н.) отмечен устойчивый тренд повышения температуры, изменяющейся в пределах 12.5 и 14.0°С. Данными разреза Камышовое фиксируются четкие проявления короткопериодных климатических осцилляций раннего голоцена: 11 300, 10 700–10 500 и 10 000–9 800 л.н. Эти похолодания нашли отражение в изменениях видового состава хирономид, палинологического спектра, геохимиче-

ских и литостратиграфических данных. В то же время, начало голоцена, датируемое примерно 11 700 л.н., фиксируется только палеоботаническими материалами, но не абиотическими компонентами. Полученные нами результаты, в том числе геохимические, изотопные и палеомагнитные данные, свидетельствуют, что значительные трансформации бассейна осадконакопления произошли позднее, начиная с 11 500 л.н.

Детальное изучение донных отложений оз. Камышовое значительно расширило наши представления о климате и изменениях в озерных системах Юго-Восточной Прибалтики на границе плейстоцена и голоцена. Полученные результаты показывают значимость местных факторов и условий, которые вместе с глобальными процессами могут быть ответственны за различия в реакции природных систем на глобальные тренды. Исследование оз. Камышовое показывает, что в данном случае различия проявились в несинхронности и различной степени выраженности реакции отдельных природных компонентов на глобальные изменения климата.

Лабораторные исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ No.18-77-10016, а также Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) Pr. NA 760/5-1; DI 655/9-1. Аналитические исследования частично финансированы Научным Советом Литвы; проект S-MIP-17-133.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА АЗОВСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОГО СЦЕНАРИЯ ОПТИМУМА ГОЛОЦЕНА

В.П. Евстигнеев¹, Н.А. Лемешко², Л.П. Остроумова³

¹ Севастопольский государственный университет, 299053, Крым, г. Севастополь,
Университетская ул., д. 33, VPEvstigneev@sevsu.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Россия, г. Санкт-Петербург,
Университетская наб., д. 7/9, n.lemeshko@spbu.ru

³ Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, 119034, Россия, г. Москва,
Кропоткинский пер., д. 6, lostroumova@mail.ru

Антропогенные воздействия на природу, создание искусственных гидротехнических сооружений, регулирование стока рек и современные изменения климата уже привели к значительным изменениям режима внутренних морей и в том числе Азовского моря. Реальностью стали такие негативные явления, как сокращение вылова промысловых рыб, загрязнение бассейна и акватории, обеднение видового состава доминирующих биоценозов. Эти процессы требуют тщательного изучения, поскольку кризис экологического состояния может стать необратимым [1].

Исследование вариаций гидрологических характеристик водосборного бассейна, а также объема воды и уровня моря наиболее важно для понимания сущности и путей решения Азовской проблемы, заключающейся в противоречии между интересами промышленности, сельского, рыбного и водного хозяйств. Особенно актуально изучение современного состояния этого вопроса в свете дальнейшего развития процесса глобального потепления [2]. При этом в научном сообществе не существует единого мнения о достоверности прогностических оценок изменения параметров гидрологического режима. Значительная неопределенность прогнозов изменения климата и антропогенного воздействия на бассейн, в том числе, противоречивые варианты региональных прогнозов термического режима, атмосферных осадков, стока рек, водно-солевого баланса моря не позволяют получать надежных долговременных прогнозов.

Существует два независимых подхода для решения этой проблемы: теоретический, предполагающий использование моделей общей циркуляции атмосферы, и эмпирический. В рамках эмпирического подхода используются как данные о современных трендах климатических и гидрологических параметров для обширных

территорий, так и палеоклиматические реконструкции для теплых эпох прошлого.

Использование различных сценариев климата будущего, в том числе основанных на палеоклиматических данных, позволяет оценить и прогнозировать возможные экстремальные изменения водного баланса бассейна Азовского моря и их влияние на экосистему моря.

Для оценки климатических условий ближайшего десятилетия был выбран палеоклиматический сценарий климатического оптимума голоцена (6.2–5.3 тыс. лет т.н.). Это один из теплых периодов голоцена, выбор которого в нашем исследовании определяется двумя причинами. Во-первых, средняя глобальная температура воздуха в этот период была выше современной на 1°C, и эта величина совпадает с прогнозируемой на ближайшие годы. Во-вторых, оптимум голоцена достаточно хорошо освещен палеоклиматическими, палеогидрологическими, геологическими, палеоботаническими данными, что позволило И.И. Борзенковой [3] реконструировать климатические условия этого периода.

При использовании палеоклиматической информации в качестве возможных сценариев климата 21 века несомненно возникает вопрос о точности этих материалов. Одним из критериев достоверности палеоклиматической информации может служить комплексный подход, используемый для оценки климатических параметров, когда привлекается несколько независимых методов, которые затем сравниваются между собой.

Согласно палеоклиматическому сценарию и соответствующих региональных карт – реконструкций в бассейне Азовского моря температура воздуха зимой выше современной на 1,0–1,2 °С, а летом – на величину 0,2–0,4 °С, а годовая сумма осадков была выше современной на 50 мм.

В качестве расчетной схемы гидрологического режима выбран комплексный метод расчета элементов теплового и водного балансов суши, разработанный М.И. Будыко и Л.И. Зубенок [4]. Этот метод лег в основу стационарной модели гидрологического цикла суши. Таким образом, был использован подход, основанный на расчетах с помощью стационарной модели гидрологического цикла, состоящей из метода расчета и эмпирического сценария [5]. Комплексный метод основан на совместном решении уравнений теплового и водного балансов суши и полу-эмпирических параметризациях для определения стока и испарения с поверхности суши. Важным достоинством метода является то, что коэффициенты, входящие в уравнения расчетной схемы, районированы для всех природно-климатических и ландшафтных зон и сезонов года, что облегчает их использование.

В качестве входных данных используются: средние многолетние значения метеорологических элементов (нормы) и палеоклиматический сценарий. Для сценария климатического оптимума голоцена климатическая информация представлена картами отклонений от современной нормы температуры летнего и зимнего сезонов и годового количества атмосферных осадков. В работе использован банк данных о многолетних средних месячных значениях температуры и влажности воздуха, атмосферных осадков, солнечной радиации, облачности и альбедо подстилающей поверхности за период 1881–1960 (65) гг. для 20 метеорологических станций бассейна Азовского моря.

На первом этапе расчета определяются нормы элементов теплового и водного балансов для метеорологических станций, расположенных в бассейне моря по среднемноголетним значениям метеорологических элементов, а на втором этапе расчета определяются сток, испарение, испаряемость, влажность почвы бассейна Азовского моря для условий глобального потепления на 1 °С. Первый этап расчетов завершается сравнением рассчитанных средних значений элементов водного баланса для современных климатических условий с данными гидрометеорологических наблюдений и с точностью других расчетных методов. Расхождение рассчитанных комплексным методом значений испарения с величинами, определяемыми методом теплового или водного балансов, составляет 5–13%, они на 10% превышают значения суммарного испарения по сравнению с почвенными испарителями и полностью совпадают с расчетами Л.И. Зубенок [4].

Средние величины для бассейнов рек Дон и Кубань получены на основе математических методов

пространственной интерполяции на основе ГИС. Изменения стока по бассейнам рек Дона и Кубани следующие: в бассейне Дона осадки увеличиваются на 30 мм/год, сток увеличивается на 5 мм/год; в бассейне Кубани осадки увеличиваются на 70 мм/год, сток увеличивается на 25 мм.

Полученные значения изменения притока речных вод в Азовское море для потепления на 1°С используются для оценки изменения составляющих водного баланса моря. При этом следует отметить, что представленные оценки характеризуют климатическую часть изменения стока, а безвозвратное водопотребление можно оценить различными способами, в том числе и заимствуя данные из прогнозов экономического развития или принимая его на современном уровне.

При глобальном потеплении на 1°С, предполагаемом в ближайшие годы, изменение суммарного речного притока в Азовское море согласно нашему расчету по эмпирическому сценарию составит 3 куб.км/год.

Таким образом, палеоклиматические данные дают возможность получить независимую оценку изменения осадков и уровня внутриконтинентальных водоемов при глобальном потеплении, уже имевших место в прошлом.

Другим важным аргументом в пользу использования палеоклиматических сценариев является возможность использования связи биоразнообразия с соленостью моря, как индикатора климатических условий, которая позволит либо подтвердить сценарий, либо уточнить палеоклиматический сценарий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 19-05-00803 А.

ЛИТЕРАТУРА

1. Экосистемные исследования среды и биоты Азовского бассейна и Керченского пролива. Т. VII. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2005. 390 с.
2. Лемешко Н.А., Евстигнеев В.П., Наумова В.А. Изменения температуры воздуха в Азовско-Черноморском бассейне и на территории Крыма // Вестник СПбГУ. 2014. Серия 7. Вып. 4. С. 131–143.
3. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозой. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 246 с.
4. Зубенок Л.И. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 264 с.
5. Борзенкова И.И., Лемешко Н.А. Водный баланс бассейна Волги в начале XXI века (на основе палеоклиматических сценариев) // Метеорология и гидрология. 2005. № 7. С. 52–60.

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ В ОЗЕРАХ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ РОССИИ

Я.К. Еловичева

Белорусский государственный университет, 220050, Беларусь, г. Минск, ул. Ленинградская, д. 16,
yelovicheva@yandex.ru

На территории Калининградской области автором [1, 2] палинологически изучены донные осадки 11 геологических колонок из шести озер – Боровиково (скв. 1а, 1б), Долгое (скв. 1; [3]), Роговое (скв. 2; [4]), Русское (скв. 1, 2, 9), Узкое (скв. 2; [5]), Виштынецкое (скв. 1а, 1б, 2 [6]), бурение которых проведено Т.В. Шестаковой в 1974–1975 гг. [1, 2] в соответствии с тематикой научных исследований Калининградского государственного университета (Рис. 1).



Рисунок 1. Карта-схема местоположения палинологически изученных разрезов донных осадков озер Калининградской области (составлена автором).

Буровые скважины в исследованных озерах распределены неравнозначно: по одной в оз. Долгое, Узкое и Роговое; по две – в оз. Боровиково и по три – в озерах Виштынецкое и Русское. Они вскрыли толщи донных отложений разной мощности (Рис. 2): от 1,0 м в оз. Долгое (скв. 1) до 8,0 м в оз. Боровиково (скв. 1а). При этом анализ строения геологических колонок в этих водоемах по типу вмещающих их пород и составу палиноспектров показал, что скважины заложены в разных частях указанных котловин (прибрежной, склоновой и глубинной) и слагающие их осадки имеют разный возраст: выстилающие дно озерных котловин слои песка и глины накопились во время валдайского (поозерского, вюрмского) позднеледниковогоя (v-gl-f, H₁) и начала раннего голоцена (пребореальный период, H₂), а вышележащие органогенные слои (подсапропелевый торф, глина, детрит, ил, известь озерная, сапропель карбонатный, смешанный, тонкодетритовый и кремнеземистый) – в

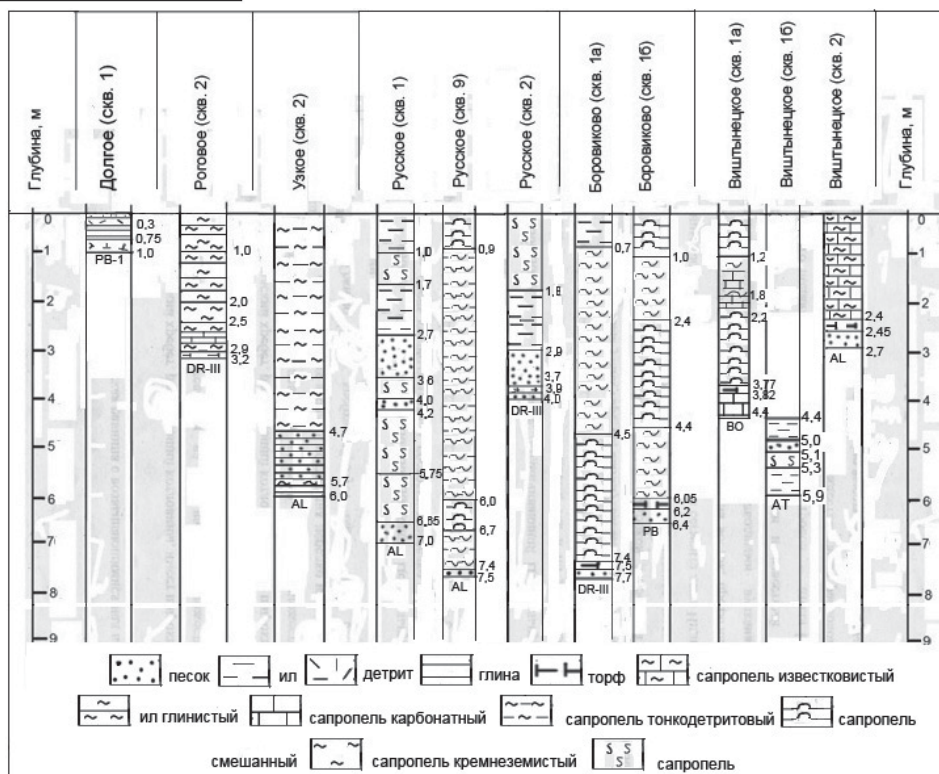


Рисунок 2. Строение геологических колонок донных отложений озер Калининградской области (составлено автором).

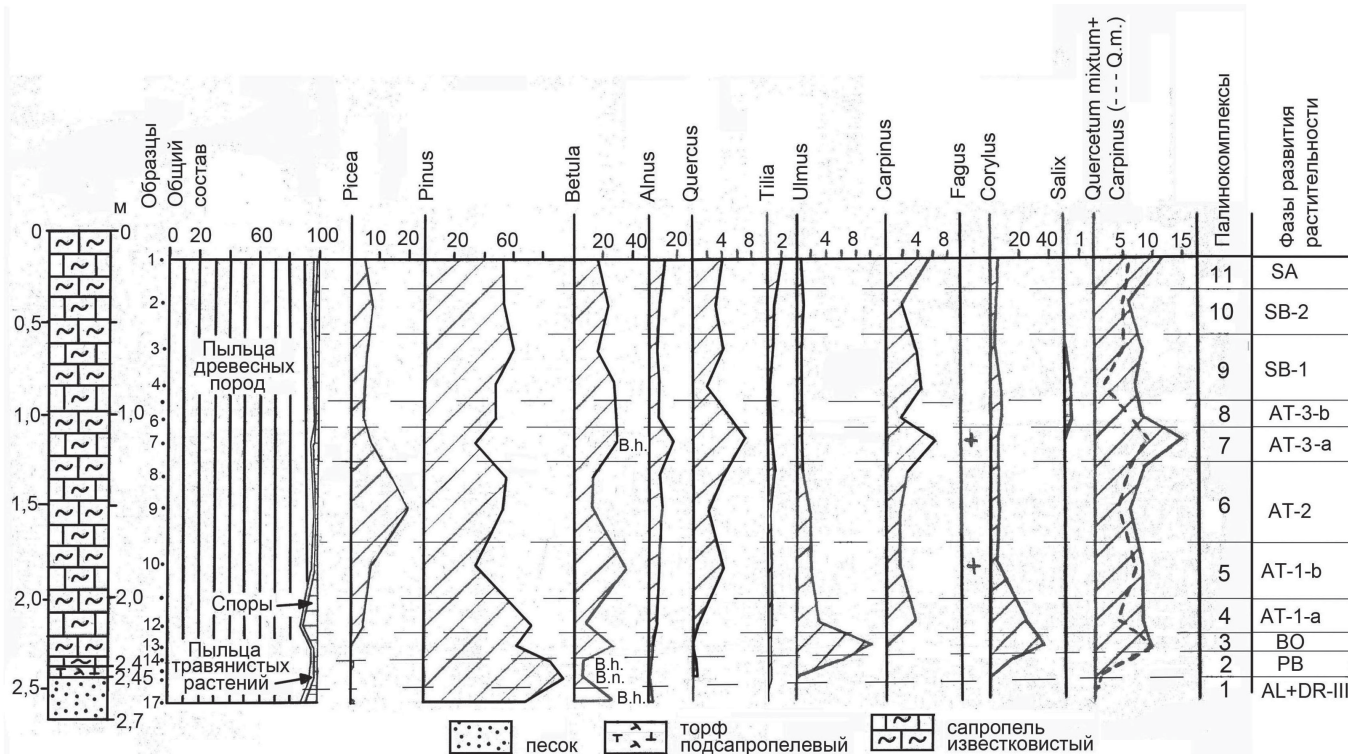


Рисунок 3. Палинологическая донных отложений оз. Виштынецкое (скв. 2). Анализ Я.К. Еловичевой по материалам Т.В. Шестаковой.

пребореальный, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды (НІ₂, НІ₃ и НІ₄).

Ниже приводится пыльцевая диаграмма донных отложений самого большого по площади в Калининградской области оз. Виштынецкое (скв. 2; рис. 3), отражающая динамику и особенности развития окружающей водоем-карбонатнакопитель растительности. Садка песка, устилающего дно котловины, произошла в конце интерстадиала аллеред (AL) и позднем дриасе (DR-III) валдайского позднеледникового (изначальные фазы ели, березы и сосны); а накопление подсапропелевого торфа и сапропеля карбонатного мощностью 2,45 м имело место на протяжении раннего, среднего и позднего голоцена. Макросукцессионный ряд палеофитоценозов под влиянием изменения климата за время формирования позднеледниковой и голоценовой толщи осадков в водоеме имеет следующий вид: (*Pinus* + *Betula*) ⊕ *Pinus* ⊕ (*Ulmus* + *Corylus*) ⊕ (*Pinus* + *Quercetum mixtum*) ⊕ (*Betula* + *Quercus* + *Fagus*) ⊕ (*Picea* + *Pinus* + *Quercetum mixtum*) ⊕ (*Betula* + *Alnus* + *Quercus* + *Carpinus* + *Fagus*) ⊕ (*Betula* + *Quercetum mixtum* + *Salix*) ⊕ (*Pinus* + *Betula* + *Quercetum mixtum*) ⊕ (*Pinus* + *Picea* + *Quercetum mixtum*) ⊕ (*Pinus* + *Quercetum mixtum* + *Carpinus*). Своеобразие представленной диаграммы видится в большой роли *Picea* (до 20%), *Carpinus* (9%) по разрезу, малой значимости *Alnus* и *Tilia*, одновременно кульминаций *Ulmus* и *Corylus* в бореальном периоде.

Таким образом, пыльцевая диаграмма отложений скв. 2 в оз. Виштынецкое отразила развитие растительности на окружающей водоем территории на крайнем юго-востоке региона с конца валдайского (поозерского) позднеледникового (интерстадиал аллеред – ist AL и стадиал поздний дриас – st DR-III) по субатлантический период голоцена. В этом отношении она наряду с палинологическими данными по отложениям из буровых скважин озер Боровиково (скв. 1а, 1б), Долгое (скв. 1), Роговое (скв. 2), Русское (скв. 1, 2, 9), Узкое (скв. 2), Виштынецкое (скв. 1а, 1б) восполняет пробел в относительно небольшой степени изученности донных осадков озерных водоемов Калининградской области – территории крайнего запада Восточно-Европейской равнины [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Шестакова Т.В., Еловичева Я.К. История развития некоторых озер Калининградской области // История озер в голоцене. Т. 3: Тезисы докладов IV симпозиума по истории озер. Л.: Ин-т озераведения АН СССР, 1975. С. 123–128.
2. Шестакова Т.В., Еловичева Я.К. Палеогеография и возраст некоторых озер Калининградской области // Депонировано ВИНТИ 03.04.1976 г. № 1045-76. 21 с.
3. Еловичева Я.К. Развитие растительности бассейна оз. Долгое Калининградской области России // Проблемы устойчивого развития регионов Республики Беларусь

и сопредельных стран: Материалы VIII Международной научно-практической интернет-конференции МогГУ им. А.А. Кулешова 1 марта – 31 марта 2019 г. Могилев: МогГУ, 2019. (в печати).

4. *Еловичева Я.К.* К вопросу об условиях накопления донных осадков в озерах юга Калининградской области (оз. Роговое) // Женщины-ученые Беларуси и Китая: Сборник материалов Международной научно-практической конференции 5 марта 2019 г., Минск, БГУ. Минск: БГУ, 2019. С. 25-29. Режим доступа: <http://elib.bsu.by/handle/123456789/218933>.

5. *Еловичева Я.К.* Условия формирования донных отложений в оз. Узкое Калининградской области России //

Географические аспекты устойчивого развития регионов: Материалы III юбилейной Международной научно-практической конференции 23–25 мая 2019 года, г. Гомель, РБ. Гомель: ГомГУ, 2019. С. 389–395.

6. *Еловичева Я.К.* Возраст и условия накопления осадков в озерах Калининградской области России // Динамика экосистем в голоцене: Материалы V Всероссийской научной конференции (с международным участием) 11–15 ноября 2019 г., Москва, ИГ РАН и ГИН РАН. М.: ИГ РАН, 2019. (оз. Виштынецкое, скв. 2). (в печати).

7. *Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.

ДИАХРОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИСТОРИЧЕСКИХ И СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ГЕРАКЛЕЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Е.И. Ергина¹, М.С. Малашина^{1, 2}

¹ Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского, 295007, г. Симферополь просп. Вернадского, д. 4, ergina65@mail.ru

² Институт биологии южных морей им. А.О.Ковалевского РАН, 299011, г. Севастополь, просп. Нахимова, д. 2, mari_malashina@bk.ru

В ландшафтах непрерывно происходят процессы, которые затрагивают их динамические компоненты. Формирование современных ландшафтов происходит под влиянием естественных и антропогенных факторов, взаимодействие которых не однозначно во времени, что ставит перед исследователями задачу изучения исторических особенностей развития ландшафтов. Особый интерес вызывает преемственность землепользования, распределение в ландшафте сельскохозяйственных угодий и центров расселения.

Метод диахронического анализа впервые применяется для изучения Гераклейского полуострова, расположенного в юго-западной части Крыма. Основа этого метода – сопряженный анализ и последовательное изучение исторических изменений в территориальной организации природы, населения и хозяйства конкретной территории. Полученные сведения об этапах исторического развития в дальнейшем могут применяться при составлении ландшафтных карт, карт ландшафтного планирования и др. Также важно учитывать особенности исторического развития территории для составления планов развития города Севастополь.

При проведении исследований историками и географами главным источником информации являются карты разных исторических периодов. Освоение лан-

дшафтов – исторический процесс, который возможно отобразить только с помощью серии карт. Они выполняются на одной литогенной основе в одном масштабе. На них должны отображаться наиболее динамические элементы природы и хозяйства [1]. Кроме того большие возможности открывает наличие в широком доступе данных космической съемки. Они являются высокодетальными, разновременными и часто обновляемыми, что позволяет при правильном дешифрировании изучать пространственную организацию следов древних агроландшафтов, проводить обзорные изучения межвых систем в зонах античных государств. При помощи таких снимков были получены данные о пространственной организации и геометрических особенностях (форме и размерах) древних систем межевания хоры Херсонесса на Гераклейском п-ове [2]. Необходимость использования разновременных данных при реконструкции пространственной организации определяется тем, что многие линейные формы (в первую очередь валы систем межевания или их следы) достаточно сложно идентифицировать при непосредственном осмотре на земной поверхности. Кроме того они могут быть закрыты растительным покровом в некоторые сезоны года, и их возможно распознать только по текстуре снимков [3].

При проведении диахронического анализа важно правильно определить происхождение географического объекта, изучить стадии развития или изменения объекта исследования и определение общих тенденций развития, а также сформулировать обоснованные предположения развития объектов [1]. Изменение и преобразование природной среды происходят в процессе освоения человеком территории. Исторический процесс освоения территории состоит из трех стадий: 1) географическое открытие и исследование территории; 2) расселение людей по данной территории; 3) формирование хозяйственного уклада, социальных отношений, системы расселения. Освоение территории сопровождается использованием природных ресурсов, изменением ландшафтов [4]. Согласно этому историческому процессу в качестве основных этапов диахронического анализа территории нами выделяются: VI век до н. э. – X в.н.э.; X в.н.э. – XVIII в.н.э. первая и вторая половина XIX в.; середина XX в.; современный этап.

База для диахронического анализа Гераклеийского полуострова создана при помощи обширного картографического, статистического, историко-литературного и архивно-археологического материала освоения территории за период с VI в. до н.э. до настоящего времени. Основными картографическими материалами для дальнейшего анализа послужили карты, размещенные в общем доступе и другая статистическая и аналитическая информация размещенные в литературных источниках.

При картографической работе и пространственном анализе были использованы возможности географических информационных систем (ГИС), с их помощью была составлена серия электронных карт-схем землепользования Гераклеийского полуострова. Построение изображений осуществлялось на основе карт, размещенных в свободном доступе и привязанных к одной картографической основе, в масштабе 1:100000. При анализе исторического развития территории сравнивались контуры выделенных областей. Также следует указать, что некоторые неточности при анализе могут быть связаны с несовершенством или неполнотой картографируемой информации на изучаемых картах.

Согласно данным карт-схем, на территории Гераклеийского полуострова выделяются следующие типы землепользований: населенные пункты, дороги, виноградники и территории занятые другими сельскохозяйственными культурами, леса, кустарники, болота и беллигеративные ландшафты.

На всех картах-схемах отчетливо видна общая ориентированность сельскохозяйственных участков, которая совпадает с направлением наделов древнего Херсонеса. А расположение населенных пунктов тяготеет к прибрежной зоне.

При наложении карт всех временных периодов на одну основу заметно в разной степени несовпадение контуров объектов, что может быть связано с несовершенством картографируемого материала и искажениями при изменении проекций. Однако, это также связано и с постепенным освоением территории, что заметно по сельскохозяйственным и лесокустарниковым зонам. Несмотря на все несовпадения, четко прослеживается неизменяемый характер землепользования на рассматриваемой территории. Большая часть территории полуострова использовалась на протяжении всего временного периода в качестве сельскохозяйственных угодий, распространение лесов и кустарников также происходит в пределах определенных ареалов. При наложении сети межевания на итоговую карту можно утверждать, что основная часть сельскохозяйственных полей заложена на основе системы земледелия древнего Херсонеса – хоры (Цветная вкладка, рис. 6).

О современных ландшафтах можно судить по результатам дешифрирования спутникового снимка (Цветная вкладка, рис. 7) и натурных наблюдений. По сравнению с предыдущими этапами в настоящее время сильно выделяется высокая освоенность ландшафта, практически отсутствуют незанятые под какую-либо деятельность земли. Большую часть Гераклеийского полуострова занимают селитебные ландшафты, к ним относятся многоквартирная застройка, в которой проживает большая часть населения, и малоэтажная индивидуальная застройка (дачные кооперативы, садовые товарищества). Характер застройки неоднородный, многоквартирные дома чередуются с дачными участками, что, в основном, определяется особенностями рельефа. Большая их часть предназначена для ведения личного садового хозяйства. Так же город имеет исторически сложившийся отдельный район – Балаклаву.

На современной карте, на первый взгляд, тяжело проследить историческую обусловленность формирования современных ландшафтов по причине глубокой трансформации территории. Но при глубоком анализе карты можно выделить районы юго-западной и северо-восточной частей полуострова, на которых, согласно античной системе землепользования, возможно использование в сельском хозяйстве, и на данный момент они покрыты малоэтажной застройкой, для которой характерно ведение личного хозяйства.

Несмотря на большой рост города и небольшое смещение сельскохозяйственных полей, сохраняется основа города, заложенная еще несколько столетий назад, что демонстрирует преемственность в планировании территории, и позволяет предположить дальнейшее направление ее использования.

Работа выполнена по теме государственного задания «Изучение пространственно-временной организации водных и сухопутных экосистем с целью развития системы оперативного мониторинга на основе данных дистанционного зондирования и ГИС-технологий», регистрационный номер АААА-А19-119061190081-9.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жекулин В.С. Историческая география: предмет и методы. Л.: Наука, 1985. 120 с.

2. Ергина Е.И., Малашина М.С. Историко-географический анализ современных ландшафтов Гераклеийского полуострова // Ландшафтная география в XXI веке Материалы Международной научной конференции / Под редакцией Е.А. Позаченко. 2018. С. 178–180.

4. Смекалова Т.Н. История исследования хоры Херсонеса Таврического в 1783–1960-е гг. // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. Серия «Исторические науки». 2018. Т. 4(70).

5. Жекулин В.С. Ландшафты в прошлом, настоящем и будущем. М.: Знание, 1983. 48 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ В БАССЕЙНЕ Р. КАТЫНКИ (ПРАВЫЙ ПРИТОК ДНЕПРА)

Е.Г. Ершова¹, Н.А. Кренке², П. Киттель³, Н.Г. Лавренов¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, ekaterinagershova@mail.ru, lavren.ng@gmail.com

² Институт археологии РАН, 117292, РФ, г. Москва, ул. Дмитрия Ульянова, д. 19, nkrenke@mail.ru

³ Лодзинский Университет, 90-136, Польша, Лодзь, ул. Нарutowича, д. 68, pkittel@wp.pl

Комплексное археологическое и палеогеографическое изучение неолитических памятников в бассейне речки Катынки, правого притока Днепра, берущей начало в Купринском озере, было начато в 2017 г. [1]. Эти исследования продолжают серию археологических разведок и раскопок, проводившихся начиная с 1920-х гг. А.Н. Лявданским, А.Е. Шмидтом, В.П. Третьяковым, И.М. Тюриной, В.С. Нефедовым. Инициативный проект включает ученых института археологии РАН (Москва), географического департамента ун-та г. Лодзь (Польша) и биологического факультета МГУ (Москва). С точки зрения археологии, основными нерешенными проблемами являются культурная атрибуция неолитических памятников, корреляция терминологии, принятой в Белоруссии, Москве и Санкт-Петербурге; хронология неолитических древностей в свете радиоуглеродного датирования; специфика хозяйства. С точки зрения палеогеографии, можно отметить недостаток фактических данных, позволяющих реконструировать динамику растительности и климата в районе Верхнего Днепра и ее связь с волнами заселения и развития хозяйственной деятельности. Низовья р. Катынки являются эталоном археологического микрорегиона на Смоленщине, где наблюдается особенно высокая концентрация памятников (более 20 стоянок на отрезке долины реки в 5 км), датирующихся в от эпохи мезолита до Бронзового века.

Здесь также много курганных групп XI–XIII вв., что делает особенно заманчивыми и возможными кросскультурные и диахронные сопоставления.

Первым этапом стало изучение приустьевого участка долины Катынки между Витебским шоссе и Днепром. Для исследования было выбрано старорусельное понижение, отстоящее от действующего русла Катынки на 400 м к западу. Всего было заложено 9 шурфов и одна траншея, а также было проведено бурение 11 скважин по трансекте, пересекавшей старое русло Катынки и курган, расположенный на прирусловом валу. Из старичных отложений и погребенных почв были отобраны образцы на спорово-пыльцевой, фитолинтный и радиоуглеродный анализы.

Проведенные работы показали, что в приустьевом участке р. Катынки в толще аллювиальных отложений Днепра на глубине около 1 м от современной поверхности прослеживается позднеголоценовая погребенная почва, аналогичная описанной ранее на территории Гнездовского археологического комплекса [2], поэтому мы условно называем ее «гнездовской». Эта почва имеет признаки лесного почвообразования, но значительно преобразована хозяйственной деятельностью и насыщена мелкими фрагментами угля, по которым получены даты 1690 ± 70 (МКЛ-3629), 1697 ± 26 (УОС-5857), 1878 ± 27 (УОС-5858), при калибровке указывающие на

II–V вв. н.э., то есть на период существования тушемлинской культуры РЖВ. На поверхности этой почвы находится основание кургана XI–XII вв. Примерно на 1 м ниже «гнездовской» почвы в шурфе 1 была прослежена углистая прослойка, датированная 3330 ± 90 (МКЛ-2630), т.е. 1700–1500 лет до н.э. (эпоха бронзы). В нескольких шурфах под «гнездовской» почвой в толще аллювия были найдены сильно окатанные фрагменты неолитической керамики, не связанные с определенной почвенной поверхностью, вероятно переотложенные.

В старорусельном понижении (скважина 5) «гнездовская» почва перекрывала 3 старичных отложений, представленных сапропелем (глубины 3–3.6 м) и низинным древесным торфом (глубины 0.6–3 м), для него было получено 5 радиоуглеродных дат. Спорово-пыльцевой анализ отложений, вскрытых скважиной, выявил 4 периода в развитии пойменной растительности (Рис. 1):

1. До 4500 л.н., время функционирования древнего русла (рукава) р. Катynки. В пойме преобладает древесная растительность, доминируют ольха, береза, вяз с примесью дуба и, в меньшей степени, липы и ели. Участие трав незначительно, однако единично присутствуют луговые травы (таволга, злаки, бобовые, сложноцветные), а также некоторые индикаторы антропогенных нарушений (полынь, цикориевые, щавель) и микроскопический уголь, что, возможно, связано с деятельностью неолитического населения.

2. 4500–3000 л.н., время существования низинного болота на месте бывшей старицы, окруженного пой-

менными дубравами. В пыльцевых спектрах абсолютно доминирует дуб с небольшой примесью ольхи, вяза, липы и орешника и трав, характерных для влажных и богатых азотом местообитаний. С концом периода (3200–2500 л.н.) связано пересыхание старицы и прекращение торфонакопления. На уровне, чуть ниже даты 2890 ± 80 (МКЛ-3628), прослеживается горизонт с признаками пожарных нарушений (пыльца иван-чая, маревых, микроскопический уголь); возможно, он синхронен угольному горизонту бронзового века из шурфа 1.

3. 2000–800 л.н., погребенная «гнездовская почва». Состав пыльцы резко меняется: почти полностью исчезают коренные породы – дуб, вяз и липа, доминируют береза и, в меньшей степени, сосна; среди трав появляются индикаторы пожарищ (иван-чай, маршанция), луговые, сорные и культурные таксоны. Кроме того, в почве обилие микроскопический уголь и фитоциты, в том числе обугленные, среди которых много форм, характерных для проса и других культурных злаков. Похожие спектры были выявлены и в образцах из той же погребенной «гнездовской почвы», вскрытой археологическими шурфами 1, 2, 3, 4 и 8.

4. Современная луговая почва, сформировавшаяся в течение последних нескольких столетий на речном аллювии, перекрывающем «гнездовскую» почву. В поверхностных пыльцевых спектрах из деревьев остается только сосна с небольшой примесью березы и ольхи, значительно возрастает количество и таксономическое разнообразие пыльцы луговых трав, сорняков и культурных злаков. Резко увеличивается также участие спор

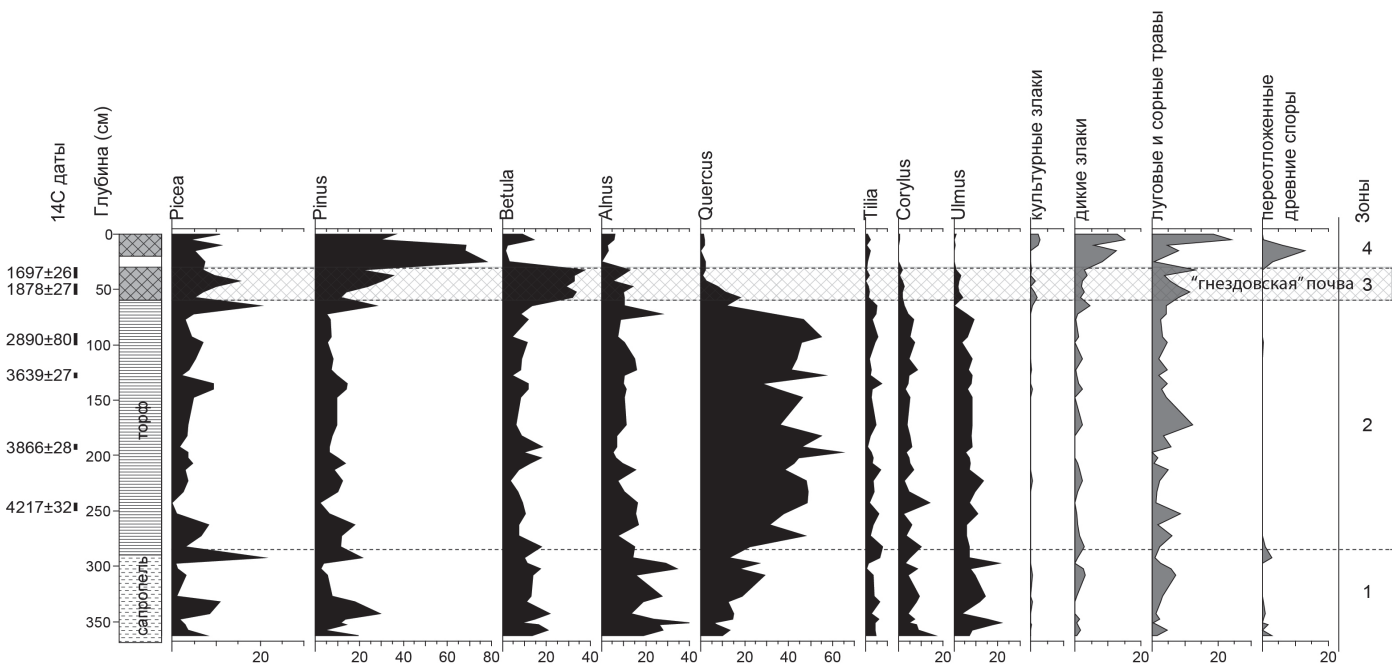


Рисунок 1. Сокращенная спорово-пыльцевая диаграмма пойменных отложений Днепра в устье реки Катynки.

папоротников, плаунов и мхов, среди которых много древних переотложенных форм, что является характерным признаком аллювиальных почв. В верхнем горизонте почвы отмечены споры печеночного мха *Riccia glauca*, являющегося индикатором зарастающей пашни.

Таким образом, первые результаты палеогеографических работ в устье р. Катынки позволили представить стратиграфическую последовательность пойменных отложений и приуроченных к ним археологических находок, а также реконструировать динамику ландшафтов в данной части поймы Днепра примерно за 5 тысячелетий. Данные палеопочвенных и палеоботанических анализов позволили зафиксировать некоторые следы хозяйственной деятельности неолитического населения в пойме Днепра. Наиболее серьезные антропогенные трансформации ландшафтов связаны с периодом формирования позднеголоценовой «гнездовской» почвы, что хорошо согласуется с данными, полученными ранее для других точек – поймы реки Ольшанки рядом с Ольшанским городищем [1, 3], курганами Днепровской курганной группы на территории Гнездовского археологического комплекса [4] и почвами, погребенными под средневековым культурным слоем на Соборной горе Смоленска [5]. Пыльцевые, фитолитные и антракологические спектры этих почв свидетельствуют о масштабных преобразованиях ландшафтов долины Днепра, в частности, сведении коренных лесов через мно-

гократное выжигание (подсечно-огневое земледелие) в начале или середине первого тысячелетия нашей эры., т.е. значительно раньше основания Гнездова и древнего Смоленска.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кренке Н., Еришов И., Раева В., Киттель П., Еришова Е. Итоги работы Смоленской экспедиции Института археологии РАН в 2017 году // Край Смоленский. 2018. № 2. С. 3–4.
2. Бронникова М.А., Панин А.В., Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Успенская О.Н., Пахомова О.М., Мурашова В.В., Беляев Ю.Р., Бобровский М.В. Формирование поймы Днепра в районе Гнездовского археологического комплекса в среднем и позднем голоцене // Гнездовский археологический комплекс. Материалы и исследования. В. 1. М.: ГИМ, 2018. С. 28–67.
3. Еришова Е.Г. Подходы к реконструкции палеосреды в долине Днепра возле Смоленска // Край Смоленский. 2019. № 2. С. 75–78.
4. Зозуля С.С. Исследования в Днепровской курганной группе Гнездовского археологического комплекса в 2010–2012 гг. // Гнездовский археологический комплекс. Материалы и исследования. В. 1. М.: ГИМ, 2018. С. 181–210.
5. Еришова Е.Г., Кренке Н.А. Археолого-палинологические исследования на Соборной горе в Смоленске // Российская археология. 2017. № 1. С. 87–95.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА И СРЕДЫ ОБИТАНИЯ *CITELLUS (SPERMOPHILUS) PARRYI* RICH. В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ НОР

О.Г. Занина¹, Д.А. Лопатина², С.В. Губин³

¹ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Россия, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, корп. 2, oksanochka_zet@mail.ru

² Геологический институт РАН, 119017, Россия, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, с. 1, dalopat@mail.ru

³ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Россия, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, корп. 2, gubin.stas@mail.ru

В ходе изучения верхнеплейстоценовых отложений на Колымской низменности в обнажениях *in situ* были обнаружены ископаемые норы грызунов с хорошо сохранившимися в них остатками растений (семенами, плодами, обломками веток, стеблей и листьев). Ископаемые норы леммингов, сусликов и мышей встречены на глубинах от 15 до 40 м от современной дневной поверхности в толщах мерзлых серых алевроитов, разбитых мощными вертикальными жилами льда и содержащих тонкие корни травянистых растений и

не оттаивавших с момента их образования. Наиболее значительные скопления нор обнаружены в опорных обнажениях на р. Колыме (Дуванный Яр, пос. Зелёный Мыс) и р. Малый Анюй (Станчиковский Яр), где они исчисляются десятками. Содержащие их отложения датируются поздним плейстоценом, временем МИС3. Возраст органических остатков, извлеченных из ископаемых нор составляет от 28000–34000 лет (табл. 1). В отложениях более позднего времени МИС2 их содержание единично [1, 2, 3]

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст материала из ископаемых нор сусликов Колымской низменности

Обнажение	Номер норы	Датируемый материал	Возраст С14
Зелёный Мыс	P-923	стеблевые луковички <i>Bistorta vivipara</i> , семена <i>Ranunculus герепс</i> , коробочки и семена <i>Silene stenophylla</i>	32800 ± 1400 (ИЭМЭЖ 1178)
Зелёный Мыс	P-917	коробочки и семена <i>Silene stenophylla</i> , соломины злаков	30500 ± 700 (ИЭМЭЖ 1179)
Станчиковский яр	P-1010	соломины злаков	27700 ± 300 (ГИН 10874)
Станчиковский яр	P-820	стручки и семена <i>Sisymbrium polymorphum</i> , соломины злаков	28200 ± 600 (ИЭМЭЖ 1190)
Дуванный яр	P-1075	соломины злаков	31800 ± 310 (Beta 157195)

Эти древние убежища представляют собой своеобразные комплексные захоронения остатков растений, животных, насекомых, почвенного и другого материала, занесенного с дневной поверхности, и являются частью биогеоценоза, располагавшегося в непосредственной близости от норы. Благодаря мерзлоте захороненный в них органический материал не только морфологически слабо изменяется и хорошо диагностируется, но и прорастает в культуре *in vitro* [4, 5].

По комплексу признаков (размеру, строению, форме камер и ходов) разделяются норы, принадлежащие мелким мышевидным грызунам и сусликам. Общее представление о строении и содержимом ископаемых нор, из рассматриваемых толщ дано в работах [1, 2, 6–9].

На сегодняшний момент обнаружено и изучено более 70 нор ископаемых грызунов. По размеру их можно разделить на норы мелких грызунов и норы сусликов.

Норы мелких грызунов представляют собой уплощённых камер высотой 5–7 см и поперечным диаметром 10–12 см, иногда с прилегающими к ним короткими ходами. Скопления этих сооружений чаще всего приурочены к верхним горизонтам погребенных почв. Как правило, они содержат обилие фрагментов травянистых растений, часто измельченных в труху, перемешанных с пометом, и лишь единично – семена и плоды. Такое состояние и состав растительных остатков определяется использованием подстилки в пищу, а также исходным залеганием нор мелких грызунов непосредственно вблизи от дневной поверхности, что приводило к активному разложению органического материала.

Ископаемые норы сусликов представляют собой однокамерные или редко двухкамерные сооружения с одним ходом. Камеры делятся по использованию на гнездовые, кормовые (кладовые) и уборные. Сооружения имеют округлую форму, высотой 15–20 см и поперечным диаметром до 40 см. В случае двухкамерного строения они соединены коротким (до 10 см) ходом. Эти сооружения приурочены к хорошо выдержанным

ми по мощности и простираются слоям серых алевроитов. Норы принадлежат арктическому суслику *Citellus (Urocitellus) parryii* (Richardson, 1825), сейчас заселяющему сухие, хорошо дренируемые участки, обрывы берегов рек, оврагов, повышения микрорельефа и склоны южной экспозиции. Результаты анализа ДНК подтвердили их связь древних сусликов с современными, населяющими низовья р. Колыма [10].

Материал из ископаемых нор сусликов разнообразен и информативен. Гнездовые камеры содержат растительную подстилку, семена, шерсть, остатки насекомых, помёт, кормовые – преимущественно заполнены семенами. В уборных преобладает помёт, перемешанный с растительными остатками. Центральные части гнездовых камер заполнены прозрачным льдом, что указывает на наличие пустот в момент их сооружения. В отдельных случаях в норах обнаружены останки сусликов, мышей, кости мелких животных, что подтверждает быстрое их погребение и переход материала нор в толщу многолетней мерзлоты. Ведущие из камер вверх, к бывшей дневной поверхности ходы плотно закупорены пылеватым материалом, часто с включением хорошо сохранившегося помета.

Арктический суслик – растительноядный вид. В его норах в больших количествах обнаружены хорошо сохранившиеся разнообразные растительные остатки – плоды, семена, ветки, листья, остатки мхов. Это позволило провести их видовые определения [2, 6, 11].

Установлены более чем 120 видов, произрастающие в низовьях р. Колыма и ныне. Многие растения свойственны как лесотундре, так и тундре. Это растения четырёх экотопов полосы лиственничных редколесий: 1) самих редколесий на плакорах, 2) пойм и заболоченных долин, 3) нарушенных местообитаний (незадернованных участков), 3) крутых степных склонов. Но есть и типично тундровые растения – *Vaccinium minus*, *Papaver polare*, *Puccinella borealis*, *Dryas octopetala* subsp. *subincisa*, *Salix polaris*.

Палеоботанические исследования материала погребённых нор показали оправданность применения комплексного анализа крупномерных остатков растений и микрофитофоссилий [3]. Результаты макрофлористического и палинологического анализов взаимно дополняют друг друга и отражают различные по уровню обобщения характеристики растительности. Автохтонный генезис местонахождений растительных остатков в норах мелких млекопитающих позволяет реконструировать локальный тип растительности в пределах более широкого флористического фона, устанавливаемого по данным палинологического анализа. Важное палеоэкологическое и тафономическое значение имеет сравнительный анализ комплексов микро- и макрофлоры, позволяющий установить методические причины сходства и различий на родовом и семейственном уровнях. Проверка сходимости двух рассматриваемых подходов может быть осуществлена с помощью изучения спор и пыльцы, выделенных из отложений, вмещающих и заполняющих нору, и помета грызунов, с крупными остатками растений, обнаруженными в этих норах. Анализ палинологических спектров из помета необходим для выявления состава растительности, произраставшей *in situ*, поскольку в корм животных может попадать разнообразная пыльца, которая оседает на листьях поедаемых растений.

При определении таксономической принадлежности растительных остатков выявлены следующие особенности. Только палинологический метод позволил зафиксировать участие следующих семейств *Betulaceae* (группа деревьев и кустарников), *Valerianaceae*, *Ericaceae*, *Gentianaceae*, *Labiatae*, *Umbelliferae* (группа трав и кустарничков), по спорам – *Polypodiaceae*, *Sphagnaceae*, *Equisetaceae*, *Lycopodiaceae*, *Sellaginaceae*, *Ophioglossaceae*. Споровые растения определяются только палинологическим методом, исключение составляют зеленые мхи. Только по карпологическим остаткам и вегетативным частям устанавливаются следующие семейства трав – *Boraginaceae*, *Papaveraceae*, *Plantaginaceae*, *Liliaceae*, *Chenopodiaceae*, *Scrophulariaceae*.

Судя по анализу макроостатков растений из нор, наиболее распространены были психрофиты – *Potentilla nivea* и *Bistorta vivipara*. По сырым, заболоченным местам, возможно, над головами подтаивавших ледяных жил, произрастали *Carex vesicata*, *Carex bonariensis*, *Valeriana capitata* и *Salix krylovii*. В состав растительности увлажненных тундровых лугов входили *Poa arctica*, *Rumex arcticus*, *Carex norvegica*, *Polemonium acutiflorum*, *Myosotis asiatica*, *Sanguisorba officinalis*, *Astragalus alpinus*, *Bromopsis pumPELLIANA*; сырых солончаковых лугов – *Puccinellia hauptiana*. На незадернованных склонах произрастали *Arctous alpina* и *Selaginella*

rupestris. По остепненным лугам были распространены разнообразные представители злаковых – *Poa attenuata* и *P. botryoides*, *Festuca lenensis*, и гвоздичных – *Lychnis sibirica*, *Silene repens* и *S. stenophylla*, а также *Papaver sp.* и *Allium strictum*. Заметное содержание, а в ряде случаев и преобладание в палинологических спектрах пыльцы полыни, растений с глубокой корневой системой, обусловлено не только ее сравнительно высокой пыльцевой продуктивностью, но и обильным развитием на дренируемых склонах. Широкое распространение имели участки с нарушенным почвенным покровом (синлитогенные почвы), на которых произрастали ассоциации пионерной растительности. На наличие в ландшафтах сухих, слабозадернованных участков указывает присутствие в спектрах спор *Selaginella rupestris* *Draba cinerea* и *D. pilosa*, семена которых отмечены и в норах, а также *Sisymbrium polymorphum*, *Chenopodium album*, *Plantago canescens*, *Potentilla stipularis* и *Taraxacum macilentum*, остатки которых также обнаружены в норах. В составе растительного покрова принимала участие группа деревьев и кустарников – это представители семейства *Pinaceae*, в т.ч. и *Pinus pumila*, а так же *Alnaster fruticosus*, *Betula nana*, *Betula exilis*, *Larix sp.*, *Salix sp.*

Объединяя полученные палеоботанические материалы из рассматриваемых обнажений, можно сделать вывод о существовании 28–34 тыс. лет назад в низовьях р. Колыма зональных и интразональных сообществ влажных и суховатых тундр, а так же лиственничных редколесий с включением участков, занятых ерниковыми зарослями, степной и пионерной растительностью. Степные ассоциации в рассматриваемый период занимали интразональные позиции и были распространены по южным склонам и ксеротермным экотопам. Заболоченные участки были преимущественно связаны с понижениями рельефа и поверхностью формирующихся ледяных жил.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания № 0135-2019-0057 Геологического института РАН, по теме государственного задания АААА-А18-118013190181-6 ИФХиБПП РАН и в рамках программы Президиума РАН 55 «Арктика» АААА-А18-118013190182-3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Губин С.В., Хасанов Б.Ф. Ископаемые норы млекопитающих из лёссово-ледовых толщ Колымско-Индигирской низменности // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 2. С. 278–279.
2. Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В., Кузьмина С.А., Зажигин В.С. Реконструкция условий формиро-

вания отложений ледового комплекса по результатам изучения позднеплейстоценовых нор грызунов // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 3. С. 13–22.

3. Лопатина Д.А. Занина О.Г. Палеоботанический анализ материала ископаемых нор сусликов и вмещающих их верхнеплейстоценовых отложений низовой р. Колымы // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2006. Т. 14. №3. С. 94–107.

4. Яшина С.Г., Губин С.В., Шабалева Э.В., Егорова Е.Ф., Максимович С.В. Жизнеспособность семян высших растений позднеплейстоценового возраста из вечномерзлых отложений, обнаруживаемая в культуре *in vitro* // Докл. РАН, 2002. Т. 383. № 5. С. 714–717.

5. Yashina S, Gubin S., Maksimovich S., Yashina A., Gakhova E., and Gilichinsky D. Regeneration of whole fertile plants from 30,000-year-old fruit tissue buried in Siberian permafrost // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2012. Vol. 109. No 10. P. 4008–4013.

6. Хасанов Б.Ф. Ботанический анализ кормовых запасов нор плейстоценового арктического суслика из Колымско-Индигирской низменности // Зоологический журнал. 1999. Т. 78. № 2. С. 240–244.

7. Боескоров Г.Г., Белолобский И.Н. Ископаемый суслик с низовьев р. Колыма // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 38–40.

8. Занина О.Г. Исследование содержимого ископаемых нор грызунов из мёрзлых позднеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Зоологический журнал. 2005. Т. 84. № 6. С. 728–736.

9. Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A. et al. Late Pleistocene (MIS 3-2) palaeoenvironments as recorded by sediments, palaeosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma lowland, northeast Siberia // Quaternary Science Reviews. 2011. Vol. 30. P. 2107–2123.

10. Faerman M., Bar-Gal G.K., Boaretto E., Boeskorov G.G., Dokuchaev N.E., Ermakov O.A., Golenishchev F.N., Gubin S.V., Mintz E., Simonov E., Surin V.L., Titov S.V., Zanina O.G., Formozov N.A. DNA analysis of a 30,000-year-old *Urocitellus glacialis* from northeastern Siberia reveals phylogenetic relationships between ancient and present-day arctic ground squirrels // Scientific Reports. Vol. 7. No 42639.

11. Gubin S.V., Maximovich S.V., Zanina O.G., Stakhov V.L. Morphogenetics of plant remains from paleosols and rodent burrows buried in permafrost of the Late Pleistocene (32–28,000 BP) // Plant Archaeogenetics. 2011. P. 11–21.

ПАЛЕОСЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РВЫ – УНИКАЛЬНЫЕ АРХИВЫ ИСТОРИИ ЭКОСИСТЕМ БЕЛОГО МОРЯ (ПРИБЕЛОМОРЬЯ) В ГОЛОЦЕНЕ

Н.Е. Зарецкая^{1, 2, 3}, А.В. Лудикова⁴, С.В. Шварёв^{1, 3}, Д.Д. Кузнецов⁴, С.А. Кутенков⁵

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, n_zaretskaya@inbox.ru

² Геологический институт РАН, 119017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, стр. 1

³ Институт физики Земли РАН, 123995, РФ, г. Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр.1, shvarev@ifz.ru

⁴ Институт озероведения РАН, 196105, г. Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, д. 9, ellerbeckia@yandex.ru, dd_kuznetsov@mail.ru

⁵ Карельский научный центр РАН, 185000, г. ул. Петрозаводск, Пушкинская ул., д. 11, effort@krc.karelia.ru

Белое море – внутреннее море Арктического бассейна севера Европейской части России – представляет собой уникальную молодую экосистему, в современном виде начавшую формироваться в начале голоцена, после ухода с территории его бассейна последнего покровного ледника. Белое море уникально также и с точки зрения геодинамики: его северо-западное побережье расположено на территории Балтийского щита и в голоцене испытывало и продолжает испытывать поднятие, в то время как юго-восточное побережье расположено на Восточно-Европейской платформе, и его поднятие в голоцене носило не столь масштабный характер [1]. Северо-западное побережье, помимо поднятия, испытывало (и испытывает) воздействие дифференцирован-

ных движений земной коры – поднятие разных блоков с разной скоростью; такие движения имели место и в доледниковое время – в позднем плейстоцене, что привело к формированию на территории северо-западного Прибеломорья таких форм, как сейсмодектонические рвы.

Один из таких рвов расположен на полуострове Киндо, на полигоне Беломорской Биологической станции (ББС) МГУ, в районе мыса Зелёный, на юго-западном берегу Кандакшского залива Белого моря (Цветная вкладка, рис. 8).

Мыс Зелёный представляет собой коленаобразно изогнутую в плане прерывистую скальную гряду, фрагменты которой, протяженностью до нескольких сотен метров и вытянутые в ЗСЗ-направлении, кулисообраз-

но подставляют друг друга (Рис., врезка). Морфоструктура мыса сформирована с преобладанием разрывов ЗСЗ-простираия, определяющих простираие гряды, её осевой зоны и флангов и с участием второстепенных разрывов ССВ-простираия, смещающих фрагменты гряды относительно друг друга к югу и северу. Ров или, скорее, система коротких (первые десятки метров), но широких (до 10–20 м по бровкам и до 10 м по днищу) и глубоких (до 5–6 м) рвов рассекает скальную гряду в её осевой части продольно ориентировке гребня. Широкие продольные рвы сопрягаются с узкими «траншеями» и вертикальными стенками, ориентированными в поперечном направлении. Высота гряды составляет 15–20 м над уровнем моря, а днище основного рва (с заполнением) расположено на высоте около 10–15 м над у.м.

Простираие основных (ЗСЗ) и второстепенных (ССВ) элементов рва полностью отвечает общему морфоструктурному плану территории, что подтверждает его сейсмотектонический генезис. Однако остаются не вполне ясными вопросы возраста этой структуры и силы породившего её землетрясения. Морфология стенок рва, имеющих сглаженный облик, а также отсутствие коллювиального материала на его днище заставляет в качестве приоритетной версии рассматривать доледниковое происхождение этой структуры. В этом случае, ров, сформировавшийся в результате сильного землетрясения в позднем плейстоцене, заполненный раздробленным скальным материалом, подвергся ледниковой экзарации и выносу кластического материала в ходе оледенения, а в постледниковое время был освобожден от осадков в результате волновых воздействий при подъеме территории и выходе её на уровень моря. В таком варианте развития событий имеется не вполне ясный момент, связанный с полным отсутствием ледниковых осадков.

Опираясь на эту позицию можно рассмотреть и альтернативный вариант, при котором ров мог образоваться и в постледниковое время, а отсутствие коллювиального материала связано не с ледниковым выносом крупных обломков, а с волно-прибойным выносом мелко раздробленных фракций. Подобные рвы в различных «стадиях» – от широких, до нескольких метров до узких трещин можно наблюдать в непосредственной близости – на островах Кузокоцкого архипелага, где такие рвы находятся либо в зоне волнового воздействия, либо совсем недавно вышли из него. Характерной особенностью таких рвов является резкий переход от широкой «траншеи» с плоским днищем, расположенной выше уровня моря (где имеется или было волновое воздействие), к узкой трещине-разрыву ниже уровня моря (где его пока не было). Таким образом, вполне не-

противоречивым представляется последний предлагаемый вариант, при котором землетрясение произошло в позднеледниковье или раннем голоцене с образованием сейсморазрыва в субаквальных условиях, а ров «раскрылся» в результате последующего подъема дна и размыва в волно-прибойной зоне незадолго до заполнения его голоценовыми осадками.

В настоящее время ров заполнен голоценовыми отложениями разного генезиса. Непосредственно на скальном дне рва на глубине 0.8 м от поверхности залегает тонкий (5–10 см) слой серого суглинка, очень плотно набитого мелкими раковинами и ракушечным детритом двустворчатых моллюсков. Анализ видового состава показал, что моллюски представлены одним видом – *Hiatella arctica*, размер которых близок (5–7 мм) к современным раковинам и существенно (в два-три раза) меньше раковин, найденных в осадках, сформировавшихся во время климатического оптимума голоцена. Эти моллюски обитают, в основном, на глубинах до 30 м, на илистых и смешанных грунтах, при температурах от -0.9 до 20.3 °С и солености 16.4–30.1‰ [2]. По раковинам получена радиоуглеродная дата 8400 ± 50 (ГИН-14678, 9080–8940 кал.л.н.). Таким образом, слой формировался на дне рва в раннем бореальном периоде голоцена.

Диатомовый анализ слоя с раковинами показал низкую концентрацию створок диатомей – 19 тыс. в 1 г сухого осадка. В составе диатомовых комплексов наиболее часто отмечаются обитатели морской литорали – солоноватоводно-морские *Grammatophora oceanica*, реже *Cocconeis scutellum* и *Rhabdonema minutum*. Кроме того, присутствуют отдельные створки пресноводного обрастателя *Fragilaria pinnata*, индифферентного по отношению к солености, единичные споры морских планктонных *Chaetoceros* spp. Содержание цист Chrysophyceae также очень низкое – 2 тыс. в 1 г сухого осадка. В свою очередь спикулы губок имеют сравнительно высокую концентрацию – 63 тыс. Все отмеченные виды диатомей характерны как для современных донных осадков мелководных районов Белого моря, так и для беломорских голоценовых морских отложений. Низкая концентрация створок и обедненный видовой состав диатомовых комплексов указывают на то, что отложения формировались в условиях морской литорали, в обстановках, неблагоприятных для развития (низкая продуктивность) диатомей и аккумуляции (терригенное разбавление) их створок.

При дальнейшем гляциоизостатическом подъеме территории дно сейсмотектонического рва вместе с ракушечным слоем существовало, по-видимому, в условиях практически нулевой седиментации при переходе через береговую линию. Возможно, верхняя часть слоя

была размыта, так как в осадконакоплении наблюдается перерыв, зафиксированный радиоуглеродными датами, а сам слой перекрыт 5-сантиметровым палеобенчем (слабоокатанной галькой). Однако в то время, как во рве доминировали прибрежно-морские процессы, под водой, на подводном склоне, поднимавшемся до уровня сублиторали, в непосредственной близости от рва (современное расстояние 100 м) происходило формирование новой ракушечной линзы с более богатой и крупной фауной: здесь двустворчатые моллюски представлены как раковинами *Hiattella arctica*, так и *Tridonta borealis*, которая в настоящее время встречается на глубинах от 0 до 40 м, на илистых, песчаных и смешанных грунтах при температуре от -1.4 до 14.2 °С и солености 23.0–27.8 ‰ [2]. Размеры раковин в линзе превышают размеры современных моллюсков в 2–3 раза; по ним получены даты в диапазоне от 5990 ± 100 (ГИН-14672) до 5390 ± 70 (ГИН-14673), что составляет 6500–5700 кал.л.н. В настоящее время линза выходит на поверхность непосредственно на литорали, т.е. на нулевой отметке высоты. Диатомовый анализ вмещающих раковины отложений показал преобладание солоноватоводно-морских и морских диатомей. Среди первых наиболее многочисленны *Grammatophora oceanica* (34%), *G. hamulifera* (5,5%) и *G. arcuatum* (6,5%). Вторые преимущественно представлены спорами планктонных *Chaetoceros* spp (28%) и *Thalassiosira gravida* (5,8%). Отмечены также многочисленные фрагменты морских планктонных диатомей *Coscinodiscus* spp, *Thalassiosira* spp и *Thalassionema nitzschioides*. Диатомовые комплексы формировались в условиях неглубокого морского залива, сообщающегося с открытым морем. По-видимому, это был один из заливов среднеголоценового моря Тапес, характеризовавшегося длительным стоянием воды на уровне выше современного и более теплыми температурными параметрами [1].

Дальнейшая смена характера осадконакопления в сейсмостектоническом рве говорит о том, что территория снова была затоплена морем. В разрезе раннеголоценовые морские осадки с раковинами перекрыты оливково-серыми илами с листоватой слоистостью, насыщенными слюдой, и с заметным содержанием рассеянной органики. Анализ макроостатков растений показал присутствие корней хвоща. Из этого слоя с глубины 0.85 м была получена дата 3000 ± 50 (ГИН-14677, 3020–2870 кал.л.н.). Диатомовый анализ показал, что концентрация створок возрастает до 8,8 млн. В составе диатомовых комплексов преобладают разнообразные обростатели *Fragilariaceae* (в сумме 63%), массовое развитие которых сопровождается процессом изоляции от моря. Численности субдоминантов достигают литоральные солоноватоводно-морские *Cocconeis scutellum* и *Opephora*

mutabilis. Содержание цист *Chrysophyceae* возрастает до 79 тыс. Концентрация спикул губок несколько ниже, чем в предыдущей пробе – 53 тыс. В верхней части данного горизонта, происходит дальнейшее увеличение концентрации створок диатомей до 84 млн. Суммарная численность обростателей *Fragilariaceae* достигает 98%. Единично отмечены створки морских литоральных диатомей. Осадконакопление происходило в условиях сильно опресненного изолирующегося морского залива. При этом влияние морских вод заметно ослабевает на этапе формирования верхней части отложений. Это подтверждает и анализ потерь при прокаливании: его значения здесь (15–13 %) характерны как для озерных, так и для прибрежных морских обстановок. По-видимому, это была котловина с благоприятными условиями для произрастания водной растительности и аккумуляции тонкого материала, т.е., скорее всего, лагунного типа, что подтверждает выводы, полученные по результатам диатомового анализа, а осадки представляют отложения изолирующего водоёма, частично (во время высоких приливов или штормовых заплесков) сообщавшегося с морем.

Верхняя часть заполнения рва представлена еловым торфом, по которому была получена дата 2240 ± 40 (ГИН-14675, 2240–2180 кал.л.н.). Диатомовые водоросли в нижней части толщи практически отсутствуют, за исключением единичных обломков пресноводных бентосных *Pinnularia* spp и неопределимых мелких фрагментов. Цисты *Chrysophyceae*, напротив, довольно многочисленны – их концентрация составляет 1,4 млн. Формирование отложений происходило в условиях, неблагоприятных для развития диатомей (дефицит увлажненности). Значение потерь при прокаливании достигает 80 %, что характерно для данного вида отложений.

Таким образом, в разрезе заполнения сейсмостектонического рва на полуострове Киндо наблюдается практически вся голоценовая история развития активного юго-западного побережья Белого моря и связанных с ним экосистем, как подводных, так и изолирующих водоёмов и затем континентальных. Исследования сейсмостектонических рвов как «седиментационных ловушек» представляются перспективными с точки зрения реконструкции динамики различных экосистем в голоцене.

Исследования проводились при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00966, в рамках Программы Президиума РАН № 8, проект 0135-2018-0040.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 157 с.
2. Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря; опыт эколого-фаунистического анализа. СПб, 2006. 351 с.

ИЗМЕНЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ СООБЩЕСТВ ОСТРАКОД НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

М.А. Зенина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, РФ, г. Москва, Нахимовский просп., д. 36,
maria_zenina@mail.ru

Сообщества остракод чувствительны к изменению солености и температуры, которые сильно менялись в Черном море на протяжении голоцена. В позднем плейстоцене и начале голоцена существовал солоноватоводный бассейн, населенный фауной каспийского типа. После последнего максимума оледенения существовала непродолжительная связь с Каспийским морем, и многие каспийские виды смогли проникнуть в Черноморский бассейн [1, 2]. Кроме того, часть каспийской фауны сохранилась после предыдущих фаунистических обменов, которые периодически происходили в четвертичное время. Масштабные изменения условий окружающей среды, обусловленные установлением двусторонней циркуляции со Средиземным морем в начале голоцена, привели к смене сообществ каспийского типа и постепенному заселению средиземноморскими мигрантами [3, 4, 5]. Цель настоящей работы изучить видовой состав и изменения сообществ остракод в Черном море на протяжении голоцена.

Материалом для данной работы послужили две колонки донных осадков Ак-521 (44.26°N, 38.54°E, глубина отбора 101 м; длина 200 см) и Ак-2575 (44.22° N, 38.63°, глубина отбора 99 м, длина 186 см), отобранные на краю шельфа у северо-восточного побережья Черного моря, между Архипо-Осиповкой и Джубгой, а также голоценовые осадки скважины RNB-16, пробуренной в верхней части континентального склона между городами Анапа и Новороссийск на глубине 92 м.

На основе изменений в видовом составе выделено три сообщества: каспийское (I) (поздний плейстоцен до 7.4 календарных тысяч лет назад (кал. т.л.н.)), переходное со смешанной фауной каспийского и средиземноморского происхождения (II) (7.4–6.8 кал. т.л.н.) и сообщество, представленное средиземноморскими мигрантами (III) (6.8 кал. т.л.н. до настоящего времени). Каспийское (новоэвксинское) сообщество остракод (I) представлено каспийскими видами, общими с фауной Каспийского бассейна. Наиболее разнообразным это сообщество было в позднем плейстоцене и в самом начале голоцена, до установления водообмена со Средиземным морем. Однако, скорее всего, видовой состав этого сообщества стал сокращаться еще в конце плейстоцена и некоторые виды не дожили до начала

голоцена. Влияние средиземноморских вод на донные экосистемы северо-восточного шельфа Черного моря отмечается уже 9.6 кал. т.л.н. [3] с появлением первых средиземноморских мигрантов. Регулярная встречаемость видов средиземноморского происхождения отмечается в осадках моложе 7.4 кал. т.л.н.

Переходное сообщество (II) на северо-восточном шельфе представлено смешанной фауной каспийского и средиземноморского происхождения. Наиболее разнообразные смешанные комплексы остракод встречены в скважине RNB16. Наибольшим разнообразием отличается фауна каспийского типа, которая включает 25 видов остракод. По-видимому, это связано с влиянием реки Кубань в этом районе. Однако, средиземноморские мигранты, представленные 5 видами, также составляют важную долю в сообществе. В более отдаленных от рек районах у северо-восточного побережья, между Архипо-Осиповкой и Джубгой переходное сообщество представлено более бедным комплексом видов и включает три вида каспийского и 5 видов средиземноморского происхождения. Фауна каспийского происхождения преобладает до ~7.1 кал. т.л.н. Позднее начинает доминировать фауна средиземноморского происхождения. Морское сообщество III обнаружено в осадках моложе 6.8 кал. т.л.н. и представлено обедненной фауной остракод средиземноморского происхождения, типичной для илистых осадков на глубинах > 50 м.

Установление двусторонней циркуляции вод со Средиземным морем в начале голоцена привело к постепенному осолонению Черного моря и смене каспийских сообществ средиземноморскими мигрантами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №18-34-00856 мол_a).

ЛИТЕРАТУРА

1. Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: environmental consequences of climate change during the Late Pleistocene // *Quaternary International*. 2014. V. 345. P. 88–99.
2. Badertscher S., Fleitmann D., Cheng H., Edwards R.L., Göktürk O.M., Zumbühl A., Leuenberger M., Tüysüz O. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea // *Nature Geoscience*. 2011. No 4. P. 236–239.

3. Ivanova E.V., Marret F., Zenina M.A., Murdmaa I.O., Chepalyga A.L., Bradley L.R., Schornikov E.I., Levchenko O.V., Zyryanova M.I. The Holocene Black Sea reconnection to the Mediterranean Sea: New insights from the northeastern Caucasian shelf // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. V. 427. P. 41–61.

4. Zenina M., Ivanova E., Bradley L., Murdmaa I., Schornikov E., Marret F. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf // *Quaternary Research*. 2017. V. 87. No 1. P. 49–65.

5. Marret F., Bradley L.R., Tarasov P.E., Ivanova E V., Zenina M.A., Murdmaa I.O. The Holocene history of the NE Black Sea and surrounding areas: An integrated record of marine and terrestrial palaeoenvironmental change // *The Holocene*. 2019. V. 1. P. 1–14.

ЗАПИСЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛАРУСИ

В.П. Зерницкая¹, Б.П. Власов²

¹ Институт природопользования НАН РБ, 220114, Беларусь, г. Минск, ул. Скорины, д. 10, valzern@gmail.com

² Белорусский государственный университет, 220030, Беларусь, г. Минск, пр. Независимости, д. 4, vlasov@bsu.by

Непрерывный седиментогенез в озерных котловинах с момента их образования способствует сохранению различной информации, которая отражает динамику экосистем региона в течение определенного отрезка времени. В последние десятилетия благодаря комплексному изучению позднеледнико-голоценовых отложений были получены материалы, позволившие уточнить региональную палиностратиграфию этих аккумуляций и этапы ландшафтно-климатических изменений. Проведенные реконструкции базировались на литологических, палинологических и изотопных данных (^{14}C , $\delta^{18}\text{O}$, TM^{13}C), полученных при изучении озерных отложений.

Во время максимума поозерского (валдайского) оледенения значительная часть Беларуси находилась во внеледниковой зоне, в которой старт озерного и озерно-аллювиального седиментогенеза (Цветная вкладка, рис. 9) датируется завершающими этапами пленигляциала (> 14,7 тыс. кал. л. н.). Для диагностики и датирования температурных событий в различных регионах Европы применяется корреляция местных изотопно-кислородных кривых с датированными кривыми $\delta^{18}\text{O}$, полученными по водам ледяных кернов Гренландии. [1, 2]. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в белорусских изотопно-кислородных кривых (по 10 разрезам) являются результатом комбинированного воздействия изменений температуры воздуха и эффективной влажности климата и могут интерпретироваться в терминах «похолодание и/или увлажнение (повышение эффективной влажности)» и «потепление и/или аридизация (уменьшение эффектив-

ной влажности)» [3–5]. Это связано с тем, что повышению температуры часто сопутствует относительная аридизация климата, обусловленная интенсификацией испарения. Динамика $\delta^{13}\text{C}$ в озерных коллекторах зависит от изменений глубины водоема и от количества выпадаемых осадков: сухим фазам соответствовали относительно высокие значения, влажным – относительно низкие.

Для корреляции с глобальными климатическими событиями были использованы изотопные данные, полученные при изучении озерных отложений в разрезах Лазовики, Нарочь, Оконо, Птичь, Сергеевское, Старое, Теклиц. Корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ кривыми белорусских разрезов и NGRIP, GISP2 проводилась на фоне динамики региональных палинозон и пыльцы ели (*Picea*) в соответствующих отложениях. Полученные данные были сопоставлены с эпизодами повышенной флювиальной активности рек Беларуси и с динамикой озерных уровней (Цветная вкладка, рис. 10). Выполненные исследования позволили выделить ряд изотопных событий, которые на пыльцевых диаграммах имеют характерные особенности, отражающие региональные ландшафтно-климатические изменения. Наиболее ярко выражены: бёллинг-аллередское потепление с максимумом в диапазоне 13,6–13,0 тыс. кал.л.н.(максимум сосны); позднедриасовое похолодание (12,8/12,7–11,7/11,5 тыс. кал.л.н., «нижний максимум ели»); потепление на границе позднеледниковья и голоцена (кратковременный максимум сосны, падение значений ели, кустарниковых представителей тундровой растительности и трав);

пребореальная осцилляцией климата (11,4–11,2 тыс. кал.л.н., начало экспансии березовых лесов); прохладная и влажная фаза в интервале 9,4–9,0 тыс. кал.л.н. (рост значений ели, ольхи); теплая и относительно сухая фаза 8,9–8,3 тыс. кал.л.н. (экспансия термофильных пород); холодный эпизод около 8,2 тыс. кал.л.н. (рост значений ели, сокращение участия термофильных пород); преимущественно аридный период максимальных температур 8,0–5,7 тыс. кал.л.н. (максимальное участие вяза, липы, ясеня, орешника) с относительно влажными фазами около 7,2 и 6,4 тыс. кал.л.н. (повышение значений ели); длительный тренд похолодания и увлажнения – 5,5–2,7 тыс. кал.л.н. (максимумы ели в интервалах 5,5–4,2 и 3,5–2,7 тыс. кал.л.н.); теплый и/или сухой эпизод около 2,0 тыс. кал.л.н. (падение значений ели); тренд похолодания и увлажнения – 1,7–1,2 тыс. кал.л.н. (рост значений ели). В течение последнего тысячелетия роль пыльцевых индикаторов в определении климатически обусловленных изменений естественных ландшафтов осложняется деятельностью человека, которая была направлена на интенсивное освоение лесных пространств.

Проведенные исследования выполнены при поддержке БРФФИ (проекты № X18MC–007 и X18P–037).

ЛИТЕРАТУРА

1. Lowe J.J., Rasmussen S., Björck S., Hoek W.Z. et al. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27(1–2). P. 6–17.
2. Walker M., Head M. J., Berkelhammer M. et al. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/sub-series // *UIGS* <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>
3. Makhnach N., Zernitskaya V., Kolosov I., Simakova G. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial-Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications // *Journal Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 209. P. 73–101.
4. Махнач Н.А., Зерницкая В.П., Колосов И.Л. Стабильные изотопы углерода и кислорода и спорово-пыльцевые спектры в позднеледниково-голоценовых карбонатных осадках озера Сергеевского (Беларусь) // *Литасфера*. 2009. №1(30). С. 103–114.
5. Zernitskaya V., Stančikaitė M., Vlasov B. et al. Vegetation pattern and sedimentation changes in the context of the Lateglacial climatic events: Case study of Staroje Lake (Eastern Belarus) // *Quaternary International*. 2015. V. 386. P. 70–82.

КОСТНЫЕ ОСТАНКИ РЫБ СРЕДНЕВЕКОВОЙ ТВЕРИ И ОКРЕСТНОСТЕЙ

А.В. Зиновьев

Тверской государственный университет, 170002, РФ, г. Тверь, пр. Чайковского, д. 70,
nyugosa2002@gmail.com

Образ Твери, расположенной в краю рек и озер, немислим без рыбы и рыбной ловли. Данные средневековых летописных источников в отношении использования рыбы скудны; основная информация извлекается из находок, сделанных на археологических раскопах. Находки эти не только вскрывают видовой состав рыб и предпочтения наших предков в использовании ряда из них, но также позволяют судить о характере средневекового рыбного стада. Изложенные ниже данные основаны на многолетних исследованиях костных останков рыб из раскопов на территории средневековой Твери (Кремля и посадов), а также прилежащих к городу населенных пунктов [1–4].

Список видов рыб средневековой Твери и окрестностей приведен в таблице в порядке убывания количества костей на раскопах. Рассмотрение указанного списка.

№ п.п.	Русское название	Латинское название
1	Судак	<i>Stizostedion lucioperca</i>
2	Лещ	<i>Abramis brama</i>
3	Щука	<i>Esox lucius</i>
4	Сом	<i>Silurus glanis</i>
5	Окунь	<i>Perca fluviatilis</i>
6	Плотва	<i>Rutilus rutilus</i>
7	Стерлядь	<i>Acipenser ruthenus</i>
8	Жерех	<i>Aspius aspius</i>
9	Севрюга	<i>Acipenser stellatus</i>
10	Сазан	<i>Cyprinus carpio</i>

11	Язь	<i>Leuciscus idus</i>
12	Голавль	<i>Squalius cephalus</i>
13	Налим	<i>Lota lota</i>
14	Белуга	<i>Huso huso</i>
15	Карась золотой	<i>Carassius carassius</i>
16	Ерш	<i>Acerina cernua</i>
17	Елец	<i>Leuciscus leuciscus</i>
18	Таймень	<i>Hucho taimen</i>
19	Елец	<i>Leuciscus leuciscus</i>

* Список рыб средневековой Твери и окрестностей, ранжированный по частоте встречаемости в археологических раскопах требует учета нескольких составляющих: (1) кости действительно массово добываемых и употребляемых рыб; (2) кости крупных рыб, хорошо сохраняющиеся в археологических слоях и преимущественно собираемые без просеивания; (3) кости рыб, массово добываемых, но особым образом транспортируемых в город; (4) кости рыб из статусных мест (Кремль, усадьбы богатых горожан).

Первое место «держат» традиционные для региона промысловые виды – судак, лещ и щука [5]. За ними также следуют многочисленные в водоемах Тверской области сом, окунь и плотва. Преобладающие даже в Тверском кремле, судаки и щуки здесь заметно крупнее таковых посадков – нередки особи более метра длиной [1]. Это же касается сома, употребление которого, судя по православным традициям, должно было быть ограничено из-за отсутствия на теле рыбы чешуи [6].

Достаточно высоко в списке стоят осетровые, встречающиеся или встречавшиеся в средние века в бассейне р. Волга. Количество их останков велико в статусных местах – Кремле и на территории монастырей [7]; в Кремле они заметно крупнее. Их кости, в том числе покровные на теле (т.н. жучки), лучше сохраняются и, как правило, не пропускаются при разборе грунта без просеивания. На первом месте стоит стерлядь, до недавнего времени доходившая по Волге до уровня г. Твери. За ней следует севрюга, заходившая в средние века на нерест до уровня впадения в Волгу р. Шоша и белуга. Последняя, доставлявшаяся в Тверь из низовьев Волги, достигала подчас исполинских размеров – в отложениях Кремля XIV–XV вв. встречаются кости особей свыше 6 м длиной [1, 2] (Рис. 1).

Кости большинства представителей карповых рыб, распространенных в регионе, встречаются реже. Связано это не столько с меньшим использованием указанных видов, сколько с традиционно меньшими индивидуальными размерами этих рыб. Кости их, наряду

с чешуей хуже сохраняются в археологических слоях; они чаще без следа уничтожаются городскими консументами (кошки, собаки, крысы).

Особый случай представляет налим. Обычный в Волге и ее притоках вид, он, как правило, плохо представлен остеологически в археологических слоях. Это касается не только Твери, но также Великого Новгорода и, вероятно, других городов средневековой Руси. Подобная ситуация связана не с запретом на еду рыбы без чешуи (у налима она есть, но мала), но с зимней ловлей мигрирующей рыбы вне города и транспортировкой в город в массе своей только налиминых печени и молок [6].

Интересна находка на территории Кремля позвонков 10-летнего тайменя [1]. До постройки плотин эта рыба заходила в Волгу из Камы и спускалась до района Тольятти, где и могла быть выловлена к столу статусных обитателей Тверского кремля.

19 видов рыб, отмеченных в средневековых слоях Твери и окрестностей, составляют чуть более трети от 65 видов и форм, обитающих ныне в Тверской области [8]. Они отражают, как реальное состояние средневекового рыбного промысла региона, так и особенности такового в связи с видом рыбы и статусности ее потребления. Применение в дальнейшем в более широком масштабе просеивания при археологических раскопах расширит, несомненно, приведенный список, и позволит приблизиться к оценке реальной картины добычи и потребления рыбы в средневековой Твери и ее окрестностях.



Рисунок 1. Зубная кость крупной белуги из отложений XIV в. на территории Тверского кремля (район нынешнего стадиона «Химик»). Деление линейки – 1 см.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ланцева М.Е. Предварительные результаты исследования остеологического материала из раскопа № 11 в Тверском Кремле // Тверь, Тверская земля и сопредельные территории в эпоху Средневековья. 1999. Т. 3. С. 242–244.

2. *Зиновьев А.В.* Обзор остеологического материала из раскопок в Тверском кремле (стадион «Химик») в 2013 году // XXX научная конференция «Новгород и Новгородская земля. История и археология». Великий Новгород. 2016. Т. 30. С. 226–231.

3. *Зиновьев А.В.* Обзор зооархеологической коллекции, собранной при раскопках в г. Кашине в 2002 г. // Тверь, Тверская земля и сопредельные территории в эпоху средневековья. Тверь. 2016. Т. 9. С. 438–440.

4. *Зиновьев А.В.* Некоторые итоги изучения домашних и диких животных средневековых Новгорода и Твери // Материалы XXXII научной конференции «Новгород и Новгородская земля. История и археология». Великий Новгород. 2018. Т. 32. С. 224–228.

5. *Бочаров М.М.* Природа и хозяйство Калининской области. Калинин: Калининской книжное изд-во, 1960. 654 с.

6. *Зиновьев А.В.* О редкости костей налима (*Lota lota*) в археозоологических материалах древнего Новгорода // Новгород и Новгородская земля. История и археология. Материалы научной конференции, посвященной 80-летию со дня рождения М.Х. Алешковского. Великий Новгород. 2013. Т. 27. С. 229–232.

7. *Зиновьев А.В.* Остеоархеология Савватьева монастыря // Сретенский собор Тверского монастыря Савватьева пустынь: история, архитектура и археология. Тверь: Издатель Алексей Ушаков, 2018. С. 156–161.

8. *Викторов Л.В., Николаев В.И., Виноградов А.А., Емельянова А.А., Кириллов П.И.* Позвоночные животные Тверской области: видовой состав и характеристика основных групп: Учебное справочное пособие. Тверь: ТвГУ, 2010. 32 с.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ КАРПОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАСЕЙНА ОКИ

И.С. Зюганова

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, iszyuganova@igras.ru

Данные палеокарпологического метода служат важным источником информации о составе флоры и, в особенности, локальных растительных сообществ. Палеокарпологический анализ широко используется для реконструкции изменений флоры и растительности плейстоцена Восточно-Европейской равнины, однако при изучении голоценовых отложений карпологический метод применялся сравнительно редко. Карпологических материалов по голоценовым разрезам, изученным палинологическим методом и обеспеченных надежными радиоуглеродными датировками, всё ещё недостаточно [1].

В рамках комплексных исследований, задачей которых являлась высоко-детальная реконструкция изменений климата и ландшафтов в голоцене были получены палеокарпологические материалы по разрезам голоценовых отложений, расположенным в бассейне р. Оки. В данной работе представлены результаты карпологического анализа разреза «Болото Листики», расположенного на территории заповедника Калужские засеки (Калужская область) (Рис. 1).

В 2017 г. в береговом обрыве р. Вытебети были вскрыты старичные отложения (суглинки) с погребенным торфянистым горизонтом, из которого были отобраны образцы на карпологический анализ. Результаты карпологического анализа представлены на диаграмме (Рис. 2).

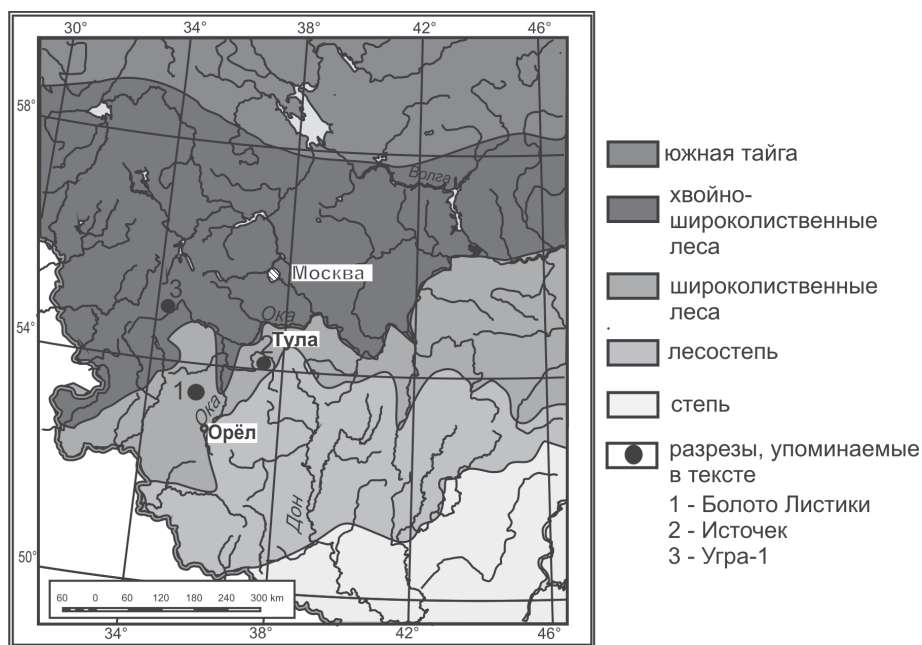


Рисунок 1. Местоположение изученного разреза.

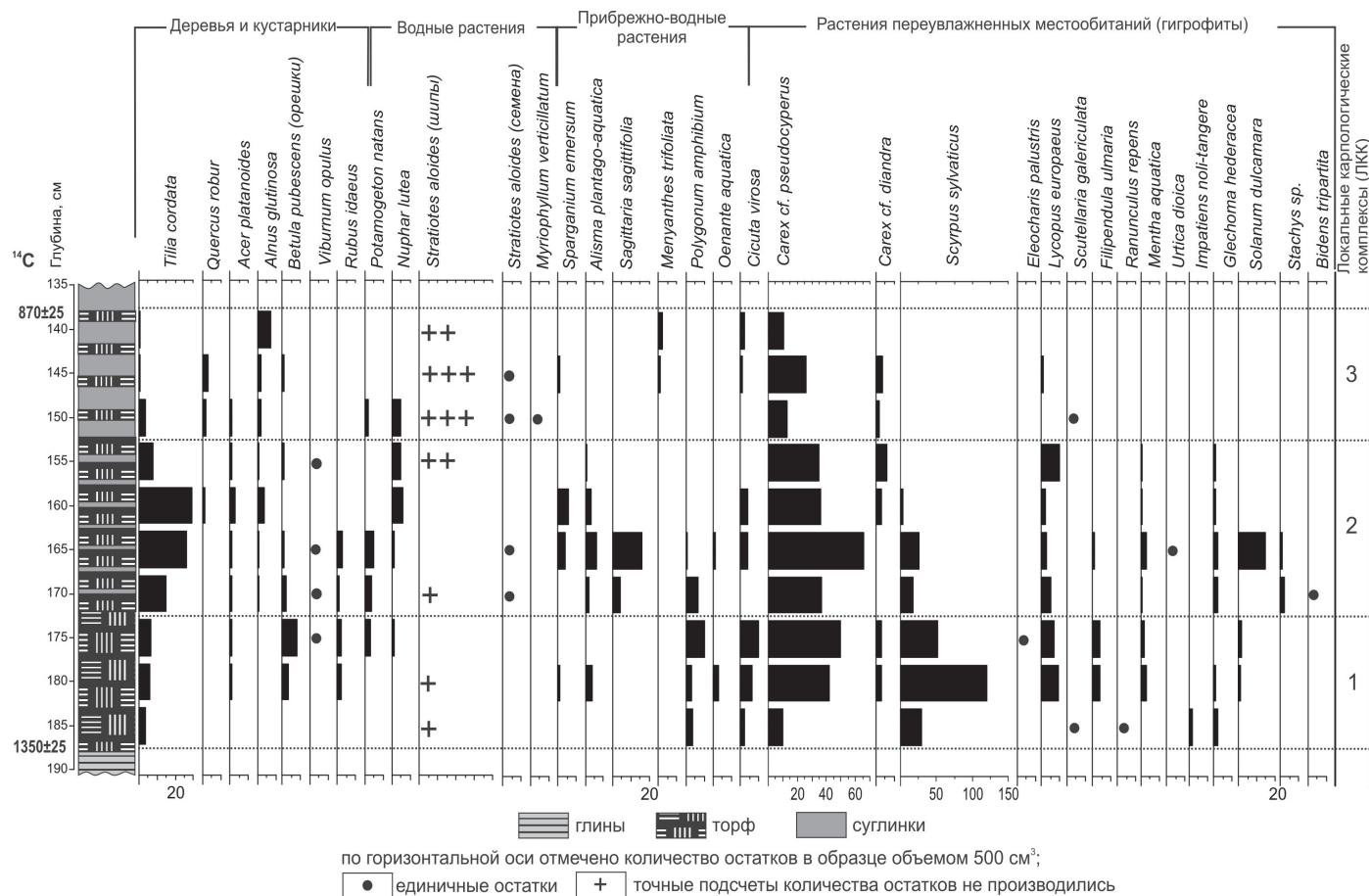


Рисунок 2. Карпологическая диаграмма разреза «Болото Лестики».

Локальный карпологический комплекс 1 (далее – ЛКК) из нижней части погребенного торфа (торфянистые отложения низкой степени разложения, глубина 170–188 см) характеризуется резким преобладанием плодов растений из семейства осоковых – *Carex* cf. *pseudocyperus* и *Scyrpus sylvaticus*. Макроостатки древесных пород представлены единичными орешками липы (*Tilia cordata*) и берёзы (*Betula pubescens*), а также фрагментами крылаток клёна (*Acer platanoides*). Определены также эндосарпы кустарников – малины (*Rubus idaeus*) и калины обыкновенной (*Viburnum opulus*). В группе водных растений были определены единичные семена кубышки (*Nuphar lutea*), эндосарпы рдеста (*Potamogeton natans*) и единичные шипы листьев телореза (*Stratiotes aloides*).

ЛКК 2 из торфа с прослоями суглинистого материала (глубина 150–170 см) отличается сравнительно высоким содержанием орешков липы, кроме того, отмечены также плоды и фрагменты плодов клёна, дуба (*Quercus robur*), берёзы и ольхи (*Alnus glutinosa*). В группе водных растений следует отметить находку семян *Stratiotes aloides*. Возрастает разнообразие остатков прибрежно-водных видов, представленных плодами ежеголов-

ника (*Sparganium emersum*), частухи (*Alisma plantago-aquatica*) и стрелолиста (*Sagittaria sagittifolia*).

ЛКК 3, отвечающий суглинкам с прослоями торфа, сходен по составу с ЛКК 2, но отличается низким содержанием растительных остатков в образцах; исключения составляют шипы *Stratiotes aloides* (Рис. 2). Очевидно, это связано со снижением участия торфянистого материала в отложениях. Верхняя часть этого слоя, как и вышележащие отложения, не содержит карпоидов.

Полученные карпологические данные позволяют реконструировать локальную растительность неглубокого зарастающего старичного водоёма. В непосредственной близости от старицы на постоянно переувлажненных участках произрастали черноольшаники; а в сравнительно сухих местообитаниях – смешанный широколиственный лес с участием липы, дуба и клёна; в подлеске произрастали такие кустарники, как малина и калина обыкновенная.

ЛКК разреза «Болото Лестики» в целом сходны по составу с ЛКК разреза Источек (Тульская область), относящимися к климатическому оптимуму голоцена [2]. Однако сравнение затруднено из-за того, что карпологические комплексы этих разрезов формировались в раз-

ных локальных условиях: карпологические комплексы разреза Источек выделены из отложений заболоченной карстовой котловины на водоразделе.

ЛКК разреза «Болото Листики» имеют также большую степень сходства с ЛКК разреза Угра-1 (Смоленская область), полученными из прослоя погребенного торфа в береговом обрыве р. Угры [3]. Возраст этих отложений составляет 5960 ± 30 кал. лет назад (14С 5200 \pm 40 ГИН РАН 13626), что отвечает завершающему этапу климатического оптимума голоцена. Опираясь только на палеоботанические данные, можно предположить, что карпологические комплексы разреза «Болото Листики» также сформировались в период климатического оптимума голоцена. Однако результаты AMS датирования, проведенного в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и центра изотопных исследований Университета Джорджии, показали, что старичные отложения сформировались значительно позже, в интервале от 790 ± 40 до 1290 ± 10 кал. лет назад (14С

от 870 ± 25 до 1350 ± 25 л.н.), что соответствует средневековому климатическому оптимуму.

Работа выполнена по теме Государственного задания № 0148-2019-0005.

ЛИТЕРАТУРА

1. Binley H.A. et al. The distribution of late-Quaternary woody taxa in northern Eurasia: evidence from a new macrofossil database // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 2445–2464.
2. Novenko E.Y. et al. A 7000-year pollen and plant macrofossil record from the Mid-Russian upland, European Russia: Vegetation history and human impact // *Quaternary International*. 2019. V. 504. P. 70–79.
3. Зюганова И.С. и др. Растительность долины р. Угры (Смоленская область) в голоцене // *Геоэкологические проблемы современности. Межвузовский сборник научных трудов*. Вып. 9. Владимир: ВГПУ, 2007. С. 93–98.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ И СЕДИМЕНТАЦИЯ В ПОЙМЕ НИЗОВЬЕВ РЕКИ ЕЛАНЬ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

И.В. Иванов¹, Ю.Г. Чендев²

¹ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пушкино, ул. Институтская, д. 2, корп. 2, ivanov-v-28@mail.ru

² Белгородский государственный национальный исследовательский университет, 308015, РФ, г. Белгород, ул. Победы, д. 85

Исследование проводилось в пойме реки Елань (вблизи её впадения в реку Савала). на курганном могильнике «Елка-1», на южной окраине заброшенного одноименного хутора в 4 км на запад вдоль реки от села Елань Колено. Река имеет широкую (до 3–4 км) долину, занятую в основном поймой. Рельеф поймы равнинный. Уровень воды в русле реки +84,4 м, колебания высот поверхности на участке +85,3 – +88,6 м. Высота весенних паводков достигает в апреле 3–4 м, длительность паводка около 30 дней. Курганный могильник «Елка-1» имеет площадь 60 га, до раскопок насчитывал семь курганных насыпей [1]. Раскопками руководил д.и.н., профессор А.П. Медведев (Воронежский государственный университет).

Современный почвенный покров. Участок расположен на границе лесостепной и степной зон. На Калачской возвышенности распространены черноземы типичные глинистые и тяжелосуглинистые, на слабодренированной Окско-Донской равнине – черноземы луговые и луговатые [2]. Почвы поймы р. Елань – аллю-

виальные дерновые гидрометаморфизованные, сероугмусовые карбонатные, средне и сильно солонцеватые, средне и сильно засоленные, глинистые и тяжелосуглинистые. В пойме процессы длительного наземного почвообразования чередуются с весенним, в основном, апрельским паводком от таяния снегов. Он отлагает тонкие слои наноса, но может размывать и уносить их. Такое почвообразование, чередующееся с осадконакоплением (и, вероятно, с размывом почв и осадков) называют синлитогенным. Паводки в зависимости от климатических циклов и хозяйственной деятельности человека, происходят не каждый год, их высота над меженью может достигать 3–4 метров и, вероятно более. Поверхность поймы прикрыта 2-х – 3-х метровым слоем глин и тяжелых суглинков, подстилаемых русловыми песками и супесями. Пресные и слабосоленоватые грунтовые воды залегают на глубине 1,5–2 метро. Капиллярная кайма от ГВ расположена в 20–30 см от поверхности. Испарение воды в ней приводит к засолению почв и растворов хлоридами и сульфатами на-

трия (0,4–0,8 г/100 г, % от почвы) в интервале от 20/30 до 100 см Выше и ниже засоленного интервала почвы и ГВ слабо засолены или пресные. Водно-солевой режим почв имеет пульсационный характер вследствие колебаний температур воздуха, выпадения дождевых осадков и сезонного колебания уровня ГВ. При чередовании засоления – рассоления возникает солонцовый процесс, образуется столбчатая, призмовидная, глыбистая или «карандашная» структура, обменный натрий входит в поглощательный комплекс горизонтов В sn(SN) и АВ sn(SN). Пойменные почвы покрыты мезофильной травянистой растительностью (мятлик луговой, типчак, полын австрийская, вейник, осока, бескильница, пятнами – кермек). Мощность гумусового горизонта А + АВ(sn,SN) – 60 см, среднее содержание Сорг в слоях 0–20 см 3,3%, 20–40 см 1,7%, цвет серый, переход из гор. А1 в АВ постепенный, структура зернистая, иногда вторично солонцеватая, капролиты встречаются очень редко, дождевых червей практически нет. Почвы вскипают с поверхности от 10% НС1, максимальное количество СаСО₃ 23% содержится в горизонте В СА + ВС СА в интервале 50–100 см, т.е в капиллярной кайме. Основная форма их нахождения – дисперсная. Слабое оглеение спорадически встречается в нижней части капиллярной каймы и в грунтовой воде. Перечисленные свойства почв соответствуют современным условиям их формирования: среднегодовым величинам осадков – 450 мм и температуры +5°, ГТК Селянинова – около 0,9, средним температурам января -10°, июля +20° [3]. Курганные насыпи и почвы на них.

Высота насыпи 0,5–1 м, диаметр 20–30 м, Они сооружены из гумусированного глинистого и тяжелосуглинистого материала горизонта А. Высота курганов была несколько выше современной. В семи курганах могильника Ёлка археологами раскопано 34 погребения, относящихся к культурам эпохи бронзы (катакомной – 7, абашевской – 3, срубной -22) и по одному погребению скифской и сарматской культур раннего железного века.[1]. Изучены почвы, погребенные в срубное (3,2–3,5 т.л.н., разрез 8пп), в абашевское (3,7–3,8 т.л.н., р. 1 пп), и в катакомбное время (~ 4–4,5 т.л.н., разрезы 3пп и 5пп) и 4 разреза современных фоновых почв. Под насыпями во многих случаях сохраняются исходные мощность и структура почвенных горизонтов, новообразования карбонатов, гранулометрический состав, микростроение почв. Наибольшему диагенетическому изменению подвергается содержание органического вещества (Сорг), полностью искажено в погребенных почвах исходное распределение и содержание легкорастворимых солей, частично – содержание карбонатов, признаки солонцеватости.

Сочетание «насыпь – погребенная почва» представляет собой современную формирующуюся по-

чвенную систему, в которой насыпь – это *гор. А1* (состоящий из материала *гор. А* почвы, существовавшей до погребения), погребенный насыпью горизонт А – солонцовый горизонт новой почвы, а горизонт А/В языковатый погребенной почвы – формирующийся *гор. АВ* новой почвенной системы. Насыпь теряет за время своего существования в результате размыва до 0,5 м мощности и формирование новой почвы в системе «насыпь-погребенная почва» далеко от завершения. Наиболее близки к равновесному состоянию гумусовый и солевые профили.

Главные отличия погребенных почв от почв современных. Погребенные почвы эпохи бронзы отличаются от современных: 1) наличием языковатых гумусовых горизонтов АВ/А (30–50 см) и В /А (30–80 см), с клиновидными гумусовыми слегка извилистыми затёками, которые свидетельствуют о существовании у почв в период времени ~3,2–4,5 т.л.н. трещин усыхания – промерзания. Трещины эти периодически засыпались гумусированным материалом и лучше промывались атмосферными осадками; 2) погребенные почвы не имеют солонцеватости, что свидетельствует об отсутствии в них в прошлом пульсационного водно-солевого режима и исходной засоленности почв; 3) для погребенных почв характерно обилие копролитов дождевых червей (*гор. А1Z*), которые в современных почвах встречаются очень редко; 4) среднее содержание Сорг в слое 0–20 см погребенных почв 1,07 % (n = 6) или 32,4 % от содержания современных почв (3,30 %, n = 6). Пониженное содержание Сорг у погребенных почв связано с прекращением поступления в них свежего органического вещества и биоминерализацией содержавшегося в них гумуса (Сорг). Ранее выявлена закономерность уменьшения содержания Сорг в погребенных почвах в зависимости от длительности погребения [6? с. 116]. При среднем возрасте изучаемых погребенных почв 3850 лет (по археологическому календарю) содержание в них Сорг от исходного – должно составлять ~35,6 % (1,07 % от массы), а само исходное содержание – 3,00% от массы почвы. Содержание Сорг в почвах эпохи бронзы было близким к современному или несколько меньшим; 5) Многие из погребений, расположенные под насыпями, находились ниже уровня грунтовых вод или в пределах капиллярной каймы. Можно предположить, что грунтовые воды и капиллярная кайма располагались глубже современного уровня примерно на один метр. 6) Карбонатные профили погребенных и фоновых почв практически не отличаются между собой; признаки оглеения в почвенных профилях имеют современный возраст.

Теоретически важен вопрос о сингенетичности почвообразования накоплению пойменного аллювия.

Курганные насыпи за время их существования предохраняли поверхность почв от аллювия, который отлагался на поверхности фоновых почв. Мощность наноса, отложившегося на поверхности памятника за последние 3,5–4 тысячи лет, составила 30–40 см. Однако, если мысленно нарастить поверхность почв эпохи ранней бронзы на 40 см наноса, то нижняя часть языков-затек от погребенных почв должна находится в современном профиле почв на глубинах 110–130 см от поверхности, чего на самом деле не наблюдается. Причиной этого, вероятно является сочетание аккумуляции аллювия с размывом и удалением части наносов во время паводков. Выводы. 1) Почвы эпохи бронзы отличались от современных отсутствием солонцеватости, засоления; меньшей (на 10–15 см) мощностью гумусового горизонта и ярко выраженной языковатостью-клиновидностью его нижней границы (заполненные трещины усыхания – промерзания); 2) Поверхность пойм за последние 3,2–4 т.л. приросла на исследуемом участке на 30–40 см. Высказано предположение, что прирост высоты поверхности определяется балансом между аккумуляцией и размывом пойменных отложений. 4) Содержание Сорг в гумусовом горизонте сравниваемых почв одинаково; 5) Климатические условия эпох мало отличались друг от друга. Климат в эпоху бронзы был

несколько более континентальным, чем в настоящий период [6].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-29-05012.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Медведев А.П.* Курганы в низовьях реки Елань. Воронеж, 2019 (в печати)
2. Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: АСТРЕЛЬ. 2011. 632 с.
3. *Ахтырцев Б.П., Яблонских Л.А.* Пойменные почвы Окско-Донской равнины и их изменение при сельскохозяйственном использовании. Воронеж. 1993. 216 с.
4. *Александровский А.Л., Гласко М.П.* Взаимодействие аллювиальных и почвообразовательных процессов на разных этапах формирования пойм равнинных рек в голоцене (на примере рек центральной части Восточно-Европейской равнины) // Геоморфология. 2014. № 4. С. 3–17.
5. *Иванов И.В., Приходько В.Е., Замотаев И.В. и др.* Синлитогенная эволюция пойменных почв в долинах малых рек степного Зауралья // Почвоведение. 2019. № 6. С. 645–662.
6. *Иванов И.В., Александровский А.Л., Макеев А.О. и др.* Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.

О ВВЕДЕНИИ НОВЫХ ИНДЕКСОВ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ ЭКОСИСТЕМ ГОЛОЦЕНА ПО ВИДОВОМУ РАЗНООБРАЗИЮ МИКРОМАМАЛИЙ

Д.Л. Иванов

Белорусский государственный университет, 220030, Беларусь, г. Минск, пр. Независимости, д. 4,
geoivanov@mail.ru

Среди множества методов индикации состояния особое место занимают методы биоиндикации, в т.ч. с использованием индексов видового разнообразия. Использование индексов видового разнообразия при оценке состояния биотопов представляется наиболее объективным. Поскольку это позволяет дать оценку состояния и оценить благоприятность среды не с точки зрения жизни и хозяйственной деятельности человека, а, прежде всего, с точки зрения благоприятности условий конкретного биотопа для той или иной группы животных.

Эффективность данной группы методов определяется также и возможностью дать не только качественную, но и количественную оценку состояния среды, а

также определить степень трансформации условий среды по видовому разнообразию.

При определении благоприятности условий среды по данным видового разнообразия использовались общепринятые показатели разнообразия: *общее видовое разнообразие (H)* (индекс Шеннона), *видовое богатство (d)*, индекс выравненности Пиелу (*e*), индекс *сходства видового состава* Серенсена (*S*), индекс *доминирования* Симпсона (*c*), анализ которых приводится в [1–3].

В ходе исследований изучалась динамика видового разнообразия мелких млекопитающих приречных биотопов территории Беларуси. Изучение видового разнообразия, реконструкция условий среды проводилось по 10 временным срезам позднеледниковья-голоцена (табл. 1).

Таблица 1. Показатели видового разнообразия сообществ мелких млекопитающих Беларуси в позднеледниковье – голоцене *

Индексы разнообразия	Максимум позерского похолодания	Позднеледниковье		Голоцен						
		Аллердский интерстадиал (AL)	Позднедрисовый стадиал (DR-3)	PB-1	PB-2	BO-1	BO-2	AT	SB	Рецентные (Беларусь)**
Общее количество особей (N)	515	125	13	1135	396	649	1102	2096	409	9005
Среднее количество видов в местонахождении (биотопе) (S)	10	11	5	12,5	10,25	9,25	10,75	15	10,5	9,81
Индекс доминирования Симпсона $c = \sum (ni / N)^2$	0,373	0,192	0,396	0,215	0,214	0,232	0,243	0,175	0,258	0,317
Индекс разнообразия Симпсона $1 - c$;	0,627	0,808	0,604	0,785	0,786	0,768	0,757	0,825	0,742	0,683
Индекс разнообразия Шеннона $H = - \sum (ni / N) \log (ni / N)$	0,54	0,72	0,418	0,773	0,776	0,651	0,708	0,859	0,718	0,627
$H = - \sum (ni / N) \ln (ni / N)$	1,244	1,658	0,963	1,779	1,787	1,599	1,631	1,977	1,654	1,397
Индекс выравнивания Пиелу $e = H / \log S$	0,54	0,691	0,598	0,675	0,796	0,78	0,76	0,815	0,704	0,644
Индекс видового богатства $d = (S-1) / \log N$	3,319	4,769	3,591	4,656	4,573	3,641	4,178	5,011	4,116	3,469
$d = (S-1) / \ln N$	1,441	2,071	1,559	2,022	1,986	1,81	1,814	2,176	1,787	1,507

*показатели разнообразия рассчитаны как среднее арифметическое по местонахождениям для каждого этапа позднеледниковья – голоцена

** показатели разнообразия для современных рецентных сообществ рассчитаны как средние для 21 выборки из 4-х регионов территории Беларуси

В ходе исследования изучалась и современная фауна мелких млекопитающих территории Беларуси (всего 21 биотоп). Общее количество рецентных животных превысило 9 тыс. экземпляров, ископаемая фауна представлена более чем 6,5 тыс. определимыми остатками.

Палеоэкологические реконструкции природной среды, основанные на разработанной применительно к территории Беларуси методике оценки состояния условий среды по данным показателей видового разнообразия микромаммалий, позволили дать качественную и количественную оценку благоприятности среды и антропогенной трансформации приречных биотопов по хроносрезам позднеледниковья – голоцена [5, 8 2, 3].

Анализ динамики показателей видового разнообразия мелких млекопитающих (см. табл. 1) свидетельствует, что для среднего голоцена характерны самый низкий за весь рассматриваемый период индекс доминирова-

ния и самые высокие показатели остальных индексов видового разнообразия.

Начиная с суббореального периода среднего голоцена, значения этих индексов неуклонно снижаются. Для рецентных сообществ микромаммалий региона характерны одни из самых высоких значений индекса доминирования и одни из самых низких индексы разнообразия, выравнивания, видового богатства за всю позднее-последледниковую историю их развития (табл. 1). Значения индексов видового разнообразия современных микротериокомплексов заметно уступают аналогичным показателям практически всего голоцена, что свидетельствует об ухудшении условий среды. Наиболее разителен контраст по значениям индекса видового богатства, который в рецентных сообществах самый низкий за весь голоцен (3,47) и сопоставим с аналогичным показателем позднедрисового похолодания позднеледниковья (3,59).

По интегрированным показателям индексов видо-
вого разнообразия дана оценка благоприятности усло-
вий среды для сообществ мелких млекопитающих. Ко-
личественную оценку благоприятности среды отражает
отражает индекс благоприятности среды (I_{bc}), расчи-
танный на основе *индекса Пиелу* (e) [9, 10, 13 4-6]. На
основании которого определялась благоприятность ус-
ловий среды существования каждой фауны в градиенте
между крайними положениями (при экстремальных
условиях $e = 0$; при наиболее оптимальных $e = 1$) (рис. 1).

Установлено [5,8,9 2-4], что условия среды для со-
обществ мелких млекопитающих позднеледниковья
можно оценить как «умеренные», при этом во время
позднеледниковья стадийного похолодания они при-
ближались к «суровым» ($e = 0,598$). В направлении от
позднего дриаса к среднему голоцену благоприятность
среды улучшалась. В раннем голоцене эти показатели
соответствуют средним значениям градации «мягкие».
В атлантическое время среднего голоцена условия сре-
ды были наиболее благоприятны и оцениваются как
«мягкие», приближенные к «оптимальным», а в суббо-
реале – к «умеренным». Начиная со второй половины
среднего голоцена, показатели благоприятности сре-
ды снижаются, достигая самых низких значений у ре-
центных сообществ микромаммалий. Низкие значения
индексов разнообразия, в том числе и индекса вырав-

ненности, позволяют отнести условия среды для совре-
менных сообществ мелких млекопитающих к градации
«умеренные» ($e = 0,644$), однако по своему значению
они более чем для других этапов смещены в сторону
«суровых».

Изучение эволюции микротериокомплексов терри-
тории Беларуси [5,11,12 2, 7, 8] показало, что фауна
микромаммалий, по сравнению с крупными животны-
ми, значительно меньше подвержена прямому антропо-
генному воздействию и испытывает на себе в основном
косвенное влияние деятельности человека через измене-
ние растительных формаций и ландшафтов в целом.
Поэтому практически до эпохи позднего неолита, т.е.
второй половины среднего голоцена (суббореал) [7 9]
изменение структуры и видового состава зооценозов
определялось изменением климата и естественным хо-
дом сукцессионной динамики ландшафтов, т.е. развитие
микротериокомплексов до оптимума голоцена включи-
тельно (атлантический период голоцена) можно считать
автохтонным, не зависящим от деятельности человека,
а условия среды наиболее благоприятными и, фактиче-
ски, эталонными по отношению к современным.

Начиная с эпохи позднего неолита (SB-SA) посте-
пенно складывается система подсечного, а впоследст-
вии и подсечно-огневого земледелия. Неуклонное уве-
личение площади пашни, развитие земледелия и живот-

Горизонт (подгоризонт), зона по [1]	Условия среды ($e = 0,0 - 1$)									
	Опти- мальные	Мягкие		Умеренные		Суровые		Близкие к экстремальным		Экстре- мальные
	0,9–1,0	0,8–0,89	0,7–0,79	0,6–0,69	0,5–0,59	0,4–0,49	0,3–0,39	0,2–0,29	0,1–0,19	0,0–0,09
sd Y (SA) – совр.					0,644					
sd IY (SB)				0,704						
sd III (AT)			0,815							
sd II (BO)	sd II-2			0,76						
	sd II-1			0,78						
sd I (PB)	sd I-2			0,796						
	sd I-1				0,675					
IIIpz	(pz-n5) DR-3					0,598				
	(pz-n4) AL				0,691					
	IIIpz *					0,54				

*Оршанский мегастадиал (макс).

Рис.1. Динамика значений индекса благоприятности условий среды (I_{bc}) в позднеледниковье – голоцене по данным видового разнообразия микромаммалий

новодства обусловили деградацию широколиственных лесов [5,8 3, 5] и повлекло трансформацию условий среды обитания микротериофауны. При этом приречные биотопы оказались наиболее преобразованными хозяйственной деятельностью человека, т.к. их освоение началось раньше по сравнению с водораздельными участками, поскольку расселение древнего человека эпох финального палеолита и мезолита проходило именно по долинам рек.

Проведенные исследования [6,7, 9,10] дают основание утверждать, что наиболее высокие показатели видового разнообразия микромаммалей на территории Беларуси характерны для приречных биотопов Полесья. Именно здесь сохранились светлохвойно-широколиственные и широколиственные леса, получившие широкое распространение в атлантическое время голоцена. Это позволило сопоставить благоприятность условий среды в биотопах Полесского региона с эталонными атлантического времени по показателям видового разнообразия и установить степень их трансформации.

На основании полученных результатов по благоприятности условий среды [8, 9 3, 4] нами выполнена оценка трансформации современных приречных биотопов по видовому разнообразию микромаммалей. С этой целью нами предложен новый показатель – *индекс трансформации биотопов* (I_{mb}) по видовому разнообразию, который отражает величину обратную индексу благоприятности (e) по отношению к соответствующим значениям «эталонных биотопов» выраженную в процентах. В качестве «эталона», взяты показатели индекса благоприятности = выравнивания среды (e) в оптимуме голоцена (АТ), среднее значение которых по местонахождениям этого этапа составляет 0,796 (0,765) (табл. 1).

Значения благоприятности условий среды (e) атлантического времени рассматриваются как эталонные, по отношению к ним трансформация условий среды современных приречных биотопов Полесья по видовому разнообразию рассчитывалась как:

$$\left(1 - \frac{e_{совр.}}{e_{атл.}}\right) * 100 \%$$

где: $e_{совр.}$ - показатель благоприятности условий среды современных приречных биотопов;

$e_{атл.}$ – показатель благоприятности условий среды приречных биотопов климатического оптимума голоцена (АТ)

Проведенная таким образом оценка трансформации биотопов по видовому разнообразию, показала, что значения (I_{mb}) для изученных рецентных биотопов варьируют от 6,2 (8,8%) до 30,4 (34,1%)², среднее значение

показателя трансформации составило 17,1 (19,4%). В целом наиболее трансформированными по видовому разнообразию оказались биотопы пойм и надпойменных террас, представленные лесными широколиственными дубовыми и дубово-грабовыми формациями молодого возраста.

Таким образом, полученные данные количественной оценки условий среды по видовому разнообразию микромаммалей, объективно отражают направленность динамики природных процессов в экосистемах голоцена. Введение *индекса трансформации биотопов* (I_{mb}) по видовому разнообразию, позволяет установить степень трансформации современных экосистем по отношению к их эталонному состоянию в атлантическом периоде среднего голоцена до начала активного воздействия на экосистемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Д.Л. Видовое разнообразие микротериокомплексов позднеледниковья – голоцена Беларуси как индикатор условий среды // Литосфера. 2005. № 2 (23). С. 45–53.
2. Иванов Д.Л. Микротериофауна позднеледниковья-голоцена Беларуси. Минск: Университетское, 2008. 215 с.
3. Иванов Д.Л. Эволюция сообществ микромаммалей территории Беларуси в позднеледниковье и голоцене: автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. Минск, 2011. 44 с.
4. Иванов Д.Л. Экологическая хроностратиграфия как новое направление изучения сообществ микромаммалей позднеледниковья – голоцена территории Беларуси // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону, 2013. С. 235–237.
5. Песенко Ю.А. Принципы и методы количественного анализа в фаунистических исследованиях. М., 1982. 288 с.
6. Popov V., Gerasimov V. Multivariate analysis of small fossil assemblages: two examples from Middle and Upper Pleistocene cave profiles in North Bulgaria // Ekologia. V. 21. 1988. P. 34–46.
7. Ivanov D.L. Chronology of micromammal assemblages on the territory of Belarus in the late glacial and Holocene // Slupskie Prace Geograficzne. 2016. V. 12. P. 79–96.
8. Motuzko A., Ivanov D. Holocene micromammal complexes of Belarus: a model of faunal development during Interglacial epochs // Acta zoologica cracoviensia. Neogene and Quaternary Mammals of the Palaearctic. 1996. Vol. 39(1). P. 381–386.
9. Иванов Д.Л. Микротериокомплексы климатического оптимума голоцена как эталоны видового разнообразия при оценке трансформации рецентных биотопов Беларуси // Вестник Карагандинского университета. Сер. «Биология. Медицина. География». 2011. № 1(61). С. 3–7.
10. Иванов Д.Л. Оценка трансформации приречных биотопов за исторический период по данным изучения видового разнообразия микромаммалей // Вестник БГУ. Сер. 2. 2010. №3. С. 63–70.

АССОЦИАЦИИ ФОРАМИНИФЕР И ДИНОЦИСТ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СРЕДЫ ПРОЛИВА КЕМБРИДЖ (ЗФИ) В ГОЛОЦЕНЕ

Е.В. Иванова, Е.А. Новичкова, Д.А. Кожанова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Россия, г. Москва, Нахимовский просп., д. 36, e_v_ivanova@ocean.ru, enovichkova@mail.ru

Разделяющий острова Георга и Александры в архипелаге Земли Франца Иосифа пролив Кембридж – это ледниковый фьорд с почти круглогодичными суровыми ледовыми условиями. Задачей данного исследования был анализ комплексов танатоценозов, сформированных обитающими в поверхностных водах пролива водорослями – динофлагеллятами и живущими на дне либо зарывающимися в осадки бентосными фораминиферами с целью восстановления условий палеосреды. Особое внимание уделялось ответу на вопрос о том, проникали ли относительно теплые воды атлантического происхождения, идущие вдоль материкового склона Евразии, через желоб Франц-Виктория в пролив Кембридж в голоцене?

Микрофоссилии были изучены в образцах из колонки АМК-5454, полученной в самой глубоководной части пролива, с глубины 639 м. Возрастная модель разреза построена на основе интерполяции между календарными датами, полученными путем калибровки 9 масс-спектрометрических радиоуглеродных датировок. Колонка вскрыла последние 9.2 тыс. лет. Изученные образцы характеризуют изменения комплексов микрофоссилий и условий среды с разрешением 40–460 лет.

Установлено, что в состав ассоциации водных и наземных палиноморф входят цисты морских динофлагеллат (диноцисты; до 68%), пресноводные зеленые водоросли (до 2.7%), акритархи (единичные горизонты, до 1.7%), органические остатки скелетов фораминифер (до 24%), споры и пыльца (максимум 18.7%), а также переотложенные цисты динофлагеллат (до 2.1%) и переотложенные дочетвертичные зерна спор и пыльцы (до 86%). Всего в колонке АМК-5454 установлены 24 вида и видовые группы диноцист, однако более 90% ассоциации представлено лишь 4 ведущими видами. Для оценки пресноводного стока использован CD критерий – соотношение содержания пресноводных зеленых водорослей и морских цист динофлагеллат. В работе также применен АН критерий – отношение содержания фотоавтотрофных видов диноцист к гетеротрофным. В настоящее время АН критерий используется для реконструкций палеопродуктивности вод, продолжительно-

сти морского сезонного ледового покрова, кроме того, он служит индикатором притока атлантических и берингоморских вод в арктические моря [1].

Выделяются 3 основных этапа изменения состава палиноморф в проливе Кембридж (рис.):

Для первого этапа (9.1–6.3 тыс. лет назад, далее по тексту т.л.н.) установлены сравнительно низкие суммарные концентрации (0.5–4.1 тыс. цист/г), не позволяющие провести численный анализ состава ассоциаций. Качественный анализ показал преобладание автотрофных видов диноцист (*Operculodinium centrocarpum*, *Nematosphaeropsis laburinthus*, виды рода *Spiniferites* и др.), часто ассоциирующихся в Баренцевом море с поставкой на шельф вод североатлантического происхождения, а также с возможным усилением гидродинамической активности [1, 2]. На это косвенно указывает повышение значения АН критерия до 4.7. Однако следует отметить, что данные виды имеют достаточно высокую толерантность к изменению температуры и солености поверхностных вод [3]. Для конца первого этапа (около 6.3 т.л.н.) отмечено повышение CD критерия до 0.4, показывающее незначительное повышение доли пресноводных водорослей в проливе Кембридж в данное время. Для второго этапа (6.3–4.1 т.л.н.) характерно резкое увеличение концентраций диноцист до 51 тыс. цист/г. При этом доминирующими в составе их ассоциаций становятся гетеротрофные виды *Echinidinium karaense* и *Islandinium minutum*, ассоциирующиеся в Баренцевом море с холодными арктическими водами [2]. В последние 4.1 тыс. лет кратковременные повышения концентраций цист динофлагеллат до 86 тыс. цист/г (максимумы 4, 2.4, 1.6 т.л.н.) чередовались с периодами уменьшения их численности до 10–13 тыс. цист/г (минимумы 2.7, 3.7 т.л.н.). В составе ассоциаций диноцист преобладали относительно холодноводные гетеротрофные виды, способные существовать при продолжительном сезонном ледовом покрове.

Бентосные фораминиферы представлены в колонке АМК-5454 33 видами, причем число видов в образце варьирует от 9 до 22 (рис.). Преобладают типичные представители арктического шельфа: *Elphidium*

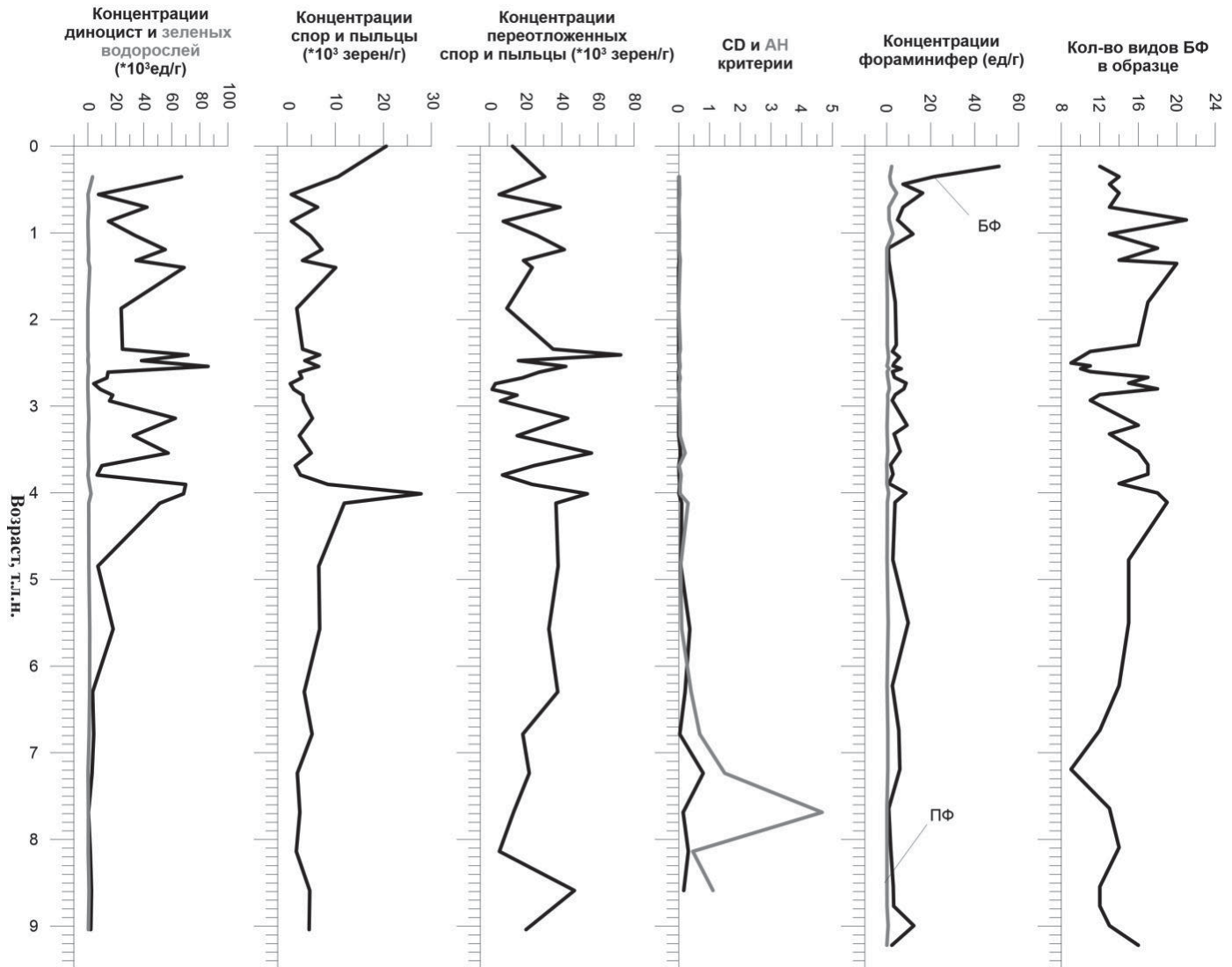


Рис. Изменчивость концентраций и видового разнообразия микрофоссилий в колонке АМК-5454. БФ и ПФ – бентосные и планктонные фораминиферы, соответственно. CD и АН критерии – см. текст.

clavatum, *Cassidulina reniforme*, *Nonion labradoricum*, *Nonionellina auricula*, *Islandiella* spp, *Buccella* spp.. Содержание остальных видов в комплексах не превышает нескольких процентов. Снизу вверх по колонке установлен тренд уменьшения содержания *C. reniforme* и увеличения содержания *E. clavatum*, что характерно для северной части Баренцева моря [4] и свидетельствует о нарастании суровости климата, в частности ледовитости поверхности пролива, вплоть до последних 300–500 лет. В раннем голоцене отмечен максимум (до 10%) содержания эпибентосного вида *Cibicidoides lobatulus* – индикатора значительной гидродинамической активности придонного слоя водной толщи. В интервале 5.5–3 т.л.н. значительно увеличивается содержание видов *N. labradoricum*, а затем *Islandiella* spp.,

что вероятно указывает на близость фронтальной зоны и повышение биопродуктивности поверхностных вод. В небольших количествах в комплексах позднего голоцена встречаются виды-индикаторы атлантического влияния *Cassidulina teretis* и *Melonis barleeanus* [4]. Таким образом, получены первые доказательства проникновения трансформированных атлантических вод в пролив Кембридж в придонном слое в течение последних 4.5 т.л.

Помимо бентосных, в колонке встречены единичные представители обитающих в подповерхностных водах планктонных фораминифер, прежде всего полярной *Neoglobobadrina pachyderma* sin., а также единичных экземпляров бореальных видов *N. pachyderma* dex. и *T. quinqueloba*. Особенно интересна находка

тепловодных видов *Globigerinoides* sp. и *Globigerina rubescens*, которые могли быть занесены в пролив небольшими рингами подповерхностных атлантических вод около 2.4 т.л.н.

Таким образом, получены первые данные о палеосообществах диноцист и фораминифер и о влиянии Северной Атлантики на голоценовые обстановки в проливе Кембридж с высоким временным разрешением. В раннем голоцене, от 9.2 до 6.5–6.1 т.л.н., установлена активизация гидродинамического режима поверхностных и придонных вод, а также возможное отепляющее влияние Атлантики в поверхностном слое водной толщи, требующее дальнейших исследований. Для среднего голоцена, по-видимому, характерны фронтальные условия на поверхности в районе ст. АМК-5454. В целом, состав голоценовых комплексов фораминифер и диноцист свидетельствует об относительно стабильных поверхностных и придонных условиях, контрастность которых усиливается в позднем голоцене при суровых ледовых условиях на поверхности и периодическом проникновении трансформированных атлантических

вод в пролив в подповерхностном и придонном слоях под холодными арктическими водами.

Работа выполнена в рамках Госзадания № 0149-2019-0007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Polyakova Ye., Novichkova Ye. Diatoms and aquatic palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of sedimentation processes and paleoceanography. In: The Handbook of Environmental Chemistry. Berlin, Heidelberg: Springer, 2018.

2. Voronina E., Polyak L., de Vernal A. et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // Journal of Quaternary Science. 2001. V. 16. P. 717–726.

3. Zonneveld K., Marret F., Versteegh G. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. V. 191. P. 1–197.

4. Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеооциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 320 с.

ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКИЕ ТЕРРАСЫ КАК ФАКТОР ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОСИСТЕМ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

И.А. Идрисов¹, А.В. Борисов², Р.А. Муртазалиев³

¹ Институт геологии ДФИЦ РАН, 367030, РФ, г. Махачкала, ул. Ярагского, д. 75, idris_gun@mail.ru

² Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пушкино, ул. Институтская, д. 2, a.v.borisov@gmail.com

³ Горный ботанический сад ДФИЦ РАН, 367023, РФ, г. Махачкала, ул. Магомед Гаджиева, д. 45, murtazaliev.ra@yandex.ru

Создание земледельческих террас является одной из ярких форм природопользования в горной зоне Земли. Различные горные регионы с многовековой и многотысячелетней историей проживания в них многочисленного населения пришли к различным практикам создания земледельческих террас.

Одним из ярких регионов распространения террас является Кавказ, в частности Восточный Кавказ (Дагестан). Здесь обширные территории покрыты сплошным покровом террас. По предварительным данным общая площадь подобных террас здесь составляет минимум 1,5 тыс. км² [1]. Террасы также встречаются и в других частях Кавказа: в горах Северной Осетии, к югу от Кисловодска и ряде других. Общие масштабы террасирования в пределах Кавказа пока не известны.

Создание террас в условиях горной части Кавказа было обусловлено рядом факторов:

1) наличие многочисленного населения с многотысячелетней практикой земледелия;

2) интенсивно расчлененный рельеф, крайне ограничивающий ресурсы пахотных земель;

3) близость к земледельческим очагам Восточного Средиземноморья, где также развито террасное земледелие.

Влияние этих факторов было различным. В частности для различных участков было установлено, что создание террас происходило лишь в определенные периоды времени – периоды «использования». Между этими периодами террасы не создавались и не эксплуатировались по своему первоначальному назначению (в качестве пахотных угодий). В это периоды «запустения» растительность и почвы на земледельческих тер-

расах вероятно развивались по схожему с природными почвами траекториям. При изучении разрезов сельскохозяйственных террас устанавливаются как погребенные почвы доантропогенного этапа развития склонов и долин. Помимо них в теле насыпей террас встречается несколько (в зависимости от истории сельскохозяйственного освоения участка) погребенных почв антропогенных и постантропогенных этапов развития террас.

Создание сельскохозяйственных террас привело к существенной трансформации ландшафтов Восточного Кавказа. Эту трансформацию можно рассмотреть через изменения различных компонентов ландшафтов.

Воздействие на геологическую среду. В ходе наших исследований было установлено что сельскохозяйственные террасы на склонах представляют собой в значительной степени искусственно разрушенные коренные породы вовлеченные в практику земледелия. Для одного участка (окрестности сел. Джаба, средняя часть бассейна р. Самур) в области развития аргиллитов юры была проведена оценка изменения объема мелкозема в фоновых условиях и после создания террас [2]. Суммарный объем мелкозема на этом участке площадью порядка 3 км² до создания террас составлял около 8 млн. кубометров. В современных условиях при сплошном террасировании объем мелкозема составляет около 20 млн. кубометров. В ходе полевых исследований было установлено что в зонах развития различных пород масштабы трансформации склонов при террасировании могут сильно отличаться. В частности, в зонах развития мощных толщ известняков размеры вовлекаемого в террасирование материала горных пород существенно меньше. Однако в зонах развития песчаников, размеры террас могут достигать десятков метров высоты, соответственно объемы мелкозема могут в десять и более раз превышать объем мелкозема существовавший на склоне до создания террас. Важной группой террас являются террасы на конусах выноса небольших сезонных рек в горной зоне. Все подобные конусы покрыты сплошным полем сельскохозяйственных террас и по этнографическим данным практически вся вода, стекавшая по конусам, использовалась для орошения и ирригации для поступления новых объемов мелкозема на террасы. Соответственно в таких условиях разделить антропогенное воздействие, связанное с направлением стока по конусам выносам от природного сложно. В целом считая, что земледелие на Восточном Кавказе охватывает большую часть голоцена [3, 4], с учетом того что почти все конусы выноса в горах региона имеют голоценовый возраст [5] можно предположить, что все отложения конусов выноса в районах террасного земледелия Дагестана в той или иной степени являются продуктами создания сельскохозяйственных террас.

Воздействие на рельеф. Террасы представляют собой формы рельефа, в этом отношении создание множества (по предварительным данным нескольких миллионов террас) привело к существенно трансформации геоморфологии региона и в настоящее время они являются его важнейшей геоморфологической особенностью (Рис. 1). Уникальной особенностью террас является также то, что они могут сохраняться тысячи лет практически в первозданном виде без какого либо воздействия человека. То есть даже заброшенные на тысячи лет террасы сохраняются. На них может несколько раз смениться почва и растительность, но как формы рельефа сельскохозяйственные террасы обладают значительным консерватизмом. В условиях экстремально расчлененного горного рельефа с интенсивно протекающими эрозионными процессами наличие и сохранность в течение тысяч лет сельскохозяйственных террас на обширных территориях выглядят удивительным. Причины подобной устойчивости сельскохозяйственных террас к эрозионным процессам на наш взгляд в следующем. Террасы очень причудливо вплетены в рельеф склона на котором они создаются. При создании террас первоначально воздействию подвергались вогнутые участки склонов [1] которые менее крутые, на них больше влаги и больше объем мелкозема. В дальнейшем охватывались менее плодородные участки с меньшей мощностью рыхлого материала на выпуклых элементах склонов. Террасы на склонах встречаются не единично, они образуют системы, охватывающие склон на сотни метров по амплитуде, количество ступеней террас может достигать многих десятков. Создание таких многочисленных ступеней (Рис. 1) приводит к тому, что все линейные эрозионные формы на склоне разрушаются и рассекаются ступенями. Линейная эрозия (которая является основной для масштабного размыва склонов



Рисунок 1. Сельскохозяйственные террасы Восточного Кавказа.

в горах) практически исчезает. При этом появляется значительных объемов мелкозема на склонах и частичное оголение склонов в области тылового шва террас, а также образование межевых откосов с уклонами, превышающие фоновые, что способствует развитию плоскостной эрозии. При этом масштабы плоскостной эрозии могут быть довольно большими [6], что в определенных условиях может привести к полному перекрытию террас делювиальными наносами.

Воздействие на природные воды. Создание террас способствует существенной перестройке водного режима склонов и прилегающих территорий. В частности террасированные участки практически полностью перехватывают атмосферные осадки, соответственно сток с террасированной территории резко снижается. Также происходит качественное изменение твердого стока, в частности исчезает вынос грубообломочного материала и возрастает доля тонкого материала. Значительная часть атмосферных осадков переводятся в подземную воду и аккумулируется в насыпных толщах террас. Для террас на конусах выноса также можно ожидать существенного снижения твердого стока, за счет перераспределения единого стока на множество каналов. Размеры снижения поверхностного стока и изменения механического состава выносимых наносов к настоящему времени не известны.

Воздействие на растительность. Террасы существенно трансформируют ландшафты склонов, которая проявляется в появлении участков отличающихся по функционированию от природных склонов. В частности, формируются участки с меньшими уклонами – террасовые площадки и участки с большими уклонами – откосы террас. Также появляются существенно большие объемы мелкозема слагающих тело террас, что способствует развитию существенно более мощных почв в отличие от природных условий. В условиях разной экспозиции появление более контрастно расчлененного рельефа способствует развитию различных групп растений, отличающихся по экологическим параметрам. В частности, на откосах террас выявлено существенно большее разнообразие видов, чем на террасированных площадках. Соответственно если в природных условиях имеет место в целом деление отрога хребта на два склона с разной экспозицией, то при террасировании этого отрога таких склонов (пусть и небольших размеров) появляются существенно больше. Также значительная стойкость террас к эрозии благоприятствует быстрому развитию на них в благоприятных условиях и при отсутствии интенсивного выпаса скота древесной растительности [7, 8]. Этому также способствует практически полный перехват дождевого стока на террасах, что существенно увеличивает увлажненность

грунтов на террасах. Соответственно при забрасывании террасированного склона он в течение относительно небольшого срока быстро покрывается древесной растительностью. По южным склонам на террасированных площадках наблюдается повышение доли злаков в составе травостоя и олуговение растительного сообщества.

Воздействие на почвы. В ходе полевых исследований почв сельскохозяйственных террас было установлено, что они существенно отличаются от фоновых почв горной зоны Восточного Кавказа, которые представлены преимущественно горно-луговыми почвами разных подтипов [11]. На обширной площади такие почвы замещены резко специфичными почвами террас отличающихся от фоновых [9]. Следует указать, что почвы сельскохозяйственных террас являются не просто антропогенно переработанными природными почвами, а они представляют собой полностью искусственно созданные из искусственно полученного субстрата, с определенной долей перемещенного грунта природных почв. Процесс создания почв кроме получения рыхлого материала включал в себе также длительное внесение значительных количеств удобрений [10].

Создание сельскохозяйственных террас привело к существенно перестройке всех компонентов ландшафтов на обширной территории Восточного Кавказа.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-29-05205 мк Антропогенные почвы сельскохозяйственных террас Кавказа

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов А.В., Идрисов И.А., Коробов Д.С., Ельцов М.В., Савицкий Н.М., Плеханова Л.Н. Земледельческие террасы с межевыми откосами в горном Дагестане // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. Т. 10. 2016. № 4. С. 70–83.
2. Идрисов И.А., Борисов А.В. Земледельческие террасы окрестностей села Джаба // Палеопочвы, палеоэкология, палеоэкономика. Пушино, 2017. С. 79–83.
3. Амирханов Х.А. Чохское поселение: Человек и его культура в мезолите и неолите горн. Дагестана. М.: Наука, 1987. 220 с.
4. Ryabogina N., Borisov A., Idrisov I., Bakushev M. Holocene environmental history and populating of mountainous Dagestan (Eastern Caucasus, Russia) // Quaternary International. 2019. V. 516. P. 111–126.
5. Идрисов И.А. Голоценовые террасы Дагестана // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. 2012. № 4. С. 88–94.
6. Борисов А.В., Коробов Д.С. Древнее и средневековое земледелие в Кисловодской котловине. М., 2013. 272 с.

7. Магомедов М.-Р.Д., Ахмедов Э.Г., Омаров К.З., Яровенко Ю.А., Насруллаев Н.М., Муртазалиев Р.А. Антропогенная трансформация горных ландшафтов Восточного Кавказа // Вестник ДНЦ РАН. 2001. № 10. С. 55–66.

8. Муртазалиев Р.А. Динамика структуры растительного покрова горных пастбищ Дагестана в зависимости от режима использования // Вестник ДНЦ РАН. 2004. № 19. С. 60–65.

9. Борисов А.В., Коробов Д.С., Идрисов И.А., Калинин П.И. Почвы сельскохозяйственных террас с подпорными стенками в горном Дагестане // Почвоведение. 2018. № 1. С. 26–37.

10. Идрисов И.А., Борисов А.В., Каширская Н.Н. Почвы сельскохозяйственных террас Гунибского плато // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2018. Т. 12. № 2. С. 41–50.

11. Залибеков З.Г. Почвы Дагестана. М., 2010. 243 с.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ НОВОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ГРОТ ВОРОНИН (Р. СЕРГА, СРЕДНИЙ УРАЛ)

Е.П. Изварин, А.И. Улитко

Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, Россия, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202, izvarin_ep@ipae.uran.ru, ulitko@ipae.uran.ru

Исследование голоценовых фаун млекопитающих является важным аспектом изучения истории современных экосистем в послеледниковое время [1, 2]. Представлены данные о позднеголоценовой фауне млекопитающих из зоогенных отложений нового местонахождения грот Воронин, обнаруженного на окраине г. Михайловска (Нижнесергинский р-н, Свердловской обл.), на правом берегу р. Воронина (правый приток р. Серга, правый приток, р. Уфа). Особенность местонахождения в том, что оно расположено на северо-восточной окраине Красноуфимской островной лесостепи, на ее границе с горно-таежными лесами [3, 4].

Грот находится в основании скалы, сложенной девонскими известняками, на высоте около 2 м над рекой. Вход ориентирован на запад. Поверхность пола не имеет наклона, несет на себе следы частых посещений человеком. Заметны следы старых перекопов. Костного материала на поверхности не обнаружено. Раскопки проведены под руководством А.И. Улитко. Общая площадь шурфа составила 1,5 кв. м. Под верхним перемешанным слоем на глубине 0,4 м обнаружены нетронутые отложения, поэтому верхний слой снят целиком. Далее отложения снимались горизонтами по 0,1 м и промывали на ситах с ячейей 0,8 мм. Шурф пройден до скального ложа, общая глубина его составила 1 м. По разрезу отложений А.И. Улитко выделил 3 слоя. *Слой 1*. Темно-серая гумусированная супесь с большим количеством мелкого и среднего известнякового щебня; в верхней части содержит большое количество древесного угля, современный антропогенный мусор, ниже заметны следы зольника. На глубине 0,1–0,12 м залегает прерывистый прослой суглинка мощностью около 5

см. Общая мощность слоя до 0,4 м. *Слой 2*. В верхней части (*подслой 2а*) представлен серой супесью с включением мелкого и среднего щебня и отдельных глыб. В нижней части (*подслой 2б*) имеет коричневатый оттенок, содержит мелкий и средний щебень с оплывшими краями и гальку. В слое обнаружены остеологический материал и фрагменты керамики. *Слой 3*. Светло-коричневый мелкодисперсный суглинок с отдельными глыбами известняка; содержит остатки позвоночных животных, в верхней части встречен фрагмент керамики.

Радиоуглеродного датирования отложений не проводили, но гл.н.с. Свердловского областного краеведческого музея С.Н. Панина установила принадлежность фрагмента керамики из слоя 3 к исетскому типу (по Е.М. Берс [5]) или иткульскому I–II (?) типу (по Г.К. Бельтиковой [6]). Время существования этих культур – ранний железный век, VII век до н.э. – II век н.э. Более поздний тип керамики (из слоя 2) отнесен к колмацкому типу (по Е.М. Берс), IV–V вв. н.э. Таким образом, осадконакопление в гроте происходило в позднеголоценовое время в первой половине субатлантика [7].

Многочисленны остатки млекопитающих, рыб и земноводных. Встречаются остатки птиц, фрагменты раковин моллюсков. Судя по сохранности и таксономическому составу остеологического материала, остатки мелких позвоночных накоплены четвероногим хищником, возможно выдрой или норкой [8]. Большая часть костных остатков крупных млекопитающих сильно фрагментирована и не поддается определению. Определено 1367 костных остатков представителей 6 отрядов млекопитающих (таблица).

Таблица. Таксономический состав и количество остатков (общее количество остатков/минимальное число особей) млекопитающих из отложений грота Воронин

Таксон	Слой			
EULIPOTYPHLA				
<i>Talpa europaea</i> L.	3/1	14/2	–	7/1
<i>Neomys fodiens</i> Penn.	2/2	17/3	3/1	1/1
<i>Sorex araneus</i> L.	4/2	19/10	1/1	2/1
<i>S. caecutiens</i> Laxm.	3/2	7/4	–	–
<i>S. isodon</i> Turov	–	3/2	1/1	–
<i>S. minutus</i> L.	3/2	8/6	–	–
<i>Sorex</i> sp.	39	104	6	20
CHIROPTERA				
Chiroptera indet.	21	128	44	45
LAGOMORPHA				
<i>Ochotona pusilla</i> Pall.	–	–	1/1	–
<i>Lepus timidus</i> L.	2	2	–	3
RODENTIA				
<i>Pteromys volans</i> L.	1/1	–	–	–
<i>Sciurus vulgaris</i> L.	–	7/1	–	–
<i>Castor fiber</i> L.	–	6	–	1
<i>Sicista betulina</i> Pall.	–	4/1	–	1/1
<i>Apodemus agrarius</i> Pall.	1/1	9/3	–	2/1
<i>A. uralensis</i> Pall.	4/2	7/2	–	1/1
<i>Apodemus</i> sp.	2	1	–	5
<i>Micromys minutus</i> Pall.	1/1	1/1	1/1	–
<i>Cricetus cricetus</i> L.	1/1	4/2	16/2	7/1
<i>Craseomys rufocanus</i> Sundev.	1/1	3/1	–	–
<i>Myodes glareolus</i> Schreb.	30/6	108/21	11/2	18/5
<i>M. rutilus</i> Pall.	25/7	74/11	–	9/3
<i>M. ex gr. glareolus-rutilus</i>	15/1	43/3	4	6/1
<i>Arvicola amphibius</i> L.	2/1	40/5	5/1	3/1
<i>Alexandromys oeconomus</i> Pall.	3/2	5/4	–	2/1
<i>Microtus agrestis</i> L.	10/4	32/10	5/3	7/3
<i>M. arvalis</i> s.l.	6/4	29/18	–	–
<i>M. ex gr. arvalis-agrestis</i>	–	6/3	–	–
<i>Microtus</i> sp.	38	189	8	24
CARNIVORA				
<i>Vulpes vulpes</i> L.	–	–	–	1
<i>Mustela nivalis</i> L.	–	1	–	–
<i>Martes</i> sp.	–	1	–	–
ARTIODACTYLA				
<i>Alces alces</i> L.	–	3	–	4
Итого	217/42	875/113	106/13	169/21

Все обнаруженные виды отмечены в современной фауне Среднего Урала [9], за исключением степной пищухи (*Ochotona pusilla* Pall.), которая сейчас распространена значительно южнее, в степях и в степных участках лесостепи на Южном Урале, в южном Предуралье и Зауралье [10]. Фрагмент нижней челюсти пищухи, обнаруженный на границе слоев 2 и 3, по сохранности ничем не отличается от остального остеологического материала. На Среднем Урале вид был обычен в конце позднего плейстоцена и в раннем голоцене [11]. Ближайшие к гроту лесостепные участки (*Красноуфимская островная лесостепь*), в настоящее время полностью уничтожены распашкой [3], и степная пищуха здесь не обитает, равно как и другие степные виды мелких млекопитающих. Однако в первой половине субатлантика она, судя по всему, обитала на северо-востоке Красноуфимской лесостепи в качестве реликтового вида позднего плейстоцена, что согласуется с нашими данными по северо-западной части лесостепи (грот Нижнеиргинский) [12].

В целом в отложениях грота преобладают остатки видов лесных местообитаний, что ранее отмечено нами для фаун Среднего Урала первой половины субатлантика [12], но наблюдается сокращение их количества от слоя 3 к слою 2 (с 77,8 до 58,1%, соответственно). При этом увеличивается количество остатков видов открытых местообитаний с 11,1 до 31,4%, за счет увеличения остатков обыкновенной полевки (*Microtus arvalis* s.l.) с 0,0 до 20,9%. Массовое распространение этого вида за последние несколько сотен лет связывают с активной антропогенной нагрузкой на естественные экосистемы [13]. Возможно, увеличение количества остатков обыкновенной полевки в отложениях грота Воронин связано с хозяйственным освоением данной территории в период их накопления, но этот вопрос требует более детального исследования.

Работа выполнена в рамках госзадания ИЭРиЖ УрО РАН, при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-34-00270 мол_а) и, частично, Комплексной программы УрО РАН (проект № 18-4-4-3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Косинцев П.А., Панова Н.К., Коробейников Ю.И. и др. Историческая экология животных гор Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 246 с.
2. Савинецкий А.Б., Киселева Н.К., Хасанов Б.Ф. Некоторые проблемы исторической экологии: объекты, методы, результаты, интерпретации // Зоологический журнал. 2005. Т. 84. № 10. С. 1188–1201.
3. Горчаковский П.Л. Красноуфимская лесостепь – ботанический феномен Предуралья // Ботанический журнал. 1967. Т. 52. № 11. С. 1574–1591.
4. Колесников Б.П., Зубарева Е.П., Смолоногов Е.П. Лесорастительные условия и типы лесов Свердловской области. Свердловск: Издательство УНЦ АН СССР, 1973. 176 с.
5. Берс Е.М. Археологические памятники Свердловска и его окрестностей. Екатеринбург: Издательство ООО «Грачев и партнеры», 2012. 52 с.
6. Бельтикова Г.К. Иткульские поселения // Археология Урала и Западной Сибири. Свердловск: Издательство УрГУ, 1977. С. 119–133.
7. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
8. Новиков Г.А. Хищные млекопитающие фауны СССР. М.;Л.: Издательство АН СССР, 1956. 296 с.
9. Большаков В.Н., Бердюгин К.И., Кузнецова И.А. Млекопитающие Среднего Урала: справочник-определитель. Екатеринбург: Сократ, 2006. 224 с.
10. Марвин М.Я. Фауна наземных позвоночных животных Урала: учеб.-справ. пособие. Вып. 1: Млекопитающие. Свердловск: Издательство УрГУ, 1969. 156 с.
11. Смирнов Н.Г. Мелкие млекопитающие Среднего Урала в позднем плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: Наука, 1993. 64 с.
12. Изварин Е.П. Формирование фауны мелких растительноядных млекопитающих западного склона Среднего Урала в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... канд. биол. наук. Екатеринбург: ИЭРиЖ УрО РАН, 2017. 20 с.
13. Бобров В.В., Варшавский А.А., Хляп Л.А. Чужеродные виды млекопитающих в экосистемах России. М.: Издательство КМК, 2008. 232 с.

ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Я.А. Измайлов

Сочинское отделение РГО, 354024, РФ, г. Сочи, Курортный просп., д. 113, izmailov.yakub@mail.ru

Голоценовые отложения Черного и Азовского морей довольно хорошо изучены. Вместе с тем, их корреляция до настоящего времени представляет собой актуальную задачу. Это особенно выявляется при выполнении различных практических геологических работ, например, картировании на территориях, входящих одновременно в состав и того, и другого моря или его побережья. При этом, естественно, возникает необходимость рассматривать данные образования в рамках единых стратиграфических подразделений. Наиболее подробные стратиграфические схемы с выделением серии слоев были разработаны Л.А. Невеской [1] еще несколько десятилетий назад отдельно для Черного и Азовского морей на основе детального изучения моллюсковых ориктоценозов. Они существенно различаются. Причина расхождений понятна и связана, в основном, с различиями в палеоэкологии морей, особенно режиме солености вод. Как известно, для Черноморского бассейна были выделены бугазские, витязевские, каламитские и

джеметинские, а для Азовского – древнеазовские, казантипские и новоазовские слои. Все эти осадки изучались нами, в содружестве с другими исследователями, в ходе детальных работ на многих участках побережий от Азовской дельты Кубани до границы с Турцией [2, 3, 4]. Одним из значимых результатов этих исследований можно считать геохронологическую и палеогидрологическую привязку схем Л.А. Невеской. Поскольку прямая биостратиграфическая корреляция отложений двух морей затруднительна, на первое место здесь выступают такие критерии, как прямые геохронологические данные, а также реконструкции максимального высотного положения береговых линий моря в течение определенных этапов развития, отвечающих времени накопления указанных слоев.

Хронологические рубежи подразделений Черноморской шкалы, установленные, главным образом, на основе радиоуглеродного датирования по раковинам моллюсков и горизонтам торфяников (несколько сотен

датировок) приведены в таблице 1. Нами было показано, что, несмотря на сложный, возвратно-поступательный характер развития голоценовой трансгрессии, подразделения Л.А. Невеской отражают стадии последовательного тренда подъема уровня моря. Так, в течение бугазской стадии уровень моря поднялся до максимальных абсолютных отметок минус 17,0 м, витязевской – минус 9,5–10,0 м, каламитской – минус 3,5–4,0 м, джеметинской и выделенной дополнительно нимфейской – достиг современных значений. Соответствующие осадки довольно четко выделяются практически по всем участкам Черноморского побережья Кавказа, а также в донных разрезах Керченского пролива вплоть до выхода к Азовскому морю (коса Чушка).

Морской голоцен Азова изучался нами, в основном, в дельте Кубани, где развита толща морских, аллювиальных, лиманных и субэральных образований, находящихся в очень сложных взаимоотношениях. Они с четким контактом залегают на осадках неоплейстоцена. Голоценовые моря ингрессировали в дельту на значительную глубину в течение нескольких «стадий», осложненных наложенными «фазами». Аналогов бугаз-

ских слоев здесь не обнаружено. Бассейн самой ранней стадии ингрессии имел соленость несколько ниже солености современного Азовского моря (древнеазовские слои). В районе г. Темрюка из осадков данной стадии определены *Cerastoderma glaucum* (Poir.), *Corbula mediterranea* (Costa), единичные *Dreissena polymorpha* (Pall.) и др. Датировок из них пока не получено. Подстилающий осадки горизонт торфа в пойме Старой Кубани показал радиоуглеродный возраст 7380 ± 80 лет (калиброванный возраст – 8200 ± 110 кал. лет, ЛУ-1882). Отложения берегового вала, соответствующего максимуму данной ингрессии, вскрыты скважинами на широте пос. Ачуево на удалении около 9 км от современного берега моря, где залегают на абсолютных отметках минус 8,6–9,9 м. Реконструированное высотное положение береговой линии моря оценивается в минус $9,5 \pm 1$ м. Эта цифра соответствует отметке береговой линии витязевской стадии трансгрессии Черноморского побережья [3].

Отложения следующей стадии, которая была максимальной по глубине проникновения в дельту, обнаружены в скважинах на абсолютных отметках ниже минус 3–5 м на расстоянии до 43 км от современного берега

Таблица 1. Схема соотношения подразделений голоцена Черноморского побережья и Азовской дельты Кубани

Черноморское побережье						Азовская дельта Кубани		
Слой (стадия)	Радиоуглеродный возраст (тыс. лет)	Калиброванный возраст (тыс. кал. лет)	Максим. значение уровня моря (м абс.)	Представители фауны моллюсков	Максим. значение солености (промилле)	Слой (стадия)	Представители фауны моллюсков	Максим. значение солености (промилле)
Современный	0,3–0,0	0,39–0,0	0	<i>Divaricella divaricata</i> , <i>Chione gallina</i>	до 16–18	Современный	<i>Cerastoderma glaucum</i>	до 10–11
Нимфей	2,5–0,3	2,6–0,39	0			Новоазов (Нимфей)	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i>	до 11–12
Джемете	6,0–2,5	6,84–2,6	0			Казантип (Джемете)	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Paphia discrepans</i>	до 12–16
Каламит	7,0–6,0	7,85–6,84	минус 3,5–4,0	<i>Chione gallina</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i>	до 12–15	Среднеазов (Каламит)	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chione gallina</i>	до 10–11
Витязь	7,9–7,0	8,68–7,85	минус 9,5–10,0	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Mytilaster lineatus</i>	до 10–11	Древнеазов (Витязь)	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	до 5–9
Бугаз	9,5–7,9	10,74–8,68	минус 17,0	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Monodacna caspia</i>	до 8–9	Отсутствует	–	–

Азовского моря. Отметки береговой линии палео-залива оцениваются диапазоном минус $3,5 \pm 1$ м. Фауна моллюсков из данных осадков характеризует условия солёности, несколько большие, чем для предыдущей стадии. Из скважин в районе станицы Петровской описаны *Cerastoderma glaucum* (Poir.), *Abra ovata* (Phil.), единичные *Chione gallina* (L.), и др. Характеризуемые осадки, очевидно, отвечают каламитским слоям Черноморской шкалы. На стратиграфической шкале Азовского моря они должны занимать промежуточное положение между древнеазовскими и казантипскими слоями и могут называться среднеазовскими.

Более молодые ингрессии оставили свои следы не только в отложениях, но и в рельефе дельтовой низменности. В течение следующей стадии море проникло в дельту на 35 км от современного берега. Анализ отметок позволил реконструировать положение береговой линии высотным интервалом 0 ± 1 м. Фауна моллюсков из данных отложений характеризует условия солёности, превышающие как солёность предыдущего бассейна, так и современного Азовского моря (казантипские слои). Сборы содержат *Cerastoderma glaucum* (Poir.), *Paphia discrepans* Mil., *Solen vagina* L. и др. Радиоуглеродный возраст (11 датировок) оказался в интервале 5,9–2,7 тыс. лет (6,7–2,8 тыс. кал. лет), что почти точно соответствует возрасту джеметинских слоев Черноморского побережья [4, 5, 6].

Наиболее позднюю крупную стадию ингрессии представляют прекрасно сохранившиеся береговые валы и соответствующие отложения, прослеживающихся на удалении до 14 км от современного берега. Высотное положение береговых линий данной стадии также оценено интервалом 0 ± 1 м. Фауна моллюсков из них близка к казантипской, однако отмечается постепенное снижение видового разнообразия и исчезновение некоторых солонолюбивых элементов – переход к новоазовским слоям. Радиоуглеродный возраст их (17 датировок) от 2,3 до 0,51 тыс. лет (2,4–0,56 тыс. кал.

лет). Таким образом, они отвечают нимфейским слоям Черноморского побережья [5, 6].

Соотношения морских отложений голоцена Черноморского побережья и Азовской дельты Кубани приведены в таблице 1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Наука, 1965. 391 с.
2. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131–140.
3. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного моря за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы. М.: АН СССР, 1988. № 6. С. 54–62.
4. Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Реконструкция и датирование голоценовых береговых линий в дельте Кубани // Вестник ЛГУ, 1989. Сер.7. Вып. 3(21). С. 61–69.
5. Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. Радиоуглеродная хронология формирования голоценовых морских отложений Анапской пересыпи (Черноморское побережье) // Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 188–190.
6. Измайлов Я.А., Арсланов Х.А. Уровненный режим и некоторые вопросы палеоэкологии Черного и Азовского морей в течение последних 6 тысяч лет. // Морфологическая эволюция и стратиграфические проблемы. Материалы LXV сессии Палеонтологического общества при РАН (1-5 апреля 2019 г., Санкт-Петербург). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2019. С. 173–175.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И АЗОТА В НАДКРЫЛЬЯХ ЖУКОВ ИЗ ДВУХ ГОЛОЦЕНОВО-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РФ

Е.И. Изюмова

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, Россия, г. Москва,
Ленинский просп., д. 33, izumova_e@mail.ru

Одной из характерных особенностей четвертичного периода является периодическая смена оледенений и межледниковий, которые были наиболее выражены в плейстоцене. Представляется, что изучение причин и цикличности изменений климата в прошлом позволит предсказывать подобные изменения в будущем. Реконструкции глобальных и локальных климатических изменений проводятся с помощью анализа состава остатков живых организмов в ископаемых отложениях. Одной из важнейших групп, имеющих индикаторную ценность для подобных реконструкций, являются жуки, остатки которых часто встречаются в больших количествах в кайнозойских отложениях [1]. Преимуществом данной группы для нужд биологической индикации, кроме хорошей сохранности в кайнозойских отложениях, является ее видовое богатство и различные экологические предпочтения. Палеоэкологические реконструкции основаны на проекции современных условий на экосистемы прошлого. При этом авторы работ исходят из «принципа актуализма», который постулирует, что в прошлом действовали те же законы, что и ныне [2].

Однако известно достаточное количество примеров, когда мы сталкиваемся с ситуациями, которые существовали в прошлом, но совершенно немыслимы сегодня. Например, известно существование в плейстоцене так называемой «мамонтной фауны» – комплекса млекопитающих, обитавших, в частности, в Берингии в особых биоценозах – тундростепях [3], на территории которых сосуществовали ныне степные и тундровые

виды. Таким образом, принимая во внимание «принцип актуализма», зачастую требуется внешняя проверка для подтверждения сходства экологии рецентных и ископаемых животных.

Такой «внешней проверкой» может стать анализ изотопного состава азота и углерода в современных и ископаемых образцах. В результате процессов фракционирования тяжелых изотопов между разными экосистемами и между компонентами экосистемы поддерживается достаточно выраженный градиент доли тяжелых изотопов азота и углерода. Изотопный состав отражает особенности биологии отдельных видов, а также характеристики целых ландшафтов [4].

В работе проанализирован изотопный состав надкрылий жуков из двух голоценово-плейстоценовых разрезов северо-востока России, рассмотрены возможные варианты корреляции значений доли изотопов с внешними условиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Coope G.R. Late Cenozoic fossil Coleoptera: evolution, biogeography, and ecology // *Annual Review of Ecology and Systematics*. Vol. 1979. 10(1). P. 247–267.
2. Еськов К. Удивительная палеонтология. История Земли и жизни на ней. М.: Litres, 2013. 430 с.
3. Кожевников Ю.П., Железнов-Чукотский Н.К. Берингия: история и эволюция. М.: Наука, 1995. 383 с.
4. Fry B. Stable isotope ecology. Berlin-Heidelberg: Springer, 2006. 308 p.

ДИНАМИКА БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ И БОЛОТООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

Л.И. Инишева¹, К.И. Кобак², И.Е. Турчинович², Е.В. Порохина¹

¹ Томский государственный педагогический университет, 634061, РФ, г. Томск, Киевская ул., д. 60А, inisheva@mail.ru

² Государственный гидрологический институт, 199004, РФ, г. Санкт-Петербург, 2-я лин. В.О., д. 23, kobackira@yandex.ru

Исследованиями установлено, что начало и развитие болотообразования на Западно-Сибирской равнине относятся только к голоцену и, согласно М.И. Нейштадту [1], его возрастной предел находится между 10–12 тыс. лет. Самое древнее отложение на территории Западной Сибири оценено в 9900 ± 100 лет [2].

Начало торфообразования совпало со сменой лесотундры елово-лиственничными лесами, соответствующими современному северо-таежному ландшафту. С этого времени процессы заболачивания и отложения торфа на территории Западно-Сибирской равнины не прекращались. Массовое развитие болот относится к началу атлантического периода, характеризующегося самыми оптимальными климатическими условиями для процесса торфообразования в Сибири. В это время на большинстве болот Западной Сибири определилась сфагновая стадия развития, и началось слияние первоначальных центров заболачивания в обширные болотные экосистемы. В два последних периода, длившихся около 5000 лет, была характерна растительность подзоны средней тайги, т.е. отмечалось некоторое похолодание.

Рассмотрим прирост торфа за весь период голоцена, который проведен по результатам абсолютных датировок нижних и верхних границ слоев торфяных отложений соответствующей мощности. В случае отсутствия абсолютных датировок возраст слоев определялся по результатам палинологического анализа. Для этой цели было выбрано более 65 опорных торфяных разрезов из различных природных зон Западной Сибири и привлечены исследования других авторов [3].

Максимальная величина линейной скорости торфонакопления в целом по голоцену установлена для болотных систем подтайги (1,1 мм/год), вследствие значительной биологической продуктивности, характерной для биогеоценозов лесного, древесно-травяно-мохового типов. В южной тайге, которая относится к зоне избыточного увлажнения, интенсивное торфонакопление обусловлено более благоприятными климатическими показателями и относительно высокой био-

логической продуктивностью биогеоценозов. В южной тайге исключение составляют лишь низкие показатели линейной скорости торфонакопления (0,3–0,36 мм/год) в погребенных голоценовых торфяниках в долинах рек, где произошло сильное спрессовывание торфяной толщи. В средней тайге скорость линейного прироста торфа составляет 0,57 мм/год, в северной – 0,37 мм/год, в лесотундре – 0,35 мм/год, в тундре – 0,31 мм/год (Рис. 1).

В лесостепной зоне, особенно в займищах, процесс торфонакопления также замедлен – 0,73 мм/год и более интенсивно протекает только в рямах – 1,64 мм/год. Максимальные значения вертикального прироста торфяных отложений (от 0,53 мм/год до 0,83 мм/год, в среднем 0,77 мм/год), независимо от типа залежи и тер-

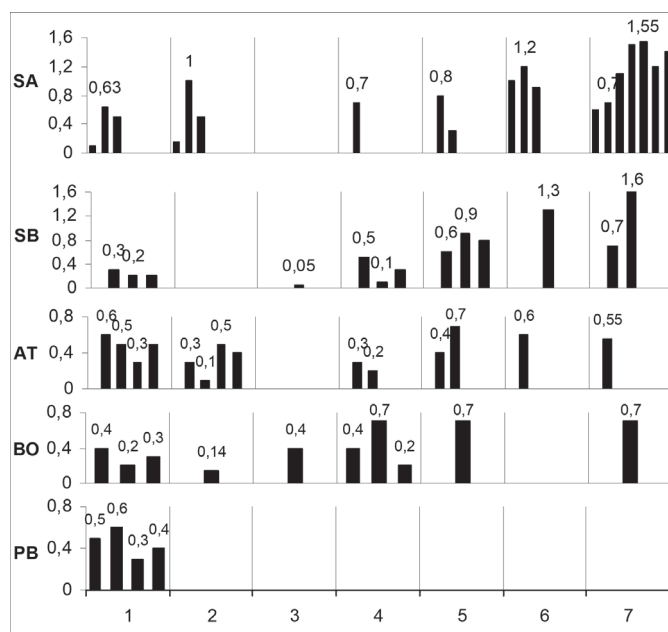


Рисунок 1. Динамика вертикальной скорости торфонакопления по подзонам и зонам по разным авторам [4–17], мм*год-1 (1 – тундра, 2 – лесотундра, 3 – северная тайга, 4 – средняя тайга, 5 – южная тайга, 6 – подтайга, 7 – лесостепь. Периоды голоцена: SA – субатлантический, SB – суббореальный, AT – атлантический, BO – бореальный, PB – предбореальный).

риториальной приуроченности болот, установлены для бореального периода, что подтверждает мнение Н.А. Хотинского [4] относительно термического бореального максимума в голоцене, характерного именно для Западной Сибири. В атлантическом периоде наблюдается некоторое уменьшение прироста торфа: более заметное в северной тайге и менее выраженное в средней тайге. Минимальный прирост торфяных отложений (0,27–0,34 мм/год) отмечен для суббореального периода, когда климат был относительно сухим и холодным. В субатлантическом периоде средняя скорость торфонакопления снова несколько возрастает (до 0,53 мм/год), но не достигает величины, установленной для бореального периода. Более высокие показатели торфонакопления, отмеченные для субатлантического периода, можно объяснить тем, что верхний слой торфяных отложений менее уплотнен. В северной тайге, лесотундре и тундре на мерзлых буграх процесс торфонакопления вовсе прекращается.

В последние 500 лет процесс болотообразования в целом замедлился, т. к. древние депрессии оказались заполненными торфом. Однако проявление зональности в трансгрессии болот на окружающие их леса сохранилось. Как отмечает С.В. Васильев [5], в современный период минимальное торфонакопление наблюдается на севере и максимальное – на юге.

Для определения современной скорости аккумуляции и линейного прироста торфа некоторых типов болот были использованы: 1 – модель процесса аккумуляции торфа и углерода Климо в модификации Турчинович [6, 7] и 2 – полевые исследования параметров баланса углерода на примере катены с олиготрофными болотами.

Согласно проведенным расчетам по модели, современная скорость линейного прироста торфа колеблется от 0,10 до 1,10 мм/год (табл. 1). Максимальный вклад (46,8 %) в эту аккумуляцию вносят грядово-мочажинные болота, занимающие более 40 % площади современных болот [8].

Если сравнить линейный прирост верховых облесенных болот Западной Сибири и Европейской части России, то процесс заболачивания на первой территории в экстремальных значениях выше в 1,2–1,3 раза.

Изучение в течение ряда лет на катене с олиготрофными болотами первичной продуктивности (NPP), эмиссии газов с поверхности болот (камерный метод) и выноса углерода болотными водами (по модели Inisheva L.I. et al. [9]) показало, что общий расход углерода в болотных экосистемах олиготрофного типа значительно уступает уровню фотосинтетической нетто-аккумуляции – 77,4 г С/м²год и 125 г С/м²год соответственно (средние значения за весь период наблюдений). Большая часть потерь углерода обусловлена эмиссией диоксида углерода (в среднем 69 г С/м²год, или 55,2 % от NPP) и метана, доля которого значительно меньше (0,3–6,5 г С/м²год, или 2,7 % NPP). Определенный экспериментально вынос углерода болотными водами, содержащими растворенные органические вещества, составляет 5,5 % NPP (6,9 г С/м²год). В результате был получен вывод о преобладании процесса аккумуляции углерода в торфяной залежи и прогрессирующем торфообразовательном процессе в настоящее время. По нашим оценкам, сделанным на основании результатов проведенных полевых исследований, средняя аккумуляция составляет 48 г С/м²год. Высокие значения вер-

Таблица 1. Поток органического вещества из акротелма в катотелм и максимально возможный линейный прирост торфа в некоторых типах болот на современный период

Тип болот	Продуктивность фитомассы, кг/м ² год (АСВ)	Плотность торфа в акротелме, кг/м ³ (АСВ)	Толщина акротелма, м	Константа разложения, в год	Поток ОВ в катотелм, кг/м ² год (АСВ) (Pc)	Линейный прирост торфа, мм/год
Аапа	0,14–0,54	65–90	0,1–0,3	0,02–0,06	0,058	0,46–0,53
Грядово-мочажинные верховые	0,43–0,52	30–50	0,38–0,44* 0,42–0,49 p	0,01–0,05	0,070	0,88–0,93
Верховые облесенные, Европейская часть Западной Сибирь	0,30–0,63 0,21–0,63	30–50	0,49–0,54* 0,47–0,58 p	0,01–0,04	0,063–0,079	0,79–0,84 1,00–1,10
Низинные (лесные)	0,78	140	0,85	0,06	0,02	0,10–0,20
Низинные травяно-лесные	0,72	100 ПО	0,49	0,01	0,10	0,70–0,90

Примечания: * – данные полевых наблюдений, p – расчетные данные, АСВ – абсолютно сухое органическое вещество, Pc – поток ОВ, ежегодно поступающего из деятельного слоя в нижний слой торфяной залежи, Аа – коэффициент разложения, ОВ – органическое вещество.

тикального прироста торфа, безусловно, подтверждают тот факт, что процесс торфообразования в настоящее время активно продолжается.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Нейштадт М.И.* О нижней границе голоцена // Палинология голоцена. М.: АН СССР, 1971. С. 7–17.
2. *Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В. и др.* Стрoение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горнослинкино на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 34–40.
3. *Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А., Инишева Л.И., Курнишкова Т.В., Слука З.А., Толышева Т.Ю., Шведчикова Н.К.* Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение; под ред. д.б.н. проф. В.Б. Куваева. Тула: Гриф и К°, 2001. 584 с.
4. *Хотинский Н.А.* Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие

природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 142–148.

5. *Васильев С.В.* Лесные и болотные ландшафты Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2007. 276 с.
6. *Clymo R.S.* Assessing the accumulation of carbon in peatlands // Northern peatlands in global climate change. FDI-TA. Helsinki: Publ. of Academy of Finland. 1996. P. 207–212.
7. *Inisheva L.I., Kobak K.I., Turchinovich I.E.* Evolution of the paludification process, and carbon accumulation rate in bog ecosystems of Russia // Geography and Natural Resources. 2013. Vol.34. No 3. Pp. 246–253.
8. *Botch M.S., Kobak K.I., Vinson T.S., Kolchugina T.P.* Carbon pools and accumulation in peatlands of the former Soviet Union // Global Biogeochem. Cycles. 1995. V. 9. No 1. P. 37–46.
9. *Inisheva L.I., Kobak K.I., Inishev N.G.* Paludification on vasyugan mire // Contemporary Problems of Ecology. 2017. V. 10. No. 2. P. 105–110.

КУЛЬТУРНЫЙ ЛАНДШАФТ КАК ФАКТОР РАЗМЕЩЕНИЯ И СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В.Л. Каганский

Институт географии РАН, 119017, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, kaganskyw@mail.ru

Понятие «культурный ландшафт» фиксирует упорядоченность, взаимосвязанность и закономерность явлений на поверхности Земли в пространственном аспекте, прежде всего, – единство природных и культурных компонентов. Благодаря использованию такого представления мир земной поверхности предстает сплошным многослойным покровом, *ковром ландшафтов*, – а не набором отдельных природных и культурных объектов. Культурный ландшафт – целостное сложное образование. В этом термине, понятии и явлении «культура» и «ландшафт» соединены не механически, а значит, учение о культурном ландшафте не является простой суммой знаний о природном ландшафте и о культуре.

Актуальность изучения культурного ландшафта для более глубоко понимания природного ландшафта и размещения и жизни экосистем состоит в том, что массивы природного ландшафта (природных экосистем) часто существуют сейчас как компоненты культурного ландшафта, детерминированы в своем размещении культурными компонентами ландшафта. *Представление о закономерностях культурного ландшафта описывает условия существования природных комплексов.* Природные и культурные компоненты культурного ландшафта равноправны, взаимосвязаны и дополни-

тельны. Особенности культурного ландшафта, часто выражающиеся в его рисунке, закономерны и теоретически объяснимы. Природные и культурные компоненты ландшафта рассматриваются общегеографически, описываясь структурно сходно (ареалы, сети, районы) и трактуются как дополняющие друг друга. *Культурный ландшафт – единство пространственных тел, форм, функций и смыслов (хозяйственных, экологических, культурных и др.)* [1].

В России в большинстве исследований культурный ландшафт изучается на основе природного ландшафта, как его дополнение культурными элементами и антропогенная трансформация. Здесь культурный ландшафт представлен иначе: как *самостоятельный объект на основе закономерностей пространственной самоорганизации человеческой деятельности.* Такой подход позволяет выявлять как зависимости человеческой деятельности от природной основы, так и обратные связи, т.е. влияние культурных компонентов ландшафта на природные, создание условий и пространственных ниш для их сохранения [2].

Культурный ландшафт сформирован человеческой деятельностью на природной основе, не будучи полностью сводим к антропогенной трансформации при-

родного ландшафта. *Закономерная пространственная структура человеческой деятельности во многом определяет размещение, хозяйственное и культурное состояние и функции природных комплексов в культурном ландшафте и антропогенные нагрузки на них.*

В России исследования культурного ландшафта ведутся преимущественно на основе природного ландшафтоведения. Культурный ландшафт тогда трактуется как продолжение природного ландшафта, его дополнение антропогенными элементами и трансформация. Такой подход явно или неявно сводит культурный ландшафт к природной основе, которая считается определяющей особенностью и размещение культурных компонентов ландшафта и закономерности трансформации его природной основы. Именно в рамках этого подхода возникло представление об антропогенном ландшафте, буквально «ландшафте, сделанном человеком». Культура трактуется как внешняя по отношению к ландшафту. Этот подход позволяет показать, в чем именно природный компонент ландшафта определяет состояние культурного ландшафта, но не позволяет выявить роль культурного компонента ландшафта. Известно, что использование и преобразование первоначально тождественных природных ландшафтов может заметно различаться, поскольку зависит от пространственного положения мест относительно антропогенных элементов, культурного статуса и функции места и т.п. Поэтому при таком подходе трудно объяснить специфику пригородных лесных массивов [3] или урочища озера Светлояр (легенда о граде-Китеже), поскольку размещение городов или мифология мест – это сугубо внешние для него факторы, органично объяснимые структурой культурного ландшафта [4].

Пространственная структура культурного ландшафта в значительной мере определяется трансформацией природной основы антропогенной зональностью «центр – периферия»; она и дополняет и постепенно замещает для урбоиндустриальных и постиндустриальных территорий привычную (уже не универсальную) природную широтную и высотную зональность (поясность) [3, 5].

Природные компоненты ландшафта взаимодействуют с человеческой деятельностью в системах узловых (в СССР и постсоветской России административных [1]) районов и зон культурного ландшафта. Это в основном объясняет закономерности размещения, состояния, статус, функции, антропогенные нагрузки и трансформации природных компонентов ландшафта.

Примером сказанному служит выявленная нами ранее зона культурного ландшафта современной России – Внутренняя Периферия [6]. Посреди освоенных территорий, внутри провинции, вблизи от центров сформировалась и быстро растет зона Внутренней Периферии, для которой характерно откат и снижение освоенности, деградация культурного ландшафта, массивов заброшенных сельскохозяйственных угодий, резкое сжатие всей сельской и уже городской местности. Имеет место спонтанная ренатурализация ландшафта и постагрогенные сукцессии [7]. Если пространственно-статусное положение зоны предопределяет ее (труднообратимую) экономическую депрессию, то она должна обрести экологические функции, наращивать сеть особо охраняемых природных территорий. Именно здесь происходит процесс спонтанной ренатурализации ландшафта, формирование вторичных природных экосистем. Характерное и спонтанное превращение барьерных хозяйственно-институциональных границ в экологически-контактные зоны и ядра [3, 6].

В докладе будет продемонстрирован картографический материал и концептуально-картографическая схема зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каганский В.Л. Культурный ландшафт и советское обитаемое пространство. Сборник статей. М.: Новое литературное обозрение, 2001. 576 с.
2. Каганский В.Л. Природно-государственный ландшафт Северной Евразии: теоретическая география // Социально-экономическая география: традиции и современность. М., Смоленск: Ойкумена, 2009. С. 78–100.
3. Родман Б.Б. Поляризованная биосфера: Сборник статей. Смоленск: Ойкумена. 2002. 336 с.
4. Каганский В.Л. Культурный ландшафт: основные концепции в российской географии // Обсерватория культуры: журнал-обозрение. 2009. № 1. С. 62–70.
5. Шварц Е.А. Экологические сети в Северной Евразии // Известия РАН, сер. географ. 1998. № 4. С. 10–15.
6. Каганский В.Л. Внутренняя периферия: новая растущая зона культурного ландшафта России // Изв. РАН, сер. Географ. 2012. № 6. С. 23–33.
7. Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г. Динамика сельскохозяйственных земель в России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М, ГЕОС, 2010, 416 с.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА БИОГЕОХИМИЧЕСКУЮ ЭВОЛЮЦИЮ ЛАНДШАФТОВ СТЕПЕЙ ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

П.И. Калинин^{1,2}, И.Ю. Кудреватых¹, Л.В. Пильгуй¹

¹ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Россия, г. Пушкино, ул. Институтская, д. 2, корп. 2, kalinin331@rambler.ru

² Институт географии РАН, 119071, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29.

Вопросы истории и эволюции ландшафтов, определяющих динамику природной обстановки, привлекают все большее внимание исследователей в связи с разработкой теоретических основ возможных последствий глобального изменения окружающей среды и климата. Степная зона относится к числу природных регионов, где имеет место дефицит атмосферной влаги, поэтому динамика количества осадков существенным образом сказывалась на изменении свойств почв, геохимическом состоянии ландшафтов, смене растительных ассоциаций. Целью данного исследования стало определение влияния динамики климата на скорость и направленность геохимических процессов в ландшафтах степной зоны юга Русской равнины в голоцене. В качестве объектов исследования были выбраны фоновые каштановые почвы и палеопочвы, погребенные под курганными насыпями на различных временных интервалах, охватывающие средний и поздний голоцен (6000 лет). Было исследовано два курганных могильника на территории Приволжской возвышенности (курганная группа «Авилово») и Ергенинской возвышенности (курганная группа «Калмыкия»). С помощью метода рентгенфлуоресцентной спектроскопии проведен сравнительный анализ химического состава разновозрастных каштановых почв.

Установлено, что даже на коротких временных интервалах в почвенном профиле существовали значительные вариации концентраций химических элементов. Это связано с циклическим изменением степени засоленности, карбонатности, выщелачивания и выветривания почвообразующего материала, обусловленным вековой динамикой климата. Было установлено, что на поведение большинства химических элементов в почвах сухостепной зоны в голоцене наибольшее влияние оказывают три масштабных процесса. Первый – это миграция химических элементов (Ca, Na, Mg, S, Sr, Sc, Yb, As) с легкорастворимыми солями, карбонатами и гипсом в профиле почвы и их осаждение на испарительном барьере в результате испарительной концентрации в аридные эпохи. Второй процесс – это биогео-

химическая миграция, где определяющим механизмом является биогенная мобилизация макро- и микроэлементов растениями и дальнейшая их аккумуляция в верхних горизонтах почв. Третий – это накопление ряда элементов на сорбционном барьере, связанном с формированием в почве органического вещества и глинистых минералов. Определяющим фактором, влияющим на интенсивность этих процессов, является динамика климата. В аридные эпохи преобладает процесс испарительной концентрации, в гумидные, когда увеличивается уровень осадков и биологической активности, мобилизация элементов растениями и их накопление в гумусовом горизонте почв начинают играть определяющую роль. В частности, это характерно для таких элементов как K, Mn, Fe, V, Cr, Rb, Co, Ni, Ba, Zr, Mo, Sn, Ce, Y.

Климатические изменения приводили к смене растительных ценозов, что также оказывало влияние на биогеохимический круговорот в почвах степей. В более засушливых условиях преобладают полынно-маревые растительные ассоциации, а в более влажных распространяются злаково-полынные. Главную роль в миграции и концентрировании элементов степной растительностью играет специализация по видам и родам, которая определяет их предпочтения в экологических условиях среды. Накопление химических элементов в корнях полыни и злаков имеет антагонистический характер [1]. На поглощение химических элементов злаками отрицательно влияет засоление почв, а при сульфатном и хлоридном засолении злаки быстро переходят из одной вегетативной стадии в другую и начинают увядать. Полыни же относятся к ариданитным видам растительности и активнее поглощают анионогенные элементы, но являются более приспособленными к экологическим условиям степных ландшафтов.

Не зависимо от варьирования экологических условий, в изученных растениях наибольшее содержание показано для Ca, Fe и K. Полыни все изученные элементы накапливают в равных количествах подземной и надземной частями, а злаки – преимущественно кор-

новой системой, что связано с неблагоприятными для их произрастания геохимическими условиями сухих степей (высокое засоление и засушливый режим увлажнения). Элементы Fe, Mg, Mn, Ti, Ba, Zn, Sr большее содержание показали в злаках рода *Poa* *seae* Barnhart, а Ca, K, P, S – в полынях рода *Artemisia* L., что определяется их предпочтениями в экологических условиях среды [2].

Таким образом, чередование сухих и влажных периодов в течение голоцена, которое имело место на изученной территории, находило отражение в геохимической эволюции ландшафтов юга Русской равнины.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 18-05-00869-А.

Аналитические исследования проводились в рамках темы Государственного задания № 0191-2019-0048

ЛИТЕРАТУРА

1. Калинин П.И., Кудреватых И.Ю., Ваганов И.М., Борисов А.В., Алексеев А.О. Биогеохимические процессы в степных ландшафтах Ергенинской возвышенности в голоцене // Почвоведение. 2018. № 5. С. 526–537.

2. Кудреватых И.Ю., Калинин П.И., Алексеев А.О. Биогенное накопление химических элементов растениями родов *Poa* *seae* barnhart и *Artemisia* L. в сухостепной и полупустынной зонах юга Русской равнины // Сибирский экологический журнал. 2019. № 4. С. 466–478.

МЕТАГЕНОМНЫЙ АНАЛИЗ ПРОКАРИОТНОГО СООБЩЕСТВА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЛОИСТО-ПЕПЛОВОЙ ПОЧВЫ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА

Т.Д. Каримов^{1,2}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1

² Геологический институт РАН, 119017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, karimovt@mail.ru

Исследование погребенных почв, как природных депозитариев, сохраняющих в себе информацию о прокариотных сообществах прошлых эпох, в последнее время является особенно актуальным [1]. Почвы Камчатки интересны как хранилища микроорганизмов с необычной физиологией, что вызвано активной вулканической деятельностью на полуострове. Целью исследования стала характеристика прокариотного сообщества погребенной вулканической почвы. Объектом исследования явился погребенный органогенный горизонт (глубина залегания 80 см) вулканической слоисто-охристой почвы (WRB, 2006. Aluandic Andosols Dystric), а также для сравнения был использован образец современной почвы. Возраст погребенного горизонта был определен радиоуглеродным методом в лаборатории Геологического института РАН и составил 2410±30 14C лет (ГИН-15139) (Рис. 1).

Исследуемые образцы были реактивированы увлажнением и внесением биополимера хитина при комнатной температуре. На 10 сутки после реактивации из почвенного образца была выделена тотальная ДНК. Дальнейшие молекулярно-биологические анализы проводились с выделенными молекулами ДНК согласно методике [2]. При помощи пиросеквенирования по-

следнего поколения был определен филогенетический состав сообществ на разных таксономических уровнях. Произведен количественный анализ числа копий генов некоторых представителей родов бактерий, принадлежащих филогенетической группе Actinobacteria, а также копий гена, отвечающего за активность фермента нитрогеназы (*nifH*) при помощи метода PCR-in real time.

Установлено, что прокариотное сообщество погребенной вулканической слоисто-пепловой почвы представлено преимущественно представителями филумов Proteobacteria, Acidobacteria, Actinobacteria, Verrucomicrobia, среди домена Archaea – Thaumarchaeota. Среди них представители родов Bradyrhizobiaceae, Rhizobiaceae, Pseudomonadaceae, Xanthomonadaceae, Streptomycetaceae, Nocardiaceae, Micromonosporaceae, Koribacteriaceae, Acidobacteriaceae.

С помощью полимеразной цепной реакции в реальном времени было определено число копий бактериальных генов как в современной, так и в погребенной вулканической слоисто-пепловой почве. Количество копий генов было наибольшим в вариантах с биополимерами. Значения бактериального ДНК в палеопочве были сравнимы со значениями современной почвы и достигали $n \cdot 10^{13}$ генов (Цветная вкладка, рис. 11).

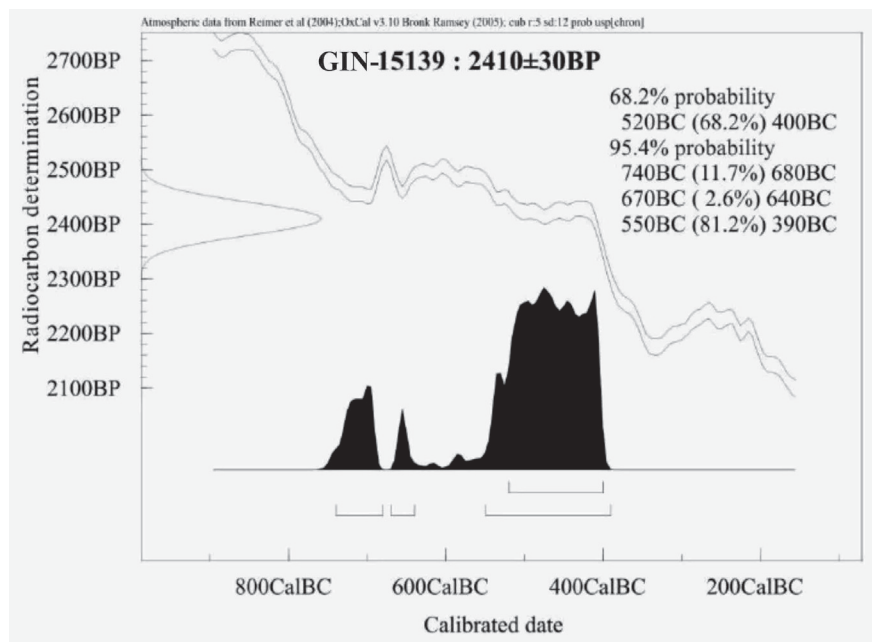


Рисунок 1. Календарный возраст погребенной почвы ГИН-15139. Калибровка выполнена по [4].

Была проведена серия экспериментов по определению числа копий генов ДНК, характерных для представителей рода *Streptomyces* и *Micromonospora* для получения информации о компонентах мицелиальных и одноклеточных актинобактерий в системе. Представители этих родов обнаруживались во всех пробах в ходе сукцессии. Интересно отметить, что в современной почве с хитином доминировало число копий генов стрептомицета, а в погребенной почве – микромоноспоры, что может указывать на перестройку гидролитического актиномицетного комплекса в погребенной почве по сравнению с современной. Также было обнаружено наличие копий нитрогеназного гена, отвечающего за фиксацию атмосферного азота. Количество копий данного гена достигало $n \cdot 10^{18}$, что говорит о функциональной активности исследуемых почв. Причем максимальных значений ген достигал в образцах без внесения полимеров. Значимых различий между современным и погребенным образцом выявлено не было.

Впервые получены данные филогенетической структуры прокариотного сообщества вулканических слоистопелловых почв Камчатки. Показана возможность выведения микробного сообщества погребенной вулканической почвы из покоящегося состояния. Выявленные доминанты *Proteobacteria* и *Actinobacteria* так же характерны и для погребенных почв других регионов, например [3]. Характерной чертой исследованных почв является наличие представителей домена *Archaea*, а также филума *Acidobacteria* (домен *Bacteria*) в группе среднего обилия. Выявлен высокий отклик микробного сообщества погребенных почв при их реактивации.

Автор выражает благодарность Певзнер М.М. и Манучаровой Н.А. за помощь при проведении исследований. Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме ГИН РАН № 0135-2019-0059.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н., Стретович И.В., Демкин В.А. Микробиологические исследования палеопочв археологических памятников степной зоны // Почвоведение. 2010. № 2. С. 213–222.
2. Manucharova N.A., Kol'tsova E.M., Stepanov A.L., Demkina E.V., Demkin V.A., El'Registan G.I. Comparative analysis of the functional activity and composition of hydrolytic microbial complexes from the Lower Volga barrow and modern chestnut soils // Microbiology. 2014. V. 83. No 5. P. 674–683.
3. Кольцова Е.М. Структурно-функциональная характеристика гидролитической составляющей реликтовых прокариотных сообществ. Автореф. ... к.б.н. М.: МГУ, 2017. 18 с.
4. Bronk Ramsey C. OxCal program. Version 3.10. 2005. <http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal3/oxcal.htm>

БАЗА ДАННЫХ РАЗРЕЗОВ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И НАЧАЛА ГОЛОЦЕНА ДЛЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Н.В. Карпухина, И.С. Зюганова, В.В. Писарева, М.А. Фаустова

Институт географии РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, nvkarpukhina@igras.ru

Реконструкция динамики ландшафтов Фенноскандии и окружающих ее территорий в конце позднего валдая и начале голоцена является актуальной задачей, которая позволит проследить закономерности изменения ландшафтно-климатической обстановки за последние 20 тыс. лет в пределах разных секторов Скандинавского ледникового покрова (далее – СЛП). Последние обобщающие работы такого плана для Восточно-Европейской равнины были выполнены более 30 лет назад. С тех пор появились новые материалы, способные существенно откорректировать границы последнего ледникового покрова и имеющиеся реконструкции растительных сообществ в позднем валдае – начале голоцена.

Для создания детальных пространственных палеореконовструкций на четыре основных хроносреза (максимум похолодания в позднем валдае, аллеред, поздний дриас и пребореал) авторами была подготовлена база данных разрезов, в которых представлены отложения позднего плейстоцена и начала голоцена [1]. Большая часть разрезов расположена в пределах северо-западных и центральных районов Восточно-Европейской равнины.

Разработка БД выполнена в среде программ MS Excel и ArcGIS 10.3.1. и представлена в виде интерактивной веб-карты на базе ArcGIS On-line. На интерактивной карте разрезы показаны точками. В атрибутивной таблице каждой точки заключена следующая информация: название разреза; его местоположение (координаты); возраст отложений, встречающихся в разрезе (в виде индексов хроносрезам); ссылки и гиперссылки на публикации с результатами исследований разреза. Основным наполнением БД являются отсканированные нами публикации, содержащие литологическое описание разрезов и результаты их палеоботанических, а также радиоуглеродных и прочих исследований. При помощи гиперссылок с этими работами можно ознакомиться непосредственно в БД. К настоящему моменту БД содержит более ста разрезов. Большую часть точек составляют разрезы, в которых представлены

отложения, начиная от максимальной фазы последнего оледенения до пребореала.

Следует отметить, что в отличие от уже существующих БД, таких как «Paleolake» и «LGT – Holocene Fennoscandia» [2], в нашей БД особое внимание уделялось разрезам, опубликованным в отечественных сборниках и монографиях 1970-1990х гг., ныне труднодоступных как для зарубежных, так и для российских исследователей. Ранее в Институте географии РАН была создана палинологическая база данных «Микулино» [3], содержащая информацию по 103 разрезам. Однако в БД «Микулино» содержатся фрагментарные сведения о разрезах, выделенные из опубликованных работ. Создаваемая нами БД обобщает данные изучения разрезов, начиная с микулинского межледникового вплоть до раннего голоцена, и предоставляет возможность пользоваться материалами непосредственно из первоисточников, а также осуществлять наполнение БД новой информацией.

Работы выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-01033.

ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в Валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. 2017. № 57(3). С. 391–416.
2. Греков И.М., Сырых Л.С., Кошелева Е.А., Назарова Л.Б., Субетто Д.А. Применение геоинформационных баз данных в исследовании озёр Евразии // Астраханский вестник экологического образования. 2018. № 1 (43). С. 134–141.
3. Чепурная А.А., Лаврентьев Н.В. ГИС «Микулино» как инструмент для палеогеографических исследований динамики растительного покрова микулинского (эемского) межледникового // «География та туризм». Киев: КНУ, 2014. С. 258–267.

ФАУНА КОПЫТНЫХ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

А.В. Кисагулов

Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202, akis9119@gmail.com

При изучении истории фаун млекопитающих основным источником данных являются ископаемые костные остатки. Для голоцена одними из основных таких источников материалов являются археологические памятники. В биогеографическом отношении особый интерес вызывает Южное Зауралье. В широтном отношении регион включает лесостепную и степную природные зоны. В настоящее время для региона имеется большое количество определений костных остатков из археологических памятников [1–7]. Материалы датированы радиоуглеродным методом, по сопутствующей фауне, или по предметам человеческой культуры. Все это позволяет детально и поэтапно изучить историю формирования териофауны Южного Зауралья в голоцене. Рассматриваемый в этой работе период времени – от начала среднего голоцена до антропоцена. Местонахождения датируются четырьмя периодами голоцена: атлантический период (AT, 7500 – 5600 лет назад), суббореальный период (SB, 5600 – 2500 лет назад), субатлантический период (SA, 2500 лет назад – середина XVIII в.) (далее в таблицах будут использоваться эти обозначения периодов). В таблице 1 под современностью понимается состояние фауны на вторую половину XVIII в., начало активного промысла. В силу причин разного характера накопления костных материалов, в количественный анализ вошли материалы только из поселений людей. Чтобы нивелировать разницу в характере накопления костей разных таксономических и размерных групп крупных млекопитающих, количественный анализ проводился только внутри группы диких копытных млекопитающих. Данная группа выбрана нами из предположения о том, что представители группы добывались человеком с одной целью – получения мясной пищи. Данный фактор одинаково важен для разных групп древнего населения, поэтому мы считаем, что группа диких копытных млекопитающих может быть принята как тафономически однородная.

Материалом для данной работы послужили оригинальные и литературные данные о примерно 14000 костных остатках диких видов копытных млекопитающих из 128 голоценовых местонахождений Южного Зауралья. Всего в анализ пошли 10 видов копытных (табл. 1).

Таблица 1. Состав диких видов копытных млекопитающих Южного Зауралья в голоцене

Вид	природная зона	AT	SB	SA	современность
Тарпан	северная лесостепь	+	–	–	–
	южная лесостепь	–	–	–	–
	степь	–	+	–	–
Кулан	северная лесостепь	+	–	–	–
	южная лесостепь	–	+	–	–
	степь	–	+	–	–
Лось	северная лесостепь	+	+	+	+
	южная лесостепь	–	+	+	+
	степь	–	–	–	–
Сибирская косуля	северная лесостепь	+	+	+	+
	южная лесостепь	–	+	+	+
	степь	–	–	+	–
Благородный олень	северная лесостепь	+	–	+	+
	южная лесостепь	–	+	–	+
	степь	–	+	–	–
Гигантский олень	северная лесостепь	+	–	–	–
	южная лесостепь	–	–	–	–
	степь	–	–	–	–
Северный олень	северная лесостепь	+	+	+	+
	южная лесостепь	–	+	+	+
	степь	–	–	–	–
Первобытный тур	северная лесостепь	+	+	–	–
	южная лесостепь	–	+	–	–
	степь	–	+	–	–
Сайга	северная лесостепь	+	+	–	–
	южная лесостепь	+	+	–	–
	степь	+	+	–	+
Кабан	северная лесостепь	+	+	+	+
	южная лесостепь	–	+	–	+
	степь	–	+	–	–

В атлантическом периоде изучаемый район населяли все 10 видов копытных из представленных (табл. 1). Особенностью атлантического периода являются находки костей большерогого оленя.

В суббореальном периоде обнаружены костные остатки 9 видов копытных. Стоит отметить, что тарпан обнаружен лишь в раннем суббореальном периоде. Вероятно, он продолжал обитать в Южном Зауралье и позднее, однако, в дальнейшем возникает проблема видовой идентификации дикого тарпана и домашней лошади, кости которых не различаются по строению или размерам. К середине периода на территории, соответствующей современной степной зоне, появляется кабан. Тур перестает населять Южное Зауралье в середине суббореального периода.

В начале субатлантического периода в Южном Зауралье исчезают, или значительно уменьшают свою долю степные виды. Сайга представлена единичными находками ($n = 5$). Доля видов, приуроченных к древесной и кустарниковой растительности, увеличилась. Доминируют костные остатки сибирской косули (73%).

Также был выполнен анализ динамики экотопических групп копытных во второй половине голоцена. Для этого 10 видов копытных из местонахождений были разделены на виды, приуроченные к древесной и кустарниковой растительности (лось, сибирская косуля, благородный олень, гигантский олень, северный олень, кабан), и виды, приуроченные к открытым ландшафтам (тарпан, кулан, тур, сайга). В северной лесостепи доля костей «лесных» видов копытных была преобладающей во все периоды. В южной лесостепи доля костей лесных видов также преобладает над долей костей видов открытых ландшафтов. В степной зоне в АТ и SB доля костей видов, приуроченных к древесной растительности, была незначительной. Однако в SA более 99,8% костей принадлежит видам этой группы, из видов открытых ландшафтов найдена только сайга.

В течение второй половины голоцена прослеживается тенденция к увеличению доли видов, приуроченных к древесной и кустарниковой растительности, и уменьшению доли видов открытых ландшафтов. Эта тенденция коррелирует с данными палинологии, показывающими наступление южной тайги и лесостепи на юг в течение второй половины голоцена [8]. Изменение фауны копытных происходило как за счет вымирания степных видов в изучаемом регионе (тарпан, кулан, тур), так и за счет уменьшения их численности (сайга).

Таблица 2. Соотношение экотопических групп копытных

Природная зона	Период	I	II
Северная лесостепь	АТ	77%	23%
	SB	99,9%	0,1%
	SA	99,9%	0,1%
Южная лесостепь	АТ	99,6%	0,4%
	SB	95%	5%
	SA	99%	1%
Степь	АТ	12%	88%
	SB	5%	95%
	SA	100%	0%

I – виды, приуроченные к древесной и кустарниковой растительности, II – виды открытых ландшафтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов Н.Г. Ландшафтная интерпретация новых данных по фауне андроновских памятников Зауралья // Вопросы археологии Урала. 1975. Т. 13. С. 32–41.
2. Косинцев П.А. Костные остатки животных из укрепленного поселения Аркаим // Археологический источник и моделирование древних технологий: труды музея-заповедника Аркаим. Челябинск: Ин-т истории и археологии УрО РАН, 2000. С. 17–44.
3. Германов П.Г., Косинцев П.А. Костные остатки из поселения поздней бронзы Дружный I в Южном Зауралье // Культуры древних народов степной Евразии и феномен протгородской цивилизации Южного Урала (Материалы 3 Междунар. науч. конф. «Россия и Восток пробл. взаимодействия»). 1995. Т. 5. № кн. 2. С. 116–119.
4. Зданович Г.Б. и др. Археологический атлас Челябинской области. Вып. 1. Степь-лесостепь. Кизильский район. Челябинск: Южно-Уральское книжное издательство, 2003. 240 с.
5. Косинцев П.А., Бачура О.П. Фауны млекопитающих в позднем плейстоцене и голоцене на Южном Урале // Вестник ОГУ. 2010. Т. 12. № 118. С. 42–48.
6. Рябогина Н.Е. и др. Палеоботанические и археозоологические исследования на городище Борки I (Приишимье в начале I тыс. до н.э.) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2015. Т. 4. № 31. С. 157–164.
7. Косинцев П.А. и др. Животноводство у населения Южного Зауралья в эпоху поздней бронзы // Мат. IV Всероссийской науч. конф. «Динамика современных экосистем в голоцене.» М.: Т-во научных изданий КМК, 2016. С. 102–104.
8. Зах В.А., Рябогина Н.Е. Ландшафты и человек в среднем и позднем голоцене лесостепного Тоболо-Ишимья // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. Т. 4. С. 85–100.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ФАУНА ИЗ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО АРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ИСТОЧНИКАМ

А.М. Клементьев

Институт земной коры СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, klem-al@bk.ru

В нашей работе была привлечена информация по фауне известной из археологических объектов западного и восточного Забайкалья. В недавних работах [1, 2] были обобщены фаунистические сведения, известные в границах западного Забайкалья. За последние годы автором была получена новая информация при обработке палеофаунистических остатков с археологических объектов. Границы территории исследования расширились вплоть до юго-восточных районов Забайкальского края.

Прежде всего необходимо отметить большой массив данных для хуннского времени бассейна реки Селенги. Помимо погребальных комплексов в последние годы активно ведутся раскопки городищ и поселений этой эпохи. В результате обработки археозоологических коллекций Иволгинского городища были получены сведения о домашней и промысловой фауне Иволгинской впадины раннего железного века (рубеж эр). Видовой состав домашних животных с Иволгинского городища был определен В.И. Бибиковой по материалам 1949-1950 гг. раскопок [3, стр. 299]. При этом было установлено и ранжирование остатков домашних животных: КРС, МРС, лошадь, собака, свинья. Были определены также единичные кости яка и верблюда. В.Е. Гарутт и К.Б. Юрьев [4] установили присутствие промысловых видов: лисицы, оленя и косули. По результатам новых определений промысловые виды пополнились зайцем-беляком, тарбаганом, бурым медведем, кабаргой, лосем и дзереном. Эти данные подтверждают обитание дзерена в бассейне Селенги в позднем голоцене, ранее известного для объектов Ильмова Падь и Санный Мыс [1]. Доминирующая роль КРС характеризует стационарный тип животноводства. Соотношение остатков промысловых видов свидетельствует о доминировании в добыче косули и беляка. Другие виды немногочисленны. На хуннском поселении Нижний Мангиртуй были встречены остатки домашних видов, а также кости промысловых зверей (зайца, косули и благородного оленя). Обитание зайца-беляка, кабарги, косули, благородного оленя вплоть до русского освоения подтверждается археозоологическими коллекциями Удинского острога [5]. На юге Забайкалья известны сведения о фауне среднего голоцена [6]. Здесь исследованы пещерные местонахождения и стоянки с фауной, приуроченной

к эпохам неолита, бронзового века и средневековья. Для Егоркиной пещеры, культурной горизонт которой датирован 3760 ± 40 л.н. (ЛЕ-2064), костей животных в слое не известно. Но были сделаны поверхностные сборы костей волка, лисицы, зайца, кабарги, косули (определение автора), которые можно датировать поздним голоценом – этнографической современностью. Для Кристинкиной пещеры известны находки костей животных в культурном слое эпохи позднего неолита: марала, бурого медведя, косули, кабарги, лисицы, зайца, соболя, собаки, лошади (?), пищухи [6].

В результате обработки остеологической коллекции из пещеры Долганская Яма для позднего голоцена Витимского плоскогорья было установлено обитание красного волка, лисицы, соболя, рыси, кабана, косули, изюбря, зайца в дополнение к ранее известным серому волку, росомaxe, колонку, кабарге [6].

Для Забайкальского края с объектов голоценового времени стабильно указываются домашние копытные [7-9]. В продолжение работ Н.Д. Оводова (предварительные определения), автором были получены палеофаунистические сведения по археологическим объектам Будулан, Арын-Жалга, Молодовск, Кондуйский городок, Окошки. Для Будуланской стоянки [10] из раскопок 1970 и 1973 гг. определены кости корсака, барсука, степного хоря, сурка, зайца, косули, благородного оленя, лося, кабана (?), дзерена, лошади, крупного и мелкого рогатого скота, по наличию домашних видов и сохранности относящиеся к бронзовому веку. Для стоянки Арын-Жалга [1, 7] по материалам раскопок 1970 г. года определены собака, барсук, лошадь, косуля, благородный олень, лось, кабан, крупный бовид, дзерен. В более позднее время были получены материалы [12], позволившие дать характеристику неолитической домашней собаке из этого объекта [13], с привлечением материалов по собакам с объектов Прозжая I и Большая Канга I [14]. В 1974 г. на стоянках Молодовск и Фирсово были раскопаны кости лошади, косули и благородного оленя [11]. Сведения о неолитической фауне Шилкинской пещеры приводит А.П. Окладников [15]: здесь были найдены кости волка, собаки, лисицы, рыси, соболя, хорька, ласки или горностая, летяги, белки, дальневосточного пасюка, ал-

тайской пищи, зайца-беляка, барабинского хомячка, сурка, кабарги, благородного оленя, лося, кабана, горного барана (?). Предаварительные определения фауны Кондуйского городка показывают присутствие как домашних видов (лошадь, корова и мелкий рогатый скот, верблюды), так и промысловых тарбагана, кулана, косули и благородного оленя. Интересна находка верблюда, единичная кость которого также была найдена на объекте Окошки.

Остатки верблюда-бактриана, которые можно датировать позднеголоценовым временем, были обнаружены вблизи озера Ножий [16]. Для окрестностей озера известна фауна из археологических разновозрастных объектов. В неолитических погребениях были отмечены изделия из клыков кабана [11]. Определение костей из раскопа 1975 года показало присутствие волка, лисицы, барсука, сурка, лошади, благородного оленя, дзерена.

Фактически на сегодняшний момент продолжается накопление фактического материала по голоценовой фауне Забайкалья. В то же время отдельные палеофаунистические объекты требуют рассмотрения вопросов происхождения, биогеографии, морфологии млекопитающих и других групп животного мира голоцена Забайкалья.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Плассеева Н.А., Клементьев А.М.* Крупные млекопитающие Прибайкалья в голоцене // Зоологический журнал. Т. 97. № 5. 2018. С. 599–612.
2. *Клементьев А.М., Морозов О.Н., Кобылкин Д.В.* Голоценовая фауна из пещеры Долганская Яма (северное Забайкалье) и ее зоогеографическое значение // Вопросы географии. Сб. 147. Спелеология и карстоведение. М.: Издательский дом «Кодекс», 2018. С. 252–267.
3. *Давыдова А.В.* Иволгинское городище (к вопросу о гуннских поселениях в Забайкалье) // СА. XXV. 1956. С. 261–300.
4. *Гарутт В.Е., Юрьев К.Б.* Палеофауна Иволгинского городища по данным археологических раскопок 1949–1956 гг. // Археологический сборник. № 1. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1959. С. 80–82.
5. *Klementiev A.M., Bazarov V.A., Miyagashev D.A., Itenokhiev N.V.* Transbaikalian archaeozoology of the Russian Period: Materials from the Udinskiy Fort // International Journal of Historical Archaeology. 2019. V. 23. Is. 3. P. 710–727.
6. *Константинов М.В., Екимова Л.В., Верецагин С.Б.* Таежный Чикой на рубеже камня и бронзы. Чита: ЗабГУ, 2016. 247 с.
7. *Асеев И.В.* Юго-Восточная Сибирь в эпоху камня и металла. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2003. 208 с.
8. *Харинский А.В., Номоконова Т.Ю., Ковычев Е.В., Крадин Н.Н.* Останки животных в монгольских захоронениях XIII–XIV вв. могильник Окошки I (юго-восточное Забайкалье) // РА. 2014. № 2. С. 62–75.
9. *Васильев С.К., Алкин С.В.* Фаунистические остатки из средневекового Усть-Чернинского городища в Юго-Восточном Забайкалье // Universum Gumanitarium. 2017. № 2. С. 150–162.
10. *Гришин Ю.С.* Бронзовый и ранний железный века восточного Забайкалья. М: Наука, 1975. 136 с.
11. *Окладников А.П., Кириллов И.И.* Юго-Восточное Забайкалье в эпоху камня и ранней бронзы. Новосибирск: Наука, 1980. 176 с.
12. *Филатов Е.А., Федорова Н.С.* Захоронение собаки на поселении Арын-Жалга в восточном Забайкалье // Забайкалье историческое: материалы региональной научно-практической конференции, посвященной Году истории в России. Чита: ЗабГУ, 2012. С. 7–9.
13. *Losey R.J., Osipov B., Sivakumaran R., Nomokonova T., Kovychev E.V., Diatchina N.G.* Estimating body mass in dogs and wolves using cranial and mandibular dimensions: application to Siberian canids // Int. J. Osteoarchaeol. 2014. V. 25(6). P. 946–959.
14. *Losey R.J., Nomokonova T., Fleming L.S., Kharinskii A.V., Kovychev E.V., Konstantinov M.V., Diatchina N.G., Sablin M.V., Iaroslavtseva L.G.* Buried, eaten, sacrificed: Archaeological dog remains from Trans-Baikal, Siberia // Archaeological Research in Asia. 2018. V. 16. P. 58–65.
15. *Окладников А.П.* Шилкинская пещера – памятник древней культуры верховьев Амура // МИА. 1960. № 86. С. 9–71.
16. *Стремечкая Е.О., Колесников Д.В.* Результаты изучения остатков верблюда *Camelus bactrianus*, оз. Ножий // Труды Томского государственного университета. Т. 280. Сер. геолого-географическая: Современные проблемы географии и геологии: Матер. Всерос. молодежной науч. конф. с междунар. участием. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2011. С. 231–233.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

В.Л. Коломиец^{1,2}, Р.Ц. Будаев¹, Ю.В. Рыжов³, И.Ю. Овчинников⁴

¹ Геологический институт СО РАН, 670047, РФ, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, д. 6а, kolom@ginst.ru

² Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, 670000, РФ, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, д. 24а

³ Институт земной коры СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, 630090, РФ, г. Новосибирск, пр. Академика Коптюга, д. 3

Глобальное потепление климата и сопутствующие ему природные и антропогенные процессы стали за последние десятилетия одними из важных научных и социальных проблем современности. В числе основных процессов, связанных с развитием глобальных климатических потеплений, является изменение увлажненности внутриконтинентальных районов. Они могут привести к его аридизации и связанного с ней процесса опустынивания. В эпохи иссушения происходило формирование дефляционных форм рельефа и аккумуляция лессов и эоловых песков, образующих покровы, дюны и другие положительные формы рельефа. В гумидные и семиаридные стадии происходило образование почв и аквальных осадков.

Известно, что для реконструкции климата и природной среды прошлого широко используются иссле-

дования палеопочвенных горизонтов, которые к тому же можно достоверно датировать радиоуглеродным методом [1].

В придельтовой части долины р. Селенга (разрез Бараний Мыс, Усть-Селенгинская впадина) дефляционными процессами охвачена вторая надпойменная терраса Селенги высотой 8–10 м. В типичном разрезе одного из останцов террасы в верхней части залегает покровный эоловый слой, представленный мелкозернистым неслоистым песком мощностью до 0,4 метра. Он перекрывает погребенную почву темно-серого цвета, обогащенную гумусом и обугленными растительными остатками, из которой была получена радиоуглеродная дата 855 ± 65 лет (СОАН-7676) (табл. 1). В климатостратиграфической шкале голоцена этому времени соответствует окончание Средневекового те-

Таблица 1. Радиоуглеродные даты погребенных почв бассейна р. Селенга

Впадины	Разрезы	Периоды голоцена			
		Субатлантический	Суббореальный	Атлантический	Бореальный
Усть-Селенгинская	Бараний Мыс	855 ± 55			
	Нюки	300 ± 50 780 ± 60 2125 ± 55	5010 ± 90		
Иволгино-Удинская	Стратотип кривоярской свиты	890 ± 45 1340 ± 50	2735 ± 75		9870 ± 245
			5060 ± 155		
				7620 ± 180	
	Силикатный	1695 ± 95		6195 ± 20	
	Иволга	930 ± 35 1591 ± 46	4325 ± 35 5201 ± 65	6496 ± 58	
	Онохой	2440 ± 45			
Гусиноозерская	Барун-Хундуй		3150 ± 80		
Чикойская	Староселенгинск		4270 ± 100 5260 ± 110	6255 ± 105 6940 ± 145	
	Большой Луг	современный			
	Усть-Чикой	современный			

плого периода (1600–900 лет назад), сменившегося затем этапом похолодания (Малый ледниковый период, 880–350 л. н.), с которым, вероятно, связан следующий этап активизации эоловых процессов исследованного района.

В приустьевой части р. Кабанья распространены дюны высотой 8–9 м, осложняющие поверхности низких террас Селенги. Дюны сложены мелкозернистыми песками, в отдельных разрезах которых отмечаются до 4 горизонтов погребенных почв (разрез Ньюки). Из этих почв получены радиоуглеродные даты: 5010 ± 90 (СОАН-8115), 2125 ± 55 (СОАН-8114), 780 ± 60 (СОАН-8113) и 300 ± 50 лет (СОАН-8112). Последние две даты подтверждают данные о почвообразовании в Средневековом теплом периоде и наступившим позднее этапе аридизации климата. Четвертая дата свидетельствует о кратковременности холодного периода, сменившегося периодом потепления и увлажнения: в начале XVIII века климатические условия района изменились – стало значительно холоднее и суше, вновь активизировались дефляционные процессы.

В Иволгино-Удинской впадине изучена верхняя часть толщи стратотипа кривоярской свиты до глубины 14 м в уступе высокого надпойменного уровня р. Селенга (г. Улан-Удэ, ул. Прямая). Особенностью этой части разреза является мощная, не менее 13,5 м, ветровая его переработка. Прерывистость эоловой деятельности зафиксирована наличием шести горизонтов погребенных почв на интервалах 0,65–0,70, 0,9–1,0, 3,10–3,25, 8,50–8,65, 10,30–10,45 и 11,2–11,8 м (СОАН-8368 – СОАН-8373).

Здесь же, в 1,5 км к юго-западу от пос. Силикатный (юго-западная промышленная зона г. Улан-Удэ) изучен подгорный шлейф до глубины 4,3 м, содержащий от 5 до 7 горизонтов погребенных почв, которые характеризуются невыдержанным простираем. Из двух, самых устойчивых по мощности и залеганию (1,0–1,4, 3,0–3,6 м) слоев получены радиоуглеродные датировки (СОАН-8375, СОАН-8374).

Террасовидную поверхность в 1,5 км к юго-западу от пгт. Иволгинск (разрез Иволга) пересекает древний лог глубиной 8 м, в среднюю и нижнюю часть которого врезан современный, растущий 6-метровый овраг, в стенке которого выделяется 12 погребенных почвенных слоев. В университете г. Байройт (ФРГ) получены следующие радиоуглеродные даты: профиль-I (10-й слой на глубине 3,4 м – 4325 ± 35 , 12-й слой на гл. 5,1 м – 5201 ± 65). Из профиля-II – две погребенные почвы: 1-й слой (верхний) на гл. 1,15 м – 930 ± 35 и (нижний) на гл. 1,7 м – 1591 ± 46 , 2-й слой на гл. 2,35 м – 6496 ± 58 [2].

Венчающий разрез 15-метровой террасы р. Уда (разрез Онохой) на интервале до 2,0 м горизонт пред-

ставляет собой ветровое образование, состоящее из средне-мелкозернистого песка со слоем погребенной почвы (0,8–1,1 м) образовавшейся в начале субатлантикского периода (СОАН-8376).

В устьевой части пади Барун-Хундуй (одноименный разрез в Гусиноозерской впадине) исследованы два разновозрастных комплекса эоловых мезоформ рельефа – современного и более древнего. Современный эоловый рельеф представлен дефляционными котловинами (глубина до 8–10 м, ширина до 80–100 м, длина до 300 м) и буграми навевания (высота до 8–10 м, длина до 300 м) юго-восточного простираения. Дефляционным процессам подвергнут уступ 20-метровой надпойменной террасы р. Селенга, в котором до глубины 1,3 м залегают пески эолового происхождения с почвенным горизонтом, из которого получена радиоуглеродная дата (СОАН-9700), соответствующая суббореальному периоду.

В прислонении к основанию разреза Староселенгинск (высокий террасоувал р. Селенга высотой 50–60 при впадении р. Чикой в Селенгу) получены радиоуглеродные датировки 4 горизонтов погребенных почв, залегающих на интервалах 0,73–0,76, 1,2–1,58, 1,72–1,80 и 3,80–4,00 м, сформированные в суббореальный и атлантикский периоды (СОАН-9694 – СОАН-9697).

Кроме того, из Чикойской впадины получены две современные датировки почв из разреза Большой Луг (глубина отбора 0,6–0,7 м, СОАН-9698) и разреза Усть-Чикой (0,10–0,25 м, СОАН-9701).

Таким образом, на основании изучения разрезов рыхлых отложений в бассейне р. Селенга, главным образом эолового происхождения, содержащих горизонты погребенных почв, установлены многократные вариации климата в голоцене. Данный процесс имел, несомненно, циклический характер, наиболее ярко проявившийся в субатлантикском периоде (до пяти смен этапов аридизации стадиями увлажненности). Впервые для Байкальского региона восстановлена хронология эпизодов активизации эоловой деятельности вследствие усиления иссушения климата. Литологический состав изученных разрезов свидетельствует о перекрытии почв песчаным и пылевато-песчаным материалом эолового генезиса. Радиоуглеродное датирование серий погребенных гумусовых горизонтов позволяет выделить и скоррелировать временные интервалы климатического потепления и увлажненности 780–930, 1300–1400, 1600–1700, 2100–2400, 2700–2800, 3000–3200, 4200–4400, 5000–5300, 6200–6500, 6900–7600 и 9600–10200 л. н. Следовательно, эти данные являются региональными показателями палеоклиматического отклика природной среды юга Байкальской Сибири на глобальные процессы ландшафтно-климатических изменений в Центральной и Северной Азии [3].

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 17-29-05064_офи_м

ЛИТЕРАТУРА

1. *Dobretsov N.L., Zykin V.S., Zykina V.S.* Structure of the Pleistocene Loess-Soil Sequence of Western Siberia and Its Correlation with the Baikalian and Global Records of Climatic Change // *Doklady Earth Sciences*. 2003. 391A. P. 921–924.

2. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Андреева Д.Б.* Голоценовые палеоклиматы Байкальского региона (по результатам исследований палеопочв) // *Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена*. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2015 года». Москва: Географический фак-т МГУ, 2015. С. 85–87.

3. *Зыкин В.С.* Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозойе юга Западной Сибири. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2012. 487 с.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОНИНСКОЙ ВПАДИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец^{1,2}, Л.В. Лбова^{3,4}

¹ Геологический институт СО РАН, 670047, РФ, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, д. 6а, kolom@ginst.ru

² Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, 670000, РФ, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, д. 24а

³ Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, РФ, г. Новосибирск, пр. Академика Лаврентьева, д. 17, lboval@ngs.ru

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, РФ, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2

Онинская впадина представляет собой один из фрагментов Средне-Удинской мезозойской межгорной депрессии забайкальского типа, структура которой входит в северо-западную зону Селенгино-Витимского синклинория и своей границей примыкает к Байкальскому сводовому поднятию. Протяженность впадины – около 22 км при ширине 7,5 км. К центральной части ее днища приурочены низовья долины р. Она, которая является одним из полноводных правых притоков р. Уда. Ширина русла – 20-30 м, глубина до 1,5 м, скорость течения 0,5-0,8 м/с при среднем уклоне 0,95 м/км. Р. Она имеет систему проток с меандрирующими руслами, поверхности ее пойм покрыты луговой растительностью, местами кустарником и кое-где заболочены. Надпойменные террасы – сухие и остепненные. Аллювиальные образования Уды и Оны представлены песками, гравием, галечником, общая мощность которых достигает 100 м.

С севера, востока и юга Онинскую впадину обрамляют хребты Хомские гольцы, Зусы и Худанский. Хр. Хомские гольцы составляет часть юго-западного крыла морфоструктуры хр. Улан-Бургасы – междуречье рр. Курба и Она [1]. По своему морфологическому облику это горст-антиклинальное поднятие, его ширина по простиранию выклинивается с юго-запада на северо-восток от 35 до 15 км. В том же направлении проходит вначале нарастание абсолютных высот от 1000 до 1789 м, а затем – их некоторое снижение. С северо-востока

Онинскую впадину обрамляет система низкогорных гряд от хр. Зусы, разделяющего бассейны рр. Она и Уда. Низкогорные гряды образуют здесь междувпадинную перемышку с Верхне-Удинской депрессией в виде чередования линейно вытянутых вершин и широких седловин северо-восточного простирания с относительными превышениями над р. Она до 500 м. Южную часть впадины ограничивают отроги Худанского хребта, представляющие собою низкогорные возвышенности с пологими слаборасчлененными склонами и плоскими водоразделами.

Смена палеогеографической обстановки на рубеже позднего плейстоцена и голоцена способствовали активизации склоновых процессов и в меньшей степени – речной эрозии. В нижних частях склонов формировались осадочные толщи сложного генезиса: эолово-пролювиально-делювиальные, пролювиально-делювиальные, местами перекрывавшие накопленные ранее осадки речных террас.

Голоценовые образования представлены склоновыми и отложениями временных потоков. Склоновые отложения состоят из смеси частиц разной размерности: включениями крупных, средних и малых глыб, щебнем (2%), дресвой (до 30%), песками (до 50%) с преобладанием грубо- и крупнозернистых разностей и пелита (до 20%). Толща в целом неслоистая, распределение обломков хаотичное с увеличением их количества к коренному ложу. Отдельные маломощные горизонты име-

ют признаки слабо выраженной косой слоистости, угол наклона которой соответствует наклону поверхности склона. Осадки не сортированы.

К данным образованиям отнесены верхние части разрезов Хотык и Хотогой-Хабсагай, являющиеся основными культуровмещающими геоархеологическими объектами данного региона. Разрез Хотык приурочен к верхней и средней части шлейфа, перекрывающего низкий террасовый комплекс р. Она. Гипсометрия зоны распространения археологических материалов – 15–23 м над уровнем р. Она, в абсолютном исчислении – 705–728 м. Зона распространения подъемного материала на разрезе Хотогой-Хабсагай приурочена к шлейфу, сочленяющему низкий террасовый комплекс Оны и скальные дайки горы Хотогой-Хабсагай. Относительная гипсометрическая отметка – 22 м над уровнем р. Она (абсолютная высота 703 м). По своему генезису отложения, слагающие осадочную толщу данных разрезов, являются делювиально-пролювиальными (слои 1–3, глубина до 0,5 м). Гравийный прослой, зафиксированный в обоих разрезах, как представляется, свидетельствует об усилении склоновых процессов, что может быть связано с увлажнением климата в суббореальный период голоцена – 3,5–4 тыс. л.н.

Отложения временных потоков и их конусов выноса представлены обломочно-песчаным материалом с примесью алевритово-глинистого субстрата (5%); обломки – дресва, мелкий щебень и единичные глыбы (до 20–25%). Характер залегания обломков хаотичный, распределение их по всему горизонту примерно одинаковое. В песчаной фракции гранулометрического спектра весомая часть (70–75%) принадлежит средне- и крупнозернистой размерности. Наблюдается неотчетливо выраженная субгоризонтальная слоистость, обусловленная структурными различиями – колебанием содержания щебнисто-дресвяных включений и алевритово-глинистого матрикса. Мощность прослоев от 1–3 до 10–12 см. Крупные обломки слабой окатанности (1–2 класс) по плоскости напластования имеют белую тонкую карбонатную пленку и покрыты «рубашкой» из цементированных частиц.

Осадки не сортированы или плохо сортированы (стандартное отклонение $\sigma = 2,1-5,2$), что, безусловно, свидетельствует о весьма незначительном расстоянии транспортировки субстрата перед его осаждением. Положительный коэффициент асимметрии ($sk = 1,7-4,6$) определяет относительно высокую энергетику среды седиментации. Значения эксцесса положительны ($|\sigma| = 13,1-25,4$), что указывает на постоянный привнос новых порций обломочного материала, а также стабильные тектонические условия седиментации.

С глубины 0,3–1,0 м (разрез 3012) получен спорово-пыльцевой спектр, в котором присутствует пыльца травянистых – 37,8%, древесно-кустарниковых растений – 32,4% и споры – 29,8%. Древесно-кустарниковые породы представлены сосной обыкновенной и березой. Травянистая часть состоит из злаковых, осоковых, лютиковых, первоцветных и полыни. В группу спор входят папоротниковые, кочедыжники, плауны, грибы. Учитывая приведенные выше данные, можно полагать, что во время накопления слоя существовали похожие на современные сосново-березовые редколесья. Климатические условия были несколько влажнее современных, так как в споровой части спектра определены роды влажных местообитаний. Среднегодовая температура в это время была -2°C , среднеянварская составляла -20°C , среднеиюльская $+16...-17^{\circ}\text{C}$; среднегодовое количество осадков порядка 420–430 мм [2].

Позднеголоценовый этап характеризуется образованием широких, остепненных, местами заболоченных пойм водотоков на участках унаследованных ими долин и впадин. На лишенных растительности песчаных террасах и днище р. Она происходит дефляция и возникает эоловый микрорельеф разного типа, формирование которого может быть обусловлено как усилением засушливости климата, так и хозяйственной деятельностью человека.

Современный климат Юго-Западного Забайкалья характеризуется как резкоконтинентальный. Здесь господствует азиатский антициклон, наблюдаются резкие перепады температур, их среднемесячная амплитуда достигает $15-16^{\circ}\text{C}$. Расчлененность рельефа влияет на микроклиматическую вариабельность радиационного баланса поверхностей гор и равнин. Изменение температуры воздуха сопряжено с прохождением северо-западных фронтов и монгольским антициклоном. Хребты Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, высотой не более 2000 м, не являются препятствием для проникновения зимой холодного воздуха. Наиболее увлажненные северо-западные склоны благоприятны для развития лесной растительности, тогда как юго-восточные и южные – более теплые и сухие.

Онинская впадина и ее горное обрамление расположены на границе горно-таежной и лесостепной зон, где заметен переход от одних природных условий к другим. Растительный покров котловины отражает незначительную высотную поясную зональность, а также особенности, связанные с различиями макросклонов горных хребтов. На горных вершинах преобладают кедрово-лиственничные, бруснично-багульниковые леса.

Участки лесов на склонах хребтов сформированы сосной обыкновенной, лиственницей, кустарниками

(осиной, ивой, боярышником, черемухой, ильмовником, багульником, караганой). Степная растительность представлена сообществами смешанного типа: мелкодерновинно-злаковыми, типчачковыми и мятликовыми в сочетании с зарослями степных кустарников, полыньными, низкотравными, частью остепненными лугами с ерниковыми группировками.

Среднегодовая температура здесь $-2...-2,5^{\circ}\text{C}$, среднеянварская -24°C , среднеиюльская $+19^{\circ}\text{C}$. Количество осадков в хребтах составляет 400 мм/год, во впадинах – 230 мм/год [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфо-структура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.

2. Лбова Л.В., Резанов И.Н., Коломиец В.Л., Савинова В.В., Дергачева М.И., Вашукевич Н.В., Перевалов А.В., Резанова В.П., Калмыков Н.П. Изменения природной среды и климата в позднем плейстоцене и голоцене в центральной зоне Западного Забайкалья по данным геоархеологических объектов Онинского комплекса // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. Вып. 2. С. 288–301.

ЛИТОЛОГИЯ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОГО ОЗЕРА ОСТРОВА ОЛЕНИЙ В КАНДАЛАКШСКОМ ЗАЛИВЕ БЕЛОГО МОРЯ

В.В. Колька¹, Т.С. Шелехова², Н.Б. Лаврова², О.П. Корсакова¹

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184209, РФ, г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14, kolka@geoksc.apatity.ru

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, 185910, РФ, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11, shelekh@krc.karelia.ru

В настоящей статье представлены новые литологические и микропалеонтологические данные, полученные при изучении донных отложений малого безымянного озера ($67^{\circ}05'04''$ с.ш., $32^{\circ}23'47''$ в.д.), расположенного на острове Олений в акватории Кандалакшского залива Белого моря. Работы выполнялись для выявления особенностей формирования донных отложений в условиях позднеледниковых и голоценовых тектонических перемещений земной коры в пределах такой тектонической структуры Фенноскандинавского кристаллического щита, как Колвицкий грабен.

Материалом для комплексных исследований и ¹⁴C датирования, послужила колонка донных отложений, длиной 1,1 м, полученная ручным бурением. В изученной колонке по визуальным признакам была предварительно установлена регрессивная последовательность осадков: фаций III (морские), IV (переходной зоны от морских к пресноводным) и V (пресноводные) [1]. Впоследствии принадлежность конкретных отложений к указанным фациям была скорректирована диатомовым анализом. Литологический разрез донных осадков представлен на рисунке 1. Из разреза донных осадков озера было получено 4 ¹⁴C-датировки (Рис. 1). Для образца 4 отмечается инверсия возраста. Подробный геохимический анализ донных осадков бореальных

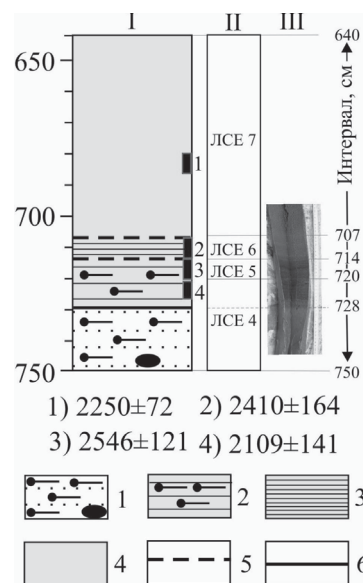


Рисунок 1. Разрез донных отложений из котловины озера, расположенного на острове Олений (I), выделенные литолого-стратиграфические единицы (II), фотография последовательности донных отложений (III). Условные знаки: 1 – песок с алевритом, единичными зернами гравия; 2 – переслаивание гиттии и алеврита; 3 – гиттия тонкослоистая; 4 – гиттия монотонная; переходы между слоями: 5 – постепенный; 6 – резкий. Радиоуглеродные пробы обозначены прямоугольниками с номерами, внизу – калиброванный возраст.

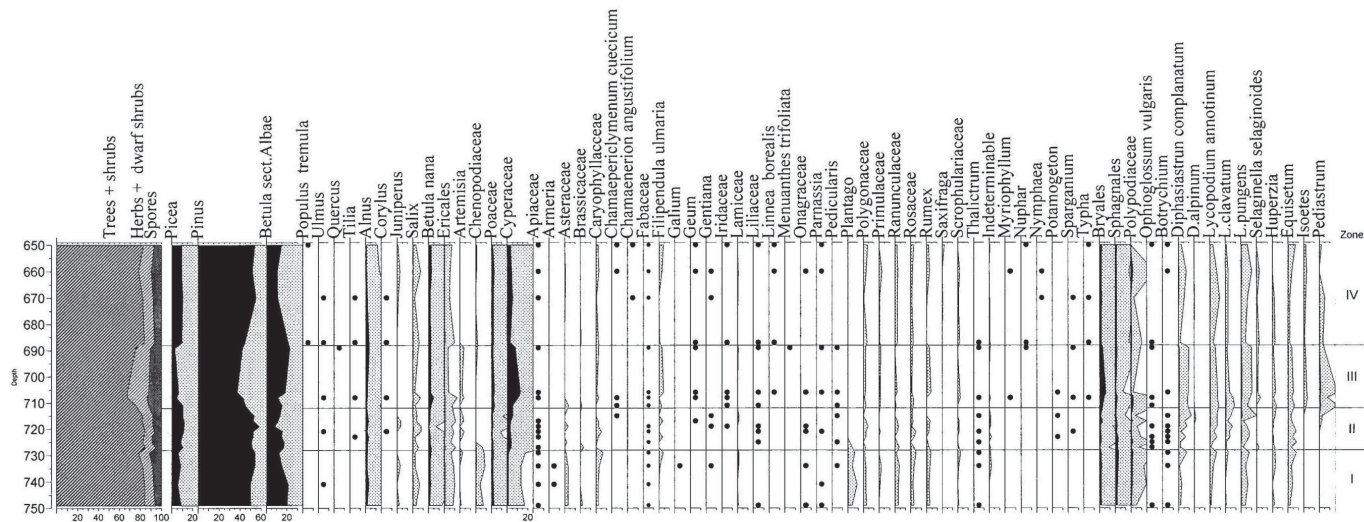


Рисунок 2. Спорово-пыльцевая диаграмма, отражающая изменение растительности в позднем голоцене в районе острова Олений (аналитик Н.Б. Лаврова).

озер, подвергавшихся ^{14}C -датированию, и особенности такого датирования описаны ранее и позволяют объяснить полученную инверсию возраста наличием в осадках деплетированного углерода [2].

Изучение спор и пыльцы выполнено для определения фаз развития растительности, зависящих как от климатических изменений, так и от непосредственного влияния на фитоценозы положения береговой линии моря. В результате были выделены 4 палинозоны (ПЗ),

представленные на спорово-пыльцевой диаграмме (Рис. 2).

Для выявления палеоэкологических условий формирования осадков и уточнения их фациальной принадлежности, установленной визуально по литологическим признакам (Рис.1), в осадочной последовательности изучены комплексы диатомовых водорослей, их видовой состав (Рис. 3а), экологическая специализация (Рис. 3б).

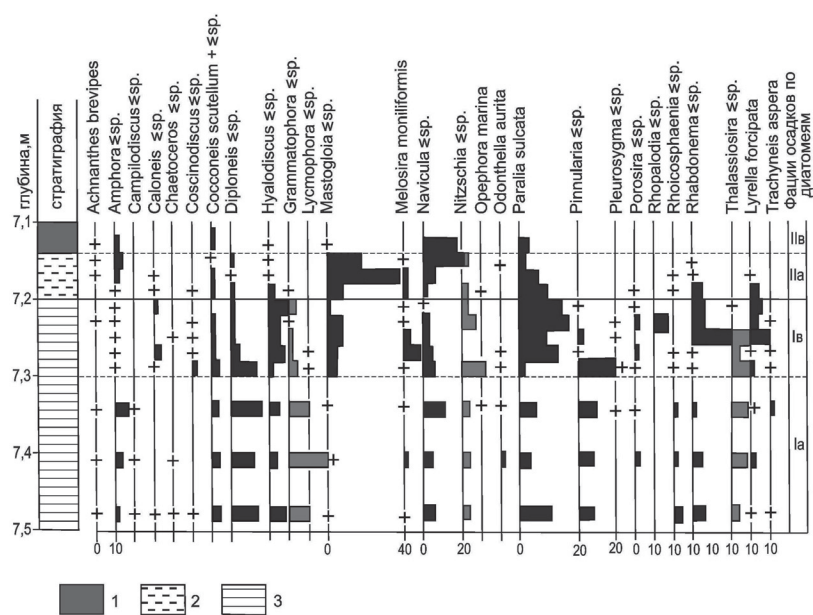


Рисунок 3а. Распределение диатомей в осадках исследованного озера на о. Олений (аналитик Т.С. Шелехова). 1 – пресноводные осадки; 2 – осадки переходной зоны; 3 – морские осадки.

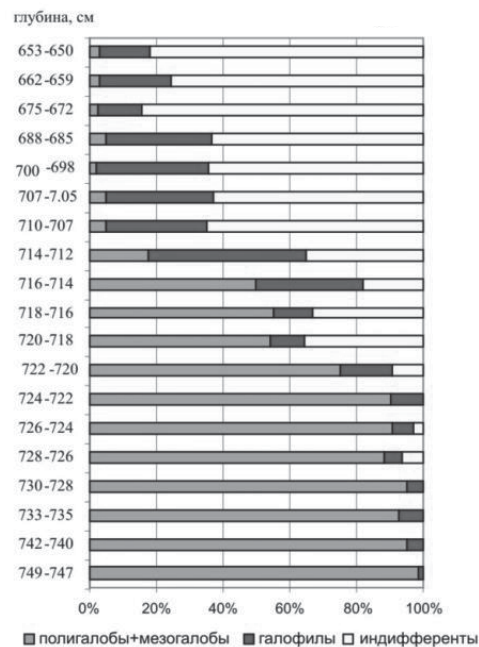


Рисунок 3б. Процентное соотношение видов диатомовых водорослей в донных осадках водоема в зависимости от изменения солёности воды.

Обсуждение результатов и выводы. Накопление донных осадков исследуемого озера относится ко времени региональной позднеголоценовой регрессии береговой линии моря. Осадочная последовательность сложена стратогенами, или литолого-стратиграфическими единицами (*ЛСЕ*), соответствующими этим условиям [3]. Морские осадки в интервале 750–720 см (рис. 1) соотносятся с *ЛСЕ 4* по [3]. Отличительными ее признаками является следующее: к верхней границе этой *ЛСЕ* кривые пыльцы *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Plantago maritima*, *Rumex* прерываются (рис.2), а в диатомовых комплексах отмечается абсолютное преобладание полигалобов и мезогалобов (Рис. 3б). Причем в составе диатомовых сначала преобладали планктонные виды, позже – литоральные и донные формы. Обмеление моря здесь связано с быстрой регрессией его береговой линии, на что указывает резкий, несогласный литологический контакт алевритов и слоистой гиттии (Рис. 1).

В изученном озере *ЛСЕ-5* соотносится с осадками интервала 720–714 см (рис. 1), которые накапливались в условиях значительного опреснения бассейна. В составе диатомового комплекса отмечена малая доля поли- и мезогалобов и возрастание доли галофилов (Рис. 3б). Это отразилось в уменьшении численности видов *Paralia sulcata*, доминировании донных родов *Mastogloia* spp., *Navicula* spp. Об опреснении водоема свидетельствует и появление в осадках единичной пыльцы водных растений (*Potamogeton*, *Sparganium*), спор *Isoetes* и колоний водорослей *Pediastrum* (Рис. 2).

ЛСЕ 6 (осадки меромиктического озера), соответствует интервалу глубин 714–707 см (Рис. 1). Эти осадки формировались на завершающей стадии отделения водоема. В интервале 714–707 см доля морских диатомовых форм снижается с 50% до 18%, а содержание галофилов возрастает до 50%, соответственно расширяется (до 32%) спектр пресноводных форм (рис.3.б).

Осадки пресноводного водоема, формировавшиеся после изоляции котловины от морского бассейна, или *ЛСЕ 7* по [3], соответствуют интервалу 707–640 см (Рис. 1).

На побережье Кандалакшского залива похожие осадочные последовательности, сложенные таким же набором стратогенов, были изучены ранее в малых

озерных котловинах, расположенных на низких гипсометрических уровнях в районе г. Кандалакша (озеро с отметкой порога стока 9 м н.у.м. [1]), на Карельском берегу в районе пос. Лесозавод (озеро с абсолютной отметкой 7.6 м н.у.м [1]), на Кандалакшском берегу в районе пос. Умба (озеро с порогом стока на высоте 12 м н.у.м. [1]). Изоляция их котловин произошла 2657 ± 142, 2038 ± 86 и 3542 ± 79 кал. л.н., соответственно. Скорость воздымания суши при равномерном ее поднятии в позднем голоцене составила соответственно 0.338, 0.372 и 0.339 метров за 100 лет в каждом районе, т.е. была примерно одинаковая. Изоляция котловины исследованного озера на о. Оленьем произошла ~2410 кал. л.н. (Рис. 1), а рассчитанная для этой части суши средняя скорость ее поднятия в позднем голоцене составила 0.456 метров за 100 лет, что примерно в полтора раза быстрее, чем в других районах на побережье Кандалакшского залива. Эти данные свидетельствуют о голоценовом дифференцированном поднятии, отличающемся по скорости на бортах Колвицкого грабена и в его средней части, а также указывают на активное проявление здесь собственно тектонических восходящих движений.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Сборник статей. Под ред. акад. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2005. С. 15–25.
2. Abbott M.B., Stafford T.W. Radiocarbon Geochemistry of modern and ancient arctic lake systems, Baffin Island, Canada // Quaternary Research. 1996. V.45. P. 300–311.
3. Корсакова О.П., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Шелехова Т.С. Литология и поздне-последниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Том 24. № 3. С. 81–101.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИСТОРИИ ОЗЕРА НЕРО В ГОЛОЦЕНЕ

Е.А. Константинов¹, А.И. Рудинская¹, Л.И. Лазукова¹, Н.В. Карпухина¹, С.С. Бричева²

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, eakonst@igras.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1

Неро – крупное по площади мелководное озеро, расположенное в пределах Ростовской низины приблизительно в 180 км к северо-востоку от Москвы. Его площадь составляет около 54,4 км², длина – 13,5 км, ширина – около 8 км, средняя глубина – 1,6 м, максимальная – 4 м. На берегу озера расположен город Ростов – один из древнейших городов России, основанный в 862 году. Средний многолетний уровень озера Неро – 93,75 м абс. Из озера вытекает река Вёкса, которая, сливаясь с рекой Устье, образует реку Которосль, впадающую в Волгу в пределах Ярославля. Высокие мощности голоценовых озерных отложений (до 20 м) делают озеро Неро крайне привлекательным объектом для исследователей истории экосистем современной геологической эпохи.

В пределах акватории озера нашей исследовательской группой были выполнены буровые работы по профилю Ростов-Угодичи. С помощью поршневого бура Ливингстона со льда было пробурено 11 скважин. Суммарная длина полученного керна донных отложений составила 60 м. Вдоль бурового профиля была выполнена георадарная съемка радаром «Зонд 12е» с антенной 300 МГц и «Python3» с антенной 100 МГц. Для образцов из четырех колонок озерных отложений (NER-1, NER-2, NER-3, NER-5) выполнен комплекс лабораторных анализов: потери при прокаливании в двух температурных режимах (550 и 950 град.) – 280 образцов, магнитная восприимчивость – 280 образцов, гранулометрический состав (для скв. NER-3 и NER-5) – 80 образцов. Литологические анализы выполнены в лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН. Из образцов керна NER-5 получено три радиоуглеродные AMS даты. Радиоуглеродный анализ выполнен в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН совместно с Центром изотопных исследований Университета Джорджии (США).

Результаты георадиолокационного зондирования позволили уточнить батиметрические данные по профилю, проследить распространение и особенности залегания осадочных слоев с различной электропровод-

ностью до глубины 3–5 м. Георадиолокационное зондирование установило дополнительный слой взвешенных частиц над слоем слабоконсолидированного ила. Были уточнены глубины переходного слоя и выявлены четкие бровки углубления в центральной части профиля. По радарограмме прослежен затопленный песчаный береговой вал на восточной части профиля. Песчаный материал прослеживается вплоть до бровки озерной поймы. По радарограмме выявлен размыв верхней части осадка (органического ила) в центральной части профиля (в районе скважины NER-5). Зона размыва осадка в рельефе проявляется как ложбина глубиной до 4 м, ориентированная с юго-запада на северо-восток. Природа этой ложбины до конца не выяснена. Можно предположить два механизма ее образования: 1) антропогенный – результат добычи сапропеля в середине XX столетия; 2) размыв, вызванный повышенными скоростями течения на участке сужения озера.

Результаты лабораторно-аналитических работ позволили провести корреляцию между колонками на профиле, а также сопоставить наши данные с колонкой, опубликованной в работе [1]. Особенно ценными для проведения корреляции оказались такие характеристики как магнитная восприимчивость и потери при прокаливании. Характерный рисунок кривых этих показателей позволил довольно уверенно сопоставлять отдельные горизонты в удаленных колонках.

В результате анализа полученного разреза озерного дна на участках, прилегающих к берегу, выявлено стратиграфическое несогласие под слоем карбонатно-терригенного ила. Это несогласие подчеркнуто интервалом песка. На основании серии радиоуглеродных дат [1] здесь установлен перерыв в осадконакоплении с 13 до 7,5 тыс. л.н. Вместе с тем в центральной части профиля такого перерыва не наблюдается. Однако в колонке NER-5 в интервале 7–8 тыс. л.н. отмечается зона повышенного содержания песка в составе карбонатно-терригенного ила. Наблюдаемое строение разреза донных отложений может быть объяснено падением уровня озера в первой половине голоцена, которое сменилось трансгрессией в начале атлантического периода.

Глубина падения уровня достигала отметки 85 м абс., что на 8 м ниже современного среднегодового уровня воды в озере. Размеры озера, вероятно, сокращались в несколько раз. Реки и ручьи, дренирующие борта Ростовской котловины выдвигали свои русла и дельты к этому остаточному водоему, принося песок и размывая озерное дно. Продолжительность и причины выявленной регрессии на данном этапе определить затруднительно.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-77-00083).

ЛИТЕРАТУРА

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

ЗАПИСЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ И АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛАНДШАФТОВ СРЕДНЕГО-ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА В ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОСТРОВА РУССКИЙ (ПРИМОРЬЕ)

Т.В. Корнюшенко, Н.Г. Разжигаета, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова,
К.С. Ганзей, Е.П. Кудрявцева

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, РФ, г. Владивосток, ул. Радио, д. 7, tatyana.kornyushenko@yandex.ru

Развитие ландшафтов на небольших островах имеет свою специфику, связанную с изоляцией островной суши, большей уязвимостью геосистем и меньшей способностью к самовосстановлению. На Дальнем Востоке одними из наиболее освоенных являются острова залива Петра Великого. Остров Русский является самым большим залива Петра Великого (площадь 97.6 км²), это во многом обусловило ход палеоландшафтных изменений в среднем-позднем голоцене. Изоляция острова не играла здесь такой роли, как на малых островах. Целью настоящей статьи является анализ реакции ландшафтов о. Русский на климатические изменения в среднем-позднем голоцене и оценка воздействия антропогенного фактора на развитие биотических компонентов.

Реконструкции проведены на основе спорово-пыльцевого анализа отложений палеоозера на побережье бух. Красная, выполненного по стандартным методикам. Выделено 6 фаз развития растительности. Пыльца культурных злаков идентифицирована по критериям [1]. В препаратах отмечалось присутствие мелких углей и обугленных клеток растений.

На поверхности лагунной террасы, где был заложен разрез, развито вейниковое сфагновое болото. Доминирует вейник узколистный (*Calamagrostis angustifolia* – 80%) с участием тростника южного (*Phragmites australis*) и иван-чая узколистного (*Chamerion angustifolium*). За валом болота окаймляется узкой полосой сырого луга, а на шлейфе склона, на контакте с листовенным лесом развит сухой луг.

Остров Русский отделился от материка в начале среднего голоцена. К этому времени на острове были развиты широколиственные многопородные леса (с участием дуба, граба, ильма, ореха, ясеня, липы, бархата, калопанакса, шелковицы, берез), которые оказались довольно устойчивыми в ходе климатических смен за последние 7500 кал. л.н. Кратковременное похолодание ~4840–4760 кал. л.н. фиксируется лишь снижением содержания пыльцы граба. Дубово-грабовые леса существовали в южной части острова до 3800 кал. л.н. Затем в условиях снижения температур доминантом стал дуб. Сократилось участие граба и других термофильных пород (ясеня, ореха). Изменения биотических компонентов происходили достаточно быстро в течение 80 лет. Причем еще в первой половине малого ледникового периода на юге острова росло два вида дуба.

Кедр корейский появился на острове 6460–6420 кал. л.н. Вероятно, современными аналогами хвойно-широколиственных лесов о. Русский в среднем голоцене являются грабовые широколиственно-кедровые леса – редкие сообщества, сохранившиеся на юге Приморья [2]. Роль кедра корейского снизилась в потепление ~5750 кал. л.н. Восстановление широколиственных лесов с участием кедра произошло только 360–300 кал. л.н.

Увеличение содержания пыльцы пихты цельнолистной фиксируется в первой половине малого ледникового периода, которая отличалась наиболее холодными условиями на юге Дальнего Востока [3].

Палинологические данные показывают, что сосна густоцветковая, которая сейчас отсутствует на острове,

могла произрастать, начиная с похолодания 4920 кал. л.н. до середины XIX в. и наибольшее распространение получила в малом ледниковом периоде.

Отмечены изменения и в развитии долинных лесов. В среднем голоцене были более широко представлены орех маньчжурский и ильм, роль которых снизилась 3600–3800 кал. л.н. и в малом ледниковом периоде. Участие ясеня сократилось ~5670–5500 кал. л.н. Ольхи в долине ручья и на берегу озера стало больше с 3510 кал. л.н. и особенно много в малом ледниковом периоде. Ивняки, не имели широкого распространения, ива была более представлена по берегам ручьев в малом ледниковом периоде.

На побережье в среднем-позднем голоцене присутствовали петрофильные ассоциации на пересыпи, сложенной грубым материалом, сообщества каменистых склонов и береговых скал, переносящие сухие условия. Также были развиты сообщества, требующие переувлажнения – влажные и заболоченные луга, а при сокращении и зарастании палеоозера ~700 кал. л.н. – болотные группировки. В пресноводном озере среди водных растений встречались рдест, рогоз, уруть, ежеголовник, водяной орех, болотноцветник, кубышка. На завершающем этапе развития (540–450 кал. л.н.) в озере появилось редкое водное споровое растение из рода *Isoetes*, предпочитающего ультрапресные водоемы. Около 360–370 кал. л.н. на болоте мог расти *Heloniopsis orientalis*. В малом ледниковом периоде при высоком увлажнении исчезли сообщества с хвойником, 270 кал. л.н. исчез можжевельник.

Заселение и освоение ресурсов о. Русский началось со среднего неолита [4]. Палеогеографические данные по бух. Красная показали, что следы пребывания древнего человека на берегу фиксируются с 6800–6700 кал. л.н. Найдена пыльца культурных злаков. Из апофитов найдена пыльца маревых, подорожниковых, сурепки. Мелкие угольки и пыльца культурных злаков обнаружены в илах, образованных 6300–6250 кал. л.н., а также найдены следы пожаров ~6000–5920 кал. л.н. Обращают внимание локализованные во времени вспышки развития грибов, обитающих на мертвой древесине, гниющих листьях и стеблях, которые могли развиваться при сборе валежника и хранения его в кучах. Можно предположить, что и берег бух. Красной перспективен для поиска археологических памятников этого возраста.

Наибольший вклад антропогенного фактора в развитие ландшафтов зафиксирован в 5750–4920 кал. л.н. На берегу была роща шелковицы, которая, возможно, связана с поселением древнего человека. В отложениях найдена пыльца принсеппии китайской (*Princepia sinensis*), редкого вида, который в настоящее время на островах не встречается, которая некоторыми исследо-

вателями [5] рассматривается как остаток земледельческой культуры. Обнаружено высокое содержание пыльцы Cannabaceae, что дает основание предположить выращивание конопли посевной (*Cannabis sativa*), одной из древнейших сельскохозяйственных культур. Обильное присутствие пыльцы Moraceae в сочетании с *Cannabis sativa* обычно интерпретируется, как свидетельство сельскохозяйственной экономической базы древнего населения [6]. Найдена также пыльца культурных злаков и апофитов (в сумме до 27.3%), сопутствующих человеческому жилью – крапивы, подорожника, лопуха, цикориевых, маревых. В это же время сократилась площадь зарослей можжевельника на берегу. Присутствие мелких углей в отложениях показывает, что 5500–4920 кал. л.н. регулярно проходили пожары. Возможно, пожары 4510–4420, 4170–4090 кал. л.н. имели антропогенную природу. Пыльца культурных злаков найдена и в илах, образованных 3840–3760 кал. л.н. Вероятно, после пожаров в лесах возрастала роль дуба. Все эти признаки являются свидетельством активной хозяйственной деятельности древнего человека.

Активная трансформация ландшафтов о. Русский началась со второй половины XIX века. Несмотря на меры, ограничивающие использование лесов, которые предпринимались с 1868 г., к 1922 году хвойные на острове были вырублены полностью. Остров Русский был наполовину обезлесен [7]

Этот этап трансформации ландшафтов в изученном разрезе фиксируется только в палиноспектре из кровли торфяника. Антропогенные изменения в ландшафтах проявились, в основном, в составе трав, среди которых появилось много пыльцы полыни, маревых, только в этой части разреза есть пыльца дурнишника. На островах встречаются два вида: дурнишник сибирский и зобовидный (*Xanthium sibiricum*, *X. strumarium*). Доминантом среди древесных стал дуб монгольский. Рост содержания его пыльцы наряду с другими широколиственными может объясняться, как более теплыми условиями после малого ледникового периода, так и развитием вторичных дубняков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 18-77-00001

ЛИТЕРАТУРА

1. Сергушева Е.А., Рябогина Н.Е., Ляцевская М.С., Гольева А.А. Аргументация земледелия на археологических памятниках Приамурья и Приморья: результаты применения палеоботанических методик // Вест. ТГУ. 2016. № 402. С. 99–108.

2. Крестов П.В., Верхолат В.П. Редкие растительные сообщества Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВО РАН, 2003. 200 с.

3. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Копотева Т.А., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Климин М.А. Развитие природной среды среднегорья Южного Сихотэ-Алиня, запечатленное в разрезах торфяников Сергеевского плато // Тихоокеан. геол. 2019. Т. 38. № 1. С. 13–31.

4. Попов А.Н., Раков В.А., Лазин Б.В., Еловская О.А., Васильева Л.Е. Междисциплинарные исследования археологического памятника Боярин-6 (Владивосток, о. Русский) в 2013 г.: предварительные данные // Гуманитарные исследования в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

2014. №1. С. 20–27.

5. Бромлей Г.Ф., Васильев Н.Г., Харкевич С.С., Нечаев В.А. Растительный и животный мир Уссурийского заповедника М.: Наука, 1977. 173 с.

6. Long T., Qin J., Atahan P., Mooney S., Taylor D. Rising waters: New geoarchaeological evidence of inundation and early agriculture from former settlement sites on the southern Yangtze Delta, China // Holocene. 2014. V. 24. P. 546–558.

7. Манько Ю.И. История лесного хозяйства на Российском Дальнем Востоке 1859–1922. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2018. 660 с.

ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФАУН ПОЗВОНОЧНЫХ ЖИВОТНЫХ ИЗ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ УРАЛА

П.А Косинцев, О.П. Бачура

Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 марта, д. 202, kpa@ipae.uran.ru, olga@ipae.uran.ru

Изучению ископаемых фаун позднего плейстоцена и голоцена Евразии и, Урала в частности, посвящено огромное количество публикаций, список которых занимает несколько страниц. В подавляющем большинстве работ рассматривается состав и структура только фауны млекопитающих. Данные по другим группам позвоночных животных приведены в очень редких случаях. В работах, в которых приведены данные об остатках всех позвоночных [1–6], проведен анализ видового состава и структуры отдельно для каждой группы, а не сообщества позвоночных в целом. В результате, в настоящее время отсутствуют характеристики структуры фауны позвоночных, характерной для ориктоценозов голоцена (как варианта межледниковья) и ориктоценозов позднего плейстоцена (как варианта стадиала). По нашему мнению, именно анализ таксономической структуры ориктоценозов в целом, позволит выявить характерные черты структуры межледниковой голоценовой фауны позвоночных, по сравнению с ледниковой фауной позднего плейстоцена.

Целью данной работы было выявить особенности таксономической структуры фаун позвоночных животных конца позднего плейстоцена и голоцена на Урале на основе анализа структуры ориктоценозов.

В работе использованы данные из пяти многослойных местонахождений в карстовых полостях, которые расположены на Северном (Черемухово-1; пещера Лисья, Каква-4), Среднем (Расик, Першинская пещера) Урале [1–4]. Местонахождения включают от 2 (пещера

Лисья) до 11 (грот Расик) стратиграфических единиц – литологических слоев или/и условных горизонтов в пределах слоев (Рис. 1). Каждая стратиграфическая единица соответствует некоторому временному интервалу, в течение которого накапливались соответствующие отложения и костные остатки. Для большинства стратиграфических единиц имеются радиоуглеродные даты (Рис. 1). Количество костных остатков из каждой стратиграфической единицы превышает 500 экземпляров. Всего из этих местонахождений определено около 300000 остатков. Во всех местонахождениях накопление костных остатков происходило зоогенным путем. Все анализируемые ориктоценозы являются первичными, не переотложенными, захоронениями костных остатков.

Данные анализировались отдельно для каждого местонахождения по стратиграфическим единицам (горизонт или слой). Проведен анализ соотношения восьми групп позвоночных: землеройки (род *Sorex*), летучие мыши (Chiroptera), грызуны (Rodentia, Cricetidae), крупные млекопитающие (Lagomorpha, Carnivora, Perissodactyla, Artiodactyla), птицы (Aves), рептилии (Reptilia), амфибии (Amphibia) и рыбы (Pisces), в отложениях различных периодов конца позднего плейстоцена и голоцена (Рис. 1).

Анализ соотношения остатков восьми групп позвоночных показал, что во всех стратиграфических единицах преобладают остатки мелких, и в меньшей степени – крупных млекопитающих (Рис. 1). Соотношение

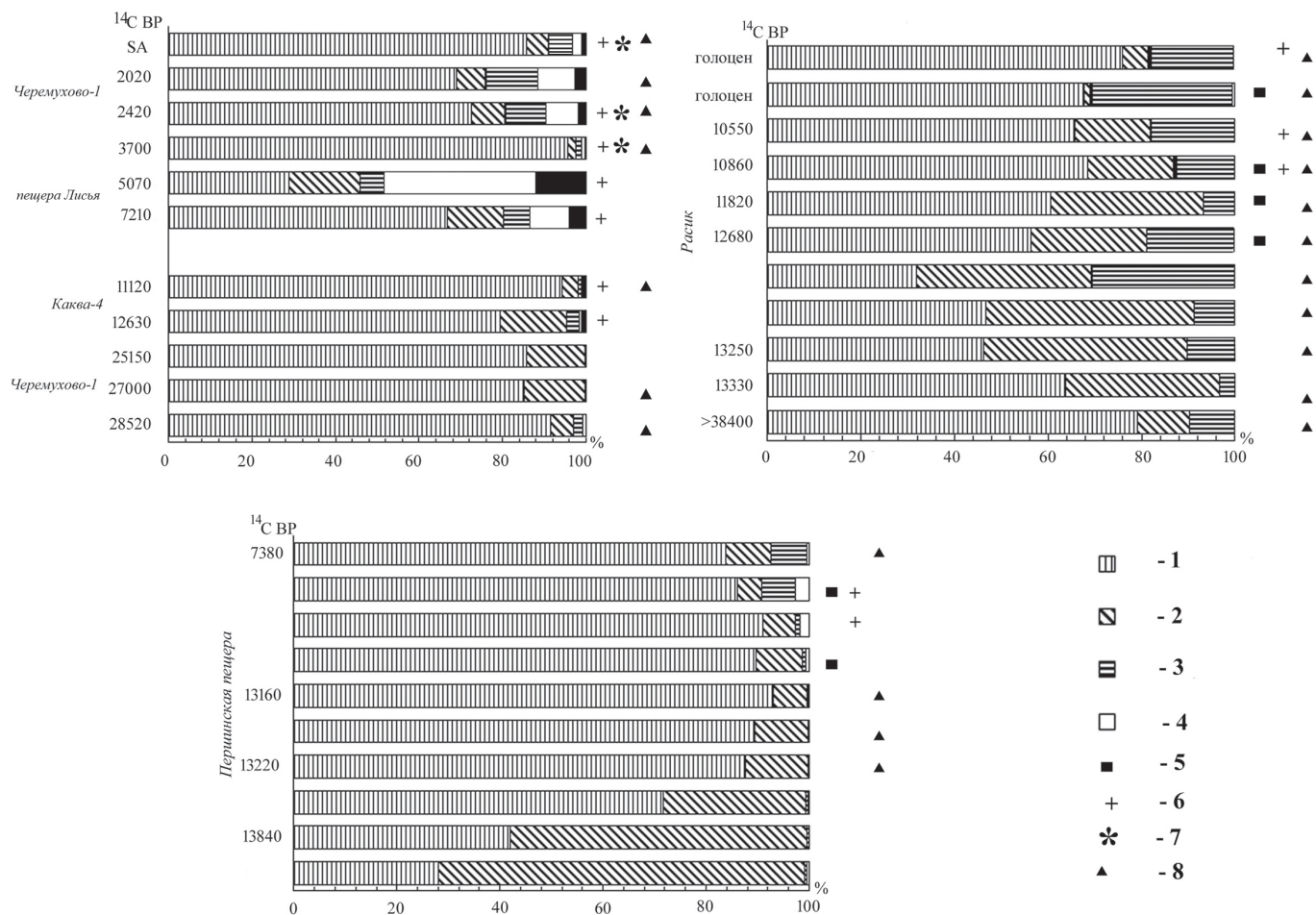


Рисунок 1. Таксономическая структура костных остатков позвоночных животных в местонахождениях Урала. 1 – мелкие млекопитающие, 2 – крупные млекопитающие; 3 – птицы, 4 – рыбы, 5 – амфибии, 6 – летучие мыши, 7 – рептилии, 8 – землеройки рода *Sorex*.

этих двух групп животных относительно стабильное во всех позднеплейстоценовых и голоценовых стратиграфических единицах. Остатки землероек присутствуют в отложениях всех временных периодов и стабильно составляют менее одного процента (Рис. 1).

Доля остатков птиц колеблется от менее 1–3% в позднеплейстоценовых отложениях до 12% (а в отдельных случаях и до 30%) в позднеледниковых и голоценовых (Рис. 1). Причем, тенденция на увеличение доли остатков птиц в голоценовых отложениях, проявляется во всех местонахождениях (Рис. 1). Остатки рыб составляют менее одного процента в отложениях позднего плейстоцена, в отложениях голоцена 3–9%, а в отдельных случаях более 30%. Остатки амфибий присутствуют в отложениях, которые сформировались не ранее 13000 лет назад (Рис. 1). Доля их колеблется от менее 1% до 12% (Рис. 1). Остатки летучих мышей присутствуют в отложениях, которые, как и в случае с амфибиями, сформировались не ранее 13000 лет назад

(Рис. 1). Единичные остатки рептилий найдены только в голоценовых отложениях (Рис. 1).

Безусловно, доля той или иной группы позвоночных животных в отложениях карстовых полостей в первую очередь обусловлена тафономическими причинами, а именно факторами накопления. Но, несмотря на это, на наш взгляд, такого рода анализ позволяет выделить некоторые отличительные черты голоценовой (межледниковой) фауны позвоночных по отношению к позднеплейстоценовой (ледниковой). Для голоценовых отложений на Урале характерно относительно более высокая, чем в отложениях позднего плейстоцена, доля остатков птиц и рыб, а также наличие остатков амфибий, летучих мышей и, особенно, рептилий. Отложения позднеледниковья, где найдены остатки амфибий и летучих мышей, сформировались в теплые интерстадиальные периоды белинга и аллереда. Это подтверждает приуроченность этих групп позвоночных к межледниковым фаунам.

Дополнительными маркерами голоценовой (межледниковой) фауны могут выступать некоторые виды (например облигатные дендрофилы – летяга, обыкновенная белка) и группы видов млекопитающих (высокая относительная численность лесных и околоводных видов).

Работа выполнена при поддержке РФФИ в соответствии с исследовательским проектом № 18-04-00982а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Струкова Т.В., Бачура О.П., Бородин А.В., Стефановский В.В. Первые находки фауны млекопитающих в аллювиально-спелеогенных образованиях позднего неоплейстоцена и голоцена Северного Урала (Черемухово-1) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 98–108.
2. Тетерина А.А. Ископаемые фауны мелких млекопитающих из местонахождений Северного Урала // Фауна Урала в плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: изд-во Университет, 2002. С. 111–135.

3. Фадеева Т.В., Смирнов Н.Г. Мелкие млекопитающие Пермского Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: Голицкий, 2008. 171 с.

4. Ерохин Н.Г., Тихонова Н.Р., Волков Р.Б. Першинская-1 пещера – стратифицированный археологический памятник в Среднем Зауралье: (Каменный век – поздний железный век) // Охранные археологические исследования на Среднем Урале: Сб. ст. Екатеринбург, 1997. Вып. 1. С. 61–69.

5. Danukalova G., Yakovlev A., Alimbekova L., Yakovleva T., Morozova E., Ereemeev A., Kosintsev P. Biostratigraphy of the Upper Pleistocene (Upper Neopleistocene) – Holocene deposits of the Lemeza river valley of the Southern Urals region (Russia) // Quaternary International. 2008. V. 190. P. 38–57.

6. Danukalova G., Yakovlev A., Osipova E., Alimbekova L., Yakovleva T., Kosintsev P. Biostratigraphy of the Late Upper Pleistocene (Upper Neopleistocene) to Holocene deposits of the Belaya river valley (Southern Urals, Russia) // Quaternary International. 2011. V. 231. P. 28–43.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ИМАНДРА

Н.А. Костромина^{1,2}, Л.А. Савельева¹, Г.Б. Федоров¹, А.И. Крикунова¹,
В.В. Колька³, М. Ленц⁴, М. Меллес⁴

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7/9, kostromina132@gmail.com

² ВНИИОкеангеология, 190121, РФ, г. Санкт-Петербург, Английский пр., д. 1

³ Кольский научный центр РАН, 184209, РФ, г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14

⁴ Институт Геологии и Минералогии Университета Кельна, Германия, Кельн

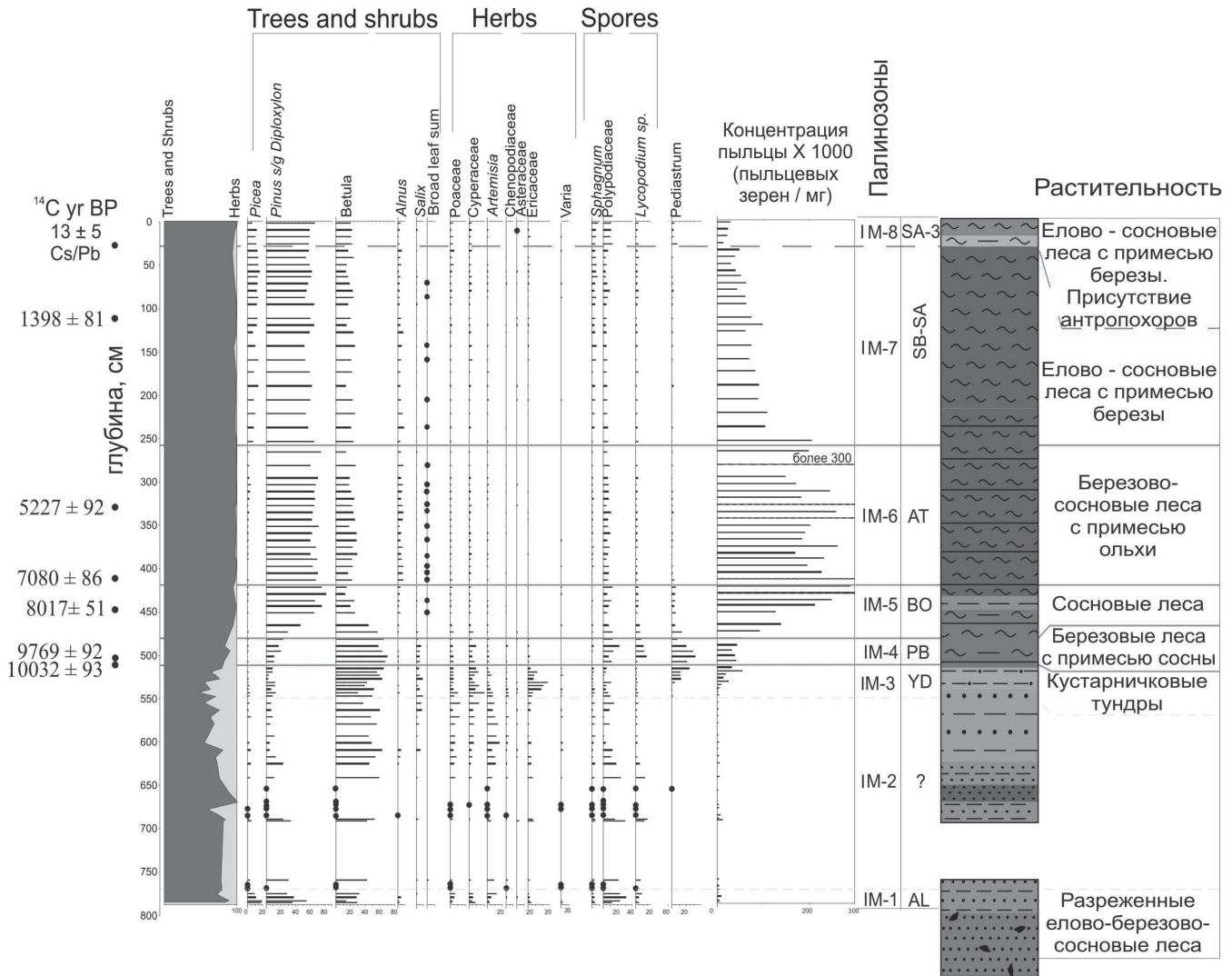
Ландшафты арктической зоны крайне чувствительны к климатическим изменениям. Озеро Имандра является одним из крупнейших внутренних водоемов Европейской Арктики, площадью 876 км² и обширной площадью водосбора около 12300 км². Известно, что такие водоемы используются для реконструкции палеоэкологических условий на региональном и зональном уровне. Кроме того, оз. Имандра находилось на пути движения восточного сектора Фенноскандинавского щита, как во время его максимального распространения, так и в позднеледниковье. Именно поэтому оно было выбрано для реконструкций природных условий позднеледниковья и голоцена всего Кольского региона.

В августе 2017 года в рамках совместной российско-германской экспедиции (СПбГУ, КНЦ РАН, Университет Кельна) был произведен отбор колонки донных отложений озера Имандра.

Колонка донных отложений Co1410 (67°42'56,8" с.ш.; 33°05'6,8" в.д.) мощностью 8,5 м, была отобрана с глубины 22,5 м в центральной части озерной котловины. Методом спорово-пыльцевого анализа было изучено 87 образцов. Выделено 48 пыльцевых, 15 споровых и 6 непильцевых таксонов. На диаграмме (Рис. 1) показаны основные таксоны. При расчете процентного соотношения каждого пыльцевого и спорового таксона за 100% принималась сумма пыльцы наземных растений. Для расчета концентраций пыльцы использовались таблетки *Lycopodium*.

По результатам спорово-пыльцевого анализа на диаграмме выделено 8 палинозон (Рис. 1). В спектрах по всей колонке доминирует пыльца древесных и кустарничков. В этой группе ведущая роль принадлежит пыльце сосны и березы. В группе трав преобладает пыльца злаковых, осоковых, сложноцветных и вересковых. Сре-

абс. высота - 127 м



Условные обозначения:



Рисунок 1. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Имандра (Co1410).

ди спор доминируют споры папоротников, при значительном содержании спор сфагновых мхов и плаунов. Граница плейстоцена – голоцена выделяется по увеличению процентного содержания пыльцы древесных пород.

На основе данных спорово-пыльцевого анализа были выделены биостратиграфические зоны, периодизация которых дана по схеме Блитта-Сернандера, границы зон соотнесены со схемой Н.А. Хотинского [1]. Полученные результаты хорошо согласуются с ранее опубликованными данными по реконструкциям растительности региона [2, 3]. Для каждой биостратиграфической зоны была реконструирована растительность им соответствующая (Рис. 1). Рассматривая результаты спорово-пыльцевого анализа, радиоуглеродного датирования и литологию донных отложений в комплексе можно выделить несколько этапов развития исследуемого водоема и растительных сообществ, произрастающих в его бассейне.

Формирование палинологически изученной толщи отложений началось в аллерёде (AL). Территория современного озера Имандра в это время была частью обширного приледникового водоема. Согласно ранее опубликованным реконструкциям палеоландшафтов, ледник находился к западу от водоема [2], который аккумулировал пыльцевой сигнал восточной и южной областей Кольского региона. На прилегающих территориях произрастали елово-березово-сосновые редколесья, травяно-кустарничковый ярус которых представлен польняю, злаковыми, осоковыми и папоротниками.

В начале позднего дриаса (YD) произошло наступление ледника, занявшего территорию озерной котловины, но не охватывавшего Хибинский массив [4]. Близкое положение исследуемой территории к краю ледника может свидетельствовать о том, что не весь период позднего дриаса данная часть озерной котловины была занята ледником. Реконструировать растительность не представляется возможным, так как в исследуемых образцах пыльца и споры единичны, и могут быть заносными или переотложенными. Литологические особенности отложений позволяют говорить о существовании глубоководного приледникового водоема, большая часть которого, по-видимому, была покрыта льдом.

Распространение растительности началось после отступления ледника и полного освобождения водоема ото льда в конце позднего дриаса. На основе изученных пыльцевых спектров реконструируются кустарничковые тундры, с доминированием карликовой березы и различных видов ив и вересковых. Высокие концентрации пыльцы ксерофитов могут свидетельствовать о засушливых климатических условиях.

Переход к озерному осадконакоплению, вероятно, произошел на границе позднего дриаса – пребореального периода (PB). Кустарничковые тундры сменились

на разреженные березовые леса с примесью сосны. К концу пребореального периода в растительном покрове снижается роль трав и кустарничков и возрастает роль древесных пород, под пологом которых произрастают папоротники и лесные виды хвощей. Высокие концентрации зеленых водорослей *Pediastrum* могут свидетельствовать об относительно низком уровне водоема.

В бореальное время (BO) по берегам озера произрастали сосновые леса, в качестве примеси в которых в небольшом количестве присутствовала береза.

Атлантический период (AT) определяется господством березово-сосновых лесов с примесью ольхи. Отмечается присутствие широколиственных пород, которые последовательно появляются в растительном покрове (ясень, липа, дуб, бук) во второй половине периода (~5500 л.н.). Этот период сопоставляется с наиболее благоприятными климатическими условиями.

Граница атлантического и суббореального периодов определяется по появлению в растительном покрове ели. Березово-сосновые леса сменяются на елово-сосновые с примесью березы, в которых по-прежнему отмечается присутствие ольхи. Растительные сообщества, сформировавшиеся ~4600 л.н., преобладают и в современном растительном покрове. Это не позволяет установить границу между суббореальным (SB) и субатлантическим (SA) периодами. Примерно 1000 л.н. (SA-3) незначительно возрастает роль трав (злаковые и осоковые), единично встречаются растения-антропохоры.

Донные отложения озера Имандра аккумулировали палеоэкологический сигнал с достаточно большой территории, в них нашли отражение как региональные, так и локальные особенности развития растительности позднего плейстоцена и голоцена. Поэтому, полученная последовательность может рассматриваться в качестве биостратиграфической схемы центральной части Кольского региона.

Работа была выполнена в рамках российско-германского гранта СПбГУ-DFG, No. 18.65.39.2017.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода: К XII Конгрессу ИНКВА (Канада, 1987). М.: Наука, 1987.
2. Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лёд и Снег. 2017. №57(3). С. 391–416.
3. Лебедева Р.М. История развития растительности северо-востока Балтийского щита в антропогене // Природа и хозяйство Севера. 1984. № 12.
4. Евзеров В.Я. Геология четвертичных отложений Кольского региона. Апатиты: К & М, 2015.

ДИНАМИКА БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ

Н.П. Косых, В.А. Степанова

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, 630090, РФ, г. Новосибирск,
пр. Академика Лаврентьева, д. 8/2, npkosykh@mail.ru

В голоцене сформировалась большая часть торфяников Западной Сибири, в которых хранится 112 ГтС запасов торфа [1], что составляет пятую часть всех запасов углерода северных торфяников [2]. Наиболее заболоченной территорией является средняя тайга, которая занимает 22 % территории Западной Сибири. В средней тайге развитие олиготрофных выпуклых болот предопределяется равнинным рельефом поверхности и благоприятными климатическими условиями [3]. По геоботаническому районированию Западной Сибири, территория заповедника «Юганский», на которой был выбран ключевой участок болота «Печпаньях», относится к Обь-Иртышскому сильно заболоченному району в границах двух подрайонов – Салымо-Балыкской и Демьяно-Васюганской [4] в пределах среднетаежной подзоны Западной Сибири и входит в состав Салымо-Юганской болотной системы [5] и геоботанической провинции олиготрофных грядово-мочажинных торфяников Западной Сибири [6]. Мезотрофное болото «Печпаньях», площадью около 400 га, расположено в ложбине древнего стока среди олиготрофных болотных массивов, вдоль реки Негусьяха, в междуречье его малых притоков р. Картыкатигый и Печпаньях. Для болот средней тайги выявлены сравнительно четкая корреляция между возрастом торфяных отложений и их мощностью. Здесь отмечены наиболее древние очаги заболачивания – в предбореальном периоде возраст придонных отложений датируется 9000 лет [7, 8]. Трансформация болот Салымо-Юганского междуречья в олиготрофную стадию развития началась в конце атлантического (7000 лет, глубина залежи около 4 м) и завершилась в суббореальный период. Образование вторичных озер среди крупных обводненных мочажин началось в субатлантический период 2 тысячи лет назад и предопределилось равнинным рельефом поверхности, благоприятными климатическими условиями [3].

Современный растительный покров евтрофно-мезотрофной топи «Печпаньях» формируется группой разнотравья, кустарничков, кустарничков и мхов. Единично встречается береза. Биоразнообразие достигает максимальной величины, наибольшего развития получают мезотрофные и евтрофные виды, такие как вейник, папоротник, разнотравье. Количество видов на участках

100 м² около 20 видов [9], всего на болоте отмечено 38 видов сосудистых растений. На кочках в кустарничковом ярусе доминируют мирт (*Chamaedaphne calyculata*), березка (*Betula nana*), андромеда (*Andromeda polifolia*), клюква (*Oxycoccus palustris*, *O. microcarpus*). Единично можно встретить *Drosera rotundifolia*. Отличие от олиготрофного массива заключается и в том, что моховой покров характеризуется другим соотношением видов сфагновых мхов, разрастаются мезотрофные и евтрофные виды, такие как обманчивый (*Sphagnum fallax* (Klinggr.) Klinggr.), оттопыренный (*Sphagnum squarrosum* Crome), *Sphagnum riparium* Aongst., *S. fallax*, *S. majus*, *S. balticum*, *S. jensenii*, *S. papillosum*, *S. magellanicum*, *S. flexuosum*. и др. Моховой ярус отличается рыхлым сложением, большой мозаичностью и образует микроповышения (кочки), которые заняты *Sphagnum angustifolium*, пушицей и кустарничками. Разнообразие мхов достигает 12 видов. Уровень болотных вод устанавливается на глубине 3–10 см. На участках с вахтой вода стоит выше поверхности торфа на 5–10 см. Мезотрофное болото переходит в олиготрофный болотный массив с развитым сосново-кустарничково-сфагновым растительным сообществом ярма, где УБВ снижается до 40–60 см.

На ключевом участке «Печпаньях» ботанический состав торфа отбирался с глубины 70 см от уровня головок мха. Всего отобрано 34 пробы до глубины 420 см по слоям через каждые 10 см. Ботсостав торфа определялся общепринятым методом, который заключается в определении количественного состава (%) остатков растений-торфообразователей в пробе при помощи микроскопа, освобожденной от гумуса. Степень разложения характеризуется процентным содержанием в торфе аморфной бесструктурной массы, включающей гуминовые вещества и мелкие частицы тканей растений. Возраст определен радиоуглеродным датированием залежи самых глубоких слоев торфа.

Современное состояние болот – их протяженность, мощность торфяной залежи – является следствием их исторического развития. Сохранение болот и продолжение их роста в настоящее время уже в большей степени зависят не столько от климата, сколько от типа водно-минерального питания и, особенно, растительного покрова, который определяет продуктивность болотных

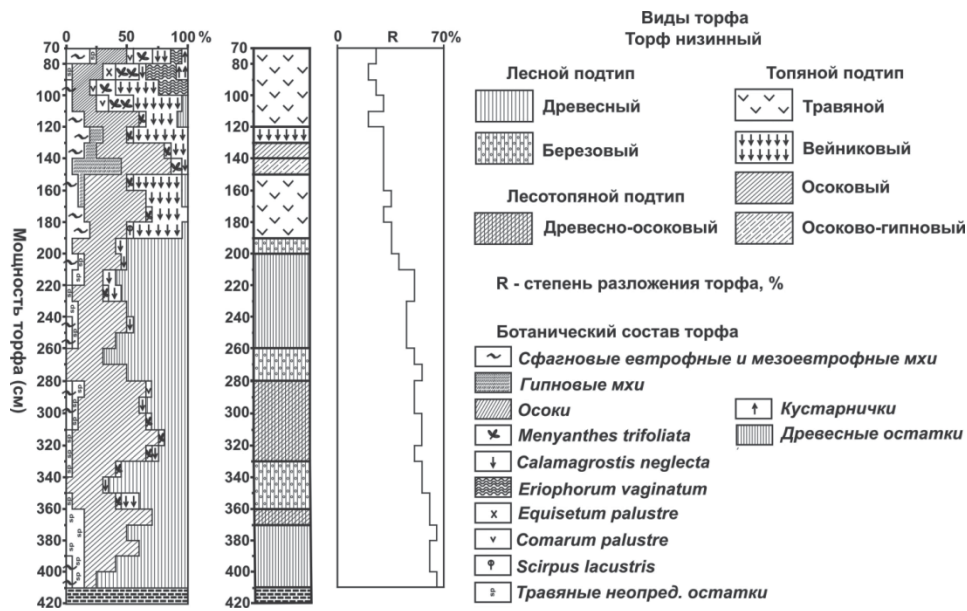


Рисунок 1. Ботсостав и степень разложения

экосистем [10]. Высокая продукция при замедленном разложении растительных остатков приводит к росту торфяников как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении и, как следствие, к продолжению роста болотных массивов в средней тайге. На мезотрофно-евтрофном болото выявили особенности и большое разнообразие типов болотных экосистем, высокое видовое разнообразие, зависимость продуктивности от видового состава и погодных условий. В болотных экосистемах ключевого участка отмечено высокое видовое разнообразие. Количество сосудистых растений участка в 2 раза больше, чем на олиготрофных массивах Негустьяха. Высокая надземная фитомасса и продукция зависит от трофности экосистемы и растительного сообщества. Продуктивность надземной живой фитомассы трав и осок составляют в среднем 150 г/м^2 . Значительную роль в моховом покрове вносят мезотрофные сфагновые виды, таких как обманчивый (*S. fallax*), береговой (*S. riparium*) и др., которые вносят более 50% надземной продукции. С продукцией сфагновых мхов в экосистему вносится от 370 до 1175 г/м^2 в год при очень высоком линейном приросте (60–150 мм в год). При ежегодном высоком вкладе продукции растительного покрова болота и при замедленном разложении, образование торфа достигает значительной величины и торфяная залежь составляет 4,2 м.

По ботаническому составу торфяная залежь отнесена к древесной виду, лесотопяному подтипу, низинному типу (Рис. 1). Торфяная залежь практически на всю глубину сложена всего тремя подтипами торфов: умеренно

(25-50%) разложенным топяным торфом и хорошо разложившимся древесным, древесно-осоковым торфами (50-70%). В нижней части, толщиной около 2 метров, происходит чередование древесного, березового и древесно-осокового торфов. Придонный слой сложен хорошо разложившимся древесным торфом с остатками осок, сфагновых евтрофных и мезотрофных мхов. В верхней части, на глубине 2 метров происходит смена торфяной залежи на топяной подтип при снижении степени разложения до 25%. Этот слой сложен травяным, вейниковым, осоковым, осоково-гипновым торфами, из остатков осок, пушиц, злаков и трав, таких как хвощ, вахта.

Развитие болота Печпаньяха началось около 8 тыс. лет в атлантический период с евтрофной стадии развития с доминированием древесно-осоковых экосистем, которые сменялись березовыми богатыми согами. По данным Лисс и др. [3] трансформация болот Салымо-Юганского междуречья в олиготрофную стадию развития началась в конце атлантического (7000 лет, глубина залежи около 4 м) и завершилась в суббореальный период. В отличие от таких болотных массивов, участок Печпаньяха в это время отличался значительно большей протяженностью эвтрофной и мезотрофной стадией. Этот участок на протяжении почти всего голоцена оставался в эвтрофной стадии (Рис. 1). Начало заболачивания происходило в атлантический период, в котором преобладает стадия заболачивания лесов, что четко отразилось на слоях залежи на глубине 4 м. На глубине 3 м в суббореальный период до на глубины 2 метров сохраняется осоково-древесный торф и только в конце субатлантического периода происходит смена болотной экосистемы с лесного на травяной, топяной и осоково-сфагновый. Эта мезотрофно-евтрофная стадия затянулась до настоящего времени.

Среди олиготрофных болотных массивов на низком левобережье террасы Негустьяха это единственный болотный массив, который сохранил растительный состав экосистем прошлых эпох, в котором есть небольшие участки с олиготрофной растительностью в виде кустарничково-сфагновых кочек. По мере торфонакопления и изменения гидрологического режима в сторону обводненности облесенных экосистем согры трансфор-

мировались в безлесные эвтрофные осоковые подтипы в котором доминируют высокопродуктивные болотные экосистемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Novikov S.M., Usova L.I. Zonal specific features of peat deposits of west Siberian mires // West Siberian peatlands and carbon cycle: past and present. 2001. P. 188–191.

2. Yu Z., Loisel J., Brosseau D.P., Beilmann D.W., Hunt S.J. Global peatland dynamics since the last glacial maximum // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L13402

3. Лусс О.Л., Абрамова Л.И., Авертов Н.А., Березина Н.А., Инишева Л.И., Курникова Т.В., Слуква З.А., Толмашева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула: Гриф и К., 2001. 584 с.

4. Болота Западной Сибири их строение и гидрологический режим. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 446 с.

5. Лусс О.Л., Березина Н.А., Куликова Г.Г. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. Вып. 6. С. 69–86.

6. Кац Н.Я. Болота земного шара. М.: Наука, 1971. 295 с.

7. Лусс О.Л., Березина Н.А. Болота Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 204 с.

8. Mouldiyarov E.Ya., Dioukarev E.A., Perevodchikov E.V., Lapshina E.D. Composition of macrofossil plant remains in peat cores // Carbon storage and atmospheric exchange by West Siberian peatlands. Scientific reports. Bleuten W., Lapshina E.D. (Eds.). Utrecht: University Physical Geography, 2001. P. 141–154.

9. Косых Н.П., Коронатова Н.Г., Степанова В.А. Растворимость и продуктивность болотных экосистем заповедника «Юганский» // Динамика окружающей среды и глобальное изменение климата. 2018. Т. 9. № 1. С. 53–61.

10. Kosykh N.P., Mironycheva-Tokareva N.P., Peregon A.M., Parshina E.K. Net primary production in peatlands of middle taiga region in western Siberia // Russian Journal of Ecology. 2008. V. 39. P. 8–16.

ПРИЗНАКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ БЕЗНАЛОГОВЫХ СООБЩЕСТВ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОДОЕМАХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ БЕРИНГИИ И ИХ РАЗРУШЕНИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ

А.А. Котов

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва,
Ленинский просп., д. 33, alexey-a-kotov@yandex.ru

Исследователи экологии наземных плейстоценовых и раннеголоценовых животных и растений Северо-Восточной части Евразии сталкиваются с безаналоговыми сообществами. Особенно хорошо известна «мамонтовая фауна», фаунистический комплекс, в котором сочетались виды, сосуществование которых представляется невозможным в современности. Весьма представительна литература по реконструкции обстановки, в которой она существовала [1–4]. Однако, существующие реконструкции наземной биоты берингийского региона в различные периоды плейстоцена далеко не однозначны, что, в частности, проявляется в дискуссиях по поводу существования в те же времена безаналогового растительного сообщества – тундростепи [5]. Безаналоговые сообщества Берингии исчезли на границе плейстоцена и голоцена, по-видимому, в результате климатических изменений [6–8].

Информация по биоте континентальных водоемов позднелейстоценовой–раннеголоценовой Берингии гораздо более отрывочна по сравнению с таковой по наземной биоте. Мало того, связь вымирания некоторых

видов беспозвоночных животных с изменением климата и ландшафтов не столь очевидна, а вопрос о безаналоговых сообществах пресноводных беспозвоночных никогда ранее не поднимался.

Результатом работ нашего коллектива [9–12] явилось заключение о значительных изменениях в фаунистическом составе жаброногих ракообразных на Северо-Востоке Российской Федерации в позднем голоцене-раннем плейстоцене, это касается, как минимум, представителей *Daphnia* (*Ctenodaphnia*) (Cladocera: Daphniidae) и щитней (Notostraca: Triopsidae). Мало того, к настоящему времени накапливается все больше доказательств того, что плейстоценовые водоемы берингийского региона были аналогами, скорее, современных степных водоемов, а совсем не тундровых, которые существуют там в настоящее время, и в которых выявленные в плейстоценовых образцах таксоны не обитают. Хронология и особенности «берингийского вымирания» – цель наших дальнейших исследований нашего коллектива.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 18-04-00398 а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Украинцева В.В. Растительность и климат Сибири эпохи мамонта // Труды заповедника «Таймырский». 2002. № 4. С. 191.
2. Тихонов А.Н. Мамонт // Разнообразие животных, вып. 3. М.: КМК, 2005. 90 с.
3. Mann D.H., Peteet D.M., Reanier R.E., Kunz M.L. Responses of an arctic landscape to Lateglacial and early Holocene climatic changes: the importance of moisture // Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21. P. 997–1021.
4. Kahlke R.D. The origin of Eurasian mammoth faunas (*Mammuthus–Coelodonta* faunal complex) // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 96. P. 32–49.
5. Берман Д.И. Тундростепи – вымершие ландшафты плейстоценовой Берингии // Российская наука на заре нового века: Сборник статей лауреатов конкурса РФФИ. М.: Новый мир, 2001. С. 242–248.
6. Stuart A.J., Kosintsev P.A., Higham T.F.G., Lister A.M. Pleistocene to Holocene extinction dynamics in giant deer and woolly mammoth // Nature. 2004. V. 431. P. 684–689.
7. Kuzmin Y.V. Extinction of the woolly mammoth (*Mammuthus primigenius*) and woolly rhinoceros (*Coelodonta antiq-uitatis*) in Eurasia: review of chronological and environmental issues // Boreas. 2010. V. 39. P. 247–261.
8. MacDonald G.M., Beilman D.W., Kuzmin Y. et al. Pattern of extinction of the woolly mammoth in Beringia // Nature Communications. 2012. V. 3. 893.
9. Kirillova I.V., Plicht J., Gubin S.V., et al. Taphonomic phenomenon of ancient hair from Glacial Beringia: perspectives for palaeoecological reconstructions // Boreas. 2016. V. 45. P. 455–469.
10. Котов А.А., Жаров А.А., Чернова О.Ф. и др. Жаброногие ракообразные (Crustacea: Branchiopoda) в комплексе органических остатков из шерсти мамонта // Зоологический журнал. 2018. Т. 97. С. 1300–1314.
11. Kotov A.A., Kuzmina S.A., Frolova L.A., Zharov A.A., Neretina A.N., Smirnov N.N. Ehippia of the Daphniidae (Branchiopoda: Cladocera) in Late Caenozoic deposits: untapped source of information for palaeoenvironment reconstructions in the Northern Holarctic // Invertebrate Zoology. 2019. V. 16. No.2: 183–199.
12. Котов А.А., Неретина А.Н., Жаров А.А. и др. Новый взгляд на старые образцы: остатки пресноводных беспозвоночных, ассоциированные с мумифицированными тушами крупных млекопитающих квартера // Зоологический журнал. 2019 (принята в печать).

РЕАКЦИЯ ОЗЕРНЫХ ГЕОСИСТЕМ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ НА ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ

М.А. Крайнов¹, Е.В. Безрукова^{1,2}, А.А. Щетников^{1,3}, Н.В. Кулагина³, И.А. Филинов³,
О.В. Левина¹, Е.В. Кербер¹, П.П. Летунова¹, Е.В. Иванов¹, Л.Л. Ткаченко¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Фаворского, д. 1А, susel_usel@mail.ru

² Тюменский индустриальный университет, 625000, РФ, г. Тюмень, ул. Володарского, д. 38

³ Институт земной коры СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 130

В настоящее время имеется явно недостаточное количество адекватно датированных, высокоразрешающих, комплексных записей из Восточно-Саянской горной системы. Работы в этом направлении единичны [1, 2]. Для частичного заполнения этого пробела мы провели исследования двух озёр из районов с различными физико-географическими условиями: Хикушка и Енгаргинское.

Оз. Хикушка расположено на высоте 1956 м н.у.м., и является каровым проточным водоёмом, расположенным в верховьях ледниковой долины Хи-Гол. Форма озера округлая, с диаметром ~500 м, максимальная глубина – 42 м. Оз. Енгаргинское (выс. 749 м н.у.м.) расположено на низкой аккумулятивной равнине в днище Тункинской рифтовой долины и имеет тектоническое происхождение, являясь озёровидным расширением

р. Енгарга. Длина озера около 3 км, ширина – 800 м, максимальная глубина – 2,2 м. В ходе бурения донных отложений в 2014 и 2015 гг. были получены керны, длиной 132 см из оз. Хикушка и 407 см из оз. Енгаргинское.

В ИГХ СО РАН было проведено их комплексное изучение, а именно физических, петромагнитных, granulometric свойств, измерено содержание биогенного кремнезёма и общего органического вещества ООВ; также выполнен палинологический анализ, результаты которого в настоящей работе не приводятся. Для каждого озера построена возрастная модель на основе AMS14C датировок.

Данные, полученные для оз. Хикушка, приведены на рис. 1, для оз. Енгаргинское – на рис. 2. Возраст основания разрезов в обоих озёрах составил около 14800 кал. лет.

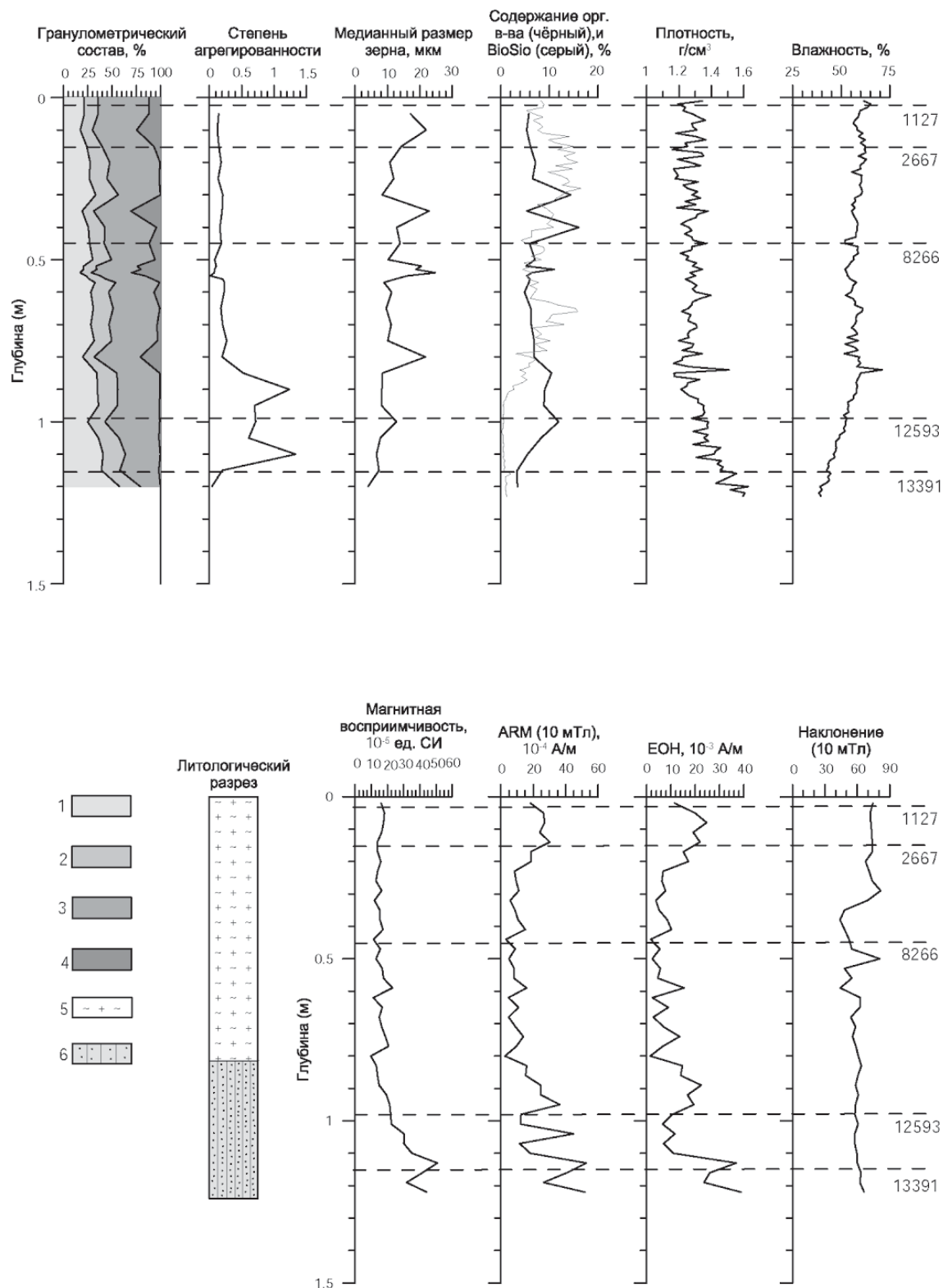


Рисунок 1. Литологический разрез и кривые распределения физических, петромагнитных и гранулометрических параметров осадков в разрезе озерных отложений оз. Хикушка. Пунктирными линиями показаны калиброванные возраста 14С. 1–4 – гранулометрические фракции: 1. Мелкая пелитовая (<5 мкм). 2. Крупная пелитовая (5–10 мкм). 3. Мелкоалевритовая (10–50 мкм). 4. Крупноалевритовая с мелкозернистым песком (>50 мкм). 5. Биогенный ил с диатомовыми. 6. Алевритовая глина.

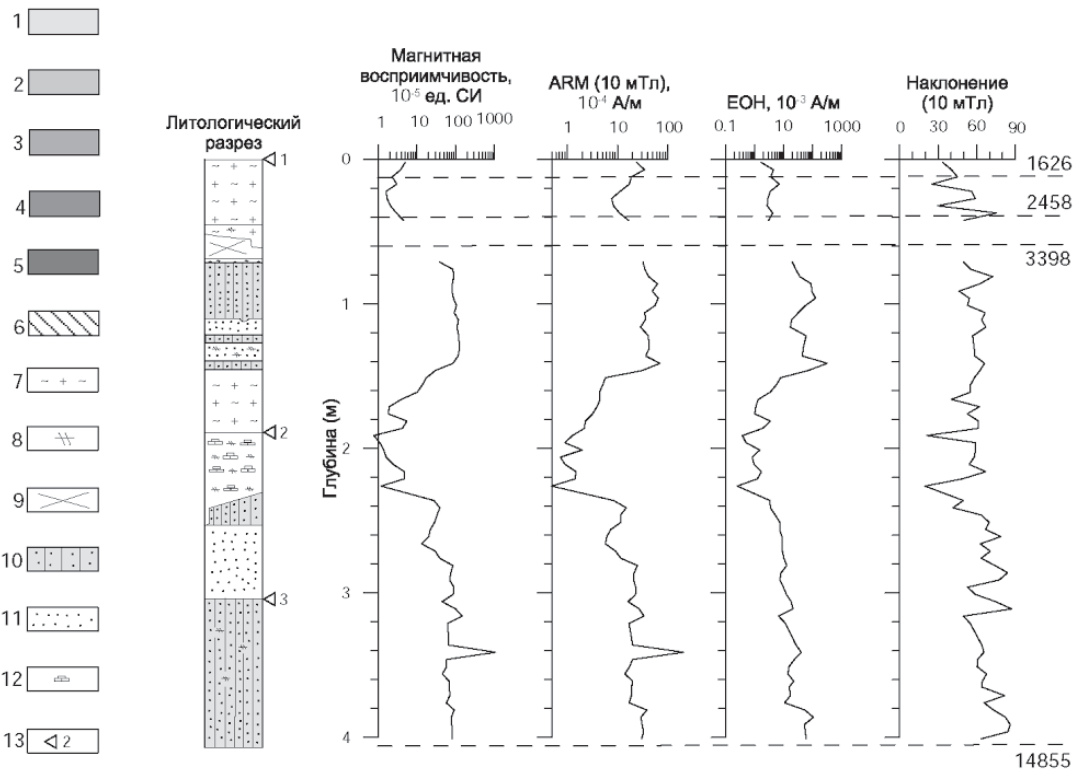
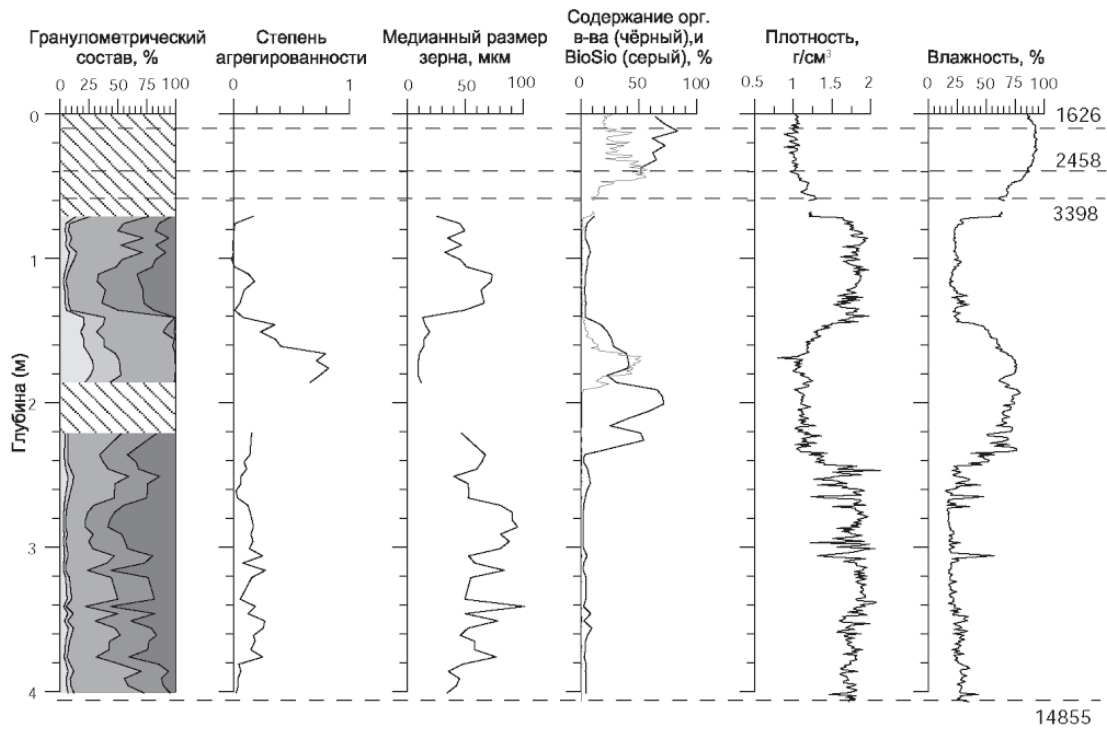


Рисунок 2. Литологический разрез и кривые распределения физических, петромагнитных и гранулометрических параметров осадков в разрезе озерных отложений оз. Енгаргинское. Пунктирными линиями показаны калиброванные возраста 14С. 1–5 – гранулометрические фракции: 1. Мелкая пелитовая (<5 мкм). 2. Крупная пелитовая (5–10 мкм). 3. Мелкоалевритовая (10–50 мкм). 4. Крупноалевритовая (50–100 мкм). 5. Мелкозернистый песок (>100 мкм). 6. Участки с околонулевым содержанием терригенного материала. 7. Биогенный ил с диатомовыми. 8. Растительные остатки. 9. Разрывы в осадке. 10. Глинистый алеврит. 11. Мелкозернистый песок. 12. Торф. 13. Номера лотов.

Доминирование в разрезе оз. Хикушка глинистой и илистой фракций является маркером слабой гидродинамики на протяжении всего процесса седиментации. Небольшое усиление гидродинамических условий в озере от позднеледниковья к позднему голоцену может индцировать постепенное снижение уровня воды в озере и/или активизацию эрозии склонов и связанного с этим повышением объема поступающего в озеро минерального детрита. Граница между двумя основными литологическими единицами проходит на глубине 81 см, соответствующей 11230 кал. л.н., что на 500 лет позднее нижней границы голоцена. Данная граница видна в изменении значений MB, ARM, EOH, степени агрегированности, влажности, плотности осадка, т.е., литологически обусловленных параметров. При этом биологические записи ($\text{SiO}_{2\text{bio}}$, OOB) не показывают значимых изменений на этом рубеже.

Результаты, полученные по оз. Енгаргинскому показывают нестабильные условия осадконакопления. Весь разрез глубже 236 см (по расчётам древнее 9000 кал. лет) соответствует низкопродуктивной озёрной системой с преобладанием крупной минеральной фракции. На участке 236–191 см (около 9000–7500 кал. л.н.) климатические и/или тектонические причины изменили седиментационную обстановку на субаэральную – на этом интервале вскрыт торфяной горизонт. Позднее были восстановлены субаквальные условия седиментации, продолжающиеся до настоящего времени (н.в.). Данный период неоднороден по гранулометрическим, петромагнитным, физическим параметрам, равно как и по биологическим записям. Так, интервалы с повышенной биопродуктивностью наблюдаются на участках 191–140 и 70–0 см (7500–6500 кал. л.н. и 3500 кал. л.н. – н.в.). Низкая биопродуктивность, сопровождающаяся увеличением крупной минеральной фракции установ-

лена в интервале 140–70 см (6500–3500 кал. л.н.).

Таким образом, оз. Хикушка на протяжении позднеледниковья и голоцена фиксировало климатические изменения практически непрерывно, надёжно сохранив (с пятисотлетним запаздыванием) начало голоцена (по литологическим свойствам), в самом же голоцене биологические маркеры фиксировали изменение температурного режима, обусловленного изменениями орбитальных параметров Земли.

Отложения оз. Енгаргинское, также сохранили запись климатических изменений последних 7500 лет. Однако сохранившиеся сведения о смене условий осадконакопления с субаквальных на субаэральные и обратно древнее этого возрастного интервала пока не позволяют однозначно определить природу этих изменений: было ли это обусловлено исключительно палеоклиматическими причинами, или же основной вклад внесли тектонические процессы.

Исследования поддержаны РФФИ (грант № 19-05-00328).

ЛИТЕРАТУРА

1. Безрукова Е.В., Щетников А.А., Кузьмин М.И., Шарова О.Г., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Иванов Е.В., Крайнов М.А., Кербер Е.В., Филинов И.А., Левина О.В. Первые данные об изменении природной среды и климата Жомболокского вулканического района (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене // Доклады Академии Наук. 2016. Т. 468. №3. С. 323–327.

2. Mackay A., Bezrukova E., Leng M., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Wang L., White D. Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal, central Asia // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 41. P. 119–131.

ДРЕВНИЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ ЗВЕНИГОРОДСКОЙ БИОСТАНЦИИ МГУ ИМ. С.Н. СКАДОВСКОГО И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ БОЛОТНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

И.Г. Кривокорин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, Москва,
Ленинские Горы, д. 1, стр. 12, ivansmail97@gmail.com

Волковское болото (карьер Сима) расположено на территории Звенигородской биостанции МГУ (55.66940° с.ш., 036.71331° в.д.), на небольшом водораздельном понижении площадью около 7 га. Его центральная часть представляет собой сфагновую сплавину,

образовавшуюся на месте торфоразработок, древняя торфяная залежь сохранилась только на бровках карьера и на периферии болота. Болото является объектом многолетних исследований специалистов разного профиля, однако многие аспекты, касающиеся истории болота, остаются пока неизученными.

В ходе студенческих самостоятельных работ прошлых лет было показано, что Волковское болото имеет возраст около 7000 лет и в прошлом неоднократно подвергалось антропогенному воздействию [1]. На окраинах болота были обнаружены следы древних гидротехнических сооружений – заросшие и заторфованные пруды и каналы. Поскольку в российской археологической науке не описано гидротехнических сооружений старше 15-16 в., была предложена гипотеза, что пруды были созданы 300-500 лет назад. Археологическая разведка 2012-2017 гг. выявила на территории ЗБС несколько памятников раннего и позднего Средневековья [2], однако непосредственно рядом с болотом Сима следов поселений не было обнаружено. Таким образом, точное время создания и назначение прудов до сегодняшнего дня остаются неизвестными, поэтому трудно оценить их влияние на формирование современного облика болота.

Цель работы – исследовать особенности древних гидротехнических сооружений на окраинах Волковского болота, определить время их создания и хозяйственное назначение и оценить их влияние на болотные растительные сообщества.

Основными объектами исследования были два древних пруда.

Пруд 1 – один из двух прудов, расположенных на восточной окраине болота, занятой березово-сосновым кустарничково-сфагновым редколесьем, имеет размеры 10,6x2,2 м, окружен валиками высотой до 49 см. Заторфованная поверхность пруда соответствует поверхности окружающего болота и покрыта *Sphagnum fallax*, *Eriophorum vaginatum* и *Carex nigra*, максимальная глубина торфа 150 см. Были исследованы колонка торфа из середины пруда, почвенные разрезы через валик и через торфяную залежь в 4 м от южного края пруда. Рядом с прудом 1 с запада на восток вдоль восточной окраины болота проходит древняя заторфованная канава. Пруд 2 расположен на северной окраине болота, занятой березово-сосновым кустарничково-сфагновым редколесьем. Размеры пруда – 35x16 м, высота окружающих земляных валиков до 37 см, глубина торфа в середине пруда – 90 см. Заторфованная поверхность пруда ниже поверхности окружающего болота на 7 см и сильно обводнена. В её растительном покрове доминирует *Menyanthes trifoliata*. Были исследованы керн из середины пруда, почвенные разрезы через валик и через торфяную залежь в 3 м к северо-востоку от пруда.

Полевые исследования включали в себя фотографирование, в том числе с квадрокоптера, бурение прудовых отложений, описание почвенных разрезов, отбор проб, геоботанические описания. В лаборатории были

проведены анализы 73 образцов торфа на зольность, влажность и влагоемкость [3] (URL: <http://www.lpc.uottawa.ca/resources/loi.html>), спорово-пыльцевой анализ (СПА) по стандартным методикам [4]. Радиоуглеродное датирование было выполнено в А.Е. Lalonde AMS Laboratory. Для обработки данных использовали программы OxCal 4.3, Excel, TILIA, TouPView, Adobe Illustrator.

СПА нижней части прудовых отложений выявил признаки интенсивной сельскохозяйственной деятельности непосредственно рядом с болотом в период функционирования прудов: была обнаружена пыльца культурных растений (*Secale cereale*, *Triticum*, *Linum*, *Cannabis*, *Fagopyrum esculentum*), индикаторов выпаса (*Fabaceae*, *Poaceae*, *Plantago*) и сорняков (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Polygonum*, *Rumex*, *Pteridium aquilinum*). Корреляция спорово-пыльцевых диаграмм прудов и ненарушенных участков болота позволила локализовать время создания прудов (800-900 л.н) и реконструировать окружающую растительность до и после их сооружения. Во всех исследованных колонках были выявлены признаки заболачивания окружающей территории после прекращения хозяйственной активности, особенно сильно выраженные на северной окраине болота (исчезновение пыльцы *Tilia* и *Quercus* и увеличение участия пыльцы *Pinus* и спор *Sphagnum*).

Анализ стратиграфии почвенных и торфяных разрезов и СПА выявили еще несколько периодов, связанных с антропогенной активностью (пожарами, сельским хозяйством, торфоразработками): 4700 л.н., 2200–2000 л.н., 900–800 л.н. и 300–200 (?) л.н. Наиболее ранние признаки земледелия (пыльца пшеницы) найдены в слоях, датированных около 2200 л.н. (ранний железный век, время функционирования дяковских городищ на реках Москва и Сетунь). Создания осушительных каналов по пыльцевым спектрам относится к времени более позднему, чем создание прудов.

Анализ торфа (влажность, влагоёмкость, зольность, степень разложения, расчет скорости прироста) в разных частях болота позволил установить влияние гидротехнических сооружений на окружающую растительность. На восточной окраине создание прудов и каналов способствовало усилению разложения торфа и уменьшению скорости накопления, в то время, как на северной окраине создание пруда (дамбы) способствовало усилению торфонакопления и заболачиванию минеральных почв по краям болота.

Таким образом, в ходе исследования было установлено следующее:

Пруды были вырыты в 11–13 веках для хозяйственных целей, связанных с земледелием и скотоводством. Оба пруда находились рядом с пастбищами и полями.

Канавы были вырыты позднее, возможно для добычи торфа.

Выявлено три периода хозяйственной деятельности рядом с болотом: 1) выжигание леса и распашка на берегах болота в период РЖВ (около 2000 л.н.); 2) выжиг леса под земледелие/выпас и создание прудов (около 800 л.н.); 3) осушение болота с помощью дренажных канав и разработка торфа (18/19 век?).

Создание Пруда 1 и канавы способствовало временному дренированию восточной окраины болота и зарастанию ее лесом. Создание Пруда 2 способствовало заболачиванию лесной территории, примыкающей к болоту с севера. После прекращения хозяйственного использования оба пруда начали накапливать торф.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронина А., Панкин М., Ягодковская М., Вишнякова А., Воронова А., Идиятуллина С., Кудрявкина А., Соколов А., Шелепова В. История болота Симы // Флора и фауна Западного Подмосковья (Ред. В.М. Гаврилов). М.: Товарищество научных изданий КМК, 2018. С. 118–127.

2. Кренке Н.А. Древности бассейна Москвы-реки от Неолита до Средневековья: этапы культурного развития, формирование производящей экономики и антропогенного ландшафта, Москва, 2015. 720 с.

3. Christie S. Determination of loss on ignition and carbonates 2019. Available from: <http://www.lpc.uottawa.ca/resources/loi.html> (accessed: 20.01.2019)

4. Faegri K., Iversen J. Textbook of Pollen Analysis. The Blackburn Press, Caldwell, New Jersey, 1989. 328 pp.

ГРЫЗУНЫ НА ПУТИ ИЗ ОБЪЕКТОВ БИОЦЕНОЗОВ В СУБФОССИЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ

Ю.Э. Кропачева, Н.Г. Смирнов

Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202,
kropachevaje@yandex.ru, nsmirnov@ipae.uran.ru

Переход мелких млекопитающих из объектов биоценозов в субфоссильное состояние сопровождается потерей информации на каждой ступени. Наиболее часто используемый палеонтологический материал для изучения грызунов – коренные зубы. По ним проводятся определение вида животного, реконструкции его размера, возраста и пищевой специализации. Исследования морфологических характеристик раскрывают закономерности временной и пространственной изменчивости.

При реконструкции индивидуальных размеров одно из основных затруднений заключается в относительно слабой связи размеров зуба и тела. Еще одна сложность, возникающая при изучении размеров зубов – изменения длины жевательной поверхности, связанные с особенностями стачивания зубов – варьированием угла стачивания жевательной поверхности и появлением фасеток боковых стираний. Определение возраста производят по степени стертости эмали и обнажения дентина у бунодонтных грызунов, по степени развития корней коренных зубов, соотношению высоты коронки и длины корня у гипсодонтных форм [1]. Проблемой является и то, что, рост корней происходит с разной скоростью у полевок разных генераций в зависимости от сезона их рождения [1]. В методиках, где критерием возраста грызунов является стачивание зу-

бов или соотношение высоты коронки и длины корней погрешность может возникать вследствие различной скорости стачивания в разном возрасте и при употреблении пищи разной степени абразивности [2]. Когда у зуба есть сформированные корни и прирастание коронки в высоту не происходит, возрастные изменения связаны только со стачиванием коронки. Причина возрастных изменений зубов без корней связана с продолжающимся ростом коронки в высоту [3]. Особенности питания растительноядных грызунов отражает форма микро и мезорельефа жевательной поверхности их щечных зубов [2, 4, 5]. Анализ микро и мезостачиваний позволяет выявить основные компоненты диеты, различающиеся абразивностью и плотностью, таких как растения с высоким и низким содержанием силикатов, семена, ягоды, насекомые.

Одна из основных задач исторической экологии – реконструкции сообществ животных и растений прошлого. Важными накопителями костных остатков мелких млекопитающих являются хищные птицы, в особенности, совы. Накопление происходит в скальных убежищах – гротах и нишах, служащих птицам местом для гнезд или присад. Костные остатки в таких местонахождениях – это, как правило, непереваренные части жертв из погадок. Видовой состав жертв сов может включать всех представителей фауны млекопитающих,

доступных данному виду [6]. Главная трудность на пути реконструкций сообществ на основе орнитогенных отложений происходит от избирательности питания сов. Рацион хищников зависит от численности жертв, их биотопической приуроченности, социальной структуры, поведенческих особенностей, размера [7]. В рационе хищных птиц выделяются группы жертв. Основные жертвы – предпочитаемые данным видом размерно-биотопические группы добычи. Альтернативные жертвы обладают рядом признаков, делающих их менее предпочитаемой добычей. Эти две группы жертв составляют большую долю рациона, как по количеству добытых особей, так и по их массе. По количеству видов преобладает третья группа, которую предложено называть сопутствующими жертвами [8]. Они либо обитают в биотопах, редко облавливаемых птицей, тогда хищники добывают сопутствующих жертв не только на охотничьих, но и на транзитных территориях, и/либо выходят за пределы предпочитаемого диапазона по массе. Как основные, так и альтернативные жертвы, как правило, являются многочисленными видами сообщества, однако таковыми могут быть и сопутствующие жертвы. Эти виды выступают в качестве индикаторов присутствия в окружающем ландшафте местообитаний, которые являются второстепенными для кормодобывающей деятельности хищников, но их обнаружение важно для палеореконалистических [8]. Реконструкции размеров, возраста, пола, так же сталкиваются с проблемой избирательности питания сов [9].

Существует ряд факторов, которые не позволяют напрямую использовать результаты анализа состава и структуры остатков мелких млекопитающих из многослойных отложений для реконструкции межгодовой динамики их численности. Показано что рацион хищников содержит информацию как о кратковременных циклах и всплесках численности отдельных видов, так и о долговременных тенденциях изменения населения мелких млекопитающих [10]. В орнитогенных местонахождениях доминантами являются основные жертвы, альтернативные так же составляют заметную долю остатков за счет повышения их в питании сов в отдельные годы и последующего усреднения материала [10, 11]. На сопутствующих жертв приходится единицы процентов. Накопление погадок происходит неравномерно в разные годы. Захоронение костей жертв и преобразование их в субфоссильные остатки сопровождается их частичной потерей. При формировании отложений может происходить перемешивание остатков, в результате чего нарушается правильная стратиграфическая последовательность. Эти процессы приводят к усреднению данных не только за отдельные годы, но за десятки и сотни лет [12].

Изучена зависимость сохранности костного материала, от воздействия пищеварительных ферментов птиц – накопителей костей жертв [13]. Эрозия уничтожает ряд источников информации, используемые при палеореконалистических. Есть избирательность сохранности как элементов скелета, так и костей животных разных видов и возрастов [14]. При переваривании размеры зубов уменьшаются уже на начальных стадиях разрушения, что может внести погрешность при реконструкции размеров животных. Разрушение поверхностных слоев эмали и дентина жевательной поверхности приводит к утрате данных о микростачиваниях зубов, мезостачивания сохраняются лишь на зубах с хорошей сохранностью (Кропачева и др., 2019). Формы трансформации костных остатков и степень утраты данных на начальных этапах фоссилизации зависят от характера вмещающих пород. Важную информацию дает изучение осадконакопления и других геологических процессов, сопряженных с формированием палеонтологической летописи на основе погадочного материала. Элементный анализ и термогравиметрия костных остатков из скоплений позволяют на массовом материале оценить степень однородности и выявить в них переотложенные элементы [15].

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 19-04-01008, 19-04-00507, Комплексной программы УрО РАН проект № 18-4-4-3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Клевезаль Г.А. Принципы и методы определения возраста млекопитающих. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. 283 с.
2. Кропачева Ю.Э., Сибиряков П.А., Смирнов Н.Г., Зыков С.В. Мезостачивания зубов серых полевков как индикаторы твердости и абразивности корма // Экология. 2016. № 6. С. 441–448.
3. Кропачева Ю.Э., Смирнов Н.Г., Маркова Е.А. Индивидуальный возраст и одонтологические характеристики полевки-экономки // Доклады академии наук. 2012. Т. 446, № 2. С. 234–237.
4. Belmaker M. Dental microwear of small mammals as a high resolution paleohabitat proxy: opportunities and challenges. *Journal of Archaeological Science: Reports*. 2018. № 18. P. 824–838.
5. Зыков С.В., Кропачева Ю.Э., Смирнов Н.Г., Димитрова Ю.В. Микростачивание моляров узкочерепной полевки (*Microtus gregalis* Pall., 1779) в зависимости от абразивности корма // Доклады академии наук. 2018. Т. 47. № 3. С. 366–368.
6. Terry R.C. The dead do not lie: using skeletal remains for rapid assessment of historical small-mammal community

baselines // Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences. 2009. V. 277. №. 1685. С. 1193–1201.

7. Comay O., Dayan T. What determines prey selection in owls? Roles of prey traits, prey class, environmental variables, and taxonomic specialization // Ecology and evolution. 2018. V.8. № 6. P. 3382–3392.

8. Смирнов Н. Г., Кропачева Ю. Э. Основные и сопутствующие жертвы филина (*Bubo bubo*) в задачах исторической экологии // Экология. 2019. № 5. С. 387–391.

9. Trejo A., Guthmann N. Owl selection on size and sex classes of rodents: activity and microhabitat use of prey // Journal of Mammalogy. 2003. V. 84. № 2. P. 652–658.

10. Садыкова Н.О., Смирнов Н.Г. Формирование локальных и элементарных фаун в зоогенных отложениях Печоро-Илычского заповедника // Труды Печоро-Илычского заповедника. Вып. 14. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН. 2005. С.152–158.

11. Korpimäki E., Sulkava S. Diet and breeding performance of Ural owls *Strix uralensis* under fluctuating food conditions // Ornis Fennica. 1987. V. 64. P. 57–66.

12. Terry R. C., Novak M. Where does the time go?: Mixing and the depth-dependent distribution of fossil ages // Geology. 2015. V. 43. № 6. P. 487–490.

13. Andrews P. Owls, caves and fossils. Chicago: University of Chicago Press, 1990. 235 p.

14. Sharikov A., Kovinka T., Bragin M. A comparative laboratory study of the preservation of different rodent bones in pellets of Strigiformes // Ornis Fennica. 2018. V. 95. P. 82–88.

15. Смирнов Н.Г., Вотьяков С.Л., Садыкова Н.О., Куселева Д.В., Щаплова Ю.В. Физико-химические характеристики ископаемых костных остатков млекопитающих и проблема оценки их относительного возраста. Ч. 1. Термический и масс-спектрометрический элементный анализ. Екатеринбург: Гощицкий, 2009. 118 с.

ТРОФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ БУРЫХ МЕДВЕДЕЙ (*URSUS ARCTOS* L.) ЯКУТИИ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА

О.А. Крылович¹, Г.Г. Боескоров^{2,3}, М.В. Щелчкова⁴, А.Б. Савинецкий¹

¹ Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва, Ленинский просп., д. 33, okrylovich@gmail.com

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, РФ, г. Якутск, пр. Ленина, д. 39

³ Академия наук Республики Саха (Якутия), 677027, РФ, г. Якутск, пр. Ленина, д. 33, gboeskorov@mail.ru

⁴ Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, 677007, РФ, г. Якутск, ул. Кулаковского, д. 42, mar-shchelchkova@mail.ru

Понимание трофического положения крупных хищных млекопитающих в позднем плейстоцене важно для реконструкции многих характеристик «тундростепи» (арктической степи) – экосистемы, не имеющей аналогов в современности. В средних и высоких широтах в голоцене популяции некоторых хищных представляют собой реликты плейстоценовых популяций с изменёнными генетической структурой и экологической нишей. Одним из таких видов является бурый медведь (*Ursus arctos*), ареал которого в плейстоцене почти совпадает с его современным ареалом. Реконструкция и сравнение некоторых аспектов палеобиологии этого вида, в том числе трофического положения во времена плейстоцена и голоцена, может обеспечить нас базовой информацией о его фундаментальной экологической нише и формировании экологической пластичности, которая

способствует широкому распространению вида в самых разных экологических условиях.

Содержание стабильных изотопов углерода и азота в коллагене кости позволяют напрямую анализировать питание и экологические особенности существования животных. Так как углерод и азот, содержащиеся в коллагене костей, попадают в организм вместе с пищей, содержание их стабильных изотопов в молекулах коллагена идеально для палеоэкологических исследований, в том числе и для определения особенностей питания животных.

В 2015 и 2016 гг. в береговых обнажениях р. Уяндына и Селеннях (крайний север Якутии) были найдены черепа исключительно крупных особей бурого медведя [1]. Радиоуглеродная дата наиболее крупного черепа медведя с р. Уяндына подтвердила плейстоценовый возраст находки (>45000 лет (GrA-65241)). Размеры найденных черепов

намного превосходят соответствующие параметры современных подвидов Сибири и Дальнего Востока, а также ископаемых особей вида с территории Якутии [1].

Известно, что бурый медведь может достигать исключительно крупных размеров при наличии богатой кормовой базы (проходная рыба, трупы морских млекопитающих, обилие питательных корней, плодов и семян растений) [2]. Во время ледникового периода в северной Якутии медведи не могли иметь подобной пищи. Предполагалось, что бурый медведь в позднем плейстоцене мог активно охотиться на молодняк бизонов и оленей, или питаться трупами мамонтов и других гигантских травоядных [3], чем могли быть вызваны крупные размеры новых находок. Современный подвид бурого медведя, обитающий на территории Якутии (*U. a. jenseensis*), наоборот, отличается относительно мелкими размерами и разнообразным питанием с преобладанием растительных кормов [4, 5].

Цель нашей работы – сопоставить трофическое положение древнего и современного бурого медведя с территории Якутии на основе данных изотопного анализа.

Для нашей работы мы использовали коллаген, выделенный по модифицированному методу Лонжина [6,7] из двух образцов кости двух крупных медведей из плейстоценовых отложений Якутии и современных бурых медведей Якутии. Изотопный состав коллагена был определён в Центрах коллективного пользования ИПЭЭ РАН и Института географии РАН.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ исследованных древних медведей схожи со средними значениями плейстоценовых бурых медведей и пещерных львов Якутии и Чукотки, [9], но $\delta^{15}\text{N}$ достаточно сильно отличаются в большую сторону от таковых бурых медведей из Европы и восточной Берингии [10, 11] (Рис. 1). Современные бурые медведи Якутии показывают значения близкие ископаемым бурым медведям из Европы [11] и совершенно отличаются от ископаемых медведей Якутии.

У изученных ископаемых медведей $\delta^{15}\text{N}$ коллагена близки к значениям таких хищников, как пещерные львы или *Canis sp.*, что наводит на мысль о том, что медведи занимали схожее трофическое положение, и значительную часть их рациона составляла протеиновая пища. Похожий случай известен для территории Аляски и Юкона, где до 20000 лет назад обитал гигантский короткомордый медведь (*Arctodus simus*). Значения $\delta^{15}\text{N}$ коллагена костей *A. simus* схожи со значениями $\delta^{15}\text{N}$ саблезубых тигров из этой же местности [8]. В связи с этим была выдвинута гипотеза, что гигантский медведь был специализированным хищником или падальщиком. При этом значения $\delta^{15}\text{N}$ бурых медведей, сосуществовавших на одной территории с *A. simus* на 2–3 ‰ ниже. После исчезновения гигантских медведей в восточной

Берингии значения $\delta^{15}\text{N}$ бурых медведей увеличилось почти до значений *A. simus*. Такой сдвиг можно объяснить тем, что бурые медведи заняли освободившуюся нишу и стали в большем количестве употреблять «мясные продукты», но не понятно за счёт использования падали или активной охоты. По расчётам с использованием значений трофического фракционирования для медведей [8] получается, что потенциальными объектами питания бурых медведей Якутии могли быть шерстистый носорог, овцебык, лошадь и бизон.

Мы можем объяснить высокие значения $\delta^{15}\text{N}$ коллагена костей изученных ископаемых медведей в основном отсутствием крупных конкурентов, таких как *A. simus*, что позволяло использовать медведям в пищу большое количество пищи животного происхождения. Современные бурые медведи Якутии (по сравнению с ископаемыми) занимают принципиально другую трофическую нишу, адаптированную к современным низкопродуктивным экосистемам Якутии. Современные экосистемы Якутии, менее продуктивные, чем тундростепь в плейстоцене, не способны поддерживать многочисленные популяции травоядных, что ограничивает ресурсы для крупных хищных. В таких условиях бурый медведь сменил трофическую нишу на более оптимальную в создавшихся условиях с преобладанием растительных кормов в рационе.

Исследования выполнены в рамках проекта по государственному заданию ИГАБМ СО РАН № 0381-2019-0002 и государственного задания Министерства образования и науки России № 37.7935.2017 / 6.7.

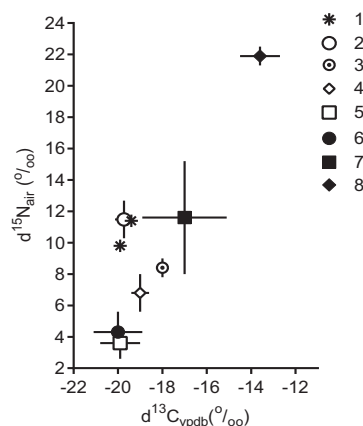


Рисунок 1. Изотопный состав коллагена костей разных видов медведей из плейстоценовых отложений Европы, Якутии и Северной Америки и современных медведей восточной Чукотки (среднее \pm стандартное отклонение). 1 – бурый медведь, Якутия, наши данные; 2 – бурый медведь, Якутия и Чукотка по: [9], 3 – гигантский короткомордый медведь, восточная Берингия по: [10], 4 – бурый медведь, восточная Берингия, по: [10], 5 – бурый медведь, Европа, по: [11], 6 – современный бурый медведь, Якутия, 7 – современный бурый медведь, Чукотка, по: [6], 8 – современный белый медведь, Чукотка, по: [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Боескоров Г.Г., Барышников Г.Ф., Тихонов А.Н., Протопопов А.В., Климовский А.И., Григорьев С.Е., Чепрасов М.Ю., Новгородов Г.П., Щелчкова М.В., ван дер Плихт Й. Новые данные о крупном буром медведе (*Ursus arctos* L., 1758, Ursidae, Carnivora, Mammalia) из неоплейстоцена Якутии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 486. № 6. С. 685–690.
2. Гептнер В.Г., Наумов Н.П., Юргенсон П.Б., Слудский Л.Л., Чиркова Л.Ф., Банников А.Г. Морские коровы и хищные. Т. 2. Млекопитающие Советского Союза. М.: Высш. школа, 1967. 1004 с.
3. Боескоров Г.Г., Барышников Г.Ф. Позднечетвертичные хищные млекопитающие Якутии. СПб.: Наука, 2013. 199 с.
4. Тавровский В.А., Егоров О.В., Кривошеев В.Г., Попов М.В., Лабутин Ю.В. Млекопитающие Якутии. М.: Наука, 1971. 659 с.
5. Ревин Ю.В., Сафронов В.М., Вольперт Я.Л., Попов А.Л. Экология и динамика численности млекопитающих Предверхоянья. Новосибирск: Наука, 1988. 200 с.
6. Горлова Е.Н., Крылович О.А., Тиунов А.В., Хасанов Б.Ф., Васюков Д.Д., Савинецкий А.Б. Изотопный анализ как метод таксономической идентификации археозоологического материала // Археология, этнография и антропология Евразии. 2015. Т. 43. № 1. С. 110–121.
7. Guiry E.J., Szpak P., Richards M.P. Effects of lipid extraction and ultrafiltration on stable carbon and nitrogen isotopic compositions of fish bone collagen // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2016. V. 30(13). P. 1591–1600.
8. Bocherens H. Isotopic tracking of large carnivore palaeoecology in the mammoth steppe // Quaternary Science Reviews. 2015. V. 117. P. 42–71.
9. Kirillova I.V., A.V. Tiunov, V.A. Levchenko, O.F. Chernova, V.G. Yudin, F. Bertuch, F.K. Shidlovskiy. On the discovery of a cave lion from the Malyy Anyui River (Chukotka, Russia) // Quaternary Science Reviews. 2015. V. 117. P. 135–151.
10. Fox-Dobbs K., Leonard J.A., Koch P.L. Pleistocene megafauna from eastern Beringia: Paleocological and paleoenvironmental interpretations of stable carbon and nitrogen isotope and radiocarbon records // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 261. № 1–2. P. 30–46.
11. Bocherens H., Stiller M., Hobson K.A., Pacher M., Rabeder G., Burns J.A., Tutken T., Hofreiter M. Niche partitioning between two sympatric genetically distinct cave bears (*Ursus spelaeus* and *Ursus ingressus*) and brown bear (*Ursus arctos*) from Austria: Isotopic evidence from fossil bones // Quaternary International. 2011. V. 245. P. 238–248.

О ПОВТОРЯЕМОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КОЛОНОК ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ РАЗНЫХ ЧАСТЕЙ ОЗЕРА

Д.Д. Кузнецов

Институт озероведения РАН, 196105, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Севастьянова д. 9,
dd_kuznetsov@mail.ru

При палеолимнологических реконструкциях важным вопросом является насколько изменились бы полученные результаты и, соответственно, выводы при повторении одного и того же анализа второй раз – другим исследователем/в другой лаборатории/на другом оборудовании и т.п. Работы по стандартизации такого рода проводятся с разной степенью успешности. Не менее важной задачей представляется определение того, насколько отложения, формирующиеся в различных частях озерной котловины, имеют одни и те же базовые характеристики. Иными словами, насколько изменится итоговая реконструкция при отборе колонки донных отложений в другой точке озера. Общепринято, что пробоотбор желателен проводить в так называемой точке интегральной седиментации, т.е. наиболее глубокой части озерной котловины, где накапливается наибольшее количество тонкого материала и сводится к минимуму

возможность размыва. Это методическое правило зачастую может нарушаться. Существуют ситуации, когда этим правилом приходится жертвовать по ряду технологических причин. Часто установить некую единственную точку интегральной седиментации невозможно из-за сложного строения озерной котловины. Колонки, отобранные на торфяниках и вскрывающие в нижней части озерные отложения, практически невозможно охарактеризовать с точки зрения вышеописанного правила.

Целью данной работы явилась оценка сходимости результатов анализа содержания органического вещества для колонок, отобранных в различных частях озерных котловин. Ниже представлены данные по голоценовой динамике содержания органического вещества в колонках донных отложений двух малых озер севера Европейской России. В каждом озере русским торфя-

ным буром с плота или со льда были отобраны несколько колонок в разных частях котловины. Материал был проанализирован на потери при прокаливании (ППП).

Большое Зеленое озеро (Большой Соловецкий остров, Белое море), расположенное в возвышенной части острова в межрядовом понижении, вытянутой правильной формы (длина 1 км, ширина 0,25 км), площадью 0,14 км², с глубинами до 11 м. Является одним из наиболее высоких озер острова – отметка уреза воды составляет 34 м над у.м. Проанализированы две колонки отобранные у противоположных берегов (юго-восточного и северо-западного) с глубины 8,18 м и 7,44 м, соответственно. Расстояние между точками составило 170 м. Расстояние от берега составило 30 м для первой колонки и 40 м для второй колонки. Мощность отложений составила 0,76 м и 1,00 м. Вскрытые отложения представлены следующей последовательностью (снизу вверх):

Колонка №1 – серая серый глинистый слоистый алеврит; темно-бурая торфянистая гиттия; светло-бурая полосчатая глинистая гиттия; бурая однородная гиттия.

Колонка № 2 – средне- и крупно-зернистый песок; темно-бурая торфянистая гиттия; серая однородная глинистая гиттия; бурая однородная гиттия.

Таким образом, несмотря на расположение точек пробоотбора у противоположных берегов принципиальная картина осадконакопления идентична и различается только в деталях. Так, например, мощность верхнего горизонта однородной гиттии варьирует от 50 до 75 см, или же в нижней части колонки у южного берега вскрыты более тонкие минерогенные отложения, чем в аналогичной части колонки, отобранной у северного берега.

Возраст торфянистой гиттии по данным радиоуглеродного анализа составил 10300–10500 кал. л.н. [1]. Соответственно, средняя скорость осадконакопления составила 0,05–0,08 мм/год. Описанные над торфянистым прослоем литологические горизонты не имеют эрозионных границ, что позволяет сделать вывод о непрерывном ходе осадконакопления. Его низкая скорость вызвана сочетанием двух факторов. Малая площадь водосбора обусловила незначительное поступление аллохтонного вещества, в т.ч. и биогенных соединений, что привело к преобладанию в озере низкопродуктивных условий на протяжении всего голоцена. Расположение точек пробоотбора на склоне озерной котловины (хотя и пологом) привело к сносу части материала в более глубоководную часть озера.

Результаты анализа ППП свидетельствуют о значительных различиях в абсолютных значениях содержания органического вещества в двух колонках. Так, в го-

ризонте торфянистой гиттии значения ППП достигают максимальных значений – 34% в колонке № 1 и 78% в колонке № 2. Выше, в отложениях, представленных гиттиями, разрыв в абсолютных значениях несколько снижается и составляет около 20%. В то же время отмечено практически идентичное поведение полученных кривых. В начале голоцена в озере происходит подъем уровня воды, формирование торфянистой гиттии прекращается, начинают накапливаться тонкие органические илы. Накопление органического вещества в них растет на протяжении всего голоцена с некоторыми колебаниями, которые, несмотря на различие в абсолютных значениях, отмечены в обеих колонках. Важно отметить это совпадение как общего тренда, так и незначительных флуктуаций.

Озеро Кавер расположено в восточном Приладожье, в 1 км от побережья Ладожского озера, в подветренной области линейной системы дюнных гряд, протянувшихся параллельно берегу Ладожского озера и достигающих высоты 21 м над у.м. Площадь 0,38 км². Вытянутая форма озера (длина 1,3 км, ширина 0,25 км) в основном следует направлению дюнных гряд. С севера, востока и юга к озеру примыкает заболоченная равнина. Озеро слабопроточное, мелководное, колонки отбирались в южной (колонка № 1) и средней (колонка № 2) частях котловины с глубины 1,5 м [2]. Отложения в колонке № 1, мощностью 2,5 м, представлены (снизу вверх) плотными детритовыми гиттиями, торфянистыми гиттиями с прослоями тонкого глинистого песка, однородными гиттиями. Колонка № 2, мощностью 1 м, сложена тонким песком в нижней части и влажной с большим количеством неразложившихся растительных макроостатков гиттией в верхней части.

Таким образом, отмечены принципиальные различия в ходе осадконакопления в исследованных частях котловины. Горизонт торфянистой гиттии отмеченный в южной части котловины свидетельствует о низком уровне бассейна, прослой глинистого песка там же откладывались в результате штормовых событий, вызывавших смыв и переотложение большого количества минерального материала с близлежащих песчаных склонов. Опесчаненность гиттии в центральной части озера связана с аналогичными процессами, но общая незначительная мощность гиттии здесь, по сравнению с южной частью котловины вызвана перераспределением осадка по котловине с увеличением накопления вещества по направлению к стоку из озера, т.е. в южную сторону. Песчаный горизонт в базальной части второй колонки своим формированием связан с озерно-ледниковым этапом истории озера. Средняя скорость осадконакопления, рассчитанная по данным радиоуглеродного датирования, составила около 0,4 мм/год для нижней

части колонки № 1, около 0,7 мм/год для верхней части колонки № 1 и около 0,15 мм/год для органической части колонки № 2.

Результаты анализа ППП показали принципиальное различие в характере накопления органического вещества в исследованных колонках оз. Кавер, причем как в абсолютных значениях, так и в направлении и характере динамики изменений. Такое различие в динамике накопления органического вещества в разных частях котловины возникло из-за следующих особенностей осадконакопления в данном озере. Расположение котловины в непосредственной близости береговой зоны Ладожского озера с формированием и переформированием береговых валов и дюн, незакрепленная поверхность которых служила поставщиком большого количества минерального материала, переносимого как эоловым, так и флювиальным путем, и простирающееся из этого неравномерное распределение осадка в пределах озерной котловины.

Таким образом, голоценовое осадконакопление в двух представленных озерах проходило по двум типичным сценариям, в зависимости от соотношения в осадках аллохтонного и автохтонного компонентов. В первом случае, в водоеме с преобладанием автохтонного материала, отмечена хорошая сходимость результатов

по динамике накопления органического вещества в различных частях котловины. Во втором случае корреляция результатов весьма затруднена в силу значительной роли аллохтонного материала в формировании осадков, поступление и накопление которого отличается большой изменчивостью.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН по теме №0154-2019-0001.

ЛИТЕРАТУРА

1. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., Беек П., Суо М., Субетто Г.Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.

2. Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Лудикова А.В., Сапелко Т.В. Голоценовые отложения малых озер Приладожья и реконструкция трансгрессивно-регрессивной деятельности Ладожского озера. // VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Апатиты, 2011. Т. 1. С. 305–306.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ОРГАНОНАКОПЛЕНИЯ В ОЗЕРАХ КАРИ И УМРОЙ (АРМЕНИЯ)

Д.Д. Кузнецов¹, Т.В. Сапелко¹, А.В. Лудикова¹, В.Р. Бойнагрян²

¹ Институт озероведения РАН, 196105, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Севастьянова д. 9, dd_kuznetsov@mail.ru

² Ереванский государственный университет, 0025, Армения, г. Ереван, ул. Алека Манукяна, д. 1

На двух малых высокогорных озерах Армении Кари и Умрой, расположенных на склонах массива Арагац, летом 2018 г. были отобраны колонки донных отложений [1]. Работы проводились русским буром с плота с глубин 2,2 м и 3,4 м, соответственно. Полученные колонки озерных отложений мощностью 0,5 и 1,13 м, соответственно, были разобраны в лаборатории сплошными сегментами по 2 см и проанализированы на потери при прокаливании.

Динамика содержания органического вещества в колонке из озера Кари позволяет выделить 5 периодов осадконакопления. В первом периоде содержание органического вещества меняется в довольно широких пределах (14-23%), при средних значениях около 17% и общем незначительном тренде к повышению. Во втором

периоде отмечен рост значений ППП до 30% и их стабилизация на значениях около 27%. Третий период выделен в маломощном торфянистом горизонте по максимальному для всего разреза содержанию органического вещества (50%). Для четвертого периода характерно последовательное снижение содержания органического вещества в осадках (средние значения ППП – 27%). В пятом периоде накопление органического вещества происходит в стабильных условиях, значения ППП составляют около 15% и не меняются, только в верхнем образце отмечено незначительно повышение содержания органического вещества до 16%.

В начальный период развития (с 4000 кал. л.н.) на осадконакопление в озере значительно воздействует ситуация на водосборе. На данном этапе уровень воды

в озере, вероятно, был ниже современного, на что указывает доминирование бентосных диатомей [2], среди которых преобладают виды-аэрофилы, населяющие периодически увлажняемые местообитания и способные переносить дефицит увлажнения. О важной роли аллохтонного вещества в осадконакоплении этого периода свидетельствует повышенная концентрация фитолитов (кремнистых образований, формирующихся в тканях наземных растений), а также их высокий процентный вклад в общую сумму кремнистых микрофоссилий. При общем тренде к повышению продуктивности регулярное (залповое) поступление с водосбора минерального вещества выражается в пилообразном характере кривой ППП. После 1000 кал. л.н. происходит понижение уровня и зарастание данной части озерной котловины водной растительностью. Низкое относительное содержание фитолитов в донных отложениях указывает на стабилизацию условий на берегах озера или уменьшение объемов поверхностного стока. В составе диатомовых комплексов в этот период преобладают виды-образатели. Далее уровень озера повышается, и после 600 кал. л.н. положение берега и морфометрические характеристики водосборной территории приходят в стационарное состояние и осадконакопление происходит в крайне стабильных условиях. При этом нельзя исключать возможного уменьшения количества осадков; при таком сценарии поступление минерального вещества с водосбора в озерную котловину также стабилизируется.

Динамика содержания органического вещества в проанализированных колонках озера Умрой позволяет выделить 4 периода осадконакопления. В первом периоде содержание органического вещества меняется в пределах 12-17%, при средних значениях около 15% и незначительном тренде к повышению. Во втором периоде отмечено общее снижение значений содержания органического вещества в осадках до 9-13%, при средних значений в 11%. Третий период выделен по крайне стабильному накоплению органического вещества, значения ППП лежат в пределах 9-10%. В четвертом периоде происходит рост накопления органического вещества от 10 до 15%.

Нижняя часть вскрытых отложений формировалась в интервале ~8000-5500 кал. л.н., содержание органического вещества в осадках в это время максимальное для всей колонки. Далее происходит снижение накопления органического вещества в осадках, при этом на его содержание продолжает оказывать влияние поступление материала с водосборной территории. Около 2300 кал. л.н. наступает стабилизация в накоплении органического вещества в озере, содержание органического вещества в колонке остается неизменным вплоть до 650 кал.

л.н., после чего начинается его рост вплоть до современности.

В результате получены данные анализа содержания органического вещества в колонках донных отложений озер Кари и Умрой (Армения). Время начала формирования отложений, определенное радиоуглеродным датированием, около 4 и 8 тысяч калиброванных лет назад, соответственно. По предварительным данным скорость осадконакопления составляла около 0,12 мм/год. По динамике содержания органического вещества в исследованных озерах выделено несколько периодов осадконакопления, свидетельствующих об изменениях уровня режима водоема; периодах усиления/уменьшения эрозионных процессов на водосборе и периодах повышения/понижения продуктивности водных экосистем.

Формирование позднеголоценовых отложений в озерах Кари и Умрой имеют ряд общих черт – до ~2300 – ~1000 лет назад седиментация органического вещества в обоих озерах происходит по близким сценариям – в условиях регулярного поступления минерального вещества с водосбора. Далее роль аллохтонного вещества в составе отложений снижается, и седиментация органического вещества происходит без изменений. Но при этом, в озере Кари уровень воды понижается и происходит зарастание прибрежных мелководий, а в озере Умрой уровень воды не меняется. В близкое к современности время накопление органического вещества во всех изученных озерах или стабильно, или имеет тренд к повышению при отсутствии следов сильных эрозионных процессов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-55-05008, и при финансовой поддержке Комитета науки Министерства образования и науки РА в рамках научного проекта № 18RF-045.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Науменко М.А., Бойнагрян В.Р. История развития и современное состояние высокогорного озера Кари (Армения) по данным диатомового анализа // Вопросы современной альгологии. 2019. № 3 (в печати).
2. Сапелко Т.В., Бойнагрян В.Р., Габриелян И.Г., Науменко М.А., Севастьянов Д.В., Пилюян А.С., Маргарян Л.А. Голоцен Армении по предварительным результатам первых комплексных исследований высокогорных озер // Морфологическая эволюция и стратиграфические проблемы. Материалы LXV сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. С. 181–183.

ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИИ ИНСОЛЯЦИИ НА КЛИМАТ ЕВРАЗИЙСКОЙ СУБАРКТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ

Э.Д. Кузнецов¹, А.Т. Галимов^{1,2}, Ю.В. Шалаумова³, А.В. Бородин^{1,2}

¹ Уральский федеральный университет, 620000, РФ, г. Екатеринбург, просп. Ленина, д. 51, eduard.kuznetsov@urfu.ru, arsik-sion@yandex.ru

² Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202, bor@ipae.uran.ru

³ Институт промышленной экологии УрО РАН, 620219, РФ, г. Екатеринбург, ул. Софьи Ковалевской, д. 20а, yulyash@gmail.com

К одному из глобальных факторов, определяющих климат на Земле, относится вариация потока солнечного излучения. Мультипериодические вариации инсоляции определяют цикличность климата на Земле. Цель исследования — оценка влияния вариаций инсоляции на климат субарктических и арктических широт Урала и Западной Сибири в голоцене. Расчет инсоляции в голоцене на границе верхней атмосферы выполнен на основе модели долгопериодической эволюции орбиты Земли La2004 [1]. Эта модель является численным решением для полной Солнечной системы с учетом модели прецессии Земли, полученной на основе лазерной локации Луны. Орбитальное решение применимо от –50 до +20 млн. лет от современной эпохи. Выполнена оценка среднесуточной и среднемесячной инсоляции на интервале времени 12 тыс. лет от современной эпохи для широт от 55° до 70°.

Для привязки оценок инсоляции к территории Западной Сибири выполнен учет рельефа для широт от

55° до 70° с. ш. для плиоценовой эпохи (предъямальское время) и современного периода. Цифровая модель рельефа (ЦМР) плиоцена построена на основе палеогеоморфологической карты масштаба 1:4000000 [2]. ЦМР плиоцена и современного периода были разделены параллелями на сегменты по 1°. Для каждого сегмента рассчитывалось годовое солнечное излучение (в течение невисокосного года продолжительностью 365 дней) с ежемесячными интервалами. Суммарная прямая и диффузная инсоляция определялась с помощью методов алгоритма полусферической видимости [3, 4]. Далее поградусные сегменты были объединены в единые модели инсоляции для двух анализируемых периодов времени, и получена оценка трансформации количества солнечного излучения в голоцене за счет изменений рельефа.

Сравнение карт инсоляции эпохи плиоцена с современными данными (Рис. 1) показало, что на большей части территории Западной Сибири солнечное излу-

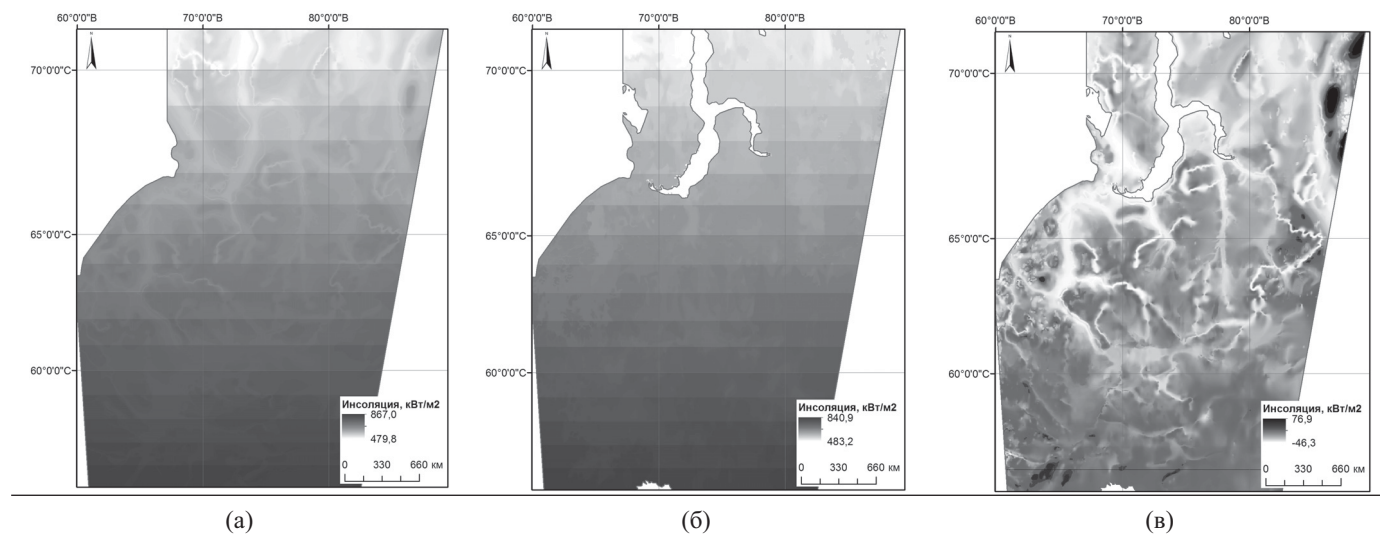


Рисунок 1. Годовая инсоляция для территории Западной Сибири: (а) плиоценовая эпоха, (б) современный период, (в) разность инсоляции между плиоценом и современной эпохой.

чений было выше в начале рассматриваемого периода. Медиана разности между инсоляцией в начале и в конце периода исследования составила 22,3 кВт/м². Кроме того, отмечается увеличение значений разности инсоляции с севера на юг. Эти изменения обусловлены трансформацией рельефа, происходившей на протяжении периода голоцена. Оценка разности соответствующих ЦМР показала тенденцию к большему понижению рельефа в южном направлении, достигающему значений 855,1 м над уровнем моря (медиана разности между ЦМР составила 230,7 м н.у.м.). Отдельные участки с отрицательными значениями разности инсоляции (Рис. 1в), отмечаемые вблизи водных объектов, могут быть связаны с несовпадением русел рек на палеогеоморфологической и современной картах.

Для оценки влияния изменения инсоляции на климат было проведено исследование ответа растительности на климатические изменения. Были обработаны данные о 24 разрезах на территории Среднего, Северного, Приполярного и Полярного Урала, на каждый разрез были получены радиоуглеродные датировки. Методом спорово-пыльцевого анализа были получены спектры, которые обрабатывались методом биомов. В результате были получены карты динамики растительности на изучаемой территории. Было выделено два оптимума, в которых леса занимали новые территории с юга на север. Первый оптимум совпадает с временем 8 000 лет назад, второй 4 000 лет назад. В первом оптимуме биом тундра стал замещаться тайгой с образованием лесотундры практически на всей территории Урала, тогда как во время второго оптимума тайга стала занимать территорию от 56° до 65° с. ш., что демонстрирует условия, более соответствующие лесной растительности [5].

Рассмотрение изменения инсоляции позволило предположить причину большего распространения биома тайги во время второго климатического оптимума по отношению к первому. Значимых изменений инсоляции с января по апрель не происходит, тогда как, начиная с мая, уровень освещенности меняется в течение голоцена (Цветная вкладка, рис. 12).

Освещенность в мае в два раза превосходит освещенность предыдущего месяца и 8 тыс. лет назад была выше, чем 4 тыс. лет назад на 5–8%. Инсоляция июня и июля демонстрируют схожую картину, на первый климатический оптимум приходится больше света, чем на второй в эти месяцы. Для первого климатического оптимума август — это начало уменьшения поступающей солнечной радиации, в отличие от второго климатического оптимума. Инсоляция в августе четыре тысячи

лет назад отличается от инсоляции в июле, но это по-прежнему светлый месяц. Инсоляция в сентябре и октябре продолжает плавно уменьшаться. Освещенность 4 тыс. лет назад падает не так резко, как восемь тысяч лет назад.

Для растительности это означает, что в первый климатический оптимум было три хорошо освещенных месяца, в которые возможно развитие растений. Поэтому 8 тыс. лет назад условия стали достаточными для начала таежной экспансии на север. Спустя четыре тысячи лет вегетационный сезон удлинился на два месяца, что стало значимым изменением для биома тайга и позволило расшириться таежным лесам намного дальше на север чем в первый климатический оптимум.

На основе выполненного исследования можно сделать следующий вывод. Увеличение количества месяцев с повышенной инсоляцией привело к распространению биома тайги 4 тыс. лет назад на более обширные территории, чем 8 тыс. лет назад. Для лесной растительности важнее продолжительность фотосинтетического периода, а не общая температура земли, которая 8 тыс. лет назад была выше, чем 4 тыс. лет назад [6], но не привела к такому обильному распространению лесов на широтах от 55° до 70°.

Работа поддержана грантом РФФИ № 19-04-00966.

ЛИТЕРАТУРА

1. Laskar J., Gastineau M., Joutel F., Robutel P., Levrard B., Correia A. A long term numerical solution for the insolation quantities of Earth // *Astronomy and Astrophysics*. 2004. V. 428. P. 261–285.
2. Палеогеоморфологический атлас СССР. Карты палеорельефа и коррелятных отложений / Под ред. А.В. Сидоренко. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 80 с.
3. Fu P., Rich P.M. Design and implementation of the Solar Analyst: an ArcView extension for modeling solar radiation at landscape scales // *Proceedings of the Nineteenth Annual ESRI User Conference*, 1999.
4. Rich P.M., Dubayah R., Hetrick W.A., Saving S.C. Using Viewshed models to calculate intercepted solar radiation: applications in ecology // *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Technical Papers*. 1994. P. 524–529.
5. Галимов А.Т., Антупина Т.Г., Панова Н.К. Распределение растительных биомов Урала в Голоцене по данным спорово-пыльцевого анализа // *Экология и эволюция: новые горизонты*. Материалы международного симпозиума.
6. Platt D.E. et al. Mapping post-glacial expansions: the peopling of Southwest Asia // *Scientific reports*. 2017. T. 7. С. 40338.

МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ В СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Е.А. Кузьмина, А.И. Улитко

Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта,
д. 202, elena.kuzmina@ipae.uran.ru, aulitko@list.ru

Для территории Южного Зауралья получены новые данные, характеризующие сообщества мелких млекопитающих (Rodentia, Lagomorpha, Carnivora) в среднем голоцене. Слой 3 пещеры Чернышевская-III (52°38' с.ш., 58°53' в.д.; Кизильский р-н, Челябинская обл.) имеет некалиброванную радиоуглеродную дату 5210 ± 90 лет назад (Ki-15500), и относится к среднему подгоризонту Агидельского горизонта голоцена [1], или к финалу атлантического периода (по шкале Блitta-Сернандера) среднего голоцена [2].

Раскопки в местонахождении проводились авторами в 2001 г. Костный материал получен из рыхлых слоев пещеры путем промывки на ситах, с размером ячеек 1×1 мм. Выявлена следующая стратиграфия: слой 1 – светло-серая рыхлая гумусированная супесь с большим включением щебня; слой 1а – темно-серая, местами черная гумусированная супесь с большим включением среднего и крупного щебня. Слой 2 – серо-коричневая слабогумусированная супесь с включением мелкого щебня. Слои 1 и 2 предварительно датируются поздним голоценом (ок. 3,5 тысяч (тыс.) костных остатков). Слой 3 – светло-коричневая супесь с небольшим включением щебня (ок. 5,8 тыс. костных остатков). Определение ископаемого материала проводилось при помощи определителей и методик [3–5]. Использовались эталонные коллекции лаборатории палеоэкологии и Музея ИЭРиЖ УрО РАН. Результаты определений представлены в Таблице. Всего для местонахождения, с учетом ранее опубликованных материалов из первого слоя [6], определено более 9,8 тыс. костных и зубных остатков мелких млекопитающих.

В среднем голоцене (усредненные данные для двух локальных сообществ слоя 3) видом-доминантом была узкочерепная полевка в группе мелких млекопитающих (Rodentia, Lagomorpha). Это типичный вид-доминант для голоценовых сообществ на изучаемой территории [6]. Содоминанты – степная пеструшка и полевка из группы обыкновенная (10–11%).

К обычным видам (1.0–9.9%) отнесены: обыкновенная слепушонка, лесные полевки из группы красная–рыжая, хомяк обыкновенный, полевка–экономка, водяная полевка, мышовка. Доли остальных таксонов варьирова-

ли: пищуха степная, малый суслик, серый хомячок, красная полевка, рыжая полевка, пашенная полевка, полевая мышь. Группа редких видов – хомячок Эверсмanna, мыши из группы малая лесная–полевая. Очень редкие виды – большой суслик, желтая пеструшка, малая лесная мышь. Видовой состав сообществ мелких растительноядных млекопитающих для всего слоя 3 насчитывает 21 таксон, а для группы среднеразмерных растительноядных и всех хищников определено 8 таксонов.

Дифференцирующее разнообразие сообществ грызунов и пищух в среднем голоцене представлено двумя доминирующими группами видов – степной и луговой. В это время в сообществах возрастает доля лесных (5%) и луговых (17%) видов по сравнению с бореальным периодом голоцена, а относительная численность полупустынной группы сильно сокращается. Установлено, что в финале атлантического периода голоцена (около 5200 л.н.) в структуре сообществ мелких млекопитающих доминировали мезофильные таксоны (в основном за счет луговых и лесных видов). Это соответствует палинологическим данным для территории Южного Зауралья, согласно которым в наиболее влажный и теплый климатический этап голоценового времени зафиксировано господство лесостепных ландшафтов, за счет значительного расширения лесных массивов [7]. Присутствие куницы в отложениях слоя 3 пещеры Чернышевская-III также указывает на наличие значительных площадей древесной и кустарниковой растительности в Южном Зауралье в это время. Присутствие куницы в фауне этого периода отмечено на Южном Урале [8].

Тренд увеличения мезофильности сообществ мелких млекопитающих начался на территории Южного Зауралья в финале атлантического периода и сохранялся до позднего голоцена включительно. Это соответствует эндогенному процессу увеличения мезофитизации степных экосистем, установленному Л.Г. Динесманом [9] [10] для степных биогеоценозов Русской равнины в раннем и среднем голоцене. В среднем голоцене (около 5200 лет назад) на территории Южного Зауралья существовали зональные степные сообщества мелких млекопитающих со значительным участием группы мезофильных (в основном луговых и лесных) элементов.

Таблица. Видовой состав и количество остатков Carnivora, Lagomorpha и Rodentia из рыхлых отложений пещеры Чернышевская-III, Южное Зауралье

№	Таксон	Слой 1	Слой 2	Слой 3	
		участок Б	участок Б	участок Б	участок В
Carnivora*					
1	<i>Mustela nivalis</i> – ласка	7/3	–	4/3	
2	<i>Mustela ermine</i> – горноста́й	1/1	–	5/2	
3	<i>Mustela (Putorius) sp.</i> – хорь	1/1	–	4/2	
4	<i>Martes sp.</i> – куница	–	–	1/1	
5	<i>Vulpes vulpes</i> – лисица обыкновенная	4/3	–	7/3	
6	<i>Vulpes corsac</i> – корсак	2/1	–	4/1	
Lagomorpha*, **					
7	<i>Lepus timidus</i> – заяц-беляк	22/4	–	10/2	
8	<i>Ochotona pusilla</i> – пищуха степная	0.64/(4)	1.37/(2)	0.65/(7)	2.08/(2)
Rodentia*, **					
9	<i>Spermophilus cf. pygmaeus</i> – малый суслик	0.48/(3)	1.37/(2)	0.84/(9)	1.04/(1)
10	<i>S. cf. major</i> – суслик большой	0.48/(3)	0.68/(1)	0.09/(1)	–
11	<i>Marmota bobak</i> – сурок степной	1/1	–	1/1	
12	<i>Sicista sp.</i> – мышовка	4.49/(28)	2.05/(3)	5.70/(61)	6.25/(6)
13	<i>Apodemus agrarius</i> – полевая мышь	–	–	0.19/(2)	1.04/(1)
14	<i>Sylvaemus uralensis</i> – малая лесная мышь	1.28/(8)	0.68/(1)	0.19/(2)	–
15	ex gr. <i>S. uralensis</i> – <i>A. agrarius</i> – мыши из группы малая лесная – полевая	0.16/(1)	–	0.28/(3)	–
16	<i>Cricetulus migratorius</i> – серый хомячок	0.16/(1)	0.68/(1)	0.47/(5)	1.04/(1)
17	<i>Allocrietulus evermanni</i> – хомячок Эверсмanna	0.16/(1)	–	0.28/(3)	–
18	<i>Cricetus cricetus</i> – хомяк обыкновенный	1.77/(11)	6.85/(10)	7.0/(75)	4.17/(4)
19	<i>Ellobius talpinus</i> – обыкновенная слепушонка	2.73/(17)	2.74/(4)	5.88/(63)	4.17/(4)
20	<i>Clethrionomys glareolus</i> – рыжая полевка	2.41/(15)	1.37/(2)	0.56/(6)	1.04/(1)
21	<i>C. rutilus</i> – красная полевка	1.28/(8)	1.37/(2)	0.75/(8)	2.08/(2)
22	<i>C. ex gr. glareolus–rutilus</i> – полевки из группы рыжая–красная	4.49/(28)	2.05/(3)	1.68/(18)	2.08/(2)
23	<i>Lagurus lagurus</i> – степная пеструшка	10.27/(64)	10.96/(16)	10.92/(117)	10.42/(10)
24	<i>Eolagurus luteus</i> – желтая пеструшка	–	–	0.09/(1)	–
25	<i>Arvicola terrestris</i> – водяная полевка	1.44/(9)	4.11/(6)	1.68/(18)	2.08/(2)
26	<i>Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis</i> – узкочерепная полевка	58.27/(363)	52.74/(77)	49.30/(528)	48.96/(47)
27	<i>Microtus oeconomus</i> – полевка-экономка	1.93/(12)	4.11/(6)	2.61/(28)	1.04/(1)
28	<i>M. agrestis</i> – пашенная полевка	0.64/(4)	0.68/(1)	0.09/(1)	1.04/(1)
29	<i>M. ex gr. arvalis</i> – полевка из группы обыкновенная	6.90/(43)	6.16/(9)	10.74/(115)	11.46/(11)
Сумма максимального числе одноименных остатков (100%)**		623	146	1071	96
Всего ископаемых остатков мелких млекопитающих:		2865	598	5370	456

* – для группы всех хищников, а также среднеразмерных грызунов и зайцеобразных (заяц-беляк и сурок), указаны число обнаруженных остатков таксона (в числителе) / минимальное число особей данного таксона (в знаменателе)

** – для группы мелких грызунов и зайцеобразных указана доля остатков таксона, % (в числителе) / максимальное число одноименных остатков данного таксона, шт. (в знаменателе)

Авторы выражают огромную благодарность Н.Г. Смирнову, П.А. Косинцеву, Е.Г. Лаптевой, О.П. Бачура. Работа выполнена в рамках государственного задания ИЭРиЖ УрО РАН, при поддержке Комплексной программы УрО РАН, проект 18-4-4-3, а также при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-04-00507.

ЛИТЕРАТУРА

1. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартера Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 107–124.

2. Walker M.J.C. et al. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // Journal of Quaternary Science. 2012. V. 27(7). P. 649–659.

3. Бородин А.В., Коурова Т.П., Маркова Е.А. Размерные характеристики щечных зубов лесных полевок *Clethrionomys (Craceomys) rufocanus*, *Cl. (Clethrionomys) glareolus*, *Cl. (Cl.) rutilus* (Arvicolinae, Rodentia) и их использование для видовой идентификации // Зоол. журн. 2005. Т. 84. № 2. С. 236–244.

4. Зыков С.В., Струкова Т.В., Рупышева Т.А. Диагностика представителей семейства Muridae из голоценовых фаун Среднего Урала // Динамика экосистем в голоцене: мат-лы Второй Росс. науч. конф. Екатеринбург; Челябинск: Рифей, 2010. С.77–81.

5. Маркова Е.А. Виды-двойники обыкновенной полевки на Урале: опыт идентификации ископаемых остатков // Четвертичная палеозоология на Урале: (к 90-летию со дня рождения И.М. Громова): сб. науч. тр. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та. 2003. С. 211–220.

6. Смирнов Н.Г., Кузьмина Е.А. Динамика экосистем Южного Зауралья в голоцене // Археология Урала и Западной Сибири. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 2005. С. 23–33.

7. Лаптева Е.Г. Палинологическая характеристика рыхлых отложений пещеры Сыртинская (Южное Зауралье) // Экология в меняющемся мире: мат-лы конф. молодых ученых. Екатеринбург: Академкнига, 2006. С. 126–137.

8. Косинцев П.А., Гасилин В.В. Вековая динамика фауны крупных млекопитающих Южного Урала // Вестн. Оренбург. гос. ун-та. 2008. Вып. 12. С. 85–91.

9. Динесман Л.Г. Биогеоценозы степей в голоцене. М.: Наука, 1977. 160 с.

10. Динесман Л.Г. Вековая динамика рецентных экосистем Северной Евразии // Экология в России на рубеже XXI века (наземные экосистемы). М.: Научный мир, 1999. С. 112–146.

МАЛЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В ИСТОРИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ

Е.А. Кузьмичева

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва,
Ленинский просп., д. 33, kuzmicheva.evgeniya@gmail.com

Исследования истории растительности и климата Восточно-Африканской Рифтовой долины чаще всего базируются на изучении колонок из донных отложений и рельефа палеоберегов озер. Такие палеоархивы имеют хорошее временное разрешение, и для колонок из таких отложений чаще всего доступен полный набор классических палеоэкологических методов (палинологический, диатомовый анализ и т.д.). Однако для возможности сравнения и верификации полученных результатов желательно использовать не только разные методы исследования, но и разные типы палеоархивов. В настоящей работе представлены результаты радиоуглеродного датирования и палинологического анализа

небольшого зоогенного отложения, найденного в скальной нише в непосредственной близости от одного из озер Рифтовой долины (оз. Лангано) в 2007 году.

Озеро Лангано (7°36'N 38°43'E) расположено в южной части Рифтовой долины Эфиопии на высоте 1585 м н.у.м. Среднегодовое количество осадков – 600 мм/год, среднегодовая температура – 20–22°C. Растительность в настоящее время представлена акациево-комбретовыми открытыми редколесьями саванного типа. Мощность отложения – 28 см. Для палинологического анализа было отобрано 8 образцов толщиной 3–5 см. Химическую обработку образцов проводили ацетолитным методом по стандартным методикам [1] без применения

тяжелой жидкости. Перед химической обработкой в каждый образец были добавлены таблетки со спорами *Lycopodium clavatum* (№ партии 938934) для определения концентрации зарегистрированных палинотипов [2]. Радиоуглеродное датирование проводилось с использованием метода акселераторной масс-спектрометрии (AMS) на системе AMS NEC Peletron 9SDH-2 (Institute of Accelerator Analysis Ltd., Japan). Калибровка дат производилась в программе OxCal v. 4.3.2 [3] на основе калибровочной кривой IntCal13 atmospheric curve [4]. Всего было получено 3 радиоуглеродные даты (Табл.).

Полученные палинологические спектры с преобладанием палинотипа Asteraceae и Poaceae отражают характер изученных отложений – они являются зоогенными [5, 6]. Вероятно, растительность из представителей семейств астровых и злаков была основной кормовой базой тех животных, чьим пометом было сформировано отложение, и, возможно, преобладала на территории, смежной с нишей, в которой было найдено изученное отложение, в течение всего периода формирования отложения. В пользу этого предположения говорит динамика концентраций палинотипов (Рис. 1).

Полученные спектры нижней зоны могут свидетельствовать об относительно влажных условиях,

сформировавшихся в этом регионе в малом ледниковом периоде. Высокие значения суммарной концентрации пыльцы, пыльцы древесных палинотипов могут свидетельствовать о более увлажненных климатических условиях, чем в настоящее время (Табл. 1, Рис. 1). Исследования озерных отложений северной части Рифтовой долины Восточной Африки также свидетельствуют об увлажненных условиях климата в малом ледниковом периоде по сравнению с современным состоянием [7].

Современное состояние растительного покрова вблизи от озера Лангано явно отражено в составе пыльцевых спектров, имеющих современный возраст (Рис. 1). Ярко выражен антропогенный сигнал, отражающий высокую пастбищную нагрузку на окружающие территории, – наличие в высоких концентрациях пыльцы *Artemisia* и *Urticaceae*. При этом концентрация палинотипов, характерных для лесного пояса (особенно древесных), постепенно падает, что может свидетельствовать о вырубках леса.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (16-34-00292), Совместной Российско-Эфиопской биологической экспедиции, Программ фундаментальных исследований Президиума РАН «Биоразнообразие природных систем» и «Эволюция органического мира и планетарных процессов».

Таблица. Радиоуглеродные даты зоогенного отложения Лангано-1

Лабораторный №	Глубина (см)	Радиоуглеродный возраст ¹⁴ C (лет назад)	Калиброванный возраст, лет назад (медиана)	Δ13C (‰)
NUTA2-25984	5–10	-631 ± 27	современный	-23.9
NUTA2-25985	16–19	546 ± 28	550	-22.1
NUTA2-25988	25–28	712 ± 29	670	-24.2

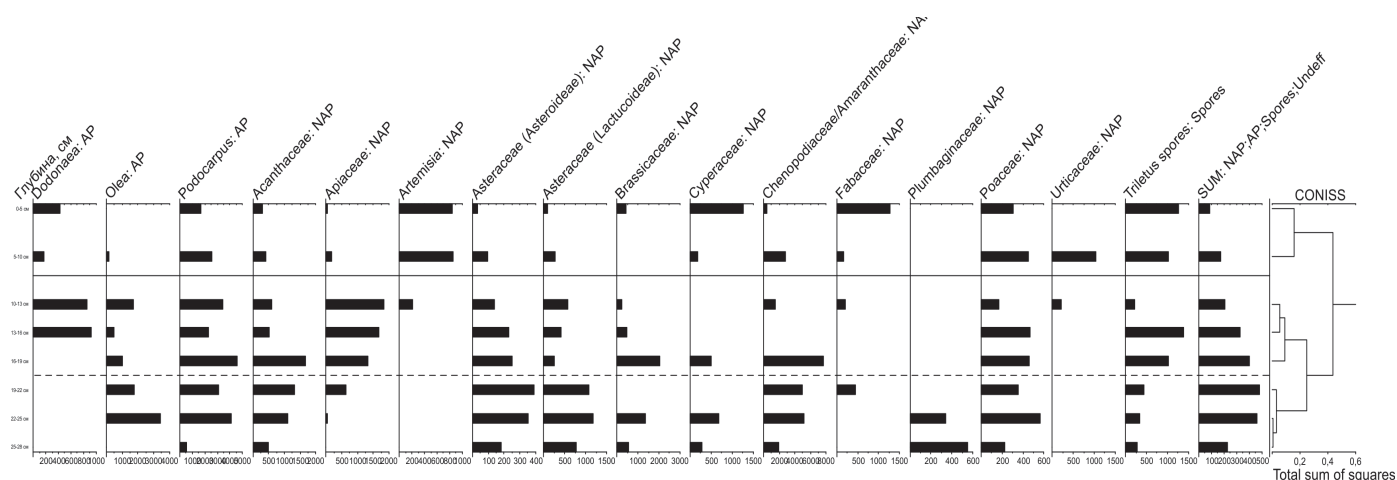


Рисунок 1. Диаграмма изменения концентраций палинотипов (зерен/грамм) зоогенного отложения Лангано-1.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Faegri K., Iversen J.* Textbook of pollen analysis. 3d ed. New York: Hafner Press, 1975. 295 p.
2. *Stockmarr J.* Determination of spore concentration with an electronic particle counter // Geological Survey of Denmark Yearbook. 1973. V. 1972. P. 87–89.
3. *Bronk Ramsey C.* Methods for summarizing radiocarbon datasets // Radiocarbon. 2017. V. 59(2). P. 1809–1833.
4. *Reimer P.J. et al.* IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // R2013. V. 55(4).
5. *Kuzmicheva E.A. et al.* Vegetation and climate reconstruction for the Bale Mountains (Ethiopia) in the Holocene according to the pollen analysis and radiocarbon dating of zoogenic deposits. // Doklady Biological Sciences. 2014. V. 458. No 1.
6. *Kuzmicheva E.A., Khasanov B.F., Krylovich O.A., Debella H.J., Worku W., Yirga S., Savinetsky A.B.* Vegetation and climate history of the Harena Forest (Bale Mountains, Ethiopia) in the Holocene // Biology Bulletin. 2018. V. 45(6). P. 537–548.
7. *Verschuren D., Laird K.R., Cumming B.F.* Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years // Nature. 2000. V. 403. No 6768. P. 410.

ДИНАМИКА ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В ПОЛЕССКИХ ЛАНДШАФТАХ В ГОЛОЦЕНЕ

Д.А. Куприянов¹, Е.Ю. Новенко^{1,2}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, dmitriykupriyanov1994@yandex.ru

² Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, lenanov@mail.ru

Лесные пожары не только играют большую роль в жизни человека на протяжении всей истории развития общества, но и выступают в качестве одного из важнейших факторов функционирования геосистем. Динамика лесных пожаров, определяемая как климатом, так и деятельностью человека, оказывает существенное влияние в первую очередь на растительный покров – один из наиболее чувствительных ландшафтных компонентов. Особо важную роль лесные пожары играют в ландшафтах полесского типа. Данные территории характеризуются преобладанием песчаной литогенной основы, что обуславливает значительную роль сосны в составе растительных сообществ. Такие леса относятся к лесам повышенной пожарной опасности и характеризуются высокой частотой лесных пожаров [1]. Выбранные территории исследования – центральная часть Мещёрской низменности («Озёрная Мещёра») в пределах национального парка «Мещёрский» и Мокшинское полесье в пределах Мордовского государственного природного заповедника имени П.Г. Смидовича – относятся к полесским ландшафтам и характеризуются преобладанием сосновых лесов и высокой периодичностью лесных пожаров. В том числе данные территории значительно пострадали от лесных пожаров летом 2010 года.

Один из методов реконструкции пожаров в прошлом – анализ частиц угля в торфяных отложениях, Изучение макроскопических частиц древесного угля в торфе позволяет выявить динамику лесных пожаров в

прошлом, а спорово-пыльцевой анализ и другие методы изучения торфяной залежи позволяют определить факторы, определившие пожарный режим в определённые эпохи.

Материалом для исследования в пределах центральной Мещёры послужила торфяная колонка болота Студенческое (55°15'58,71" с.ш.; 40°12'05,08" в.д.) глубиной 220 см. Для Мокшинского полесья – колонка болота Долгий Мост (54°44'48,82" с.ш.; 43°12'10,59" в.д.) глубиной 278 см. Изучалось содержание в торфе частиц древесного угля размером >125 μm. Пробы торфа объёмом 1 см³ брались из торфяной колонки каждые 2 см в случае болота Студенческое и каждые 3 см для болота Долгий Мост и затем помещались в 10%-й раствор NaOCl объёмом 100 мл. В растворе в течение суток происходило отбеливание неповреждённого огнём органического материала. Затем образцы промывались дистиллированной водой и помещались в чашку Петри. Подсчёт количества частиц древесного угля производился под биноклем при 40-кратном увеличении.

Обработка данных концентрации макрочастиц угля в торфе осуществлялась в программе CharAnalysis [2], адаптированной для среды программирования R. Программа позволяет на основе выборки из полученных значений концентрации угля в торфяной колонке рассчитать скорость аккумуляции угольных частиц, а также рассчитать фоновые и значения концентрации частиц угля и отделить пожары, происходившие в ради-

усе до 1 км от изучаемого болота, от пожаров, происшедших на расстоянии до 20 и более км.

Для отделения пиковых значений концентрации угля от фоновых показателей и различных «шумов» используется пороговое значение. Фоновые и пороговые значения концентрации угля в торфе для болота Студенческое были вычислены с использованием статистической сглаживающей функции LOESS с периодом сглаживания в 800 лет, а для болота Долгий Мост – с периодом сглаживания 1000 лет и сглаживающей функцией LOWESS. Пики накопления частиц угля рассчитывались как отношение между интерполированными значениями концентрации частиц угля и рассчитанного фонового их содержания. Пороговые значения для идентификации пиков выделены на основе нормального распределения значений с распределением «шумов» основанных на Гауссовой модели рассеивания примесей.

Хронологию изучения пирогенной динамики обеспечивают модели скорости накопления болотных отложений, выполненные на основе результатов радиоуглеродного датирования образцов торфа (9 проб для болота Студенческое и 6 проб для болота Долгий Мост).

График скорости накопления макрочастиц угля в торфе и распределения пиков пожарной активности болота Студенческое (Рис. 1) показывает неравномерное распределение скоростей аккумуляции частиц угля в торфе и пиков пожарной активности. Максимальные

скорости накопления угольных частиц и локальной активности лесных пожаров наблюдается для начального этапа образования торфяной залежи в период ~9200–6800 кал. лет назад, где выявлено 10 пиков локальных пожаров. Для указанного периода характерны относительно тёплые и сухие климатические условия [3]. Затем активность пожаров снижается, достигая минимальных значений в период ~6200–3800 кал. лет назад (2 локальных события), что соответствует более влажному климату. Для периода ~3800–1500 кал. лет назад показаны 6 пиков пожарной активности. В последние ~2000 кал. лет наблюдается 4 пожара в непосредственной близости от исследуемого болота. Пик скорости накопления угольных частиц ~1500 кал лет назад согласно данным палинологического анализа соответствует началу хозяйственного освоения изучаемой территории. Антропогенный характер лесных пожаров в данное время согласуется с результатами археологических исследований данного района. Спорово-пыльцевые данные показывают, что в периоды высокой пожарной активности растительные сообщества изучаемой территории характеризуется преобладанием сосны и берёзы, в то время как в периоды низкой активности пожаров большую роль приобретает ель, а также появляются широколиственные породы деревьев.

Для болота Долгий Мост, расположенного в Мордовском заповеднике, характерна картина распределения скоростей аккумуляции частиц угля и локальных

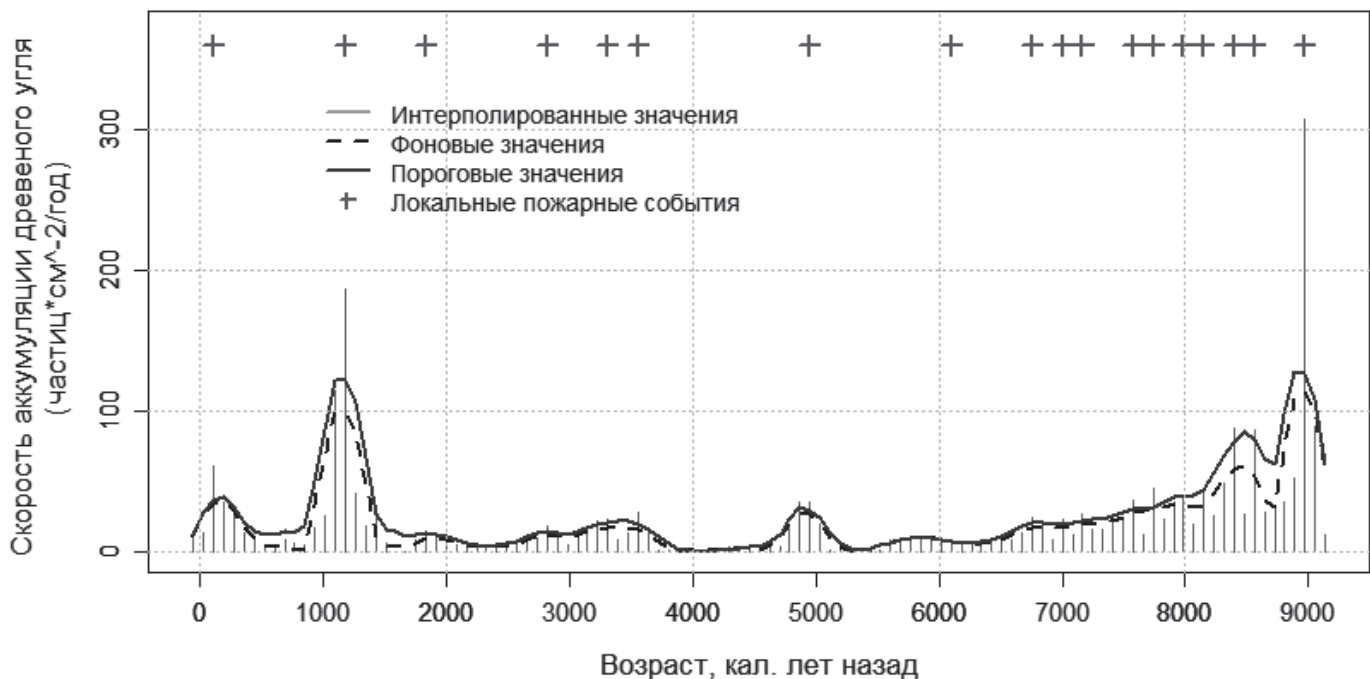


Рисунок 1. График скорости аккумуляции макрокопических частиц угля в торфе болота Студенческое, распределения фоновых и пороговых значений концентрации и локальных пожарных событий.

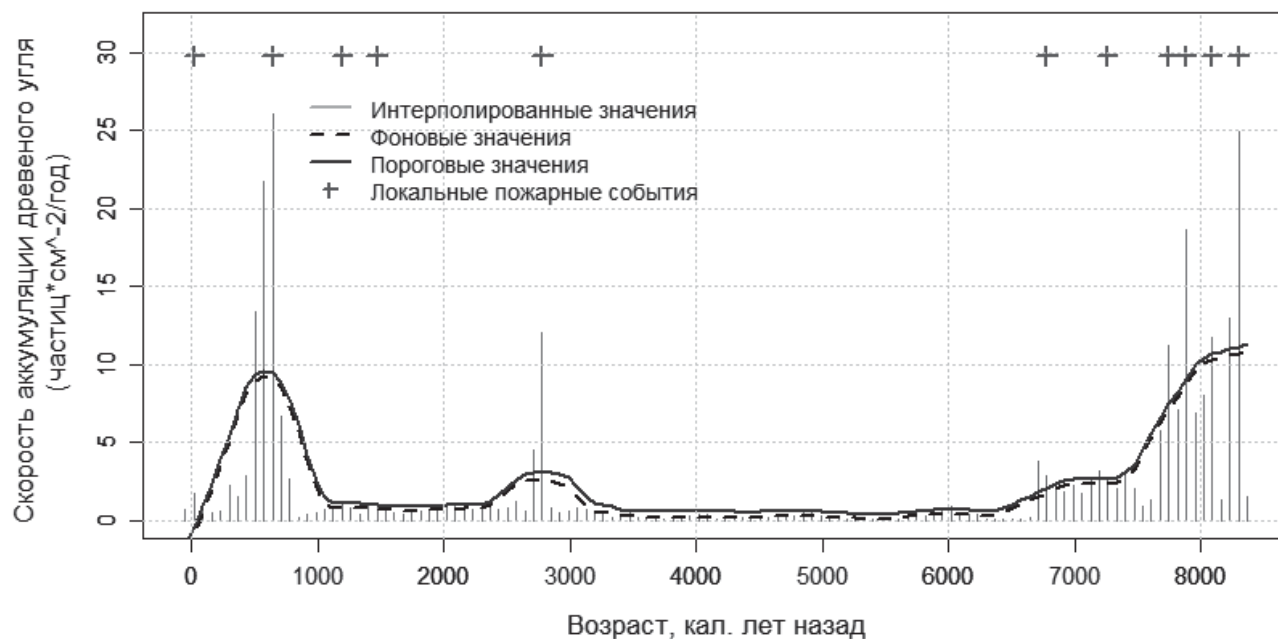


Рисунок 2. График скорости аккумуляции макроscopicких частиц угля в торфе болота Долгий Мост, распределения фоновых и пороговых значений концентрации и локальных пожарных событий.

пожарных событий (Рис. 2), схожая с центральной Мещёрой. Максимальные значения наблюдаются 6600–8400 кал. лет назад (6 пожарных событий в непосредственной близости от болота). В это время также наблюдается преобладание в древостоях сосны и берёзы. Скорости аккумуляции угля значительно снижается после наступления более влажных климатических условий [3]. Наблюдается единичное пожарное событие ~2800 кал. лет назад. По данным спорово-пыльцевого анализа в период низкой активности лесных пожаров наблюдается преобладание елово-широколиственных лесов. Увеличение частоты лесных пожаров (4 локальных события) наблюдается в последние 1200 кал. лет, что, вероятно, связано с интенсивным сельскохозяйственным освоением региона, что подтверждается результатами палинологических исследований и археологическими изысканиями. Также для данного периода характерно резкое снижение участия в древостоях широколиственных пород и ели, а также преобладание сосновых лесов.

Результаты исследований показывают, что в пределах двух участков, относящихся к ландшафтам полесского типа, расположенных в центральной части Восточно-Европейской равнины, в голоцене наблюдается

схожая динамика лесных пожаров. ~6600–9000 кал. лет назад пирогенная активность была относительной высокой, что приводило к преобладанию постпирогенных растительных сообществ с преобладанием сосны и берёзы. С наступлением более влажного периода количество лесных пожаров значительно снижается, что способствовала внедрению в состав древостоев ели и широколиственных пород. Значительное увеличение активности лесных пожаров начинается ~1500 кал. лет назад, что, вероятно, обусловлено антропогенным прессом.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (18-04-01329).

ЛИТЕРАТУРА

1. Фурьев В.В. Роль пожаров в процессе лесообразования. Новосибирск: Наука, 1996. 252 с.
2. Higuera P. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis. Bozeman: MT, Montana State University, 2009. 27 p.
3. 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.

ЭРОЗИОННЫЕ И ПИРОГЕННЫЕ СОБЫТИЯ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ГОЛОЦЕНА В ПРЕДЕЛАХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОСТРОВОВ СЕВЕРА КОНДИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.О. Курасова¹, А.О. Константинов², С.В. Лойко¹, С.П. Кулижский¹

¹ Томский государственный университет, 634015, РФ, г. Томск, ул. Ленина, д. 36, kurasovalina@gmail.com

² Тюменский индустриальный университет, 625000, РФ, г. Тюмень, ул. Володарского, д. 38

Отличительными чертами среднетаежной зоны Западной Сибири являются высокая заболоченность, сравнительно небольшие перепады относительных высот, низкая расчлененность рельефа. Данные особенности рассматриваемой территории обусловлены историей развития и геологическим строением региона. В таких условиях, при малой интенсивности современных эрозионных процессов и небольших перепадах высот, зачастую, преобладают малоcontrastные почвенные катены; переход от автономного к гидроморфному почвообразованию является постепенным и происходит через серию полугидроморфных почв. В то же время геоморфологические условия отдельных регионов среднетаежной зоны Западной Сибири могут существенно отличаться от описанной выше картины. Так для Приуральской части средней тайги Западной Сибири (север Кондинской низменности) характерен достаточно контрастный рельеф, представляющий собой чередование участков заболоченной равнины и возвышающихся над ней минеральных островов. В таких условиях перепад относительных высот может составлять 15–20 м, а автономное и гидроморфное почвообразование четко разграничены между собой. Положительные формы рельефа зачастую имеют крутые склоны, что в свою очередь предопределяет достаточно высокую интенсивность эрозионных процессов на рассматриваемой территории, особенно в сравнении с другими регионами среднетаежной зоны Западной Сибири. Соответственно, полугидроморфные почвы, формирующиеся у подножий крутых склонов крупных минеральных островов, являются уникальными природными архивами, хранящими информацию о различных этапах активации эрозии, позволяющими реконструировать природную и природно-антропогенную динамику естественной среды рассматриваемой территории в позднем голоцене.

Объектами настоящего исследования послужили почвы подножий крутых склонов минеральных островов, расположенные в северной части Кондинской низменности, на территории природного Парка «Кондин-

ские озера». Рельеф территории осложнен наличием минеральных островов, возвышающихся над болотными массивами. Климат района исследований континентальный. Среднегодовое количество осадков составляет 530 мм, среднегодовая температура составляет 0,8°С. Почвообразующие породы представлены песками, иногда с прослоями и линзами суглинков. На песчаных субстратах преобладают сосновые лишайниковые, мохово-лишайниковые или мохово-кустарничковые леса [1]. Согласно почвенно-географическому районированию природный Парк расположен в Бореальном географическом поясе Западно-Сибирской таежно-лесной почвенно-биоклиматической области, в подзоне подзолистых почв средней тайги, с интразональными болотными [2]. Антропогенное воздействие связано с добычей и транспортировкой углеводородного сырья. Непосредственно на территории исследования расположены многочисленные археологические памятники [3].

Для детальных почвенных исследований были выбраны два высоких минеральных острова, расположенных в непосредственной близости от стационара природного Парка. Основными методами исследований были почвенно-морфологический и катенарный методы. Аналитические исследования включали определение потери при прокаливании, рН водной и солевой вытяжек потенциалометрическим методом, оксалатные формы железа по Тамму, несиликатные формы по Меру-Джексону с фотометрическим окончанием, определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом в лаборатории Института геохимии и геофизики Академии наук Беларуси (г. Минск).

Почвы минеральных островов были условно разделены на 4 группы в зависимости от конкретных литолого-геоморфологических условий. Для вершин минеральных островов характерны подзолы иллювиально-железистые с прослоями и линзами суглинков. Пологие террасированные склоны представлены подзолами иллювиально-железистыми языковатыми. В зоне перехода между минеральными островами и болотами

формируются подзолы глеевые иллювиально-железистые. Под высокими минеральными островами была обнаружена подзолы глеевые иллювиально-железистые, формирующиеся на серии погребенных подзолов и отдельных слоев, обогащенных углями. Материл из погребенных горизонтов и прослоев, обогащенных крупными углями, использовался для определения абсолютного возраста.

Полученные радиоуглеродные даты свидетельствуют о том, что в пределах рассматриваемой территории предварительно можно выделить несколько этапов активизации эрозионных процессов: первый – в районе 1400 лет назад, второй – в районе 1800–1900 лет назад, третий – 2500–2700 лет назад. Данные по двум разрезам, расположенным у подножий крутых склонов обоих минеральных островов, хорошо коррелируют между собой, а также с материалами археологических изысканий в районе исследований.

На вершине одного из минеральных островов, выделенных для подробных исследований обнаружен памятник раннего железного века «Городище островное», описанный С.А. Терехиным в 2006 году. По данным изучения памятника были сделаны выводы о том, что он не имел фортификационного значения, культурного слоя обнаружено не было [4].

Таким образом, радиоуглеродное датирование материала из погребений позволило установить, что данная территория претерпевала несколько стадий активизации

эрозионных процессов, вероятно, обусловленных деятельностью человека. Полученные данные дополняют материалы исследований археологических памятников вершин минеральных островов рассматриваемого района.

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-34-20129-мол_a_вед).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Lapshina E.D., Korotkikh N.N., Bespalova T.L., Ganasevich G.N.* The Moss Flora of the Nature Park «Kondinskies Oзера» (Khanty-Mansi Autonomous District, Western Siberia) // *Arctoa*. 2019. Т. 28. № 1. С. 46–57.

2. *Герасимов И.П., Розов Н.Н., Ромашкевич А.И.* Почвы // *Западная Сибирь: Природные условия и естественные ресурсы СССР*. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 158–194.

3. *Беспалова Т.Л., Гашиев С.Н., Жеребятьева Н.В., Калинин В.М., Коротких Н.Н., Ларин Е.Г., Левашева М.В., Попова Т.В., Ставищенко И.В., Уварова В.И., Ухова Н.Л., Хорошавин В.Ю., Хренов В.Я., Хританько О.А.* Природный парк «Кондинские озера»: Монография. Екатеринбург: УИПЦ, 2012. 398 с.

4. *Терехин С.А.* Городище Островное – культовый памятник раннего железного века // *Ханты-Мансийский автономный округ в зеркале прошлого*. Вып. 8. Томск; Ханты-Мансийск: Изд-во Томского ун-та, 2010. С. 281–286.

ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОПОЧВ

Ф.Г. Курбанова¹, А.О. Макеев¹, Т.А. Пузанова¹, Е.Н. Асеева¹, П.Г. Куст², О.С. Хохлова³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, fkurbanova403@gmail.com, makeevao@gmail.com, puzanova@mail.ru, asejeva@mail.ru

² Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 109017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, стр. 2, pavelkust@yandex.ru

³ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, olga_004@rambler.ru

Климатические ритмы в голоцене влекли за собой преобразование всего комплекса природных условий, включая почвы [1, 2]. Лесостепь Русской равнины является наиболее сенсорным звеном экотона лес – степь, отражающим ландшафтную динамику. Однако эволюция почв здесь трактуется неоднозначно [3]. В случае повышения влажности климата лес проникает на степные территории и почвы приобретают более гумидный облик; при засушливых условиях леса сдвигаются на

север, что приводит к появлению степных признаков почвообразования.

В центральной части лесостепной зоны Липецкой области изучены почвы археологических памятников раннего железного века, представленные оборонительными валами древних поселений Мухино, Ксизово и Дегтевое (Рис. 1). Все памятники расположены на бортах водоразделов занимая плоские мысы, разделенные балками и расположены в нескольких километрах



Рисунок 1. Местоположение объектов в Липецкой области.

друг от друга. Из-за долгосрочного и многократного использования поселения часто были окружены несколькими валами. Хроноряды почв на всех памятниках включали почвы, погребенные под валами с сохранившейся высотой от 30 до 150 см и поверхностные (фоновые) почвы, расположенные рядом с оборонительными валами. Все почвы сформированы на лессе.

Городище Мухино включает два земляных вала, сооруженных ~2500 и ~1500 лет назад. Почва, погребенная под валом возрастом 2500 лет, а также фоновая почва имеют схожие морфологические свойства и были определены как *Greyzemic Luvisc Phaeozems (Loamic)* (Рис. 2) [4]. Гранулометрический состав подтверждает, что почвы сформированы на сходных лессовых породах (Цветная вкладка, рис. 13). Песчано-пылеватые зерна в нижней части гумусового горизонта отбелены, что проявляется на макро-, мезо и микроморфологическом уровне. Как в погребенной, так и в фоновой почвах в горизонтах Bt сформирован сложный кутанный комплекс. Карбонатные новообразования проявляются на глубине 100–105 см и представлены твердыми и мягкими конкрециями, а также ризолитами. В погребенной почве карбонатные пленки также покрывают глинистые кутаны. Фитолитный спектр свидетельствует о формировании погребенной почвы под лугово-лесной растительностью. Почва, погребенная под валом возрастом 1500 соответствует критериям *Luvisc Chernozem* [4]. Обильные карбонатные новообразования (твердые и мягкие конкреции) встречаются на глубине 85 см. Глинистые кутаны также по-

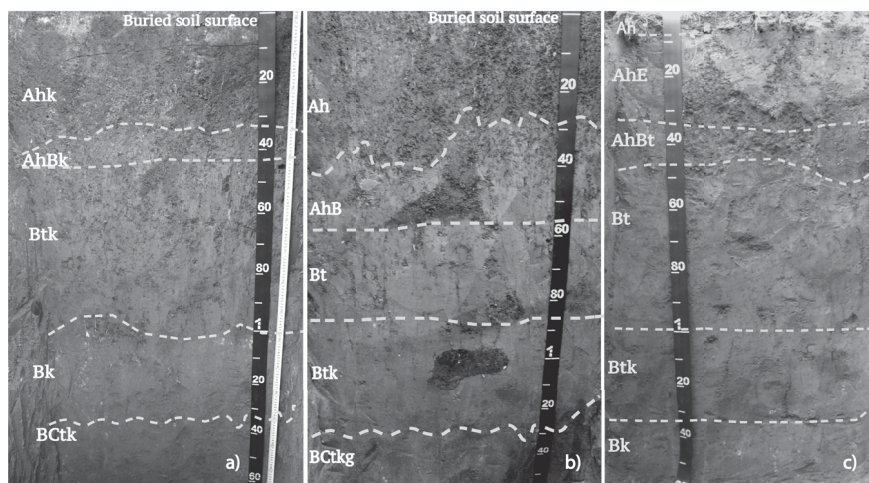


Рисунок 2. Почвы участка Мухино: а) Почва, погребенная 2500 л.н., б) почва, погребенная 1500 л.н., в) фоновая (современная) почва.

крыты карбонатными пленками. Фитолитный спектр указывает на то, что почва формировалась под степной растительностью с участием лиственных пород деревьев. Во всех почвах участка Мухино развиты кротовины, ярче всего они выражены в погребенной почве возрастом 1500 лет (Рис. 2).

В городище Дегтевое два земляных вала были построены 2500 и 2300 лет назад. Обе погребенные почвы определяются как *Greyzemic Luvisc Phaeozems (Loamic, Gypsic)* [4]. В почве, погребенной 2300 л.н. ярче проявляются отбеленные зерна, иногда обособляется горизонт E. Различается и уровень залегания карбонатов (в почве погребенной 2300 л.н. он на 30 см ниже). В этой почве ярче выражен кутанный комплекс. Доля степных трав в фитолитном спектре в два раза ниже (Цветная вкладка, рис. 14). С этим согласуется и более гуматный

состав гумуса (Сгк/Сфк достигает значения 2,1 в почве под более ранним валом, в то время как в почве под более поздним валом – 1,4).

Почва в поселении Ксизово была погребена ~2500-2300 л.н. Как погребенные, так и фоновые почвы представляют собой *Endoferric Greyzemic Luvic Phaeozem (Loamic)* [4]. При этом горизонт E в погребенной почве сильнее осветлен (7.5 YR 4/1 в погребенной и 10 YR 4/2 в фоновой).

Детальное изучение свойств погребенных почв в сопровождении палеоботанических данных позволило провести палеоэкологическую реконструкцию и выделить ряд климатических циклов:

1. Гумидная фаза регистрируется наличием кутан в горизонтах Wt. Эта фаза предшествовала темноцветной фазе, и мы предположительно можем отнести ее к периоду до климатического оптимума голоцена.

2. На наличие степной фазы указывает формирование мощных темноцветных гумусовых горизонтов и кротовин. Возраст темноцветной стадии (5530±80 cal BP) указывает на период до конца климатического оптимума голоцена.

3. В период до 2500 лет назад выделяется кратковременная аридная фаза, о чем свидетельствуют карбонатные плёнки поверх глинистых кутан. Однако, в дальнейшем в течение раннего железного века ландшафтная обстановка была схожей с современной, почвы формировались под лугово-лесной растительностью. Это подтверждается наличием отбеленных зерен, обособлением отбеленного горизонта E, частичной деградацией темноцветного гумусового горизонта и низким уровнем залегания карбонатов. Почвы этой стадии соответствуют *Greyzemic Luvic Phaeozems*.

4. Пик аридизации пришелся на период 1500 лет назад. Почвы формировались преимущественно под лугово-лесными ассоциациями. В их профиле представлен темноцветный гумусовый горизонт без осветленных зерен и твердые формы карбонатных новообра-

зований. Уровень залегания карбонатов заметно выше и почвы соответствуют *Luvic Chernozems*.

5. Современные лесостепные ландшафты с участием широколиственных пород распространены по всей территории центральной лесостепи. Фоновые почвы идентифицированы как *Greyzemic Luvic Phaeozems*.

Итак, исследованные нами полигенетические почвы сочетают в себе свойства как лесных, так и степных стадий почвообразования, отражая сложную динамику ландшафтных условий второй половины голоцена. В частности, карбонатные покровы поверх глинистых кутан, высокое залегание карбонатов и яркие кротовины свидетельствуют о смене гумидного периода аридным. Наличие отбеленных зерен указывает на увеличение увлажненности климата, причем смена условий на более засушливые может привести к исчезновению этого признака. Наиболее консервативными признаками являются глинистые кутаны в горизонтах Wt, климатические флуктуации могут приводить к иссушению и частичному разрушению кутан, появлению карбонатных покровов поверх сформированных глинистых кутан, однако, однажды образовавшись, они сохраняются в профиле почвы.

Исследование выполнено при поддержке РФФ (проект № 16-17-10280).

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 142 с.
2. Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 687 с.
3. Чендев Ю.Г. Природная эволюция лесостепных почв юго-запада Среднерусской возвышенности в голоцене // Почвоведение. 1999. № 5. С. 549–561.
4. IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources // World Soil Resources Reports. 2014. No 106.

ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Н.Б. Лаврова, Т.С. Шелехова

Институт геологии КарНЦ РАН, 185910, РФ, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11,
lavrova@krc.karelia.ru

Палеогеографические исследования Онежского озера и его бассейна имеют давнюю историю. Тем не менее, следует отметить, что южная часть бассейна изучена недостаточно. Кроме того, палеогеографические исследования этой территории, особенно условия озерообразования, представляют интерес в связи с особенностями ранних стадий деградации ледника. После отступления ледникового края из районов восточного сектора оледенения значительные массивы мертвого льда теряли связь с областями питания и быстро стагнировались. В результате, на ранних стадиях деградации оледенения малые озера возникали неодновременно в разновозрастных зонах дегляциации и их образование существенно запаздывало относительно убывания ледникового края [1]. В данной работе представлены результаты первых палеогеографических исследований Андомской возвышенности, часть которой находится в пределах бассейна Онежского озера. Основу реконструированных палеогеографических событий составляли палинологические и диатомовые данные 6.5-метровой толщи осадков из скважины, пробуренной в болоте, расположенном в 700 м к северу от озера Лайнозеро (61°20'50" с. ш.; 37°24'40" в. д.).

Позднеледниковый этап. Результаты палинологического анализа свидетельствуют о том, что преимущественное распространение на территории исследования в позднеледниковье имели тундровые (главным образом, ерничково-зеленомошные) палеосообщества. Согласно полученным данным, в спорово-пыльцевых спектрах присутствует пыльца, продуцируемая экологически несовместимыми растениями, такими например, как *Tilia cordata* и *Dryas octopetala*. Экологические требования термофильных пород не позволяют им приспособиться к условиям, существовавшим в зоне развития полей мертвого льда, следовательно, их пыльцу надлежит отнести к переотложенной. Об интенсивных процессах переотложения свидетельствуют и зафиксированные дочетвертичные спороморфы. Несмотря на то, что в отложениях преобладает пыльца древесных пород (*Pinus*, *Picea*), большая часть пыльцевых зерен смяты и повреждены, что указывает на то, что они были переотложены. Часть пыльцы древесных пород занесена ветром из более благоприятных южных и юго-восточных районов. Вполне вероятно, что некоторые из

них (*Betula czerepanovii*, *Betula pubescens*), обладающие высокой экологической пластичностью, находили подходящие местообитания на территории исследования. Растительный покров был не сомкнутым, чередовался с пятнами оголенных грунтов, включал виды, разнообразные как по экологии, так и по географическому происхождению. Идентифицированные по пыльце виды растений принадлежат к тундровым, луговым, лесным сообществам, большая часть – к криофильно-степным ценозам, сообществам щебнистых и каменистых грунтов, временным сообществам на нарушенных и несформированных субстратах. Спорово-пыльцевые спектры позднеледниковых отложений имеют несколько сглаженный характер, но вполне вероятно, условную границу между отложениями аллерада и позднего дриаса можно провести по уменьшению количества пыльцы *Betula nana* и возрастанию – *Artemisia*, на гл. 510 см. Увеличение вклада пыльцы *Artemisia* может быть связано с появлением новых нарушенных местообитаний, возникавших при активизации процессов эрозии в позднем дриасе. Необходимо отметить, что в данных отложениях постоянно присутствует в достаточно большом количестве *Pediastrum kawraiskyi*, – представитель холодных, позднеледниковых водоемов. Незначительное количество пыльцы водных и прибрежно-водных видов обусловлено тем, что зарастание палеоводоема ограничивал высокий уровень воды и суровый климат позднеледниковья. Это подтверждает и низкое содержание диатомей. Невозможность активной вегетации диатомовых водорослей обусловлена, помимо низких температур, большой мутностью воды вследствие интенсивного приноса терригенного материала в водоем. Формирование толщи алевритов связано с постоянным притоком талых ледниковых вод и активными процессами эрозии в условиях, когда грунты не были закреплены растительностью. Об интенсивности этих процессов также свидетельствуют значительное участие переотложенных морских диатомей и щелочные условия среды.

Основной тенденцией развития растительности в **пребореальном периоде** было увеличение площадей, занимаемых березовыми редколесьями. На возвышенных местоположениях, вершинах и склонах холмов, сложенных песками, к березе присоединялись сосна и

лиственница, в наземном покрове произрастали верескоцветные кустарнички, злаки, плауны. Тем не менее, участие тундровых палеосообществ в растительном покрове было все еще велико. Преобладающие в начале периода арктоальпийские и гипоарктические виды плаунов сменяются постепенно бореальными, но довольно большое их количество свидетельствует о редкостойности лесных ценозов. Реликты предшествующей эпохи (*Ephedra*, *Helianthemum*) также указывают на то, что растительный покров не был сомкнут. Изменение климата в сторону потепления и обмеление озера способствовали началу зарастания мелководий. Появление чувствительных к теплу водных и прибрежно-водных растений является признаком изменения гидроклиматических условий. По данным диатомового анализа, абсолютное господство планктонных форм, алкалифилов и космополитов также ярко отражает потепление и увлажнение климата, подъем уровня водоема, повышение его продуктивности. Мощность алевритов по-прежнему весьма велика, что было обусловлено все еще активным привносом терригенного материала в условиях несомкнутого растительного покрова. Но уменьшение количества дочетвертичных спороморф и пыльцы термофильных пород указывает на то, что площади с не закрепленными растительностью грунтами сокращаются.

Атлантический период. Выше по разрезу алевриты сменяются слоем сапропеля, мощностью ~ 6 см. Полученная радиоуглеродная дата 7700 ± 60 (SU-3335) ^{14}C свидетельствует о формировании этого слоя в начале атлантического периода. Контакт между сапропелем и нижележащими алевритами резкий, четкий. Столь же отчетливые изменения наблюдаются в спектрах: вклад пыльцы *Betula nana* падает от 40 до 14 %, *Betula sect. Albae* – от 30 до 18%. Отмечено значительное возрастание *Picea*, пик пыльцы *Pinus* (~ 30%). Изменившийся характер спорово-пыльцевых спектров наряду со столь же резким, без плавного перехода, изменением генетического типа отложений может указывать на трансформацию условий седиментации и перерыв в осадконакоплении. Состав диатомовой флоры в слое сапропеля, где до 90% составляют виды рода *Fragilaria* с доминантом *Fragilaria construens*, обитающие на небольших глубинах, свидетельствует о значительном понижении уровня водоема. Как нам представляется, значительное потепление климата в пребореале и бореале привело к окончательному таянию мертвого льда, подпруживающего палеоводоем. Это вызвало спуск вод озера и, вероятно, размыв осадков бореала. Впоследствии, в обмелевшем водоеме начинают накапливаться торфа, в которых господствовали типично болотные виды родов *Pinnularia* Ehr. (65%) и *Eunotia* Ehr. (25%). Выше по разрезу в торфах диатомовая флора отсутствует, что говорит о дальнейшем развитии

бассейна осадконакопления в субаэральных условиях. Палеоводоем перестал существовать. В целом, зональная растительность приобрела южнотаежный облик. В березовых лесах все большее участие принимала ель, образуя еловые и березово-еловые сообщества, особый облик которым придавали термофильные породы. К холмам и озерным террасам были приурочены светлохвойные ценозы, представленные *Pinus sylvestris* с примесью *Larix*. К концу атлантического периода господствующими становятся темнохвойные леса, древостой которых обогащали широколиственные породы. Они тяготели к склонам холмов, межрядовым понижениям. Весьма значительно увеличивается доля сосновых лесов, которые были приурочены к возвышенным формам рельефа с легкими по механическому составу и хорошо дренированными почвами. Похолодание климата в начале **суббореального времени** привело к распространению еловых и елово-сосновых среднетаежных лесов. Согласно полученным данным, в **субатлантическом периоде** в районе исследования произрастали еловые и сосново-еловые среднетаежные леса. Береза входила в состав хвойных и мелколиственных лесов, произрастала на горячих и вырубках. Вполне вероятно, что увеличение количества пыльцы березы к верхней границе палинозоны было обусловлено вырубкой коренных хвойных лесов и сменой их мелколиственными сообществами [2].

Полученные данные показали, что формирование озера началось в позднеледниковье. На Андомской возвышенности, как и на всей территории южной и юго-восточной Карелии и, в частности, южной части бассейна Онежского озера, были широко распространены массивы и глыбы мертвого льда, некоторые из них таяли вплоть до бореального времени. В изученном водоеме не только в позднеледниковье, но и в пребореале происходило накопление терригенных осадков, что было связано с лимитирующим воздействием массивов погребенного льда на распространение растительности. Резкая смена седиментационных условий обусловлена потеплением в пребореале и бореале, вызвавшим таяние глыб мертвого льда, подпруживающего озеро. Это событие привело к обмелению палеоводоема и размыву осадков бореального времени. Снижение уровня воды в водоеме обусловило его зарастание и дальнейшее заторфование.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демидов И.Н. Деградация последнего оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 134–142.
2. Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б. Палеогеографические условия озераобразования на Андомской ледораздельной возвышенности // Труды КарНЦ РАН. Серия Лимнология и океанология. 2019. № 13. С. 80–98.

НЕПРЕРЫВНЫЙ АРХИВ ГОЛОЦЕНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ХУКО (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Л.И Лазукова, Е.А. Константинов, А.М. Грачев, М.Ю. Александрин

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, lazukova@igras.ru

Кавказ представляет собой уникальный регион по ряду природных параметров. Однако, в отличие от других горных регионов Европы, по Кавказу имеется всего лишь несколько работ, касающихся изучения озерных отложений [1–3]. Озеро Хуко (43°56 с.ш., 39°48 в.д.) расположено на границе Республики Адыгея и Краснодарского края на высоте около 1750 м (Рис. 1). Озеро имеет овальную форму, его длина составляет 260 м, ширина – 150 м. Максимальная глубина озера достигает 10 м, средняя глубина примерно 7 м. Озеро Хуко заполняет своими водами небольшую тектоническую депрессию в пределах вершинной поверхности горного хребта на территории Кавказского заповедника. В силу своего труднодоступного расположения, озеро Хуко практически не подвергалось прямому антропогенному влиянию.



Рисунок 1. Озеро Хуко.

Керн донных отложений озера Хуко был получен в ходе совместных экспедиций ученых ИГ РАН и Кавказского государственного природного биосферного заповедника имени Х.Г. Шапошникова летом 2016 года. Перед буровыми работами на оз. Хуко была проведена батиметрическая съемка, которая позволила выявить наиболее глубокий участок озера, где далее и проводились буровые работы. Бурение производилось буром Несье, были вскрыты отложения мощностью почти 200 см. Радиоуглеродный анализ образца из основания

керн позволил оценить возраст отложений как минимум в 9 тысяч лет. Таким образом, этот озерный керн является палеогеографическим архивом для Западного Кавказа на большую часть голоцена.

В лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН керн был разрезан вдоль на две равные половины, было выполнено подробное литологическое описание вскрытых отложений, проведено фотографирование в режиме макросъемки. Часть керн была разделена на образцы с шагом в 1 см.

Выполнен гранулометрический анализ. Для анализа был использован лазерный анализатор размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Перед измерением образцы последовательно обрабатывались 10 % HCl, 20 % H₂O₂ и 4 % раствором пирофосфата натрия. Для дополнительного диспергирования образцы перед измерением проходили ультразвуковую обработку на протяжении 100 секунд.

Для всего керн была измерена магнитная восприимчивость – измерялось значение для каждого сегмента длиной 1 см. Магнитная восприимчивость измерялась при помощи портативного измерителя ZH Instruments SM-30. Магнитная восприимчивость, определяющая степень намагничивания породы под воздействием приложенного магнитного поля, является функцией, прежде всего, трех параметров: химического состава осадка, концентрации магнитной фракции в породе и размера магнитных частиц. В свою очередь, эти три параметра определяются множеством факторов, таких как климатические условия формирования осадка, источники поступления материала, местные геохимические условия, литологические особенности отложений, время и др.

Потери при прокаливании (ППП) определялись по методике [4]. ППП 550°C отражают содержание органического вещества, а разница ППП 950°C – 550°C характеризует потери CO₂ карбонатов. Образцы объемом 10 мл высушиваются 12 часов при температуре 105°C с целью удаления гигроскопической влаги. Затем проводится прокалывание в муфельной печи при двух температурных режимах (4 ч при 550°C и 2 ч при 950°C). Потери в весе определяется повторным взвешиванием на электронных весах с точностью до 0,01 грамма. Резуль-

тирующие значения вычисляется следующим образом:
 $ППП\ 550 = ((DW105 - DW550) / DW105) * 100$; $ППП\ \Delta 950 = ((DW550 - DW950) / DW105) * 100$, где DW – сухой вес.

На основе данных по гранулометрическому составу, ППП, магнитной восприимчивости, а также литологического описания в керне оз. Хуко было выделено пять литологических зон.

Зона 1 (0–61 см) представлена сапропелем, в котором наблюдается ритмичное чередование пар светлых и темных слоев. Потери при прокаливании 550 колеблются от 11 до 18 % и в целом имеют нисходящий тренд. Потери при прокаливании 950 ритмично колеблются в малом диапазоне величин от 1 до 1,7 %. Магнитная восприимчивость меняется от $0,039 * 10^{-3}$ до почти $0,069 * 10^{-3}$.

Зона 2 (61–99 см) представлена слоистым сапропелем. В этой зоне впервые читается тонкая слоистость мощностью 1–2 мм. ППП 550 меняются от 8 до 13 %, ППП $\Delta 950$ практически постоянны (1,2–1,7 %). Магнитная восприимчивость колеблется в диапазоне от 0,053 до $0,077 * 10^{-3}$.

Зона 3 (99–119 см) представлена слоистым сапропелем. Она выделяется резкими колебаниями значений ППП (от 6 до 21 % для ППП 550 и от 1 до 3,7 % для ППП $\Delta 950$). Магнитная восприимчивость меняется от 0,055 до $0,085 * 10^{-3}$ и показывает общий тренд на увеличение абсолютных значений. Гранулометрический состав отложений в зоне 3 также свидетельствует об увеличении нестабильности условий в этот промежуток времени.

Зона 4 (119–163 см) представлена сапропелем. Она неоднородна, верхняя часть представлена тонким переослаиванием и более светлая, а нижняя – более широкими парами слоёв и более темная. Можно предположить, что тонкие прослои в верхней части зоны 4 соответствуют сезонной ритмике. ППП меняются в малых диапазонах (для ППП 550 в пределах 4 % и менее 1% для ППП $\Delta 950$). Магнитная восприимчивость колеблется от 0,055 до $0,01 * 10^{-3}$ и в целом имеет в этой зоне нисходящий тренд.

Зона 5 (163–198 см) сложена темным слоистым сапропелем, местами сильно насыщенным растительным детритом. В этой зоне видны существенные колебания значений ППП. ППП 550 меняются от 9 до 16 % и имеют тренд к уменьшению абсолютных величин, ППП $\Delta 950$ колеблются между 1,2 и 2,6 %. Магнитная восприимчивость изменяется от 0,042 до $0,088 * 10^{-3}$ и показывает общий тренд на увеличение абсолютных значений.

В целом, можно сказать о стабильном осадконакоплении в озере и хорошей перспективе использования озерного керна для палеобиологических методов.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ 17-05-01170 (руководитель О.Н. Соломина).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Kvavadze E.V., Efremov Y.Y.* Palynological studies of lake and lakes-swamp sediments of the Holocene in the high mountains of Arkhys (Western Caucasus) // *Acta paleobotanica*. 1996. V. 36. No 1. P. 107–119.
2. *Соломина О.Н., Калугин И.А., Александрин М.Ю., Бушуева И.С., Дарин Е.А., Долгова Е.А., Жомели В., Иванов М.Н., Мацковский В.В., Овчинников Д.В., Павлова И.О., Разумовский Л.В., Чепурная А.А.* Бурение осалков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // *Лед и снег*. 2013. Вып. 2. С.102–111.
3. *Alexandrin M.Y., Darin A.V., Kalugin I.A., Dolgova E.A., Grachev A.M., Solomina O.N.* Annual sedimentary record from lake Donguz-Orun (Central Caucasus) constrained by high resolution SR-XRF analysis and its potential for climate reconstructions // *Frontiers in Earth Science*. 2018. V. 6. No 158.
4. *Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *Journal of Paleolimnology*. 2001. V. 25. P. 101–110.

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕЗОЛИТИЧЕСКИХ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ГОРБУНОВСКОГО ТОРФЯНИКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Е.Г. Лаптева, О.М. Корона

Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, РФ, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, д. 202, lapteva@ipae.uran.ru, korona@ipae.uran.ru

Сопряженный анализ палеоботанических данных и результатов радиоуглеродного датирования, полученных при изучении отложений разрезов археологических стоянок на Горбуновском торфянике, позволил выявить основные этапы истории развития лесной растительности Среднего Урала в раннем голоцене. Новые палинологические и палеокарпологические данные получены при исследовании озерно-торфяных отложений стоянок древнего человека эпохи мезолита Береговой I и Серого Камня. Для детальной реконструкции дополнительно были привлечены ранее полученные материалы по

стоянке Береговой II [1]. На основании полученных данных для раннего голоцена реконструируется следующая динамика природных условий Среднего Урала в пределах Горбуновского торфяника (Рис. 1).

Во второй половине предбореального периода (до 10300 кал. л.н.) в районе исследования господствовали палеосообщества холодных листопадных лесов: березово-лиственничные редколесья с елью и единичной сосной. Открытые пространства занимали перигляциальные марево-полянны с участием эфедры и разно-травно-злаковые луговые сообщества. Кустарниковые

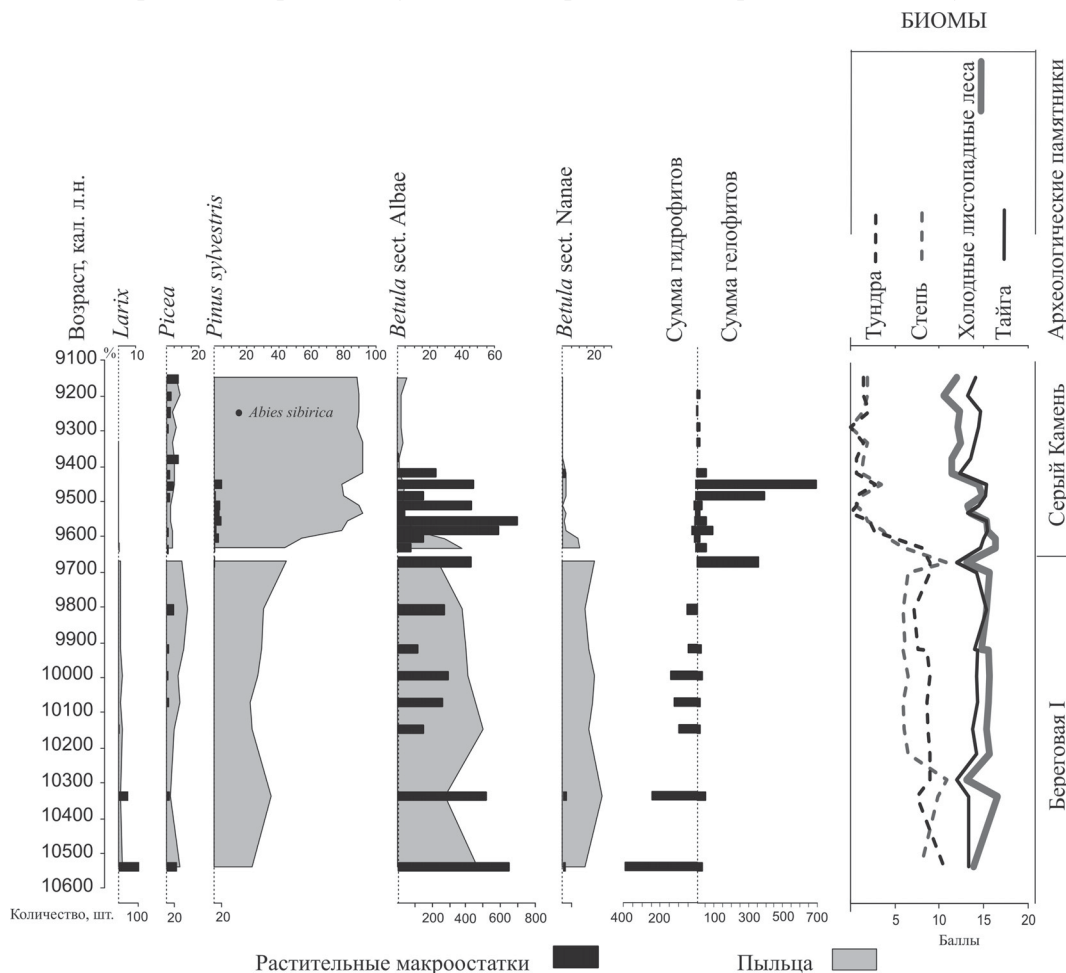


Рисунок 1. Реконструкция биомов раннего голоцена и изменение содержания пыльцы и растительных макроостатков основных лесообразующих пород и экологических групп макрофитов в озерно-торфяных отложениях мезолитических археологических памятников Горбуновского торфяника на Среднем Урале.

заросли формировали ивы и карликовая березка. Существовало мелководное озеро в начальной стадии заболачивания. В озере произрастали разнообразные водные макрофиты.

Во время раннебореального похолодания (около 10300 кал. л.н.) были также распространены елово-березово-лиственничные редколесья среди открытых луговых пространств. Однако доля лесных формаций сократилась, но лиственница еще обильно произрастала в окрестностях. Роль кустарниковых берез в растительных сообществах возросла. Перигляциальные луговые сообщества сохраняли свои позиции. В озере активно развивались водные макрофиты.

С началом среднебореального потепления роль лиственницы существенно сократилась, в лесных сообществах доминировала береза (~10300–9600 кал. л.н.). Перигляциальные элементы в луговых сообществах сменились луговыми, лесными и опушечно-лесными видами трав. Началось зарастание берегов озера водно-болотными растениями. Далее во второй половине среднебореального потепления произошла смена биомы холодных листопадных лесов тайгой: сосна активно внедрилась в лесные формации, а роль лиственницы и березы уменьшилась. Берега озера зарастали водно-болотными растениями. В конце среднебореального потепления (с ~9600–9500 кал. л.н.) стали господствовать таежные сосновые леса с березой, елью и единичной лиственницей. В кустарниковых зарослях произрастала черемуха. Кустарниковые березы встречались в незначительном количестве на заболоченных участках. Травяно-кустарничковый ярус составляли опушечно-лесные и опушечно-луговые травы. Площадь открытой воды водоема была значительной и благоприятной для развития водных макрофитов. В тоже время началось активное заторфовывание берегов, растения-болотообразователи расселились в окрестностях. Начали формироваться низинные торфяные отложения.

На рубеже раннего и среднего голоцена в финале бореального периода стали преобладать сосновые леса с участием ели и сосны сибирской. Кустарниковые заросли формировали черемуха и ивы. В травяно-кустарничковом ярусе доминировали болотные и прибрежно-болотные растения. Площади открытых водных пространств существенно сократились, поэтому водные макрофиты практически исчезли. В результате активного торфообразования озеро превратилось в торфяник.

Позднее, уже в среднем голоцене, таежные элементы играли ведущую роль в растительном покрове Среднего Урала и Зауралья. К оптимуму голоцена во второй половине атлантического периода в древостое лесов встречались неморальные элементы: липа, вяз, дуб и лещина [2, 3, 4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Зарецкая Н.Е., Панова Н.К., Жилин М.Г., Антипина Т.Г., Успенская О.Н., Савченко С.Н. Геохронология, стратиграфия и история развития торфяных болот Среднего Урала в голоцене (на примере Шигирского и Горбуновского торфяников) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 84–108.
2. Антипина Т.Г., Панова Н.К., Чаиркина Н.М. Динамика природной среды в голоцене по данным комплексного анализа VI Разреза Горбуновского торфяника // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2013. Вып. 4 (16). С. 89–97.
3. Лантева Е.Г. Палинологические исследования на VI Разрезе Горбуновского торфяника в 2007 г. // Древности Горбуновского торфяника. Охранные археологические исследования на Среднем Урале. Выпуск 6. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2010. С. 157–163.
4. Хотинский Н.А. Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Среднего Урала // Бюллетень по изучению четвертичного периода. 1968. № 35. С. 159–167.

КРИОЛИТОГЕНЕЗ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ЭПОХУ ПЕРЕХОДА ОТ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ К ГОЛОЦЕНУ

С.И. Ларин¹, Н.С. Ларина², С.А. Лаухин³, В.А. Алексеева⁴

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625026, РФ, г. Тюмень, ул. Малыгина, 86, silarin@yandex.ru

² Тюменский государственный университет, 625003, РФ, г. Тюмень, ул. Володарского, д. 6, nslarina@yandex.ru

³ Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, 117997, РФ, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23, valvolgina@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, valekseeva@rambler.ru

Эпоха резкого перехода от сухих перигляциальных ландшафтов конца последнего оледенения (сартанского, МИС-2) к зональным болотно-лесным ландшафтам голоцена является важнейшим этапом кардинальной трансформации мерзлотно-климатических условий Западной Сибири. Во время максимума последнего оледенения зона сплошной многолетней мерзлоты распространялась далеко на юг и только в полосе около 500–470 с.ш. предполагается её прерывистый и, возможно, островной характер [1–3]. Обычно выделяют один региональный уровень сартанских криогенных структур [1–3], представленный единичными псевдоморфозами по ледяным и ледово-грунтовым жилам, криогенными текстурами отложений, следами солифлюкции, реликтовым полигонально-блочным рельефом. Выявленные авторами в юго-западной части Западно-Сибирской равнины на 550–570 с.ш. единичные псевдоморфозы по ледяным и ледово-грунтовым жилам и фрагменты полигональных сетей вскрывают в изученных разрезах от одного-двух до трех-четырех уровней палеокриогенеза [4–7]. С учетом семи уровней криогенеза, обнаруженных в районе оз. Аксор в верхнем течении Иртыша [8] можно предположить более сложную эволюцию криолитозоны в позднем неоплейстоцене-позднеледниковье. В этом отношении интересны данные С.К. Кривоногова [9], выявившего для эпохи последнего оледенения-позднеледниковья два-три уровня крионарушений в разрезах первых надпойменных террас Нижнего Прииртышья (570–600 с.ш.; югоярские озерные и новомаранские речные слои). Один из этих горизонтов он датирует концом ньяпанской стадии сартанского оледенения по схеме Н.В. Кинд [10] и ранним дриасом европейской шкалы. Более молодой криогоризонт представлен морозобойными клиньями внутри югоярской озерной толщи, близ с. Байгаринские и у с. Малый Ярок на Иртыше. Их возраст датируется средним дриасом. Распространение лесотундровых ус-

ловий на 600 с.ш. около 11 тыс.л.н. по палеокарпологическим данным предполагает возможное наличие еще одной фазы более молодых мерзлотных образований. В разрезе Липовка, расположенном в пределах правобережной второй террасы р.Тобол, сартанской фазе похолодания, выше 14С даты 21400 ± 290 (ЛУ-7259) л.н., соответствуют три-четыре горизонта с небольшими псевдоморфозами [6]. Время формирования жильных структур самого верхнего стратиграфического яруса в этом разрезе, вероятно, составляет от 21 до 10.8 тыс.л.н. В разрезе Коточиги по гумусу погребенной почвы (нижний уровень криогенеза), нарушенной наложенной солифлюкцией нами получена 14С дата 25090 ± 1270 лет (СПБГУ-7265) [7]. О возрасте полигонально-жильных структур, можно судить также по следам морозобойного растрескивания и криогенным клиновидным нарушениям, обнаруженным в стенках раскопов палеолитических стоянок Шикаевка II, на берегу оз. Слободчиково и Черноозерье II на левом берегу р. Иртыш. Стоянка Шикаевка II находится на расстоянии около 40 км к югу от разреза Упорово, в пределах одноименной правобережной террасы р. Тобол. Возраст отложений с культурными остатками и мамонтовой фауной, залегающими непосредственно ниже следов мерзлотных текстур 13–11 тыс.л.н. [11]. По кости мамонта из этой стоянки была также получена дата 18050 ± 95 л.н. (СОАН-2211) [12]. Судя по ребру, разорванному реликтовой клиновидной структурой, следы криогенеза носят эпигенетический характер и могут быть связаны с усилением похолодания в конце сартанского времени, в интервале 10,3–10,8 тыс.л.н. [13, 14]. Возраст культурных горизонтов Черноозерья II, деформированных поздними следами криогенеза, по 14С датам углей 14500 ± 500 л.н. [14]. Позднее, по фрагменту кости из кровли горизонта погребенной почвы на глубине около 1,4 м была получена 14С дата 10526 ± 44 л.н. [15, 16]. Таким образом, данные палеолитических стоянок Шикаевка II и

Черноозерье II, указывают на позднеледниковый возраст криогенных клиновидных структур.

Таким образом, в эпоху перехода от последнего оледенения к голоцену в юго-западной части Западной Сибири можно выделить три-четыре криогоризонта. Криогоризонты более молодого возраста, чем позднеледниковые не обнаружены, поскольку за счет увеличения теплообеспеченности в голоцене произошло глубокое протаивание многолетнемерзлых толщ с поверхности. Особенно активно это происходило в оптимум голоцена. Полученные нами более 80 14С дат из основания верховых торфяников в подтаежной и лесостепной зоне Ишимской равнины свидетельствуют о начале их формирования преимущественно в конце атлантики-начале суббореала [17, 18]. Похолодание климата в позднем голоцене, вероятно, способствовало усилению глубины и продолжительности сезонного промерзания. К северу от 660с.ш. с этим рубежом связывают смыкание промерзавших пород с непротаявшими во время климатического оптимума мерзлыми толщами. Судя по результатам изучения серии верховых торфяников, на фоне общей деградации мерзлых пород отмечаются кратковременные интервалы их прогрессирующей агрдадации/деградации, связанные с ритмическими колебаниями тепла и влаги в голоцене.

Работа выполнена по госзаданию, согласно Плану НИР ТюмНЦ СО РАН на 2018–2020 годы, протокол № 2 от 8.12.2017 (Приоритетное направление IX.135. Программа IX.135.2 Проект: IX.135.2.2. Изменения в литосфере и ландшафтах криолитозоны России под влиянием климатических и техногенных факторов: глобальные, региональные и локальные составляющие пространственно-временной изменчивости).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аубекеров Б.Ж. Криогенные структуры и криолитозоны плейстоцена Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. 4, 1990. С. 102–110.
2. Горбунов А.П. и др. Палеогеокриологические исследования на равнинах и в горах Казахстана // Криосфера Земли. 1998. Том II. № 2. С. 3–8.
3. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография / Под ред. проф. А.А. Величко. Москва: ГЕОС, 2009. 120 с.
4. Лаухин С.А., Ларин С.И., Гусельников В.Л. Первые находки следов древней мерзлоты в Курганской области // Вестник ТюмГУ. 2012. № 4. С.104–112.
5. Ларин С.И., Гусельников В.Л., Лаухин С.А. Криогенные структуры конца плейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (ТICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 5: Тюмень: Печатник, 2012. С. 172.
6. Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Гусельников В.Л. Новые данные об изменчивости палеогеографических условий верхнего неоплейстоцена в Западной Сибири (по результатам изучения опорного разреза Липовка) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всероссийской конференции «Марковские чтения 2015 года». М.:МГУ, 2015. С. 100–102.
7. Сычевская Е.К., Лаухин С.А., Ларин С.И., Максимов Ф.Е., Санько А.Ф. Находка скелета щуки *Esox cf. lucius* L. в плейстоцене водораздельных отложений Ишим-Иртышского междуречья // Палеонтологический журнал. 2015. № 5. С. 50–54.
8. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2003. № 4(16). С. 2–16.
9. Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.
10. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
11. Петрин В.Т. Палеолитические памятники Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1986. 142 с.
12. Деревянко А.П., Молодин В.И., Зенин В.Н., Лецинский С.В., Мащенко Е.Н. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: Институт археологии и этнографии СО РАН, 2003. 168 с.
13. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 286 с.
14. Цейтлин С.М. Геология верхнепалеолитической стоянки Черноозерье II // Позднепалеолитическая эпоха на юге Западной Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. С. 67–71.
15. Горбунова Т.А., Осинцева Н.В., Шмидт И.В., Штойбле Х. Новые данные по геоморфологии, стратиграфии и датировке стоянки Черноозерье II // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. Вып. 5. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2016. С. 153–157.
16. Осинцева Н.В. Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины: морфология и возраст (на примере Черноозерской гривы, Саргатское Прииртышье) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 26–32.
17. Ларин С.И. Озерно-болотный морфолитогенез южных равнин Западной Сибири в голоцене // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН Санкт-Петербург, СПбГУ, 15–20 сентября 2008 г. СПб., 2008. С. 222–223.
18. Ларина Н.С., Ларин С.И., Моисеенко Т.И. Геохимическая дифференциация профиля торфяной залежи в индикации условий ее формирования в голоцене // Геохимия. 2013. № 2. С. 145–155.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХОВЫХ ТОРФЯНИКОВ

Н.С. Ларина¹, С.И. Ларин²

¹ Тюменский государственный университет, 625003, РФ, г. Тюмень, ул. Володарского, д. 6, nslarina@yandex.ru

² Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, РФ, г. Тюмень, ул. Малыгина, д. 86, silarin@yandex.ru

В связи с интенсивным развитием научных исследований в области глобального мониторинга изменения биосферы, палеогеохимические исследования приобретают особое значение. В составе природных комплексов Западной Сибири торфяники занимают примерно 50% территории [1, 2]. С точки зрения палеомониторинга наиболее интересны верховые торфяники (рямы), т.к. основным источником поступления минеральных и питательных веществ в них является атмосферные осадки, а значит, они могут быть использованы для оценки динамики состояния атмосферы в прошлом [3, 4]. Целью данной работы являлось выявление закономерностей формирования верхового торфяника и выявление геохимических индикаторов, свидетельствующих об изменении климатических и экологических условий в прошлом, на основе послыонного химического анализа торфяной залежи.

Объектом исследования являлся Усольский рям, расположенный в Армизонском районе Тюменской области. Координаты разреза по GPS Garmin 56002'52" с.ш.; 67044'56" в.д.; абс. высота по GPS 151 м.

Болото окружено каймой осоки, затем ивняка, далее располагается сосняк высотой до 8–10 м. На уровне 90 см от поверхности обнаружены остатки дерева диаметром 11 см. На том же уровне имеются остатки дре-

весины на другой стенке разреза, а также хвоя, листья брусники и тонкая кора березы. Вероятно, отложения на этой глубине свидетельствуют о процессе облесения (береза, сосна) болота. Сейчас в точке разреза сосняк растет высотой 6–8 м и диаметром 10 см и меньше. На глубине 1,1 м виден горелый горизонт, содержащий древесный уголь и обугленные остатки древесины. Общая мощность торфяника 4,0–4,1 м, подстилается сизыми глинами. Общая стратиграфия: 0–370 см – торф, в том числе сверху верховой, ниже – переходный, затем низинный торф, подстилается сизой пластичной глиной. В целом торфяник мезотрофный. Для радиоуглеродного датирования было отобрано 6 образцов торфа на разных глубинах. Датирование проведено в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal» Кёльнского университета 2006 года, авторы В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke (сайт www.calpal.de). Полученные данные свидетельствуют, что зависимость радиоуглеродного возраста (в том числе и калиброванных дат) от глубины залегания образцов близка к линейной (рис.1,а), хотя и не выходит из нуля.

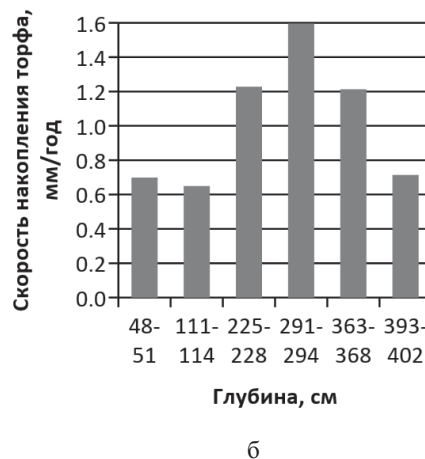
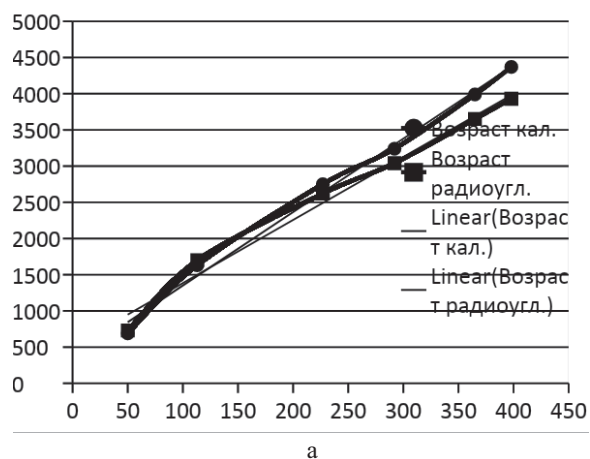


Рисунок 1. Зависимость возраста торфа (а) и скорости его накопления (б) в зависимости от глубины залегания образца торфа

Средняя скорость торфонакопления в Усольском яре составляет 0,99 мм/год, однако по глубине залежи она изменяется неравномерно (рис. 1,б). Максимальное значение наблюдается на глубине около 3 м (отсчет сверху), что почти в 2 раза превышает значения в верхней и нижней части разреза.

Для геохимического анализа образцы торфа отбирались методом открытой шурфовки, послойно, с шагом 3 см. Образцы высушивались на воздухе и измельчались. В водной вытяжке определяли рН потенциостатическим методом и электропроводность кондуктометрическим методом. Потери при прокаливании (ППП) определяли гравиметрически, озолением пробы при 5500С.

Общие геохимические показатели (рН и электропроводность водной вытяжки, потери при прокаливании) позволяют оценить тип торфа, его кислотность, содержание и степень разложения органического вещества, и их динамику по мере формирования торфяной залежи (рис. 1). Среднее значение потерь при прокаливании (ППП) по разрезу составляет $95,8 \pm 1,8 \%$.

Послойное распределение потерь при прокаливании по глубине торфяной залежи представлено на рис.1,а,б. Из рисунка 1,а видно, что формирование торфяной залежи началось около 4000 л.н., в основании которой находятся органоминеральные почвы с зольностью около 80%, которые, вероятно, представ-

ляют собой донные отложения высоко эвтрофированного палеозера. Если исключить этот слой из рассмотрения (рис. 1,б), то в торфяной залежи можно выделить еще один слой, расположенный в верхней части разреза (0-15 см). Его формирование происходило за последние 100–150 лет и характеризуется довольно резким ростом зольности (около 20%). Это может быть связано с возрастанием запыления атмосферы в последние 200-300 лет в результате повышения температуры и уменьшения влажности. Данная закономерность была отмечена в других верховых торфяниках данного региона [1, 4-6]. Выделение указанных слоев на графике и расчет средних значений по слоям свидетельствует о принципиальном различии этих слоев. Несмотря на невысокие значения зольности в средней части разреза (2,3%), изменение зольности существенно меняется от слоя к слою в достаточно широком интервале (от 1 до 6%).

В распределении рН по разрезу торфяника можно выделить три участка: 1 – 0-194 см, значительные динамические изменения параметра: здесь находятся как максимальное (5,7), так и минимальное (3,5) значения рН для данного торфяника. 2 – 194–270 см – рН изменяется незначительно. 3 – 270–400 см – рН изменяются незначительно.

Электропроводность по разрезу изменяется в интервале от 20 до 240 мкСм/см со значительными вари-

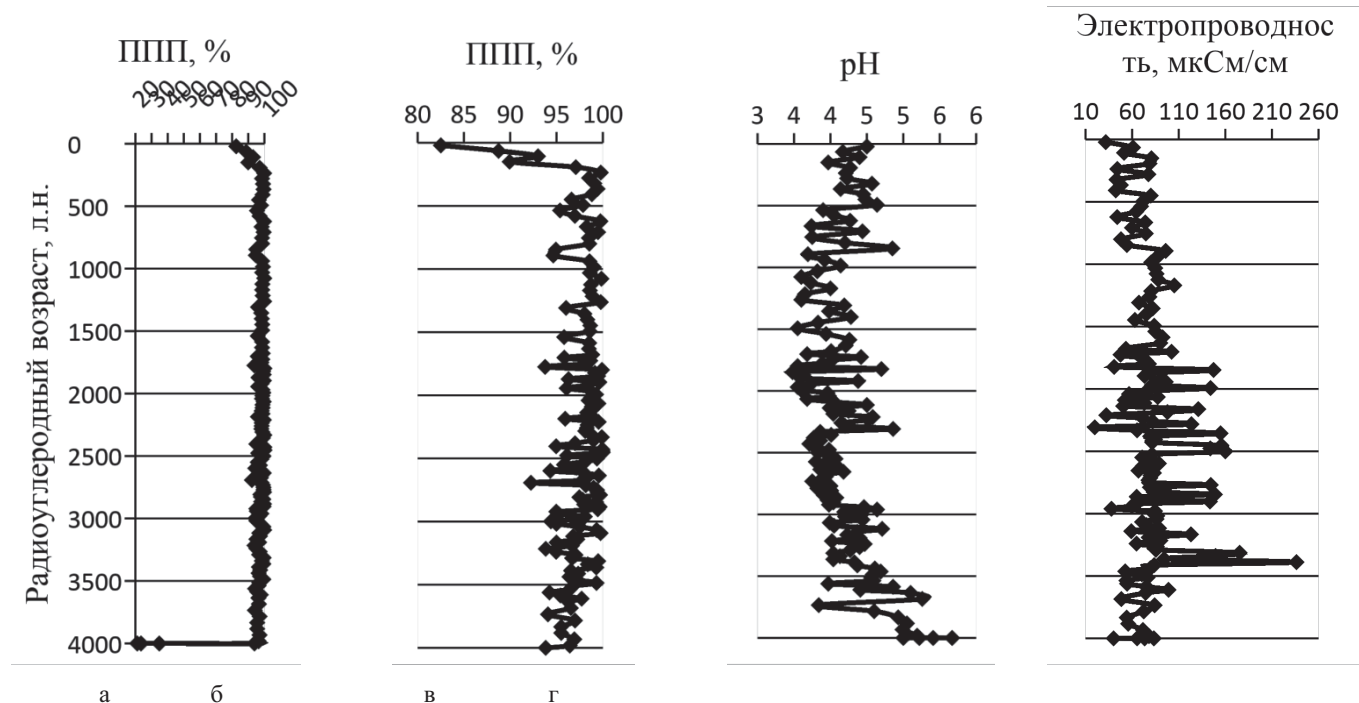


Рисунок 2. Распределение потерь при прокаливании (а,б), рН (в) и электропроводности (г) водной вытяжки по глубине торфяной залежи Усольского яра.

ациями: 1 – 0–122 см – электропроводность практически неизменна, лишь слегка увеличивается с глубиной; 2 – 122–323 см – колебания на этом участке более динамичны, чем на всех остальных; 3 – 323–400 см – наблюдаются значительные колебания параметра, максимальное значение показателя (236 мкСм/см) по разрезу наблюдается на глубине (3400 л.н.).

Определены некоторые геохимические показатели: рН, электропроводность, зольность торфа, анионный состав водной вытяжки, некоторые металлы в золе торфа. Таким образом, исследование распределения ряда геохимических показателей свидетельствует о наличии изменчивости по глубине разреза, что в первую очередь определяется климатическими условиями формирования слоев. Важное значение имеет факт направленного увеличения содержания минеральной составляющей в верхних слоях торфяной залежи, что может свидетельствовать о нарастании запыленности атмосферы в результате антропогенной деятельности, либо являться откликом на климатические изменения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болота Западной Сибири, их роль в биосфере (ред. проф. А.А. Земцов). Томск: ТГУ, СибНИИТ, 2000. 72 с.
2. Лусс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула: Гриф и Ко, 2001. 584 с.
3. Silamikele L., Klavins M., Nikodemus O. Major and trace element distribution in the peat from ombrotrophic bogs in Latvia // Journal of Environmental Science and Health. Part A. 2011. № 46. С. 805–812.
4. Ларина Н.С., Ларин С.И., Моисеенко Т.И. Геохимическая дифференциация профиля торфяной залежи в индикации условий ее формирования в голоцене // Геохимия. 2013. № 2. С.145–155.
5. Ларина Н.С., Елфимова Г.А., Ларин С.И., Юферева Е.С. Изменчивость содержания различных форм тяжелых металлов в верховых торфяниках Ишимской равнины в голоцене // Вестник ТюмГУ. 2004. № 3. С. 38–45.
6. Ларина Н.С., Ларин С.И., Меркушина Г.А. Накопление химических элементов в верховых торфяниках подтаежного Зауралья в голоцене // Почвоведение. 2014. № 7. С. 812–823.

ЭВОЛЮЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ СУХОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПРИ БЛИЗКОМ ИХ ПОДСТИЛЕНИИ МОРСКИМИ ШОКОЛАДНЫМИ ГЛИНАМИ

М.П. Лебедева¹, А.О. Макеев², Т.В. Романис¹, А.В. Русаков³, Р.Н. Курбанов², Т.А. Янина²

¹ Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 119017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, m_verba@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, paleo@inbox.ru

³ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9, spr-06@mail.ru

На Прикаспийской низменности широко развиты почвенные сухостепные комплексы, развитые на раннехвалынских морских лессовидных суглинках межпадинных территорий с разными типами микрорельефа (современным или бывшим). В лиманах почвообразующим породами являются шоколадные глины [1]. Применение микроморфологического метода на датированных почвах сухостепных комплексов позволяет оценить результаты твердофазных изменений при различном педогенезе, не нашедших отражение на макроуровне (или стертых в ходе эволюции почв), и реконструировать соответствующие климатические условия эволюции почв.

Изучение свойств и генезиса современной светлокаштановой почвы с близким подстиланием шоколад-

ных глин (ШГ) было проведено в разрезе (естественное обнажение – левый берег р. Ахтуба), расположенном у поселка Средняя Ахтуба (48°43 с. ш., 44°52 в. д.) в северной части Прикаспийской низменности на абсолютных отметках 15 м над ур. м [2]. Территория расположена в суббореальном поясе, для которого характерны низкие зимние температуры (среднемесячная t° января от -9 до -12°C) и малая мощность снежного покрова (5–20 см). Низкое количество осадков (250–350 мм) и высокая испаряемость (около 1000 мм) определяют семиаридный тип климата.

Обнажение Средняя Ахтуба является опорным для позднего плейстоцена [3, 4, 5]. Впервые проведенное OSL-датирование позволило определить возраст слоев из нижней и средней части толщи ШГ, так и перекрыва-

ющих их лессовидных отложений, являющихся почвообразующим материалом современных почв. Установлено, что по времени накопление ШГ происходило в эпоху деградации ошашковского оледенения на Русской равнине: возраст нижней части ШГ – 15000 ± 1000 лет, средней – 13020 ± 610 лет; возраст лессовидного материала, залегающего над кровлей ШГ – 9600 ± 600 лет, а самый поверхностный слой – 720 ± 70 лет [2] (Цветная вкладка, рис. 15 А). Индексация горизонтов дана согласно международной классификации почв WRB [6].

Профильное распределение физико-химических, морфологических свойств позволило выявить, что 9,60 ка и 0,720 ка лет назад произошли не только перерывы в осадконакоплении, но и существовали разные ландшафтные и климатические условия. В поверхностных слоях ШГ отмечены микропризнаки криоаридного почвообразования: гранулярная микроструктура моноглинистого материала (Рис. 1 А, В); формирование гипсовых новообразований с разрушением моноглинистых плиток ШГ на контакте с пылеватым материалом (Рис. 1С); наличие в лессовидном материале биогенных камер с участием фрагментов ШГ (Рис. 1D) или отдельных пластинок в лессе (Рис. 1Е). Нижняя часть толщи

ШГ (возрастом 13,02 ка) представлена слоями-тонкими плитками с низким содержанием криптокристаллического кальцита и высоким содержанием пропиточных аморфных форм железа (что подтверждено данными по содержанию разных форм железа [7]) (Рис. 1F).

Изученная каштановая почва имеет в целом типичные микропризнаки для данного типа почв этого региона. Поверхностный слой (современный гор. Амо) сформирован на опесчаненном пылеватом материале. Перерыв в осадконакоплении определен возрастом в 0,720 ка, хотя мы считаем, что он сильно омоложен. Песчано-пылеватый материал лежит на лессовом материале, в котором отмечено большое количество мелких глинистых фрагментов ШГ. Их размер и количество постепенно возрастает с глубиной, существенно влияя на гранулометрический и минералогический состав лессовидных послехвалыньских/голоценовых суглинков.

Нижележащий гор. Вw обладает микропризнаками педогенеза: 1) активного выветривания минералов – оглинивания с образованием вокругскелетных кутан; 2) значительное выщелачивание солей и карбонатов с образованием сильно окарбоначенных горизонтов (до 17,81%) ниже. Все это позволяет говорить о существовании в период формирования этой палеопочвы те-

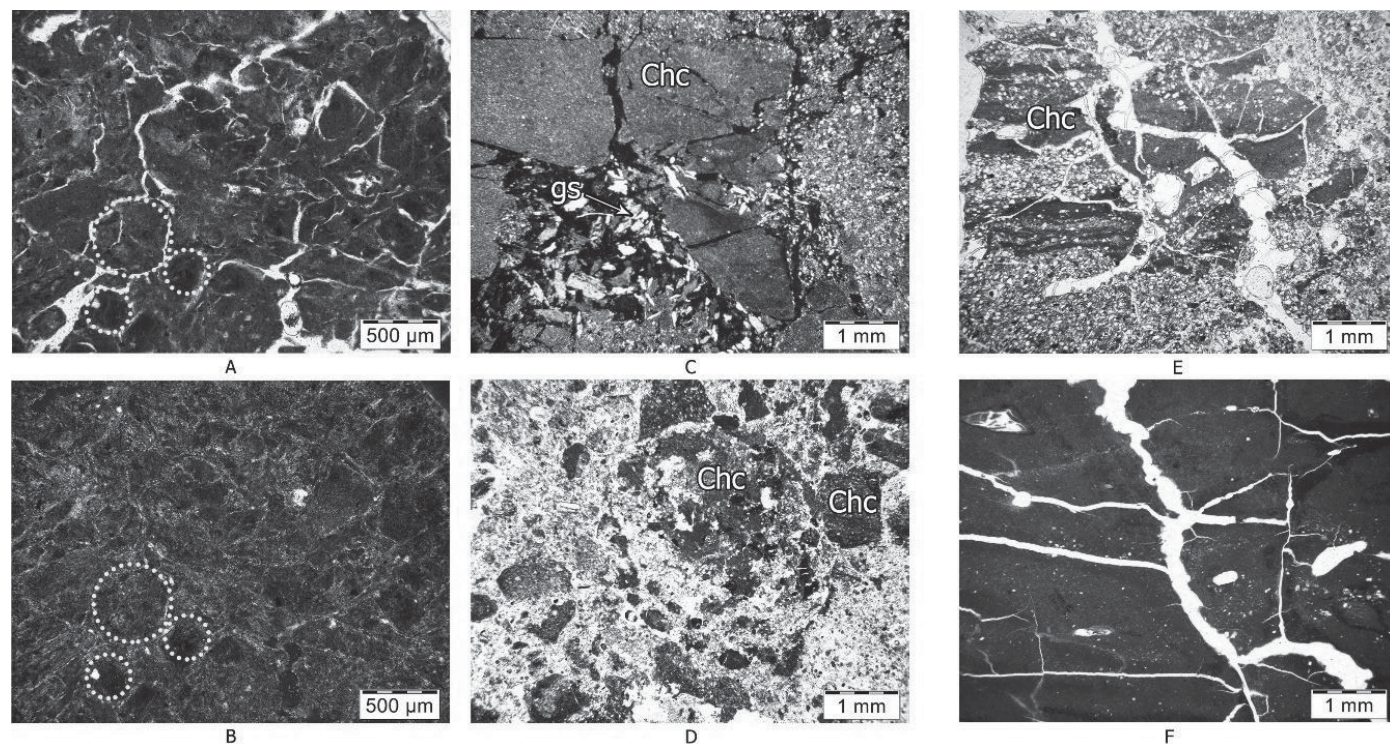


Рисунок 1. Трансформация ШГ почвообразованием в обнажении Средняя Ахтуба: А, В – округлые биогенные агрегаты (155 см; А – PPL, В – XPL); С – гетерогенные фрагменты ШГ (Chc), гипс (gs) (100–148 см, XPL); D – биотубула с фрагментами ШГ (Chc) (100–148 см, PPL); Е – фрагменты ШГ (100–148 см, Е – PPL). Исходное микростроение ШГ обнажения Ленинск на глубине 231–236 см – F (PPL).

плых и относительно более влажных климатических условий, чем современные. Современный гумусовый горизонт имеет признаки современных криогенных перестроек при зимнем промораживании почв, слабого проявления гумусово-аккумулятивного процесса и незначительного подтягивания солей к поверхности, что соответствует современным семиаридным условиям.

Итак, проведенные исследования современной каштановой почвы показали неглубокое залегание синлитогенной криоаридной почвы на ШГ, образовавшейся в период с последней стадии дегляциации до бореального времени. Переход от морской к субэриальной седиментации был сложным процессом, сопровождающимся перерывами в осадконакоплении, которые и делают возможным развитие погребенных горизонтов синлитогенных почв. Особенности микростроения погребенных горизонтов почвы подтверждают теплые условия как в позднем хвалынском, так и после хвалынского времени вплоть до бореального периода. Неглубоко погребенная почва имеет характерные микропризнаки древнего педогенеза и в данных ландшафтных условиях оказывает значительное влияние на свойства современной почвы.

Благодарность. Полевые работы и химические анализы почв выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-04-00638).

ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ

Н.А. Лемешко¹, В.П. Евстигнеев²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7/9, n.lemeshko@spbu.ru

² Севастопольский государственный университет, 299053, Крым, г. Севастополь, ул. Университетская, д. 33, vald_e@rambler.ru

В свете современного глобального потепления, которое приближается к масштабу увеличения средней годовой глобальной температуры воздуха на 1°C наиболее интересными представляются три теплых периода голоцена: последнее потепление, начавшееся в 1980-х годах, потепление 1930-х годов и климатический оптимум голоцена (6–5 тыс. лет т.н.).

Эти периоды различаются по масштабу потепления (по величине аномалии средней глобальной температуры воздуха), по временному масштабу и пространственно-географической структуре. Главное принципиальное различие этих теплых периодов заключается в причинах их возникновения. Если оптимум голоцена

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов И.В., Демкин В.А. Изучение истории формирования почв и прогнозирование их естественных и антропогенных изменений // Почвоведение и агрохимия. Пушкино: Изд-во АН СССР, 1977. С. 32–60.
2. Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вест. Московского университета. Сер.5. География. 2017. №1. С. 21–29.
3. Moskvitin A.I. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геологического института АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 64. 264 с.
4. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: Изд. РАСХН, 1997. 267 с.
5. Tudryn F., Chalje Yu., Lavrushin Yu., et al. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarin and Early Kvalynian transgression from the lower reaches of the Volga River // Quaternary International. 2013. V. 292. P. 193–204.
6. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015 International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps; World Soil Resources Reports. No. 106; FAO: Rome, Italy, 2015.
7. Lebedeva M., Makeev A., Rusakov A., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R., Kust P., Varlamov E. Landscape dynamics in the Caspian Lowlands since the last deglaciation reconstructed from the pedosedimentary sequence of Srednaya Akhtuba, Southern Russia // Geosciences. 2018. V. 8. № 492. P. 1–21.

и потепление 1930-х годов вызваны естественными процессами в климатической системе, то значительная часть современного глобального потепления связана с антропогенными факторами, а именно с ростом концентрации парниковых газов в атмосфере.

Конец 20 и начало 21 столетий характеризуется ростом глобальной температуры воздуха, очевидно, наибольшим за последние 1000 лет и составляет 0,6°C по сравнению с концом 19 века [1]. С середины 1980-х годов современное потепление климата стало наиболее заметным на фоне естественных процессов в климатической системе, в том числе, колебаний прозрачности атмосферы (извержения вулканов в 1963, 1974 и 1982

гг.) и, частично, с влиянием циркуляционных процессов типа Эль-Ниньо – Южное колебание (ENSO), Северо-Атлантического (NAO) и Арктической Осцилляции (АО). С конца 1980-х годов отмечается почти линейный рост глобальной температуры воздуха.

Анализ пространственно-временной структуры температуры воздуха и атмосферных осадков в эти периоды позволил выделить как общие черты, так и их существенные различия. Потепления 20 и 21 веков подтверждаются данными метеорологических наблюдений, а потепление климатического оптимума голоцена различными палеоданными (палеогеологическими, геологическими, палеоботаническими и другими), что позволило [2, 3] реконструировать климатические условия этого периода и оценить аномалию глобальной температуры воздуха 1°C . Для реконструкции термического режима и условий увлажнения используют различные методы (ландшафтно-фитоценологический, эколого-палеонтологический, литологический), совместное использование которых позволяет получить достаточно надежные количественные показатели температуры и атмосферных осадков.

Современное глобальное потепление реализуется в виде крупномасштабных положительных аномалий приземной температуры воздуха, повторяемость которых значительно увеличилась в последние десятилетия. Например, аномалия глобальной температуры в 2018 г. составляла $0,77^{\circ}\text{C}$.

Потепление 1930-х годов характеризовалось меньшими аномалиями температуры воздуха. Аномалии средней годовой температуры воздуха как для северного полушария, так и для России не превышали $0,2^{\circ}\text{C}$, а самым теплым для полушария был 1937 г. ($0,35^{\circ}\text{C}$). Основная особенность изменения климата 1930-х гг. – это наибольшее потепление в высоких широтах, достигавшее в холодное полугодие $1,5^{\circ}\text{C}$, и получившее название «потепление Арктики». Но даже небольшой масштаб потепления и непродолжительный его период привели к смещению к северу ареалов флоры и фауны, уменьшению ледовитости арктических морей [4].

Современное глобальное потепление влияет на все звенья климатической системы и в том числе на изменения экстремальных значений метеорологического режима [5]. Изменилась частота опасных явлений, таких как заморозки, оттепели, сильный ветер, засухи. Метеорологические последствия глобального потепления анализируются с использованием, например, специальных индексов экстремальности ВМО, которые являются количественными показателями экстремально низких и высоких температур воздуха, продолжительности периодов с экстремальными осадками.

В конце 1990-х гг. появились неоспоримые доказа-

тельства современного потепления, зафиксированные различными природными индикаторами [6, 7], хотя повышение глобальной температуры еще не достигло величины, характерной для потепления середины голоцена в 1°C , когда отмечались значительные изменения в компонентах ландшафтов, флоры, фауны и почв.

Эмпирические данные позволяют обнаружить природные индикаторы, свидетельствующие о развитии современного глобального потепления, такие как отступление горных ледников; сокращение площади и уменьшение толщины льдов в Арктике; изменение структуры кораллов; изменение границ и продолжительности залегания снежного покрова; увеличение вегетационного периода, смещение ареалов распространения отдельных видов насекомых, фенологических фаз, что, несомненно, связано возрастанием межгодовой изменчивости, изменением годовой амплитуды метеорологических характеристики, сокращением безморозного периода [7]. Также как и в прошлом, криосфера является наиболее чувствительной частью климатической системы.

Наиболее инерционным объектом литосферного звена климатической системы являются почвы. Для того чтобы получить климатообусловленный отклик почв на современный масштаб глобального потепления, продолжительность которого пренебрежимо мала относительно геологического времени, необходимы данные об эволюции почв различных типов, почвообразующей породы (ее чувствительности к биоклиматическим изменениям), растительности, а также интенсивности антропогенного воздействия. Исследования климатообусловленных зависимостей в формировании почвенного плодородия имеют давнюю историю, однако они направлены на получение реакции растениеводства на изменения климата. Анализ влияния на агропочвы, находящиеся в настоящее время под дикорастущими ценозами гораздо менее разработан. Однако такие исследования не только позволят оценить скорость изменения почвенных процессов и плодородия почв, разработать новый почвенный индекс, но и стать основой для моделирования климата почв на перспективу.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №19-29-05243 и №18-05-01073.

ЛИТЕРАТУРА

1. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.

2. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография (ред. проф. А.А. Величко). М., 2009. 120 с.

3. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 246 с.

4. Воскресенский А.И., Любарский А.Н., Петров Л.С. Структура современных колебаний климата Арктики // Физические основы изменения современного климата. М., 1980. С. 57–62.

5. Евстигнеев В.П., Наумова В.А., Евстигнеев М.П., Лемешко Н.А. Физико-географический фактор сезонного распределения линейных трендов температуры воздуха на примере Азово-Черноморского побережья // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 29–40.

6. Ранькова Э.Я., Груза Г.В. Индикаторы изменения климата России // Метеорология и гидрология. 1998. № 1. С. 5–17.

7. Борзенкова И.И. О природных индикаторах современного глобального потепления // Метеорология и гидрология. 1999. № 6. С. 98–110.

ПОГРЕБЕННЫЕ ПЕСЧАНЫМИ ДЮНАМИ ПАЛЕОПОЧВЫ В ТОМСКОМ ПРИОБЬЕ (ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, РОССИЯ)

С.В. Лойко¹, А.О. Константинов², А.О. Курасова¹, Д.М. Кузьмина¹

¹ Томский государственный университет, 634015, РФ, г. Томск, ул. Ленина, д. 36, s.loyko@yandex.ru

² Тюменский индустриальный университет, 625000, РФ, г. Тюмень, ул. Володарского, д. 38

Погребенные почвы песчаных массивов северного полушария являются инструментом диагностики, уточнения возраста и оценки интенсивности эоловых процессов на рубеже плейстоцена и голоцена. Позднеплейстоценовые эоловые песчаные отложения и древние материковые дюны широко распространены в перигляциальной зоне Западной Сибири. В отличие от территорий центральной и восточной Европы, палеопочвы эоловых песков и дюн Западной Сибири практически не изучены.

Нами исследованы позднеплейстоценовые палеопочвы древних материковых дюн на юго-востоке Западной Сибири (Обь-Томское междуречье, Томская область). Почвы и их стратиграфическое положение изучены в обнажениях карьера, располагающегося в зоне сочленения второй надпойменной террасы Томи и древней ложбины стока. Выявлены два варианта палеопочв. Первый приурочен к центральной части небольшой дюны и представлен малоконтрастной Albic Arenosol с фрагментарным гумусовым горизонтом Ahb и хорошо выраженным Eb, является аналогом европейской Usselo Soil. Второй характеризует подчиненную позицию и представлен буровато-коричневым горизонтом Bwb, вероятно соответствующим Brunic Arenosol (Dystric), и характеризуется повышенным содержанием иллювиальной фракции, и органического углерода, признаками иллювирувания, более богатым и разнообразным минеральным составом, чем первая почва. Данная палеопочва, по всей видимости, является аналогом европейского палеопочвенного горизонта Usselo soil. Определение

радиоуглеродного возраста палеопочв по углям методом AMS-датирования (ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН) показало, что первая почва относится к позднему дриасу (12036 кал. л.н.), а вторая к аллерёду (13355 кал. л.н.). Полученные результаты свидетельствуют о том, что природные условия в перигляциальной зоне юга Западной Сибири были в целом схожими с аналогичными в Центральной и Восточной Европе, а активизация эоловых процессов, приведшая к формированию дюнного рельефа, происходила приблизительно в то же время.

Общим для рассмотренных палеопочв является их подстилание флювиальными отложениями. В настоящее время геоморфологические поверхности, на которых встречены палеопочвы, располагаются на 15–20 м выше, чем меженные уровни рек Томь и Обь, являясь вторыми надпойменными террасами. Между палеопочвами и флювиальными отложениями нет явных перерывов, которые бы маркировались иными палеопочвами. Поэтому можно полагать, что формирование низких надпойменных террас завершилось перед началом аллерёда. В норме геологическое строение этих террас характеризуется тем, что поверх аллювиальных отложений залегают покровные суглинки мощностью от 0,5 до 10 (15) м. Время формирования этих суглинков завершилось к позднему дриасу, около 12560 кал. л.н. [1]. Варианты с отсутствием покровных отложений на поверхности низких террас, как в рассматриваемых разрезах с палеопочвами, связаны с высокой активностью эоловых процессов, не дававших им накопиться. Однако в

периоды стабилизации, а также в гидроморфных условиях, выпадавшие субаэральные отложения отлагались в виде прослоев более тяжелого гранулометрического состава в толще флювиальных и эолово-флювиальных отложений, либо в эоловых. К таким осадкам относится горизонт Bwb палеопочвы 2.

Постепенное затухание речной активности в конце плейстоцена, установленное по уменьшению размеров русел рек при переходе от плейстоцена к голоцену [2], приводит к формированию цепочек остаточных водоёмов, периодически сообщающихся в период половодий, а синхронная эоловая активность к формированию в них эолово-флювиальных отложений, подстилающих палеопочвы. В определенный момент эти остаточные водоёмы становятся временными, обсыхают в летний сезон и в них начинают накапливаться донные отложения, в летний период обсыхающие (вывод основан на том, что оглеение в палеопочве 2 не повсеместно). Подобные гидроморфные почвы явились основой для формирования палеопочвы 2, которая маркирует дно древнего понижения. Материал более тяжелого гранулометрического состава, являющийся основой палеопочвы 2, имеет субаэральное происхождение и синхронен верхней части пачки лессовидных суглинков низких надпойменных террас в местах, где они не подверглись эоловой деформации. Обнаружение обломков эффузивных пород в палеопочве 2 указывает на ещё сохраняющуюся связь с руслом реки в период половодий. Вокруг понижения с палеопочвой 2 произрастала лесная растительность, которая подвергалась частым пожарам, что приводило к накоплению углей в донных отложениях. Угли крупные, неокатанные, попадали с ближайших склонов.

По краям древнего понижения, где палеопочва 2 приближается к поверхности, она расслаивается на несколько ламелл, поднимающихся практически к современной поверхности. Это указывает на периодическую активизацию поступления песчаного материала с берегов ко дну понижения. Округлые глеевые пятна с охристой каймой в верхней части гор. Bwb,g свидетельствует о попадании на дно водоёма древесины. Палеопочва 2 функционировала в супераквальном режиме, за это время в ней сформировались глинистые кутаны. Формированию натёков мог способствовать и относительно тёплый климат аллерёда, способствовавший текстурной дифференциации [3], а также дополнительный приток влаги в низину. Не исключено, однако, что формирование этих натёков произошло уже в последующие периоды голоцена, в условиях погребения. Так как рельеф поверхности палеопочвы 2 вогнутый, по его поверхности может перемещаться верховодка, переносимая по латерали илистые частицы.

Время погребения палеопочвы 1, установленное по сильно разрушенным эоловыми процессами уголькам, произошло около 12036 кал. л.н. Возможно причиной эоловых подвижек послужил пожар. Сама же почва формировалась в условиях более тёплого аллерёда. Однако наличие кварца с хорошо заметными сколами и следами дробления во фракциях крупной пыли и очень мелкого песка в морфонах гор. Ahb может быть косвенным индикатором достаточно интенсивного морозного выветривания [4], а значит, что палеопочва 1 на последнем этапе своего развития застала условия позднего дриаса. Палеопочва 1 формировалась в условиях более плоского рельефа, чем современный, который после был осложнен дюнным комплексом, начало формирования которого относится к дриасу.

Периоды формирования двух рассматриваемых палеопочв могли совпадать по времени, возможно они составляли одну катену. Наличие гор. E в первой палеопочве и признаков иллювиирования во второй, залегающей гипсометрически ниже, служит доказательством этой версии. Обе палеопочвы могли сохраняться до позднего дриаса, пока эоловые подвижки в середине периода не переформатировали рельеф. Это могло быть связано с увеличением суровости климата, произошедшим в позднем дриасе. Борисова с соавт. [3] указывают на возможность наличия мерзлоты в этот период, однако нами не отмечалось ни одного случая встречи синхронных мерзлотных структур в почвах для этого времени как в изученных палеопочвах, так и в иных.

Данные по возрасту и морфологии изученных почв хорошо согласуются с результатами других палеогеографических реконструкций природной среды Западной Среды в позднем плейстоцене, свидетельствующих о холодном климате и наличии засушливых периодов на рассматриваемой территории, когда активизировались эоловые процессы [5, 6].

Когда же произошла окончательная стабилизация подвижек дюнного рельефа на Обь-Томском междуречье? Подвижки песков ещё фиксировались после 10,5 тыс. кал. л.н., судя по наличию песчаных отложений без пыльцы в озере Кирек, моложе указанного возраста [7]. Считается, что с наступлением голоцена происходило улучшение климатических условий, постепенно достигшее оптимума к атлантическому периоду. Территория Обь-Томского междуречья приобрела лесной облик в диапазоне 9–8 тыс. кал. л.н. [3]. Органогенные отложения в озёрах начали формироваться в период 8–7,5 тыс. кал. л.н. [7]. Режим твёрдого стока в Оби и Томи стабилизировался к 9,5 тыс. кал. л.н., отложение супесчано-песчаного аллювия сменилось в основном образованием иловатых осадков, а в старицах началось торфообразование [8]. Эти даты климатической стабилизации

дюнного рельефа совпадают с данными по древним дюнам бассейна Верхней Волги, для которых указан диапазон 9–8 тыс. л. н., что соответствует 10,6–8,8 кал. л.н. [9]. Есть мнение, что данная стабилизация связана не только с изменением климата, но и с перестройкой экосистем на фоне сокращения численности фитофагов [10]. В ходе наших педологических исследований в областях развития дюнного рельефа на Обь-Томском междуречье более поздних подвижек песков к настоящему времени не обнаружено [11–13].

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-34-20129-мол_а_вед).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов С.А., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А.* Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука., 1973. С. 21–33.
2. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Поздневалдайские палеорусла рек Западной Сибири // Известия РАН, Серия Геогр. 2008. № 2. С. 67–75.
3. *Borisova O.K., Novenko E.Yu., Zelikson E.M., Kremenetski K.V.* Lateglacial and Holocene vegetational and climatic changes in the southern taiga zone of West Siberia according to pollen records from Zhukovskoye peat mire // Quaternary International. 2011. V. 237. P. 65–73.
4. *Gurinov A.L., Lukashov A.A., Rogov V.V., Kurchatova A.N., Lebedeva-Verba M.P.* Weathering of the Adun-Chelon granite, Transbaikalia // Earth's Cryosphere. 2015. V. XIX. № 3. P. 34–38.
5. *Blyakharchuk T.A., Sulerzhitsky L.D.* Holocene vegetation and climatic changes in the forest zone of Western Siberia according to pollen records from the extrazonal palsa bog Bugristoye // The Holocene. 1999. V. 9(5). P. 621–628.
6. *Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C.* West Siberian Plain as a late glacial desert // Quaternary International. 2011. V. 237. P. 45–53.
7. *Бляхарчук Т.А.* Новые палеопалинологические данные о динамике растительного покрова и климата Западной Сибири и прилегающих территорий в голоцене. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2012. 139 с.
8. *Arkhipov S.A., Vocakh M.R.* Palynological characteristic and radiocarbon data of peat in the mouth of Tom' river // Paleopalynology of Siberia / Papers of the Soviet Palynologists to the V International Conference on Palynology (Cambridge, England, 1980). Moscow: Publishing house «Nauka», 1980. P. 118–122.
9. *Дренова А.Н.* Древние материковые дюны в бассейне верхней Волги: их ориентировка, строение, состав // Геоморфология. 2011. № 1. С. 37–48.
10. *Kharitonov M.A.* Model reconstruction of the vegetation cover of the South of the West Siberian plain from the Late Paleolithic period until the late XIX century // Russian Journal of Ecosystem Ecology. 2016. V. 1 (2).
11. *Kulizhsky S.P., Loiko S.V., Konstantinov A.O., Kritskov I.V., Istigechev G.I., Lim A.G., Kuzmina D.M.* Lithological sequence of soil formation on the low terraces of the Ob and the Tom rivers in the south of Tomsk Oblast // International Journal of Environmental Studies. 2015. V. 72. № 6. P. 1037–1046.
12. *Константинов А.О., Лойко С.В., Курасова А.О., Кулижский С.П.* Закономерности литолого-геоморфологической организации почвенного покрова песчаных массивов юга Западной Сибири // Успехи современного естествознания. 2018. № 7. С. 151–156.
13. *Konstantinov A.O., Konstantinova E.Yu., Loiko S.V., Kulizhskiy S.P.* Some aspects of soil development in small sandy catchments of ancient river valleys (a case study of Ob-Tom interfluvium) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 201. Art. 012010

ЦИСТЫ CHRYSOPHYCEAE В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА – ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ИНДИКАТОРНАЯ ГРУППА ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ

А.В. Лудикова

Институт озероведения РАН, 196105, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, д. 9,
ellerbeckia@yandex.ru

Основным методом изучения развития экосистемы Ладожского озера в поздне- и послеледниковое время традиционно является диатомовый анализ. Диатомовые водоросли обладают кремнистыми панцирями, хорошо сохраняющимися в донных осадках, что позволяет изучать видовой состав диатомовых комплексов и его изменения во времени.

Другой группой кремнистых микрофоссилий, характерной для отложений Ладожского озера, являются цисты хризифитов – золотистых водорослей (*Chrysophyceae*). Развитие хризифитов контролируется такими факторами среды, как pH, удельная электропроводность, соленость, температура воды, содержание гуминовых веществ и трофность водоемов [1–4]. Таким образом, индикационный потенциал этой группы микрофоссилий для палеореконструкций представляется достаточно значимым. Цисты (стоматоцисты) являются покоящейся стадией, и формируются у большинства золотистых водорослей. Именно они, как правило, и встречаются в донных отложениях. В палеолимнологических исследованиях традиционно используется соотношение «цисты:диатомей», рассчитанное как отношение числа цист хризифитов к сумме цист и диатомей, выраженное в процентах [4].

По данным изучения фитопланктонных сообществ Ладожского озера было установлено, что, при общем преобладании диатомовых водорослей, золотистые водоросли (в первую очередь, представители рода *Dinobryon*), наряду с зелеными и синезелеными играют важную роль в летнем планктоне [5]. Однако в целом вклад этой группы водорослей в состав фитопланктона весьма невысок, и составляет всего 3,2% [6]. В то же время, биомасса хризифитов в глубоководных районах озера может достигать 35% от общей биомассы фитопланктона [7]. К настоящему времени установлено, что в Ладожском озере обитают представители родов *Chrysococcus*, *Dinobryon*, *Mallomonas*, *Ochromonas*, *Paraphysomonas*, *Synura*, *Synuroopsis*, *Uroglena*, *Uroglenopsis* и др. [8–11].

В последнее десятилетие впервые была предпринята попытка учета цист золотистых водорослей при анализе состава диатомовых комплексов донных отло-

жений Ладожского озера. Кроме того, цисты хризифитов учитывались при микропалеонтологических исследованиях отложений малых озер ладожского бассейна, в прошлом являвшихся его частью. Поскольку идентификация видовой принадлежности цист не всегда представляется возможной на уровне световой микроскопии, на данном этапе они использовались как единая группа кремнистых микрофоссилий. Помимо соотношения «цисты:диатомей», учитывались данные об изменении абсолютного содержания (концентрации) цист хризифитов.

Предварительные результаты исследований показывают, что отложения приледникового бассейна, накопившиеся в ладожской котловине после отступления скандинавского ледника, характеризуются низкими концентрациями как створок диатомей, так и цист золотистых водорослей, что свидетельствует о неблагоприятных условиях для развития альгофлоры [12, 13]. Очевидно, дефицит биогенных элементов, характерный для ультрапресных талых ледниковых вод, а также низкая прозрачность водной толщи вследствие высокого содержания тонких минеральных частиц, не способствовали развитию диатомовых и золотистых водорослей в приледниковом водоеме. Низкое содержание кремнистых микрофоссилий обусловлено также большими объемами терригенного материала, поступавшего с тальми водами и осаждавшегося на дне бассейна, что приводило к «разбавлению» их концентрации в донных осадках. Из-за крайне низкого содержания створок диатомей и цист хризифитов в озерно-ледниковых осадках их соотношение испытывает значительные флуктуации, и, по-видимому, не отражает истинного вклада этих групп водорослей в состав альгофлоры приледникового водоема.

В отложениях раннего голоцена концентрации створок диатомей превышают концентрации цист. На этом этапе формируются преимущественно монодоминантные диатомовые комплексы, что, очевидно, отражает специфику условий, существовавших в ладожской котловине. Важно отметить более высокие значения соотношения «цисты:диатомей» по сравнению с более молодыми осадками. В среднем голоцене отмечается

резкое возрастание концентраций диатомей и их видо-вого разнообразия, что, возможно, связано с началом ладожской трансгрессии – подъема уровня Ладожского озера, обусловленного комплексом гляциотектонических, гидрологических и климатических факторов. В свою очередь, содержание цист золотистых водорослей увеличивается лишь незначительно. Соотношение «цисты:диатомей» не достигает значений первой половины голоцена, демонстрируя небольшие флуктуации. В позднем голоцене концентрации створок диатомей снижаются, несколько сокращается и содержание цист хризофитов. При этом их соотношение практически не изменяется.

Вышесказанное позволяет сделать следующие предварительные выводы: 1) преобладание створок диатомей над цистами хризофитов в донных осадках Ладожского озера, установившееся в начале голоцена и сохраняющееся до настоящего времени, по-видимому, отражает гидрологические, гидрохимические и гидробиологические условия этого крупного бассейна; 2) вклад золотистых водорослей в продукцию ладожского фитопланктона в раннем голоцене был, вероятно, выше, чем в среднем и позднем голоцене; 3) изменения содержания цист золотистых водорослей во второй половине голоцена могут являться следствием изменений продуктивности экосистемы Ладожского озера, обусловленных природно-климатическими факторами.

Изучение цист хризофитов из отложений малых озер, в прошлом являвшихся частью ладожских палеобассейнов, показало, что их изоляция от Ладоги сопровождалась снижением соотношения «цисты:диатомей». Таким образом, данное соотношение представляется значимым при выявлении биостратиграфических «сигналов» изоляции малых водоемов от крупных пресноводных бассейнов [14]. Увеличение абсолютного содержания цист и створок диатомей на стадии изолированного озера также является отражением смены седиментационных обстановок.

Необходимо подчеркнуть, что полученные результаты являются предварительными и требуют дальнейшего изучения цист золотистых водорослей из колонок и поверхностных проб донных осадков с целью уточнения их индикаторной значимости для реконструкции истории Ладожского озера.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИНОЗ РАН по теме № 0154-2019-0001.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волошко Л.Н. Золотистые водоросли севера России: экологические условия // Астраханский вестник экологического образования. 2017. №4. С. 45–56.

2. Duff K.E., Smol J.P. Morphological descriptions and stratigraphic distributions of the chrysophycean stomatocysts from a recently acidified lake (Adirondack Park, N.Y.) // Journal of Paleolimnology. 1991. V. 5. P. 73–113.

3. Pienitz R., Walker I.R., Zeeb B.A. Biomonitoring past salinity changes in an athalassic sub-Arctic lake // International Journal for Salt Lake Research. 1992. V. 1. P. 91–123.

4. Smol J.P. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index // Hydrobiologia. 1985. V. 123. P. 199–208.

5. Петрова Н.А. Фитопланктон Ладожского озера // Растительные ресурсы Ладожского озера. Л.: Наука, 1968. С. 175–199.

6. Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас / Под ред. В.А. Румянцева. СПб.: Нестор-История, 2015. 200 с.

7. Holopanen A.-L., Letanskaya G.I. The effects of nutrient load on phytoplankton composition and productivity in Lake Ladoga // Publications of Karelian Institute, University of Joensuu. 1997. V. 117. P. 87–93.

8. Волошко Л.Н., Гаврилова О.В., Громов Б.В. Разнообразие золотистых водорослей (Paraphysomonadaceae, Mallomonadaceae, Synuraceae) в Ладожском озере и его регионе // Альгология. 2002. Т. 12. № 3. С. 344–360.

9. Волошко Л.Н., Сафронова Т.В., С.Н. Шадрин. Виды рода *Ochromonas* (Chrysophyta, Chromulinaceae) в водоемах ленинградской области // Ботанический журнал. 2015. Т. 100. № 5. С. 452–459.

10. Волошко Л.Н. Золотистые водоросли водоемов севера России. Роды *Synuroopsis*, *Uroglenia* и *Uroglenopsis* // Астраханский вестник экологического образования. 2017. № 2. С. 109–120.

11. Давыдова Н.Н., Петрова Н.А. Эколого-систематические характеристики водорослей Ладожского озера // Растительные ресурсы Ладожского озера. Л.: Наука, 1968. С. 73–130.

12. Лудикова А.В. Диатомовые водоросли позднеледниковых отложений Ладожского озера // Материалы XIV Всероссийской палинологической конференции. М., 2017. С. 163–165.

13. Лудикова А.В. Диатомовые водоросли позднеледниковых отложений Ладожского озера // Коллективная монография по материалам ежегодной Международной научно-практической конференции LXXI Герценовские чтения / Отв. ред. В.П. Соломин, В.А. Румянцев, Д.А. Субетто, Н.В. Ловелиус. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2018. С. 407–412.

14. Лудикова А.В. Использование цист Chrysophyceae в палеореконструкциях // Современная микропалеонтология. Сборник трудов XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания. Калининград, 2015. С. 420–424.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

А.В. Лудикова¹, А.Е. Шаталова², Д.А. Субетто², Ю.А. Кублицкий², А. Rosentau³, Т. Hang³

¹ Институт озероведения РАН, 196105, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, д. 9,
ellerbeckia@yandex.ru

² Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, 191186, РФ,
г. Санкт-Петербург, наб. р. Мойки, д. 48

³ University of Tartu, 50090, Estonia, Tartu, Ülikooli 18

Территория Карельского перешейка, по которой проходит Балтийско-Ладожский водораздел, в конце позднего плейстоцена – голоцене неоднократно испытывала воздействие изменений уровня Балтийских палеобассейнов и Ладожского озера. Следы трансгрессивно-регрессивных стадий этих водоемов в настоящее время фиксируются при изучении древних береговых форм рельефа, геологических разрезов и обнажений. Однако реконструкции палеоуровней на основании полученных данных сопряжены с целым рядом сложностей, обусловленных тем, что: 1) древние береговые линии зачастую представлены фрагментарно, а участки их развития разобщены и значительно различаются по высотным отметкам в результате неравномерного гляциоизостатического поднятия; 2) многие древние береговые формы в значительной степени преобразованы воздействием различных экзогенных процессов, что не позволяет достоверно оценить уровень сформировавшего их палеобассейна; 3) отложения разновозрастных палеобассейнов нередко обладают литологическим сходством, что затрудняет установление их принадлежности к тому или иному трансгрессивно-регрессивному этапу. Поэтому наиболее надежной основой для установления пространственно-временных пределов распространения древних бассейнов представляются донные отложения малых озер, испытывавших в прошлом воздействие этих бассейнов.

С целью реконструкции трансгрессивных стадий Балтийского моря в голоцене был выполнен диатомовый анализ донных отложений озера Голубого, расположенного в северо-западной части Карельского перешейка, в 5 км к юго-востоку от г. Выборга, на абсолютной отметке 11 м над уровнем моря.

По данным диатомового анализа отложений озера Голубого выделены две трансгрессивные стадии Балтики – раннеголоценовая стадия Анцилового озера и среднеголоценовая стадия Литоринового моря. Для первой характерно присутствие в составе диатомовых ком-

плексов характерных «анциловых» видов (*Aulacoseira islandica*, *Cocconeis disculus*, *Opephora martyi*, *Navicula jentzschii*, *N. scutelloides*, *Ellerbeckia arenaria*, *Diploneis domblittensis*, *D. maulleri*). Вторая характеризуется повышением (до 20%) содержания диатомей галофилов – обитателей пресных вод, способных переносить небольшое повышение солености (*Cyclostephanos dubius*, *C. meneghiniana*, *E. sorex*, *Mastogloia smithii*, *N. cari*, *N. cryptotenella*, *N. tuscula* и др.). При этом численность отдельных представителей этой группы, как правило, не превышает 1%. В составе диатомовых комплексов доминируют виды, индифферентные по отношению к солености, отмечаются также галофобы. Кратковременный эпизод увеличения численности диатомей-галофилов в «пост-анциловое» время на этапе изолированного развития озера, очевидно, позволяет говорить о двух фазах литориновой трансгрессии.

На существование двух трансгрессивных этапов в литориновое время указывают данные палеолимнологических исследований на южном побережье Финского залива [1, 2], а также результаты изучения озерно-болотных отложений и береговых разрезов Карельского перешейка [3, 4]. Однако другая часть исследованных разрезов данной территории содержит свидетельства только одной трансгрессивной фазы [3–5]. При этом четкую зависимость количества трансгрессивных стадий от пространственного (удаленность от современной береговой линии) или высотного положения изученных объектов установить пока не удалось.

По данным геоморфологических исследований, выполненных в первой половине XX в., уровень литориновой трансгрессии в районе г. Выборга достигал ~20 м. Это хорошо согласуется с результатами изучения разрезов озерно-болотных отложений, расположенных в 25 км к западу и в ~20 км востоку от г. Выборга [3, 6], где кровля литориновых осадков отмечена на отметках ~17 м над у.м. Согласно реконструкции, выполненной

[6], уровень Литоринового моря в районе исследования превышал 15 м. Однако, полученные нами результаты не дают однозначного ответа о максимальном уровне морской трансгрессии. Слабовыраженное осолонение, устанавливаемое по данным диатомового анализа, возможно, связано с сильным опреснением данного участка литоринового бассейна. Не исключено также, что максимальный уровень трансгрессии составлял лишь немногим более 11 м, что препятствовало установлению в его котловине условий повышенной солености с характерной солоноватоводной диатомовой флорой, отмечаемой в литориновых осадках других разрезов Карельского перешейка. В пользу того, что уровень литориновой трансгрессии в районе исследования не достигал 15-16 м, свидетельствуют результаты изучения археологического памятника, расположенного в ~10 км к северо-востоку от г. Выборга. Здесь культурный слой, датируемый временем начала литориновой трансгрессии, перекрыт водными отложениями, содержащими типичную пресноводную диатомовую флору. Из этого авторами был сделан вывод о косвенном проявлении литориновой трансгрессии через подпруживание стока некоторых озер Карельского перешейка в результате подъема уровня в конечном водоеме – Литориновом море, и как следствие, подъема их уровня [7].

Исследование проводится при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-80087и гранта Президента № МК-5595.2018.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области // Труды Главного геолого-разведочного управления. 1931. Вып. 117. С. 24–87.

2. Sandgren P., Subetto D.A., Berglund B.E., Davydova N.N., Savelieva L.A. Mid-Holocene Littorina Sea transgressions based on stratigraphic studies in coastal lakes of NW Russia // Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar. 2004. V. 126. P. 363–380.

3. Клеймёнова Г.И., Вишневская Е.М., Долуханов П.М., Латышева Н.М. К палеогеографии северо-восточного побережья Финского залива в среднем и позднем голоцене // Известия ВГО. 1988. Т. 120. Вып. 4. С. 302–314.

4. Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A., Dzhinoridze R., Arslanov K., Hyvärinen H. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Littorina Sea stage of the Baltic Sea history // Boreas. 2007. V. 36. P. 441–458.

5. Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли из колонки донных осадков Сестрорецкого Разлива. В кн: Сохранение природной экосистемы водоема в урбанизированном ландшафте / Под ред. Е.А. Стравинской. Л.: Наука, 1984. С. 107–112.

6. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Dzhinoridze E.N., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A. The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // Quaternary International. 2009. Vol. 203. P. 33–51.

7. Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Кулькова М.А., Кузнецов Д.Д., Герасимов Д.В., Субетто Д.А. Реконструкция среды обитания человека на территории Карельского перешейка (по материалам исследования многослойного поселения Озерное-3) // Хронология, периодизация и кросс-культурные связи в каменном веке. Зямтнинский сборник / Отв. ред. Г.А. Хлопачев. СПб: Наука, 2008. Вып. 1. С. 118–144.

РИЗОПОДНЫЙ АНАЛИЗ В ПАЛЕОЭКОЛОГИИ И АРХЕОЛОГИИ

Ю.А. Мазей¹, А.Н. Цыганов^{1, 2}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, yurimazei@mail.ru

² Пензенский государственный университет, 440026, РФ, г. Пенза, ул. Красная, д. 40, andrey.tsyganov@bk.ru

Ризоподный анализ – метод реконструкции условий окружающей среды в голоцене, основанный на использовании раковинных амёб в качестве индикатора гидрологического режима болот, трофического статуса водоемов, глубины озер и уровня моря. Основная ценность раковинных амёб как биоиндикаторов заключается в возможности их применения для реконструкции поверхностной влажности болотных экосистем. В слу-

чае с верховыми болотами, которые получают большую часть влаги из атмосферных осадков, подобные реконструкции позволяют судить о влажности климата.

Раковинные амёбы – амёбоидные протисты, которые характеризуются наличием внешнего скелетного образования, основная функция которой – защита от иссушения и поедания хищниками. Размер раковинки у большинства видов изменяется в пределах от 20

до 150 мкм. Филогенетически раковинные амебы относятся как минимум к трем неродственным группам организмов: *Euglyphida*, *Arcellinida* и *Amphitrematida*, однако для целей биоиндикации и палеоэкологии они рассматриваются совместно, что обусловлено сходством их экологии и методов исследования. Раковинные амебы распространены практически повсеместно и являются важным компонентом пресноводных, болотных и почвенных экосистем. Они очень чувствительны к степени увлажнения, кислотности и некоторым другим характеристикам окружающей среды и быстро реагируют на изменения локальных условий. В настоящее время известно около 3000 видов раковинных амеб, описанных преимущественно на основе морфологических критериев раковинок. При этом сами раковинки устойчивы к разложению и формируют обильные скопления в торфяных залежах болот и донных отложениях водоемов. Благодаря сочетанию вышеперечисленных признаков, раковинные амебы являются ценным биоиндикатором для палеоэкологических исследований.

Наличие четкой связи между структурой сообществ современных раковинных амеб и степенью увлажнения биотопа позволяет количественно реконструировать поверхностную влажность болот с использованием калибровочных моделей. В настоящее время создано более 30 региональных и несколько обобщенных калибровочных моделей для крупных регионов (Европа, Северная Америка, Азия). При реконструкции поверхностной влажности болотных экосистем ризоподный анализ, как правило, используется в сочетании со споро-пыльцевым анализом, определением степени гумификации торфа и зольности, ботаническим анализом торфа, что позволяет повысить достоверность реконструкции за счет применения относительно независимых индикаторов условий среды. В настоящее время ризоподный анализ широко применяется в рутинных комплексных

палеоэкологических работах как один из индикаторов при реконструкции изменений ландшафтов и климата в голоцене, при выявлении закономерностей сукцессионной динамики экосистем при заболачивании озер. Постоянно совершенствуется технология проведения соответствующих реконструкций.

Несмотря на широкое использование ризоподного анализа в палеоэкологии, в археологических исследованиях этот метод применяется намного реже, в основном в комплексе с непыльцевыми палиноморфами для расширения возможностей спорово-пыльцевого анализа. Однако потенциал ризоподного анализа в области археологии намного шире и данный метод может применяться для реконструкции условий захоронения археологических объектов, для тестирования гипотез о роли климата в развитии человека и смене культур, для оценки воздействия человека на болота и прилегающие территории. В отдельных работах была продемонстрирована долгосрочная положительная зависимость активности человека по возведению построек и дорог на болотах от периодов пониженной поверхностной влажности болота, были описаны случаи эвтрофирования болот в результате повышенной антропогенной активности в его окрестностях, в том числе в результате активных вырубок леса, что приводило к повышенной ветряной эрозии территории и переотложению биогенных элементов на поверхности болота с пылью. Исследования палеоэкологических условий в озерах предоставляют дополнительную информацию археологам для определения потенциально интересных мест для исследований, интерпретации закономерностей расселения древних людей и реализуемых ими стратегий добычи ресурсов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-14-00102) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-04-00320).

ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ И УСЛОВИЙ МИНЕРАЛЬНОГО ПИТАНИЯ РАСТЕНИЙ ТРАВЯНЫХ ЭКОСИСТЕМ ХОЛОДНОГО КЛИМАТА ПОД ВЛИЯНИЕМ ЭРИКОИДНОЙ МИКОРИЗЫ КУСТАРНИЧКОВ

М.И. Макаров, М.С. Кадулин, Т.И. Малышева, Р.В. Сабирова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, mmakarov@soil.msu.ru

В последние десятилетия отмечается повышение участия кустарничков и кустарников в составе фитоценозов арктической/субарктической тундры и альпийских лугов [1]. Растения в процессе жизнедеятельности могут изменять почвенные свойства через разные механизмы – в результате избирательного поглощения элементов минерального питания, поступления в почву органического вещества и ассоциированных с ним элементов в составе растительного опада или в составе корневых выделений, имеющих разный химический и биохимический состав. Изменение соотношения растений, образующих разные типы микоризы, может привести к сдвигу ключевых параметров функционирования экосистем – круговорота углерода и азота. Это связано с разной ферментативной активностью грибов, образующих эктомикоризу (ЭКМ) и эрикоидную микоризу (ЭРМ) у кустарников и кустарничков и арбускулярную микоризу (АРМ) у трав. Первые продуцируют окислительные и гидролитические ферменты, активно воздействующие на органическое вещество почвы и мобилизующие из него элементы минерального питания, тогда как вторые обладают меньшей ферментативной активностью [2].

В альпийском поясе Кавказа кустарнички расселяются преимущественно в характерных для них местобитаниях – на наиболее бедных почвах пустошей. В горной же тундре Хибин они не только являются основными компонентами фитоценозов тундровых пустошей на бедных почвах, но и произрастают в аккумулятивных геохимических позициях на тундровых луговинах при высоких концентрациях доступных форм элементов минерального питания в почве. Неизвестно, насколько отличается функция ЭРМ по трансформации органического вещества и мобилизации элементов минерального питания при разной их доступности.

Для проверки этого мы сравнили свойства почв лишайниковой пустоши в альпийском поясе Кавказа и злакового луга в горной тундре Хибин при наличии и отсутствии в составе фитоценозов кустарничков, образующих ЭРМ. Для исследования отбирали по 10 образцов почвы из верхних 5 см горизонта АН на участках

без кустарничков (контроль) и на участках с кустарничками. На Кавказе кустарничек был представлен брусничкой (*Vaccinium vitis-idaea*), а в Хибинах четырьмя видами вересковых (*Empetrum hermaphroditum*, *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium vitis-idaea*). В почвах определяли концентрации лабильных форм углерода, азота и фосфора, структуру микробного сообщества (анализ жирных кислот фосфолипидов), активности дыхания, N-минерализации, нитрификации и ряда гидролитических ферментов (метод флюорогенно-меченых субстратов).

Оказалось, что присутствие в составе травяного фитоценоза кустарничков с ЭРМ определенно связано с различиями в почвенных свойствах. Некоторые различия однонаправлены вне зависимости от доступности элементов минерального питания. К ним относится, прежде всего, повышенная каменистость и меньшая мощность профиля, что свидетельствует об изначальном поселении кустарничков на более каменистых участках с меньшим накоплением мелкозема. Также одинаковыми для почв альпийской лишайниковой пустоши и тундровой луговины в присутствии кустарничков является повышенная кислотность, большее содержание подвижного минерального фосфора и повышенные активности глюкозидазы, хитиназы и фосфатазы, но меньшее содержание нитратов и низкая активность нитрификации. Повышение кислотности вполне ожидаемо, так как ЭРМ грибы выделяют в почву органические соединения кислотной природы, а наземный и подземный опад вересковых кустарничков способствует формированию кислых продуктов при его трансформации [3]. Большее содержание подвижного минерального фосфора в почве при наличии растений с ЭРМ связано с повышением минерализации органических фосфатов под действием фосфатазы, кроме того, известна повышенная эффективность микоризы в выветривании минералов благодаря выделению в почву органических кислот [4]. Повышенная активность гидролитических ферментов в почве злакового луга Хибин свидетельствует об активности экзоферментов

ЭРМ грибов даже при высокой доступности неорганических азота и фосфора. Снижение нитрификации может быть связано с большей кислотностью почвы под растениями с ЭРМ, но также микоризные грибы или специфический биохимический состав опада этих растений могут снижать активность нитрифицирующих бактерий в почве.

Наиболее выраженные различия во влиянии ЭРМ растений на почвенные свойства в условиях низкой (лишайниковая пустошь) и высокой (тундровая луговина) доступности элементов минерального питания проявляется в характеристике лабильного (экстрагируемого 0.05 M K₂SO₄) органического вещества и микробной биомассы почв. В первом случае в присутствии *V. vitis-idaea* изменение показателей, характеризующих органическое вещество и микробную биомассу в почве, хорошо согласуется с гипотезой о мобилизации органического вещества почвы экзоферментами ЭРМ грибов. Почва отличается более высоким содержанием углерода и тенденцией к повышению содержания азота лабильного органического вещества, что может свидетельствовать о воздействии ферментов на высокомолекулярные компоненты органического вещества с продуцированием небольших, более биогеохимически подвижных (легко экстрагируемых) молекул. Увеличение соотношения C/N в экстрагируемом органическом веществе может свидетельствовать о преимущественном использовании ЭРМ грибами (и другими микроорганизмами) мобилизованных азотсодержащих органических молекул для своего (и растения-хозяина) азотного питания. Этому соответствуют увеличение концентрации азота микробной биомассы и уменьшение соотношения C/N в ней, а также увеличение базального дыхания и микробного метаболического коэффициента. При этом суммарная микробная биомасса (углерод микробной биомассы) не меняется, хотя по данным анализа жирных кислот фосфолипидов концентрация специфических биомаркеров всех основных таксономических групп микроорганизмов повышается в присутствии *V. vitis-idaea*.

В почве злакового луга горной тундры Хибин в отличие от почвы альпийской лишайниковой пустоши концентрация углерода лабильного органического вещества в присутствии ЭРМ растений не изменяется, но содержание N и P, входящих в состав лабильного органического вещества, значимо выше. При этом соотношение C/N и C/P в нем уменьшается под всеми видами ЭРМ растений, свидетельствуя о повышенной насыщенности экстрагируемого органического вещества азотом и фосфором. Повышенная ферментативная активность также может свидетельствовать о деполимеризации крупных органических молекул и мобилизации органических азот- и фосфорсодержащих соединений в

почве под действием экзоферментов ЭРМ грибов, но одновременно это может быть связано с уменьшением минерализации органических азот- и фосфорсодержащих соединений или поглощения их микроорганизмами. N-минерализация в почве под кустарничками действительно снижается. При этом повышение концентраций лабильных форм азота (как минеральных, так и органических) на фоне общей высокой доступности элемента в почве тундровой луговины не приводит к дополнительной его аккумуляции в микробной биомассе. Более того, соотношение C/N в ней в присутствии растений с ЭРМ возрастает, свидетельствуя об изменении структуры микробного сообщества.

Таким образом, при низких концентрациях неорганических форм азота и фосфора в почве альпийской лишайниковой пустоши, азотсодержащие органические молекулы, мобилизованные ферментами ЭРМ грибов, активно используются для азотного питания микроорганизмов и растений. В противоположность этому, на фоне высоких концентраций неорганических форм азота и фосфора в почве злакового луга органические соединения, если и мобилизуются из состава стабильного органического вещества, не поглощаются активно микоризными грибами и сапротрофными микроорганизмами. Известно, что ЭРМ грибы демонстрируют отрицательную реакцию на повышение доступности азота, например, продукция ими протеазы подавляется при повышении концентраций NH₄⁺ и NO₃⁻, демонстрируя адаптацию продуцирования N-мобилизующих экзоферментов к доступности неорганических соединений N в почве [5].

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 16-14-10208).

ЛИТЕРАТУРА

1. Hallinger M., Manthey M., Wilmking M. Establishing a missing link: Warm summers and winter snow cover promote shrub expansion into alpine tundra in Scandinavia // *New Phytologist*. 2010. V. 186. P. 890–899.
2. van der Heijden M.G.A., Martin F.M., Selosse M.A., Sanders I.R. Mycorrhizal ecology and evolution: the past, the present, and the future // *New Phytol.* 2015. V. 205. P. 1406–1423.
3. Mallik A.U. Conifer regeneration problems in boreal and temperate forests with ericaceous understories: role of disturbance, seedbed limitation, and keystone species change // *Critical Review in Plant Science*. 2003. V. 22. P. 341–366.
4. Taylor L.L., Leake J.R., Quirk J., Hardy K., Banwart S.A., Beerling D.J. Biological weathering and the long-term carbon cycle: integrating mycorrhizal evolution and function into the current paradigm // *Geobiology*. 2009. V. 7. P. 171–191.
5. Molecular mycorrhizal symbiosis / Ed. F. Martin. Wiley-Blackwell, 2016. 492 p.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ МАЛАКОФАУНЫ СУБАТЛАНТИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ ГОЛОЦЕНА В ДОЛИНАХ РЕК БАЗАЙХА И ТАРТАТ (КРАСНОЯРСКАЯ КОТЛОВИНА)

Д.Е. Макарчук, Г.Ю. Ямских, Н.В. Лебедева

Сибирский федеральный университет, 660041, РФ, г. Красноярск, пр. Свободный, д. 79, bolkunova91@mail.ru, yamskikh@mail.ru, fidelika@bk.ru

Изучение раковин голоценовых моллюсков Красноярской котловины как объекта палеогеографического анализа началось относительно недавно. При изучении озерных, болотных и аллювиальных отложений Красноярской котловины А.Ф. Ямских и Г.Ю. Ямских были зафиксированы места распространения раковин моллюсков [1, 2]. В пойменных отложениях долин правых притоков реки Енисей – Базаиха и Тартат, расположенных в границах Красноярской котловины, авторами были изучены видовое разнообразие и индикаторные свойства голоценовой малакофауны. Изучение условий обитания моллюсков субатлантического времени производилось по результатам малакофаунистического и палинологического анализа с применением метода радиоуглеродного датирования. Для количественной

характеристики элементов палеоклимата и ландшафтов были использованы данные палинологического изучения стратотипического разреза «Пещера Еленева» [3], расположенного на левом берегу р. Енисей в приустьевой части р. Караульной (Рис. 1).

Подготовка образцов для малакофаунистического и палинологического анализа осуществлялась по общепринятым методикам [4–7]. Количественное выражение результатов спорово-пыльцевого анализа отложений и реконструированных показателей элементов палеоклимата были выполнены на основе расчетных уравнений регрессии [2].

Радиоуглеродное датирование образцов проводилось в Лаборатории археологической технологии Института истории материальной культуры РАН, Ла-



Рисунок 1. Местоположение изученных разрезов (<https://www.google.com/earth/>).

боратории изотопных исследований ЦКП «Геология» факультета географии кафедры геологии и геоэкологии Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена и Лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии СО РАН. Значения радиоуглеродного возраста приведены в табл. 1 с использованием программы CalPal [8]. Нижняя граница субатлантического времени выделена на основе палеоботанических данных на уровне 2500 лет [9].

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования пойменных отложений Красноярской котловины

Разрез, глубина отбора от дневной поверхности, см	Некалиброванный возраст ^{14}C	Лабораторный номер	Калиброванный возраст, л. н.
Базаиха 0,1–0,15	1498 ± 50	SPb-1814	1410 ± 64
Базаиха 0,3–0,35	1844 ± 50	SPb-1815	1786 ± 58
Базаиха 0,60–0,65	1884 ± 50	SPb-1816	1819 ± 61
Тартат 0,24–0,29	2320 ± 40	Ле-11218	2311 ± 52

Из горизонтов глин и суглинков разреза «Базаиха» мощностью 0,8 м были отобраны и определены сохранившиеся остатки малакофауны в интервалах 0,8–0,3 и 0,15–0,05 м (Рис. 2). В долине реки Тартат в обнажении поймы был изучен разрез мощностью 1,54 м. Сохранившиеся остатки фауны моллюсков были обнаружены в супесчаных отложениях на глубине до 0,24 м от дневной поверхности. Установленный комплекс моллюсков субатлантического времени представлен пресноводными и наземными видами. В составе малакофауны преобладают виды семейств *Lymnaeidae* Rafinesque, 1815 и *Valloniidae* Morse, 1864.

Отложения раннесубатлантического времени характеризуются присутствием раковин 21 вида моллюсков: *Pisidium casertanum* (Poli, 1791), *Lymnaea truncatula* (Müller, 1774), *Lymnaea peregra* (Müller, 1774), *Lymnaea* sp., *Gyraulus albus* (Müller, 1774), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *Gyraulus rosmaessleri* (Auerswald, 1851), *Armiger crista* (Linnaeus, 1758), *Carychium minimum* Müller, 1774, *Succinea putris* (Linnaeus, 1758), *Succinella oblonga* (Draparnaud, 1801), *Oxyloma elegans* (Risso, 1826), *Succinea* sp., *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Vallonia costata* (Müller, 1774), *Pupilla muscorum* (Linnaeus, 1758), *Gastrocopta theeli* (Westerlund, 1877), *Vertigo alpestris* Alder, 1838, *Punctum pygmaeum* (Draparnaud, 1801), *Perpolita hammonis* (Strom, 1765), *Fruticicola schrenckii* (Middendorff, 1851), *Euconulus fulva* (Müller, 1774). Малакофауна развива-

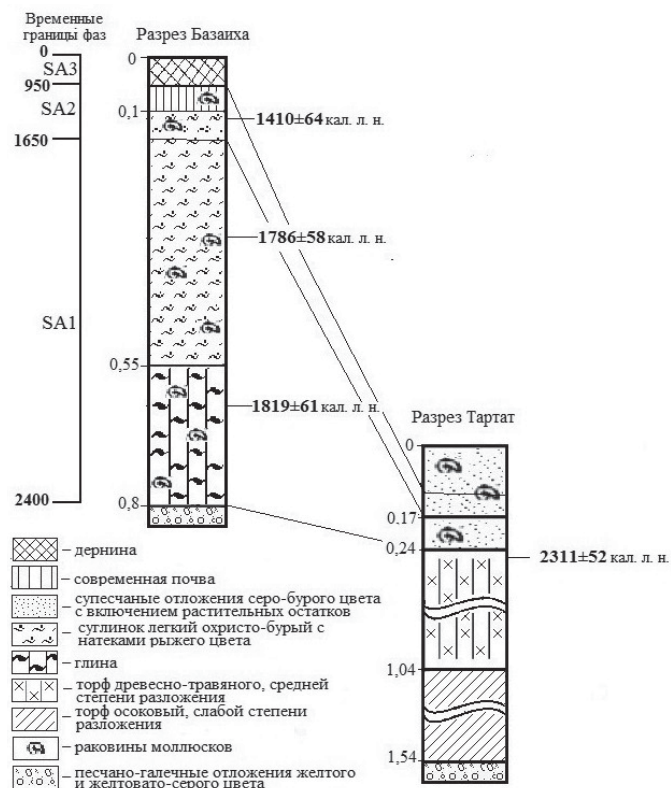


Рисунок 2. Интервалы нахождения раковин ископаемых моллюсков в пойменных отложениях разрезов «Базаиха» и «Тартат».

лась при относительно холодном и переменном-влажном климате. Средние температуры июля составляли 17,3 °С, температуры января изменялись в пределах от -22,9 до -23,0 °С, продолжительность безморозного периода изменялась от 87 до 105 дней. Годовая сумма осадков доходила до 450 мм, количество осадков теплого периода не превышало 280 мм.

Среднесубатлантическое время голоцена характеризовалось относительно теплым и умеренно влажным климатом. Сочетание тепло- и влагообеспеченности обусловили развитие преимущественно наземной влаголюбивой фауны: *Vallonia pulchella*, *Vallonia costata*, *Vallonia* sp., *Succinea putris*, *Cochlicopa lubrica*, *Vertigo antivertigo* (Draparnand, 1801), *Vertigo* sp., *Euconulus fulva* и присутствие пресноводных *Lymnaea peregra* и *Lymnaea truncatula*. Средние температуры июля составляли 18,0 °С, температуры января находилась в пределах от -19,0 до -19,3 °С, продолжительность безморозного периода составляла 93–118 дней. Годовая сумма осадков изменялась от 410 до 440 мм, количество осадков теплого периода доходило до 230 мм.

Малакофауна поздне-субатлантического времени характеризуется наиболее бедным видовым разно-

бразием и представлена двумя видами пресноводных моллюсков – *Gyraulus rossmaessleri*, *Gyraulus laevis* и наземными *Succinea putris*, *Cochlicopa lubrica*, *Vallonia pulchella*, *Punctum pygmaeum*, *Perpolita* sp. Средние температуры июля составляли 18,8 °С, температуры января находились в пределах -18,0 °С, продолжительность безморозного периода изменялась от 96 до 113 дней при годовой сумме осадков около 395 мм, количество осадков теплого периода доходило до 210 мм.

В результате проведенного исследования установлено, что на протяжении последних 2500 лет малакофауна в долинах рек Базаиха и Тартат развивалась в условиях постепенного увеличения теплообеспеченности при уменьшении годовой суммы осадков и количества осадков теплого периода. Изменение условий увлажнения обусловили уменьшение видового разнообразия малакофауны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск, 1993. 226 с.
2. Ямских Г.Ю. Реконструкция растительности и климата голоцена внутриконтинентальных территорий Приенисейской Сибири: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук: 25.00.23; 25.00.25. Барнаул, 2006. 34 с.
3. Ямских Г.Ю. Плейстоцен-голоценовые климаты и растительность Красноярской котловины // Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. Москва. М., 2016. С. 386–390.
4. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ, 1948. 223 с.
5. Жадин В.И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 377 с.
6. Лихарев И.М., Раммельмейер Е.С. Наземные моллюски фауны СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 511 с.
7. Ložek V. Quartermollusken der Tschechoslowakei. Ustavu Geol. 1964. 374 p.
8. Danzeglocke U. Jöris O., Weninger B. CalPal-2007 [Electronic resource]. 2008. URL: <http://www.calpal-online.de>. (дата обращения: 15.11.2018).
9. Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск: Изд-во КГУ, 1995. 180 с.

ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ЮЖНОМ ФЛАНГЕ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ ПО ДАННЫМ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ АРХИВОВ

А.О. Макеев¹, А.В. Русаков², Ф.Г. Курбанова¹, О.С. Хохлова³, П.Г. Куст⁴, Е.А. Денисова¹

1 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, makeevao@gmail.com; fkurbanova@gmail.com; denisova.elizavet@gmail.com

2 Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7-9, spp-ob@mail.ru

3 Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения, РАН, 142290, РФ, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, olga_004@rambler.ru

4 Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 109017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 2, pavelkust@yandex.ru

Изучение хронорядов фоновых почв и почв, погребенных под археологическими памятниками, прежде всего, широко распространенными курганными захоронениями бронзового века и земляными валами городищ раннего железного века, позволяет выявить эволюционные тренды природной среды центра Русской равнины [1, 2]. Особый интерес представляет анализ устойчивости в голоцене положения южной границы лесной зоны.

На южной окраине подзоны широколиственных лесов изучены почвы Тохмеевского курганного могильника (Чебоксарский район, республика Чува-

шия) – одного из наиболее масштабных захороненной эпохи средней бронзы (абашевская культура), представленного группой из 48 курганных насыпей высотой до 2 м [3]. Хроноряд почв включает поверхностные (фоновые) почвы и почвы погребенные под курганными насыпями высотой до 2 м. Как погребенные, так и фоновые почвы сформированы на единой поверхности в краевой части водораздельной поверхности (170 м н.у.м.), на однотипных породах (покровные суглинки) под широколиственным лесом. Погребенные и фоновые почвы отвечают критериям Glossic,

Folic, Albic, Dystric Retisol (Abruptic, Loamic, Cutanic, Differentic, Humic, Siltic) [4]. Они имеют однотипное строение профиля и сходные (макро-, мезо-, микро-) морфологические и аналитические характеристики (Рис. 1а, 2а, b, c, d). Погребенная почва не срезана и не нарушена при сооружении кургана: полный профиль почвы выражен на всех трех стенках разреза (Рис. 1а); на границе насыпи и погребенной почвы хорошо виден «натоптыш» из светлого материала нижних горизонтов, предположительно возникший при обустройстве погребальной камеры [5]. Погребенная почва характеризуется хорошо выраженным гумусовым горизонтом темного цвета (7,5 YR 3/1). В фоновой почве гумусовый горизонт более светлый (10 YR 4/2).

Сверху насыпь перекрыта однородным легким суглинком, аналогичным материалу горизонтов E погребенных и фоновых почв (Рис. 1b). Нижняя часть насыпи с глубины 70 см укреплялась земляными кирпичами (блоками), состоящими преимущественно из материала верхних горизонтов аналогичного горизонту E фоновых и погребенных почв, с забутовкой тяжелосуглинистым материалом горизонтов Bt (Рис. 1b, c, d, e). Исследование с помощью буровых скважин подтвердило идентичность строения насыпей нескольких курганов (13 точек опробования). Использование разнородных материалов при сооружении насыпи является независимым подтверждением наличия горизонтов E и Bt в почве бронзового века.

В составе пыльцевых спектров фоновых и погребенных почв из 4 курганов доминирует пыльца древесных пород, присутствует пыльца широколиственных пород (дуб, липа). Фитолитные спектры также подтверждают, что погребенные почвы не срезаны и форми-

ровались под лесной растительностью с участием широколиственных пород (Цветная вкладка, рис. 16е, f). Сходные морфологические и аналитические свойства, а также микробиоморфные спектры фоновых и погребенных почв, свидетельствуют о сходстве природных условий с начала суббореала и до настоящего времени. Радиоуглеродная дата верхней части гумусового горизонта погребенной почвы составила 5581 ± 55 calBP, SPB 2996). Это согласуется с многочисленными датами по возрасту гумусовых горизонтов погребенных почв эпохи позднего неолита – бронзы, что подтверждает предположение о том, что формирование темноцветных гумусовых горизонтов всех этих почв ложится на время до конца атлантического периода [6]. Этот период часто рассматривается как время степного почвообразования [1]. Однако отсутствие кротовин и глубокое залегание карбонатов в профиле погребенных почв, а также характер микробиоморфных спектров, позволяет признать наиболее вероятным существование на юге лесной зоны в это время открытых лесных сообществ с широким участием лугово-степных трав. Вывод о возможности формирования темноцветных гумусовых горизонтов под пологом открытых лесных сообществ находит многочисленные подтверждения [6, 7].

В горизонтах Bt погребенных почв представлены черные гумусовые пленки (лаки), поверх бурых глинистых кутан (Цветная вкладка, рис. 16g, h). Черные гумусовые пленки отсутствуют в фоновой почве, где в горизонтах Bt представлены бурые кутаны. По-видимому, обилие черных лаков регистрирует начало деградации темноцветного гумусового горизонта связанного с повышением влажности климата [8]. Радиоуглерод-

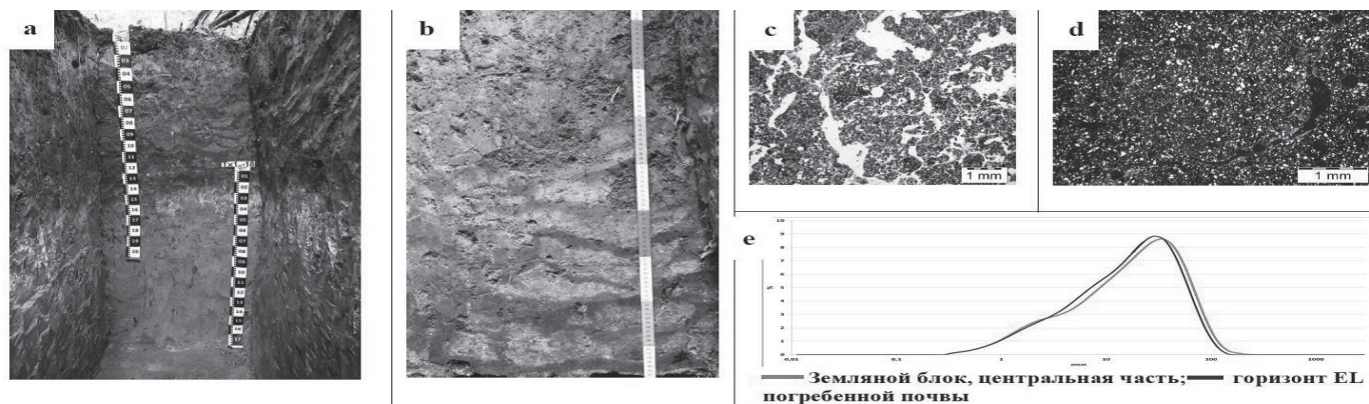


Рисунок 1. а – Курганная насыпь с погребенной почвой. Конструкция насыпи включает земляные кирпичи, перекрытые сверху материалом горизонта E; b – земляные кирпичи; c – микростроение материала центральной части земляных кирпичей характерно для горизонта E; d – микростроение забутовки (глинистой оболочки) земляного блока. Видны признаки замеса материала (разорванные кутаны, структуры вращения и зерна речного песка, добавленного к материалу горизонта Bt); e – распределение гранулометрических фракций в материале центральной части земляного блока, лазерная дифракция. Видно сходство в распределении фракций с горизонтом E погребенной почвы.

ные датировки для устойчивых фракций гумуса кутан (5305 + 20 calBP UZ-6550/ETH-97195), согласуются с датой для гумусового горизонта. С повышением гумидности согласуется и уменьшение доли степных, и увеличение доли луговых и лесных трав в погребенной почве по сравнению с фоновой (Цветная вкладка, рис. 16е, ф). Наличие сложного кутанного комплекса и его проработка гумусовыми лаками в погребенных почвах свидетельствуют о том, что кутаны сформированы ранее темноцветного гумусового горизонта.

Данные по Тохмеевскому могильнику согласуются с материалами по хронорядам почв расположенных неподалеку Таушкасинского могильника (эпоха бронзы, абашевская культура [9]), а также Сареевского городища раннего железного века [10]. Сопряженный анализ трех хронорядов позволяет выстроить единый хроноряд, убедительно свидетельствующий о постоянстве лесных условий на южной границе лесного пояса Восточно-Европейской равнины с эпохи бронзы и по настоящее время.

Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 16-17-10280).

ЛИТЕРАТУРА

1. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
2. Chendev Y.G., Aleksandrovskiy A.L., Khokhlova O.S., Dergacheva M.I., Petin A.N., Golotvin A.N., Sarapulkin V.A., Zemtsov G.L., Uvarkin S.V. Evolution of forest pedogenesis in the south of the forest-steppe of the Central Russian Upland in the Late Holocene // *Eurasian Soil Sci.* 2017. V. 50. P. 1–13.

3. Михайлов Е.П., Березина А.Ю., Березин С.В., Кузьминых С.В., Мясников Н.С., Каховский В.Ф., Каховский Б.В. Археологическая карта Чувашской республики: научно-справочное издание. Т. 2. Чебоксары: Чувашское книжное издательство, 2014. 312 с.

4. IUSS Working Group WRB, World reference base for soil resources // *World Soil Resources Reports.* 2014. No 106.

5. Kabala C., Przybył A., Krupski M., Łabaz B., Waroszewski J. Origin, age and transformation of Chernozems in northern Central Europe – New data from Neolithic earthen barrows in SW Poland // *Catena.* 2019. V. 180. P. 83–102.

6. Eckmeier E., Gerlach R., Gehrt E., Schmidt M.W.I. Pedogenesis of Chernozems in central Europe – a review // *Geoderma.* 2007. V. 139. P. 288–299.

7. Vysloužilová B., Ertlen D., Schwartz D., Šefrna L. Chernozem. From concept to classification: a review // *AUC Geographica.* 2016. V. 5. P. 85–95.

8. Miedema R., Koulechova I.N., Gerasimova M.I. Soil formation in Greyzems in Moscow district: micromorphology, chemistry, clay mineralogy and particle size distribution // *Catena.* 1999. V. 34(3). P. 315–347.

9. Aseyeva E., Makeev A., Kurbanova F., Kust P., Rusakov A., Khokhlova O., Mihailov E., Puzanova T., Golyeva A. Paleolandscape reconstruction based on the study of a buried soil of the Bronze Age in the broadleaf forest area of the Russian Plain // *Geosciences.* 2019. V. 9(111). P. 1–27.

10. Makeev A.O., Aseyeva E.N., Rusakov A.V., Sorokina K.I., Puzanova T.A., Khokhlova, O.S., Kust P.G., Kurbanova F.G., Chernov T.I., Kutovaya O.V. The environment of the Early Iron Age at the southern fringe of the forest zone of the Russian Plain // *Quaternary International.* 2019. V. 502. P. 218–327.

END-MEMBER MODELLING AS A TOOL FOR ENVIRONMENT CONDITION RECONSTRUCTION – THE RECORD OF THE MEDITERRANEAN COASTAL WETLAND OF ISRAEL

M.S. Markin

Leon H. Charney School of Marine Sciences, Department of Marine Geosciences, University of Haifa, 3498838, Israel, Haifa, Mount Carmel, Aba Khoushy Ave., 199, makhamarkin@gmail.com

Dora pond is a small urban winter pond (ca. 0.055 km²) located in the city of Netanya at the densely populated Coastal Plain of Israel. This pond is a residue of wetlands and swamps that were very abundant in the Mediterranean semi-arid Israeli coastal plain prior to the major demographic changes in the late-19th century. The wetlands were extensively drained by the mid-20th century to increase urban, agricultural, and industrial land resources in the area. Dora pond was kept roughly the same state at

least since 1880. The very small watershed and its apparent undisturbed area make Dora pond a potential archive for the environmental condition reconstruction. [1].

Wetlands are bodies of slow-flow, with the ability to accumulate in the form of bottom sediments allochthonous and autochthonous substances, respectively, coming from outside and formed within the water column. Wetlands with relatively continuous sedimentation are one of the most informative objects of paleogeographic research. In the wet-

land, sediments saved the records of the development not only of a particular reservoir, the adjacent territory, but also global changes in the environment [2, 3].

Numerical unmixing of grain size distribution data into constituent components, known as end-member analysis (EMA), can yield valuable information on geological processes and palaeo-environmental changes [4].

Often there is more than one process involved so that the characteristic grain size distributions within a sample are mixed. This is where EMMAgeo comes to play. The end-member algorithm in open R-package can segregate these mixed signals back to its original grain size compositions [5].

EMMAgeo provides a set of functions for end-member modelling analysis (EMMA) of grain-size data and other cases of compositional data. EMMA describes a multivariate data set of n samples, each comprising x parameters (e.g. grain-size classes), as a linear combination of end-member loadings (the underlying distributions) and end-member scores (the contribution of each loading to each sample).

Materials and methods. The sediment core Dora101 investigated in this study was retrieved from the near the centre part of the Dora pond (Color insert, Fig. 17). The core shows no evidence of sediment redistribution or hiatuses.

Fieldwork with wells drilling in Netania South has been conducted in which 21 meters of continuous exposure was sedimentologically described, sampled, and logged. This stratigraphic work has identified 3 distinct lithofacies: 1) a loose sand dune facies 21.0 – 9.47 m; 2) a red paleosols-sands-loams facies 9.47 – 3.9 m; 3) a dark clayey wetlands sediment 3.9 – 0 m.

We analysed the upper 840 cm of the core (clayey part). The age model of the core is taken from [6] and is based on the analysis of lead isotope content. Although it is relevant only for the late 150 years, however, it gives an idea of the sedimentation rate at the top of the wetland stage. Also, analyzes were sent to determine the absolute age by C14 carbon isotope and by Luminescence chronology (OSL). The first results are currently waiting.

Samples for grain size analyses were collected at a 5 cm spacing (total of 138 samples).

We performed detailed grain size analyses using a Laser Particle Sizer (LS 13 320 XR Particle Size Analyzer) with 116 fraction size classes.

The grain size data was fed into the open-source R-based end-member analysing algorithm EMMAgeo [5] to compose a linear combination of end-member loadings (the underlying distributions) and end-member scores (the contribution of each loading to each sample). (Color insert, Fig. 18).

Results and discussion. We interpret the resulting distributions of the end-members' analysis as: local fluvial wetland deposits (EM1 – 3,9 μ m/40%), Sahara dust precipitation originating from the north Sahara (EM 2 – 40 μ m/10%),

alluvial fan (EM 3 – 147 μ m/4,1%) and coastal dune sands (EM 4 – 194 μ m/46%) (Color insert, Fig. 19a). Interpretation of the genetic types of end-members was carried out based on numerous papers examining the terrigenous material of the eastern Mediterranean coast [7–12].

The analyzed part of the core is clearly divided into two genetically different episodes: the upper part is characterized by the predominance of a fine fraction of the local sediments of the wetland, the lower part – by the dominance of dune material (Color insert, Fig. 19b).

The transition from the phase of the predominance of the dune sand to the lake fine sediment is gradual, which indicates the continuity of sedimentation and the absence of distinct erosion

Moreover, during the existence of wetland period, several episodes of the intervention of dune material and a decrease in local sediment are observed.

The accumulation of Sahara dust occurred rather uniformly, however, there is a tendency to increase its role in near-surface deposits, which may be caused the increase in the frequency and severity of dust storms is due to climate change, drought, land degradation, and unsustainable management of land and water resources etc.

Further studies with sequential extraction and separation of individual sediment components will likely improve the interpretation of the end-member analysis.

REFERENCES

1. Zohar I., Bookman N.R., Levin H., De Stigter, Teutsch N. Contamination history of lead and other trace metals reconstructed from an urban winter pond in the Eastern Mediterranean Coast (Israel) // Environ. Sci. Technol. 2014. V. 48. No 23. P. 13592–13600.
2. Greenbaum N., Ekshtain R., Malinsky-Buller A., Porat N., Hovers E. The stratigraphy and paleogeography of the Middle Paleolithic open-air site of 'Ein Qashish, Northern Israel // Quat. Int. 2014. V. 331. P. 203–215.
3. Almogi-Labin S., Ahuva & Schilman, B & Flako-Zaritsky. Micro-faunal ecosystem of the Timsah springs: environmental and stable isotopes characterization // Geological Survey of Israel Report GSI. 2004. V. 29. 46 p.
4. Weltje G.J. End-member modeling of compositional data: Numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem // Math. Geol. 1997. V. 29. No. 4. P. 503–549.
5. Dietze E., Dietze M. Grain-size distribution unmixing using the R package EMMAgeo // E&G Quat. Sci. J. 2019. V. 68. No 1. P. 29–46.
6. Zohar I., Teutsch N., Levin N., Mackin G., de Stigter H., Bookman R. Urbanization effects on sediment and trace metals distribution in an urban winter pond (Netanya, Israel) // J. Soils Sediments. 2017. V. 17. No 8. P. 2165–2176.

7. Roskin J., Katra I., Blumberg D.G. Particle-size fractionation of eolian sand along the Sinai-Negev erg of Egypt and Israel // Bull. Geol. Soc. Am. 2014. V. 126. No 1–2. P. 47–65.

8. Hamann Y., Ehrmann W., Schmiedl G., Krüger S., Sturt J.-B., Kuhnt T. Sedimentation processes in the Eastern Mediterranean Sea during the Late Glacial and Holocene revealed by end-member modelling of the terrigenous fraction in marine sediments // Mar. Geol. 2008. V. 248. No 1–2. P. 97–114.

9. Engelstaedter S., Tegen I., Washington R. North African dust emissions and transport // Earth-Science Rev. 2006. V. 79. No 1–2. P. 73–100.

10. Powell D.M., Reid I., Laronne J.B. Evolution of bed load grain size distribution with increasing flow strength and the effect of flow duration on the caliber of bed load sediment yield in ephemeral gravel bed rivers // Water Resources Research. 2001. V. 37. No 5. P. 1463–1474.

11. Zviely D., Kit E., Klein M. Longshore sand transport estimates along the Mediterranean coast of Israel in the Holocene // Marine Geology. 2007. V. 238. P. 61–73.

12. Walling D.E., Moorehead P.W. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview // Hydrobiologia. 1989. V. 176–177. No 1. P. 125–149.

МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА В РАЙОНЕ КУЛИКОВА ПОЛЯ (БАССЕЙН ВЕРХНЕГО ДОНА)

А.К. Маркова¹, Т. Мартин²

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва Старомонетный пер., д. 29, amarkova@list.ru

² Государственный музей штата Иллинойс, 62706, США, Иллинойс, Спрингфилд, South Spring Street, 502, tmartin@museum.state.il.us

При археологических работах под руководством М.И. Гоняного (Государственный Исторический Музей Российской Федерации) на нескольких объектах в районе Куликова Поля были проведены поиски и отбор остатков млекопитающих, как из ряда поселений древнего человека, так и из естественных обнажений [1, 2]. Исследования остатков крупных млекопитающих, а также птиц и рыб проводил сотрудник Государственного музея штата Иллинойс Др. Терранс Мартин. Остатки мелких млекопитающих изучала А.К. Маркова. В данном работе нам представилось необходимым объединить результаты этих исследований, позволяющих лучше представить особенности териофауны и природы в целом в районе Государственного исторического и природного заповедника Куликово Поле в последние 12 тыс.л.н.

ВИДОВОЙ СОСТАВ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ТЕРИОФАУН

Во время полевых работ остатки мелких млекопитающих в результате промывок в ситах были получены из 3-х естественных обнажений высокой поймы и средней поймы – Татинки и Монастырщина (2 местонахождения) и из культурного слоя средневекового поселения Березовка 5. Многочисленные костные остатки крупных млекопитающих, а также птиц и рыб,

были отобраны из культурного слоя поселения Березовка 5.

Местонахождение Татинки (верхнее течение Дона, 53°40'17.75" N, 38°39'51.91" E)

В разрезе высокой поймы у с. Татинки вскрывается толща пойменных отложений, подстилаемая мощной пачкой русловых песков, буровато-палевых, косослоистых (мощность ~3 м) с включениями мелкого гравия местных пород, углей и раковин моллюсков. Остатки мелких млекопитающих получены в результате промывок в ситах материала из двух прослоев русловых косослоистых песков.

Из нижнего прослоя грубозернистого песка было получено 150 определимых костей зайцеобразных и грызунов. В верхнем слое было обнаружено около 200 определимых остатков мелких млекопитающих. По видовому составу эта фауна близка к фауне из нижнего прослоя (табл. 1). Фауны мелких млекопитающих из верхнего и нижнего слоя включают большое количество остатков видов открытых степных пространств (пищух, сусликов, желтых и степных пеструшек, узкочерепных полевков), незначительное число околородных видов (водяная полевка, полевка-экономка), а также остатки субарктического вида – копытного лемминга *Dicrostonyx guillemi*, приспособленного к обитанию в тундровой зоне. Остатки лесных видов – полностью отсутствуют (табл. 1).

Таблица 1.

Вид	Позднеледниковье ~ 12000 л.н. (Татинки, Монастырщина, высокая пойма)	Средний голоцен (Монастырщина 2)	Конец XIII – начало XIV вв. (Березовка 5)
Lagomorpha			
<i>Ochotona pusilla</i> – степная пищуха	+		
Rodentia			
<i>Castor fiber</i> – бобр			+
<i>Cricetus cricetus</i> – хомяк обыкновенный		+	+
<i>Dicrostonyx torquatus</i> – копытный лемминг	+		
<i>Eolagurus luteus</i> – желтая пеструшка	+		
<i>Lagurus lagurus</i> – степная пеструшка	+		
<i>Arvicola terrestris</i> – водяная полевка	+	+	+
<i>Microtus agrestis</i> – темная полевка		+	
<i>M. oeconomus</i> – полевка-экономка	+	+	
<i>M. arvalis</i> – обыкновенная полевка		+	
<i>Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis</i> – узкочерепная полевка	+	+	
<i>Spalax microphthalmus</i> – слепыш обыкновенный		+	
<i>Allactaga major</i> – большой тушканчик			+
Artiodactyla			
<i>Bos taurus</i> – домашний бык			
<i>Sus scrofa domesticus</i> – домашняя свинья			+
<i>Ovis/Capra</i> – овца или коза			+
Perissodactyla			
<i>Equus caballus</i> – лошадь			+
Carnivora			
<i>Canis familiaris</i> – собака			+
<i>Mustela erminea</i> – горноста́й			

Полученные радиоуглеродные датировки по углям из верхней части руслового аллювия указывают на его формирование в позднеледниковье: 12300 ± 100 (КИ-5206) и 12050 ± 100 (КИ-5207). Эти даты дают представление о на верхнем пределе формирования руслового аллювия. Как правило, костный материал в русловом аллювии формируется с определенным переотложением остатков из более древних отложений. Поэтому нельзя исключить, что находки в фауне у с.Татинки остатков копытного лемминга присутствуют в результате переот-

ложения. Хотя видовой состав данной фауны достаточно типичен для перигляциальных фаун конца валдайского оледенения. По полученным материалам реконструируются открытые тундро-степные ландшафты.

Местонахождение Монастырщина (бассейн р. Непрядвы, 30 м вверх по течению от поселения Монастырщина 2; $53^{\circ}40'20.76''$ N, $38^{\circ}38'46.43''$ E).

Фауна мелких млекопитающих получена из верхней части руслового аллювия поймы р. Непрядва, на глубине 1.2–1.4 м от поверхности поймы. Фауна довольно

бедная по количеству остатков и по видовому составу. Она очень близка к фауне из местонахождения Татинки (Табл. 1). В ней также присутствуют остатки степных видов (желтая пеструшка, степная пеструшка, узкочерепная полевка) и копытного лемминга. Лесные виды отсутствуют. Радиоуглеродная датировка, полученная по углю из верхней части руслового аллювия Непрядвы древнее 11000 л.н. Также реконструируются природные условия холодных тундро-степей конца последнего оледенения.

Поселение Монастырщина 2 (левый берег р. Непрядва, 53° 40'20.76"N, 38° 38'46.43"E).

Поселение с культурными слоями от XIII–XIV вв. до неолитических находится вблизи впадения Непрядвы в Дон. Оно приурочено к отложениям высокой и средней поймы р. Непрядва. В результате послойных промывок (по 20 см) из верхней части голоценовой почвы получены остатки *Microtinae* и *Cricetus cricetus*. Из буро-серого суглинка, подстилающего голоценовую почву, определены остатки обыкновенной бурузубки, обыкновенного слепыша, обыкновенного хомяка, водяной, узкочерепной и темной полевок (Табл. 1). Фауна из этих отложений резко отличается по экологической приуроченности от фаун Татинок и Монастырщины (высокая пойма). Она включает как виды открытых пространств, так и околородные и лесные виды. Холодолобивые виды не обнаружены. Реконструируются условия лесостепи.

Поселение Березовка 5 (правый берег р. Непрядва; 53° 39'42.38"N, 38°34'21.92"E).

Поселение относится к раннерусскому времени. Культурный слой приурочен к низам пахотного слоя. Из культурного слоя получено значительное число остатков крупных млекопитающих, а также птиц и рыб, определенных др. Т. Мартином, и небольшое количество остатков мелких млекопитающих, изученных А.К. Марковой.

Состав мелких млекопитающих, обнаруженных в Березовке 5, включает бобра, большего тушканчика, обыкновенного слепыша, обыкновенного хомяка, и водяную полевку (табл.1). В богатой фауне крупных млекопитающих доминируют домашние виды: свинья, бык, овца или коза, лошадь, собака. Также обнаружены остатки горностая. Кроме того, определены костные остатки домашней курицы *Gallus domesticus*, а также те-

терева *Lyrurus tetrrix*, беркута *Aquila cf. chrysaetos*, обыкновенной пустельги *Falco tinnunculus*, грача *Corvus frugilegus*. Среди рыб определены осетр (Acipenseridae), обыкновенный сом (*Silurus glanis*), плотва *Rutilus* sp.

Фауна диких животных и птиц позволяет реконструировать лесостепные ландшафты в XIII–XIV веках в верховьях Дона. Появление многочисленных видов домашних млекопитающих, определенных из культурного слоя Березовки 5, свидетельствует о интенсивном хозяйственном освоении региона и о процветании животноводства, прицеводства и рыболовства в раннерусское время.

Таким образом, при анализе фаун млекопитающих позднеледниковья – позднего голоцена в бассейне Верхнего Дона удастся проследить коренные изменения окружающей среды в этом регионе – от холодных тундро-степей в конце оледенения с распространением т.н. «смешанных» териофаун, включающих тундровых и степных млекопитающих – до условий лесостепи в среднем и позднем голоцене, которые фиксируются по широкому распространению степных и лесных видов.

БЛАГОДАРНОСТИ. Работа проводилась по теме Института географии РАН «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования» № 0148-2019-0007. Авторы выражают глубокую благодарность М.И. Гоняному (Гос. Ист. Музей РФ) за возможность исследовать фауну млекопитающих из разных местонаждений района Куликова Поля, а также С.И. Сычевой (Институт географии РАН) за предоставление материалов по геологическому строению местонаждений Татинка и Монастырщина.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Маркова А.К.* Позднеплейстоценовая и голоценовая фауна мелких млекопитающих из местонаждений верховьев Дона // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 2. С. 84-89.
2. *Martin T.J., Gonyanyi M.I., Markova A.K.* Medieval Archaeology in the Central Russian Plain. Multidisciplinary Investigation at Beryezovka 5 // 61 Annual Meeting of the Society for American Archaeology. 1996. New Orleans, Louisiana. P. 1–9.

ОКЕАНИЧЕСКИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛ И ДИНАМИКА ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ АЗОВСКОГО МОРЯ)

Г.Г. Матишов, В.В. Польшин, Г.В. Ковалёва, В.В. Титов

Южный научный центр РАН, 344006, РФ, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, д. 41,
matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru, vvtitov@yandex.ru

Среди шельфов Мирового океана Азовское море самое молодое по возрасту. Осадконакопление, формирование рельефа и стратиграфия голоценовых отложений предопределялись колебанием уровня моря: гляциоэвстатическими, сгонно-нагонными сейшмами и т.д. Азовское море на 30 % представлено мелководьями с глубинами до 3 м. Эта прибрежная часть практически не изучена. Чтобы закрыть вопрос нами применяется комплекс из двух буровых установок. Одна – плавучая платформа, другая – малогабаритная буровая. Кроме работ в прибрежье колонки отбирались гравитационной трубкой с бортов НИС «Денеб» и «Профессор Панов». Сочетание данных литологического, сейсмоакустического, микропалеонтологического (спорово-пыльцевой, диатомовой) анализов с радиоуглеродным датированием позволило прояснить ряд аспектов голоценовой истории этого внутреннего морского бассейна.

Сопоставляя региональную специфику колебания уровня воды в Азово-Черноморском бассейне, гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана, опираясь на анализ кернов бурения (до 6,5 м), грунтовые колонки, фотоархив кернов, можно выделить до 7-10 чередовавшихся трансгрессий и регрессий в голоцене. Нами были скорректированы временные интервалы существования трансгрессивно-регрессивных фаз, прослежено несколько стадий повышения и понижения уровня моря, сказавшихся на изменении видового состава диатомовых водорослей. Эти временные этапы не совпадают с таковыми для черноморского бассейна, и отражают региональные особенности и относительную изолированность Азовского моря от Черного и Каспийского морей. Сопоставление трансгрессивно-регрессивных этапов развития Азовского моря, полученных методом диатомового анализа с реконструированной кривой колебания уровня моря [1] показало высокую степень корреляции. Сопоставив эти данные с региональными климатическими фазами (выделенными по результатам спорово-пыльцевого анализа) выявили, что изменение уровня Азовского моря (по данным диатомового анализа) происходит с запаздыванием по сравнению с ландшафтно-климатическими фазами (по результатам спорово-пыльцевого анализа). Полученные дан-

ные подтверждают взаимосвязь морских и наземных процессов, происходящих в бассейне Азовского моря: трансгрессивным фазам предшествует общее увлажнение прилегающих территорий, а регрессивные, напротив, сопряжены с аридизацией климата. Результаты диатомового анализа подтверждают существование фангорийской и корсунской регрессий, а также нимфейской трансгрессии. Гумидизация климата начала суббореального периода совпадает с трансгрессивной фазой, выделенной по диатомовым водорослям. Начальные этапы новочерноморской и нимфейской трансгрессии также совпадают по времени с периодом увлажнения климата [2]. В рамках исследований ЮНЦ РАН за последние годы сделано более 100 своих радиоуглеродных датировок с разных уровней донных отложений. Но ещё предстоит дальнейшая работа по детализации событий Приазовья и Азовского шельфа на протяжении голоцена с учётом данных археологии, биостратиграфии и абсолютного датирования.

Древнеазовские отложения (6,5–3,1 тыс. лет назад), обычно, залегают на глубине более 3 м и представлены голубовато-серыми илами, алевролитами и песками. Их мощность на юге моря достигает 30 м. По периферии Железинской банки абсолютный возраст отложений в интервалах 0,8–0,9 и 2,1–2,2 м составил 5,9–6,5 тыс. л.н. Новоазовские отложения (возраст 3,1–0 тыс. л.н.) имеют повсеместное распространение. Их мощность в районе косы Долгой достигает 10–11 м. В Таганрогском заливе новоазовские отложения имеют небольшую мощность (около 20–45 см). В интервалах 0,2–0,5 м в осадках отмечено наличие пыльцы зерновых культур. Возраст пыльцы – 2,5–2,0 тыс. л.н. Это связано с развитием земледелия во время существования греческих поселений.

На сейсмоакустических профилях дна Таганрогского залива прослеживается погребенная абразионная терраса. Её образование увязывается с голоценовыми трансгрессиями моря. Погребенный бенч прослеживается на расстоянии до 3–5 км от южного берега. В береговой зоне Таганрогского залива под маломощным покровом современных осадков залегают плотные глины и суглинки. Их возраст оценивается как конец эоплейстоцена – средний неоплейстоцен [3, 4].

Азовские косы и их подводные продолжения (до 3–10 км) сложены песчано-ракушечным материалом. Вскрытые бурением отложения на Очаковской, Чумбурской и Долгой косах до 3–5 м сложены песчано-ракушечными наносами с включениями гравийно-галечного материала. В основании вскрытой толщи кос залегают плотные коричнево-бурые суглинки. Анализ ориентации береговых валов на космоснимках, с учетом имеющихся датировок абсолютного возраста по раковинам моллюсков показал, что песчаные косы южного побережья Таганрогского залива были сформированы на протяжении последних 5000 лет в начальную стадию развития новочерноморской трансгрессии.

Показано, что площадь акватории Таганрогского залива была значительно расширена интенсивными процессами абразии, протекавшими на общем фоне трансгрессивного поднятия уровня моря в позднем голоцене. В результате за последние несколько тысяч лет менялись размеры залива, его глубины, конфигурация берегов, трансформировались очертания и расположение дельты реки Дон. В начале голоцена площадь Азовского моря была значительно меньше и ограничивалась изобатами 8–10 м. Современная скорость абразии берегов – от сантиметров до 1–3 м в год. Следовательно, местоположение берегов было иным, на несколько км дальше в море. В период голоценовых трансгрессий берега Азовского моря, и в частности Таганрогского залива, были срезаны абразией на 1–5 м. За счет абразии вдоль всего побережья коренной цоколь был выработан и перекрыт морскими осадками.

Морской край дельты Дона неоднократно смещался. Из-за недостаточного подтверждения бурением и

сейсмопрофилированием существует дискуссия по поводу – где Палео-Дон впадал в Черное море – через Керченский пролив, или через Кизилташский и Витязевский лиманы Таманского полуострова.

Фанагорийская регрессия (3.1–2.5 тыс. л.н.) характеризовалась снижением уровня моря на 6–7 м ниже современного. Открытая часть моря представляла мелкий водоем – меотийское «озеро», с глубинами 2–5 м (Цветная вкладка, рис. 20). Среди фауны доминировали *Cerastoderma glaucum*, *Abra nitida* и *Mytilus galloprovincialis*. В этот период в обстановке отступления береговой линии осушенное морское дно начинало подвергаться активной денудации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Измайлов Я.А.* Эволюционная география побережий Азовского и чёрного морей. Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи, 2005. 174 с.
2. *Kovaleva G.V., Dyuzhova K.V., Zolotareva A.E.* Micropaleontological studies and biostratigraphy of the Ancient Azov and the New Azov deposits (the Sea of Azov). In: Where East meets West: Pontocaspia, the historical dimension of the evolution of a unique biodiversity. Abstr. of the International youth school-conference (Rostov-on-Don / Kagal'nik, Astrakhan', Russia, August 21 – September 02, 2017). Rostov-on-Don: SSC RAS Publishers, 2017. P. 31–36.
3. *Матишов Г.Г.* Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 375–380.
4. *Матишов Г.Г., Польшин В.В., Тутов В.В., Шевердяев И.В.* Голоценовая история азовского шельфа // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 1. С. 42–53.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СЦЕНАРИЕВ И УПРОЩЕННОЙ МОДЕЛИ ВАГАНОВА-ШАШКИНА ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРИРОСТА ДЕРЕВЬЕВ В 21 ВЕКЕ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО РЕГИОНА ЧИЛИ)

В.В. Мацковский¹, А. Венегас-Гонсалес²

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер. д. 29, matskovsky@igras.ru

² Universidad Major, Hemera Centro de Observacion de la Tierra, 8340589, Chile, Santiago, José Toribio Medina, 29, avenegasgon@gmail.com

Введение. В этой работе мы представляем результаты первой, по нашим сведениям, попытки прогнозирования прироста деревьев в 21 веке на основе выходных данных климатических моделей и модели роста деревьев VS-Lite [1]. Эта упрощенная версия имитационной модели Ваганова-Шашкина [2], использующая ежемесячные климатические данные и сокращенный, по сравнению с полной моделью, набор параметров,

позволяет моделировать прирост деревьев в отсутствие подробной информации о местообитании и ежедневных климатических наблюдений, что невозможно при использовании полной модели.

Особенность нашего подхода, по сравнению с другими исследованиями, состоит в прогнозировании прироста на основе имитационной модели, учитывающей физиологию деревьев. Ранее, насколько нам известно,

подобные попытки осуществлялись лишь на основе уравнений множественной линейной регрессии, когда модель прироста строится на основе нескольких климатических параметров. Недостаток такого подхода состоит в том, что прирост деревьев является нелинейной функцией от климатических параметров, а значит, линейные модели, настроенные на данных инструментального периода, заведомо обладают ограниченным действием, и полезность их использования для прогноза сомнительна.

Материалы и методы. Мы использовали 12 древесно-кольцевых хронологий, по шесть для *Nothofagus macrocarpa* и для *Austrocedrus chilensis*, произрастающих в центральном регионе Чили, которые затем были усреднены в обобщенные по региону хронологии для каждой из пород (Таблица). Для калибровки имитационной модели VS-Lite были использованы индексированные серии значений ширины годичных колец, а также ежемесячные сеточные климатические данные по температуре и осадкам из базы CRU TS 4.01 с разрешением 0.5 градуса по широте и долготе и покрывающие период с 1901–2017 гг. Они были усреднены для региона исследования (32.25–36.25° ю.ш., 70.25–71.25° з.д.). Общий период для древесно-кольцевых данных и климатических данных был разделен на два равных периода – 1901–1958 гг. и 1959–2016 гг., и модель была поочередно откалибрована на каждом из этих периодов и проверена на другом. Затем параметры модели были оценены на полном периоде, и настроенная таким образом модель была использована для прогноза. В качестве входных климатических данных для прогноза были использованы выходные данные 35 климатических моделей: модели, входящие в CMIP-5, модель CORDEX, и региональная модель RegCM4 для Чили. Были рассмотрены симуляции на основе двух сценариев эмиссии парниковых газов – RCP 2.6 и 8.5. Усредненные для указанного региона выходные данные климатических моделей были загружены со страницы (<http://simulaciones.cr2.cl/>).

Для оценки значимости изменений прироста были рассмотрены четыре периода: исторический (1950–2005), современный (2006–2020), ближайшее (2021–2035), среднее (2036–2050) и отдаленное (2051–2065) будущее. Для каждого из периодов были получены выходные данные климатических моделей, затем они были использованы как входные данные для настроенной модели VS-Lite для каждой породы, затем ансамбль полученных индексов прироста был усреднен для каждого года. Наборы ансамблевых индексов прироста для всех периодов сравнивались с помощью статистического теста Фишера.

Результаты. Результаты калибровки и верификации модели VS-Lite показывают ее хорошее соответствие измеренным значениям, а также ее устойчивость – коэффициенты корреляции измеренных и модельных данных составили от 0.52 до 0.63 для *N. macrocarpa* и от 0.63 до 0.70 для *A. chilensis*, причем они не сильно изменяются от калибровки к валидации и при смене периода калибровки.

Прогнозы прироста показывают отрицательную тенденцию в будущем (Цветная вкладка, рис. 21), причем для более экстремального сценария парниковых эмиссий RCP 8.5 эта тенденция сильнее, что, скорее всего, связано с повышением эвапотранспирации при повышении средних температур и сильной потерей почвенной влаги, которую не восполняет изменение атмосферных осадков.

Прогноз прироста для двух рассмотренных видов практически идентичен. Это объясняется близкими оценками параметров модели VS-Lite, полученных для двух видов, а также тем, что настройка проводилась на одних и тех же климатических данных. Надо отметить, что климатические функции отклика для обоих видов также весьма похожи (результаты не представлены из-за ограниченного объема публикации). Таким образом, сходство оцененных значений параметров модели VS-Lite находит подтверждение в сходной реакции этих видов на изменения климатических параметров. Климатическая функция отклика для *A. chilensis* в то же время обладает более высокими значениями, чем для *N. macrocarpa*, что находит отражение и в лучшей настройке модели VS-lite для этого вида (корреляция наблюдаемого и модельного прироста $r = 0.69$ для *A. chilensis*, $r = 0.59$ для *N. macrocarpa*, 1901–2016).

Заключение. В результате данного исследования мы получили прогноз прироста двух видов деревьев, эндемичных для небольшого региона юго-запада Южной Америки, до 2065 года. Прогноз показывает значимое уменьшение прироста обоих видов после 2035 года для обоих рассмотренных сценариев эмиссии парниковых газов RCP 2.6 и RCP 8.5. Это говорит о возрастающей уязвимости видов *Nothofagus macrocarpa* и *Austrocedrus chilensis* в условиях меняющегося климата. Прогноз впервые выполнен на основе имитационной модели прироста VS-Lite, учитывающей нелинейный отклик деревьев на изменение климатических параметров.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-3844.2019.5.

Таблица. Характеристики использованных древесно-кольцевых хронологий. ШГК – ширина годичного кольца, СО – стандартное отклонение, СрКорр – средняя попарная корреляция серий, СЧ – средняя чувствительность серий

Вид	Пробная площадь	Код	Широта (° ю.ш.)	Долгота (° з.д.)	Высота (м н.у.м.)	Число деревьев /кернов	ШГК ± СО (мм)	СрКорр	СЧ	Период (годы)
<i>N. macrocarpa</i>	La Campana	PLC	32°57.7'	71°07.5'	1280	29/47	1.34 ± 0.88	0.35	0.45	1929–2014
<i>N. macrocarpa</i>	El Roble	SER	33°00.5'	71°01.5'	1600	29/42	1.81 ± 1.17	0.37	0.50	1921–2014
<i>N. macrocarpa</i>	Altos Cantillana	SAC	33°55.1'	70°58.5'	1800	24/46	1.39 ± 0.78	0.21	0.47	1826–2014
<i>N. macrocarpa</i>	Robleria del Cobre de Loncha	RRL	34°07.6'	70°57.9'	1090	23/37	1.69 ± 0.90	0.25	0.40	1890–2014
<i>N. macrocarpa</i>	Alto Huemul	SAH	34°51.9'	70°40.2'	1550	41/56	1.39 ± 0.73	0.26	0.39	1832–2014
<i>N. macrocarpa</i>	Parque 7 tazas	PST	35°27.9'	70°58.7'	1318	35/61	1.37 ± 0.75	0.25	0.39	1849–2016
<i>A. Chilensis</i>	El Asiento	ELA	32°38.9'	70°48.6'	1878	54/105	0.64 ± 0.36	0.27	0.30	1884–2017
<i>A. Chilensis</i>	San Gabriel	GAB	33°46.2'	70°15.0'	1480	40/65	0.44 ± 0.25	0.40	0.26	1131–1975
<i>A. Chilensis</i>	El Baule	ELB	34°29.3'	70°26.3'	1813	46/72	0.58 ± 0.31	0.45	0.25	1540–2011
<i>A. Chilensis</i>	Santa Isabel	ISA	34°46.7'	70°45.0'	1302	40/77	0.65 ± 0.41	0.44	0.21	1568–1975
<i>A. Chilensis</i>	Alto de las Mesas	MES	34°55.2'	70°42.0'	2520	19/19	1.99 ± 0.97	0.53	0.24	1796–1975
<i>A. Chilensis</i>	La Animas	ANI	35°54.5'	71°16.7'	509	18/34	1.89 ± 0.93	0.23	0.26	1879–2017
<i>N. macrocarpa</i>	Регион	NOMA	32.5–35.5°	70.5–71.5°	1280–1800	181/350	1.64 ± 0.91	0.19	0.43	1826–2016
<i>A. Chilensis</i>	Регион	AUCH	32.5–35.5°	70.5–71.5°	509–2520	217/372	0.80 ± 0.42	0.27	0.26	1884–2017

ЛИТЕРАТУРА

1. Tolwinski-Ward S. et al. An efficient forward model of the climate controls on interannual variation in tree-ring width // *Clim. Dyn.* 2011. V. 36. P. 2419–2439.
2. Vaganov E.A., Hughes M.K., Shashkin A.V. Growth dynamics of conifer tree rings: images of past and future environments. Springer Science & Business Media, 2006.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛЕСОСТЕПНЫХ РЯМОВ НА ПРЕДЕЛЕ ИХ СУЩЕСТВОВАНИЯ

Н.П. Миронычева-Токарева, В.А. Степанова

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, 630090, РФ, г. Новосибирск,
пр. Академика Лаврентьева, д. 8, корп. 2, mirtok@issa-siberia.ru

Актуальность исследования верховых сфагновых болот (рямов) в лесостепной зоне обусловлена недостаточным количеством сведений по их развитию на территории, где они находятся на южной границе ареала своего распространения. Здесь верховые сфагновые болота наиболее уязвимы под влиянием природных и антропогенных факторов. Верховое облесенное болото или «рям» характеризует условия водно-минерального питания и специфическую выпуклую форму поверхности торфяника, которая формируется на определенной стадии развития болота [1]. В настоящее время они являются редкими реликтовыми комплексами и в то же время характеризуются активным торфонакоплением [2,3]. Считается, что их формирование на территории происходило преимущественно в более влажных и более холодных климатических условиях. В настоящее время, островные рямы лесостепи развиваются в климатических условиях, характерных для зоны неустойчивого увлажнения [4–6]. В рамках данного климатического тренда экологическое состояние сфагновых болот лесостепной зоны будет напрямую зависеть от изменений видового состава растительных сообществ и их торфяного профиля [3]. Поэтому изучение пространственно-временной динамики таких экосистем является обязательным условием для успешного прогнозирования их дальнейшего развития и сохранения.

Обследованные верховые сфагновые болота согласно районированию располагаются в зоне плоских евтрофных, мезотрофных и вогнутых евтрофных болот Западносибирской провинции тростниковых и крупноосоковых болот [4]. В лесостепной зоне Новосибирской области насчитывается более двадцати рямов. Они сходны друг с другом по происхождению, строению торфяной толщи, распределению зон внутри и вокруг рямов и видовому составу растительности [10].

В качестве объекта исследования нами выбрано сосново-кустарничково-сфагновое болото расположенное в Убинском районе Новосибирской области (N 55°09', E 79°02'), которое имеет наиболее благоприятное экологическое состояние по сравнению с другими верховыми болотами лесостепи [11].

Растительность представлена сосново-березово-кустарничково-сфагновым сообществом. Центр ряма за-

нимает вторичное озеро, вокруг которого располагается мезотрофная вахтово-осоково-сфагновая мочажина. В древесном ярусе доминирует *Pinus sylvestris* L. высотой 3–5 м, в подросте присутствует сосна и береза, высотой 0,5–3 м. Расположение деревьев куртинное. Кустарничковый ярус, высотой 50–70 см представлен такими видами, как *Ledum palustre* L. – 40%, *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench – 20%, *Andromeda polifolia* L. – 5%, *Vaccinium vitis-idaea* L. – 10%, *Oxycoccus palustris* Pers. – 3%, *Oxycoccus microcarpus* Turcz. ex Rupr. – 2%. Из трав встречается *Rubus chamaemorus* L., *Eriophorum vaginatum* L. Моховой покров достигает 100% проективного покрытия и представлен мхами: *Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr. – 60%, *S. capillifolium* (Ehrh.) Hedw. – 30%, *S. angustifolium* (Russ. ex Russ.) C. Jens. – 9%, встречается *Polytrichum strictum* (Brid.) Mitt. – 1%. В травостое мезотрофной мочажины доминируют *Menyanthes trifoliata* L., *Comarum palustre* L., осоки – *Carex rostrata* Stokes, *Carex lasiocarpa* Ehrh., *Carex limosa* L., занимающие около 40% проективного покрытия. Мощность торфяной залежи колеблется в пределах 2–4 м. [7]

Для определения смены растительного покрова в результате постепенных климатических изменений торфяных отложений исследуемого ряма была выбрана 4-х метровая колонка в центральной части ряма.

Возраст Николаевского ряма оказался значительно моложе известных нам лесостепных рямов [2], его образование (по нашим данным) произошло в конце суббореального – начале субатлантического периода (около 2,6–2,4 тыс. л.н.). Почвы представлены торфяными олиготрофными [8] или болотными верховыми на средних и глубоких торфях [9]. Максимальная мощность торфяного профиля составляет 4,3 м. Средняя зольность по профилю небольшая и составляет 3,9% (n = 15) при высокой кислотности (рН около 3).

Анализ ботанического состава и степени разложения торфа показал, что верхняя часть торфяного профиля (около 70% залежи) сформирована фускум торфом с низкой степенью разложенности (от 5 до 20%). Другие верховые торфа (ангустифолиум, сфагновый и пушицево-сфагновый) составляют около 12% залежи. Степень их разложенности колеблется в пределах от 10 до 20%. На долю переходных торфов в профиле приходится

всего 5 %, которые представлены сфагновым торфом средней со степенью разложения 30-35%. Основание залежи сформировано низинным торфом (около 14%). Он сложен напластованием скваррозум, травяно-сфагнового, пушицево-сфагнового и древесно-вейникового торфов, разложенность которых изменяется в пределах от 25 % в сфагновом скваррозум торфе, до 55% в древесно-вейниковом торфе. По совокупности торфяных отложений залежь изучаемого рьяма можно классифицировать как фускум залежь [10], которая формировалась преимущественно в условиях атмосферного питания. Данное верховое сфагновое болото характеризуется непродолжительными эвтрофной и мезотрофной стадиями торфообразования. Согласно полученным данным вклад торфов: эвтрофный – мезотрофный – олиготрофный в формирование залежи определен как 3:1:16.

Полученные нами расчётные датировки в сочетании с данными стратиграфии позволили детально реконструировать динамику растительности центральной части болота. Согласно нашим данным, её формирование на этом участке началось на месте переувлажнённого берёзового колка с эвтрофной стадии не позднее 2,6 тыс. лет назад и связано с существованием березово-разнотравного сообщества (I).

Через 100 лет происходит выпадение древесного яруса и образование болота с пушицево-сфагновым (II), травяно-сфагновым (III) и сфагновым (IV) со *S. squarrosum*, а затем – сфагновым (V) со *S. squarrosum* + *S. angustifolium* сообществами, которые существовали и развивались далее на протяжении следующих 500 лет. Затем начался переход от мочажинного растительного покрова к рьяму, произошедший около 2,1 тыс. лет назад через стадию пушицево-сфагновых сообществ (VI) со *S. angustifolium* (VI) и *S. angustifolium* + *S. fuscum* (VII) к сосново-кустарничково-пушицево-сфагновому (VIII) и сосново-кустарничково-сфагновому (IX) со *S. fuscum*, существующему и в настоящее время. По нашим оценкам, переход к растительному сообществу, характеризующему современный этап развития болота, произошёл около 1,6 тыс. лет назад.

Согласно результатам исследования исследуемое болото характеризуется большой мощностью торфяной залежи (около 4 м), хотя и является более молодым по возрасту (около 2,6 тыс. лет) по сравнению с аналогичными болотами. Полученные результаты хорошо дополняют ранее опубликованные научные данные об образовании и развитии верховых болот лесостепи Западной Сибири и подчёркивают некую уникальность,

единообразие в их формировании. Наличие мощного слоя верхового торфа, ботанический состав которого мало изменяется по всей глубине колонки, несмотря на значительные произошедшие колебания климатических характеристик и других внешних воздействий, указывает на значительную устойчивость (невосприимчивость) экосистемы, находящейся на олиготрофной стадии развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. «Памятники природы: рьямы». Особо охраняемые природные территории Новосибирской области. Новосибирск, 2006. 12 с.
2. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А., Иншиева Л.И., Курнишкова Т.В., Слукса З.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула: Гриф и К, 2001. 584 с.
3. Наумов А.В., Косых Н.П., Паршина Е.К., Артымук С.Ю. Верховые болота лесостепной зоны, их состояние и мониторинг // Сибирский экологический журнал. 2009. Т. 16. № 2. С. 251–259.
4. Кац Н.Я., Кац С.В. Об эволюции ландшафта южной части Западной Сибири по данным изучения торфяников // Труды конференции по спорово-пыльцевому анализу. М.: Изд. МГУ, 1950. С. 63–79.
5. Хотинский Н.А. О положении границы между лесом и степью в Западной Сибири в эпохи среднего и позднего голоцена // Лесоведение. 1970. № 6. С. 40–47.
6. Пологова Н.Н., Дюкарев А.Г. Островные рьямы на юге таежной зоны Западной Сибири // Материалы международного полевого симпозиума: Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее / под ред. А.А. Титляновой и М.И. Дергачевой. Томск: Изд. ТГУ, 2014. С. 96–98.
7. Косых Н.П. Биологическая продуктивность болот лесостепной зоны // Вестник ТГПУ. Томск, 2009. Вып. 3 (81), серия биологические науки. С. 87–91.
8. Классификация почв России / под ред. Л.Л. Шишова и др. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
9. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1997. 223 с.
10. Классификация торфов и торфяных залежей Западной Сибири / Р.Г. Матухин, В.Г. Матухина, И.П. Васильев и др. Новосибирск: изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ, 2000. 90 с.
11. Валуцкий В.И. Растительность лесостепных рьямов в Восточной Барабе // Геоботаника. Новосибирск: Наука, 2011. С. 109–119.

АРХЕОФИТЫ ВО ФЛОРЕ ОБЛАСТЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

О.В. Морозова

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, olvasmor@mail.ru

Расселение видов в результате антропогенной деятельности фиксируется с самого начала истории человека. Наиболее ранние свидетельства присутствия чужеродных видов связаны с началом развития земледелия, в разных регионах Европы по некоторым данным это 4000–5500 лет до н.э. [1, 2]. По времени появления на конкретной территории чужеродные виды делят на две большие группы: виды, занесенные в раннее историческое время (*археофиты*) и в более поздний период (*неофиты*, или *кенофиты*) [3, 4].

Выделение групп по времени заноса часто используются в исследованиях для анализа разнообразия флоры и выявления факторов, способствующих расселению видов, поскольку время (т.е. продолжительность «присутствия» вида в регионе) является одним из значимых составляющих «успеха» вида на новой территории [5, 6]. Разделение чужеродных видов по времени заноса позволяет уточнить пути их проникновения, указывает на широту их вторичных ареалов, вероятность широкого расселения и успешной натурализации. Все эти сведения необходимы не только для анализа разнообразия, но и при построении прогнозов заноса и распространения видов [6]. От времени пребывания чужеродных видов в регионе зависит картина биотической гомогенизации: недавно появившиеся чужеродные виды обычно усиливают дифференциацию биот, а виды с длительным периодом существования во вторичном ареале, как правило, увеличивают их сходство [7].

Для Европейской России (ЕР) выделение археофитов проводится для отдельных областей при составлении региональных кадастров флор. Выделение единого списка археофитов для всей ее территории не правомерно по ряду причин. Прежде всего, большая протяженность территории ЕР и соответственно разные природные условия исключают одновременное расселение видов на всем ее пространстве. Помимо этого в ряде случаев трудно разделить занесенные и аборигенные виды, поскольку для многих видов отсутствуют достоверные сведения о времени их появления в разных частях ЕР. В результате некоторые авторы региональных флор при описании фракции чужеродных видов археофиты не выделяют, и, как правило, они отнесены к видам природной флоры [8, 9, 10]. Серьезным препятствием для выделения единого блока археофитов для ЕР

является также тот факт, что разные российские авторы приводят различные временные рубежи для разделения археофитов и неофитов. В работах многих зарубежных авторов границей между этими группами принято считать конец XV века (открытие Америки в 1492 г.). Некоторые авторы региональных флор ЕР сдвигают этот рубеж на более поздний срок, аргументируя свою точку зрения кардинальными изменениями способов ведения хозяйства и всего уклада жизни населения в выбранный период.

Цель данного исследования – обосновать группу археофитов для ЕР. Точные указания на присутствие видов до определенного временного периода часто не известны, поэтому разделение видов по времени заноса проведено по ряду признаков [1, 4, 11]. Основные критерии: свидетельства на основании ископаемых остатков (археологические, археоботанические) и исторические доказательства; тип местообитания; анализ географического распространения, которое рассматривается с нескольких позиций (возможности точного определения области первичного ареала, стабильности или изменчивости ареала вида во времени, широты расселения видов).

На основании анализа региональных флористических списков, материалов археоботанических исследований и перечисленных критериев для территории ЕР выделены 185 видов, которые можно считать археофитами в ее разных регионах.

Из 185 видов в соответствии с концепцией региональной обусловленности заноса видов для территории ЕР некоторые виды являются археофитами лишь для части регионов, в соседних областях они могут быть по своему статусу либо видами природной флоры, либо чужеродными неофитами. Например, *Acorus calamus*. В ЕР, вероятно, было несколько разновременных очагов формирования его вторичного ареала. 1. На территорию областей южной половины ЕР, аир, возможно, занесен монголо-татарами, которые использовали его живые корневища для сохранения свежей воды во время своих походов [12]. Соответственно его можно считать археофитом в южных регионах. 2. В средней полосе и на северо-западе ЕР аир болотный появился позднее: в начале XIX в. он отмечен в каталогах ботанических садов Петербурга и Москвы, выращивался в парках и частных

Таблица 1. Деление ЕР по флористическому составу археофитов

Регион	Административные области	Преобладающая природная зона	Число видов археофитов	
			всего	натурализовавшиеся
Карело-Кольский	Карелия	Средняя тайга, северная тайга	78	55
Восточно-Балтийский	Ленинградская, Новгородская, Псковская	Южная тайга	80	40
Двинско-Верхне-Волжский	Владимирская, Ивановская, Костромская, Московская, Тверская, Смоленская, Ярославская	Южная тайга, широколиственно-хвойные леса	114	73
Поволжский	Башкирия, Марий-Эл, Татарстан, Удмуртия, Чувашия	Широколиственные леса, лесостепь	111	70
Волжско-Донской	Воронежская, Калужская, Курская, Липецкая, Мордовия, Орловская, Пензенская, Рязанская, Тамбовская, Тульская, Самарская, Ульяновская,	Широколиственные леса, лесостепь, степь	117	77
Нижне-Волжский	Астраханская, Волгоградская, Саратовская	Степь, северные пустыни	36	20

коллекциях [13], и скорее всего его распространение здесь обусловлено «бегством» из культуры, и он является неофитом в этих областях.

Учитывая сходство природных условий, а также историю развития отдельных территорий, для ЕР выделены шесть регионов, для каждого из которых возможен более или менее единый набор археофитов: Карело-Кольский, Восточно-Балтийский, Двинско-Верхне-Волжский, Поволжский, Волжско-Донской и Нижне-Волжский (табл. 1).

Распространение археофитов по территории ЕР не равномерно. Виды, которые были бы отмечены как археофиты во всех анализируемых областях, отсутствуют. Для 80 % территории в качестве археофитов указаны всего 9 общих видов. Из 185 археофитов ЕР 149 видов (80.5 %) являются археофитами в одной из частей Европы. Но лишь 22 вида из них (14.8 %) распространены широко (т.е. по всей Европе), а 14 видов расселились и по территории ЕР. В основном это сегетальные сорняки, а также рудеральные виды антропогенных местообитаний. Среди археофитов ЕР много видов, которые занесены на другие континенты: 136 видов из 185 занесены в Северную Америку и являются там неофитами, столько же видов занесено в Австралию. Только для ЕР по сравнению со странами Европы в качестве археофитов отмечены 32 вида.

Характеризуя группу археофитов ЕР в целом, следует отметить 1) невысокое общее разнообразие по сравнению со странами Европы, учитывая значитель-

ную площадь ЕР; 2) преобладание сегетальных сорных видов. Во многом это связано с высокой засоренностью посевов сорными видами в начале развития земледельческой культуры, причинами которой были тип системы земледелия, несовершенство земледельческих орудий, смешанный состав высеваемых культур [14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Preston C.D., Pearman D.A., Hall A.R. Archaeophytes in Britain // Botanical Journal of the Linnean Society. 2004. V. 145. P. 257–294.
2. Behre K.-E. Evidence for Mesolithic agriculture in and around central Europe? // Veget. Hist. Archaeobot. 2007. V. 16. P. 203–219.
3. Kornaš J. Geograficzno-historyczna klasyfikacja roślin synantropijnych // Mat. Zak. Fitosocjol. Stos. Uniw. Warszawskiego. 1968. V. 25. P. 33–41.
4. Туганаев В.В., Пузырев А.Н. Гемерофиты Вятско-Камского междуречья. Свердловск: Изд-во Уральского ун-та, 1988. 128 с.
5. Pyšek P., Jarošík V. Residence time determines the distribution of alien plants // Inderjit (ed.). Invasive plants: ecological and agricultural aspects. Basel: Birkhäuser Verlag, 2005. P. 77–96.
6. La Sorte F.A., Pyšek P. Extra-regional residence time as a correlate of plant invasiveness: European archaeophytes in North America // Ecology. 2009. V. 90(9). P. 2589–2597.
7. Lososová Z., Chytrý M., Tichý L., Danihelka J., Fajmon K., Hajek O., Kintrová K., Laniková D., Otýpková

Z., Řehořek V. Biotic homogenization of Central European urban floras depends on residence time of alien species and habitat types // *Biological Conservation*. 2012. V. 145. P. 179–184.

8. Решетникова Н.М., Майоров С.Р., Крылов А.В., Воронкина Н.В., Попченко М.И., Шмытов А.А. Калужская флора: аннотированный список видов Калужской области. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 548 с.

9. Майоров С.Р., Бочкин В.Д., Насимович Ю.А., Щербачев А.В. Адвентивная флора Москвы и Московской области. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2012. 412 с.

10. Серегин А.П. Флора Владимирской области: Конспект и атлас. Тула: Гриф и К, 2012. 620 с.

11. Webb D.A. What are the criteria for presuming native status? // *Watsonia*. 1985. V. 15. P. 231–236.

12. Лактионов А.П. Флора Астраханской области. Астрахань: Изд. дом «Астраханский университет», 2009. 296 с.

13. Виноградова Ю.К. Изменчивость биологических признаков аира обыкновенного (*Acorus calamus* L.) в естественных и инвазионных популяциях // *Бюлл. Гл. Бот. Сада*. 2004. Вып. 187. С. 23–31.

14. Туганаев А.В., Туганаев В.В. Иднакар как ключ к познанию истории агроэкосистем // Удмуртской археологической экспедиции – 50 лет: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 50-летию Удмуртской археологической экспедиции и 80-летию со дня рождения В.Ф. Генинга. Ижевск: УИИЯЛ УрО РАН, 2004. С. 209–220.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТА ОПТИМУМА ГОЛОЦЕНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ INMCM

П.А. Морозова¹, Е.М. Володин²

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29,
morozova_polina@mail.ru

² Институт вычислительной математики РАН, 119333, РФ, г. Москва, ул. Губкина, д. 8

В рамках международного проекта по моделированию климата различных эпох прошлого PMIP 4 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, phase 4 [1]) был проведен эксперимент по воспроизведению климата оптимума голоцена (6 ka) с использованием российской климатической модели INMCM [2], разработанной в ИВМ РАН. Это глобальная модель климатической системы, состоящая из моделей циркуляции атмосферы и океана, поверхности суши и морского льда, имеется также аэрозольный блок и блок расчета углерода.

При моделировании климата оптимума голоцена при задании граничных условий для модели INMCM учитывались изменения в орбитальных параметрах и содержании парниковых газов, в соответствии с [3]. Полученные результаты сравнивались с контрольным экспериментом по воспроизведению доиндустри-

ального климата, являющимся базовым для проекта CMIP 6 [4].

Помимо результатов по воспроизведению климата оптимума голоцена моделью INMCM также представлены примеры использования данных климатического моделирования для оценок возможных изменений в голоцене различных природных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Интернет-ресурс: <https://pmip4.lsce.ipsl.fr>

2. Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С. и др. Математическое моделирование Земной системы / Под ред. Яковлева Н.Г. М.: МАКС Пресс, 2016. 328 с.

3. Интернет-ресурс: https://pmip4.lsce.ipsl.fr/doku.php/exp_design:index

4. Интернет-ресурс: <http://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip6>

НОВЫЕ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РУБЕЖА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА НА ПОЛУОСТРОВЕ КАМЧАТКА

Е.О. Мухаметшина¹, И. Пендеа², В.В. Пономарева³

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29,
eomukhametshina@igras.ru

² Lakehead University, L3V 0B9, Canada, ON, Orillia, University Avenue, 500

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683000, РФ, г. Петропавловск-Камчатский, бул. Пийпа, д. 9

Целью данной работы является выявление характера изменения фитоклиматической обстановки на рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена в вулканическом районе Центральной Камчатской депрессии (полуостров Камчатка). Исследуемое обнажение позднплейстоцен-голоценовых отложений расположено на правом борту долины реки Камчатки, в береговом обрыве Ключевского озера. В разрезе вскрывается восьмиметровая слоистая толща озерных супесей от темно- до светло-палевого цвета с частыми прослоями вулканических пеплов, перекрытая субэраальным почвенно-пирокластическим чехлом мощностью около 2 м. Образцы для палеоботанического анализа были отобраны во время полевых работ 2014 года. Позднее на базе лаборатории университета Лэйкхэд (Канада) под руководством проф. И. Пендеа проводилась пробоподготовка и микроскопический анализ палинологических препаратов. Спорово-пыльцевой анализ проводился для осадков на глубинах 2,05-2,9 см, отвечающих интервалу от 10,3 до 7,8 тыс. кал. лет. Данные о характере фитоклиматических изменений на этом важном рубеже необходимы для рассмотрения взаимодействия климата и эксплозивного вулканизма.

Нами было установлено довольно обширное распространение пыльцы древесных пород, доля которой растет вверх по разрезу, при постепенном уменьшении доли пыльцы травянистых растений. Доминантом в группе древесно-кустарниковых пород выступает *Alnus*, при субдоминировании *Alnaster* и присутствии *Betula sect. Albae*, *Populus*, *Salix*, *Larix* и *Pinus pumila*. В группе травянистых пород абсолютно преобладает пыльца злаковых (Poaceae). Также встречается пыльца влаголюбивых растений, таких как *Typha*.

В современном растительном покрове бассейна р. Камчатки наибольшее распространение среди всех облесенных территорий (34%) получили леса из каменной березы (*Betula ermanii* Cham.) с подлеском из рябины, жимолости, шиповника. В травянистом ярусе пре-

обладает разнотравье, более сырые участки покрыты шеломайником, хвощами и папоротниками. В составе пойменных лесов представлены сахалинская ива и пушистая ольха с небольшой примесью чозении и тополя душистого, с крапивой, шеломайником и вейником в подлеске. При этом лесные массивы нередко прерываются осоковыми или осоково-моховыми болотами с кустарниковым ярусом из карликовой березки, с багульником, восковницей, голубикой, клюквой, шикшей [1].

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что в раннем голоcene на исследуемой территории были распространены пойменные леса, состоящие в основном из ольхи и тополя с примесью ивы и березы. Переход от позднего плейстоцена к раннему голоцену, по-видимому, происходил довольно стремительно, о чем свидетельствует резкий скачок доли древесных таксонов и резкое уменьшение содержания пыльцы кустарниковых форм и травянистых растений [2]. На открытых участках к началу голоцена располагались злаково-разнотравные луга и заросли ольховника, а также островные мелколиственные леса с примесью лиственницы в составе древостоя. Вероятно, ареалы леса постепенно расширялись ближе к 7,8 тыс. лет назад.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10035).

ЛИТЕРАТУРА

1. Брайтцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтева И.С., Лутикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.
2. Pendea I.F., Ponomareva V., Bourgeois J., Zubrow E.B.W., Portnyagin M., Ponkratova I., Harmsen H., Korosec G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental change on the northwestern Pacific seaboard, Kamchatka Peninsula (Russia) // Quaternary Science Reviews. 2017. V. 157. P. 14–28.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА МОСКОВСКОГО РЕГИОНА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТА НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «ЛОСИНЫЙ ОСТРОВ»

А.В. Мягкая, Е.Г. Ершова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, africatoun@gmail.com, ekaterinagershova@mail.ru

Одним из методов изучения климатических характеристик голоцена является реконструкция их с помощью спорово-пыльцевого анализа последовательно накапливающихся водно-болотных отложений. Для этих целей в зарубежных исследованиях чаще всего используется метод подбора современных аналогов (Modern Analogue Technique), основанный на сравнении ископаемых спектров с современными [1]. В Европейской части России работы с использованием этого метода пока немногочисленны [2], а для территории Московского региона подобные реконструкции до сих пор не проводились.

В качестве объекта изучения было выбрано переходное болото, расположенное в 35 кв. национального парка «Лосиный остров» (Рис. 1). Оно занимает небольшое замкнутое водораздельное понижение, его площадь составляет 2,4 га. Современная растительность болота – сосново-кустарничково-травяно-сфагновое редколесье. Согласно данным бурения, глубина торфяной залежи в центре болота достигает 7.5 м. Накопление торфа началось более 10 тыс. лет назад, и продолжалось в течение всего голоцена. При ботаническом анализе торфа было

установлено, что на протяжении почти всего периода формирования оно было открытым, а спорово-пыльцевой анализ показал, что в пыльцевых спектрах преобладает региональный компонент «пыльцевого дождя». Перечисленные выше характеристики делают выбранный объект подходящим для палеоклиматических реконструкций.

Изучение болота было начато в 90-е годы 20-го века Л.И. Абрамовой и Н.А.Березиной, затем было продолжено Г.Г. Куликовой [3, 4], результаты этих исследований были частично использованы в данной работе. В октябре 2018 года авторами было проведено новое обследование болота и отбор образцов торфа в его центральной части с помощью торфяного бура. Образцы были обработаны для спорово-пыльцевого анализа по стандартным методикам [5] с добавлением экзотического маркера (спор *Lycopodium*). Радиоуглеродные даты по 7 образцам были получены в AMS лаборатории А.Е. Lalonde. Была построена модель скорости накопления торфа на основании радиоуглеродных дат, откалиброванных в программе OxCal 4.3 [6]. Реконструкция климатических параметров была проведена методом

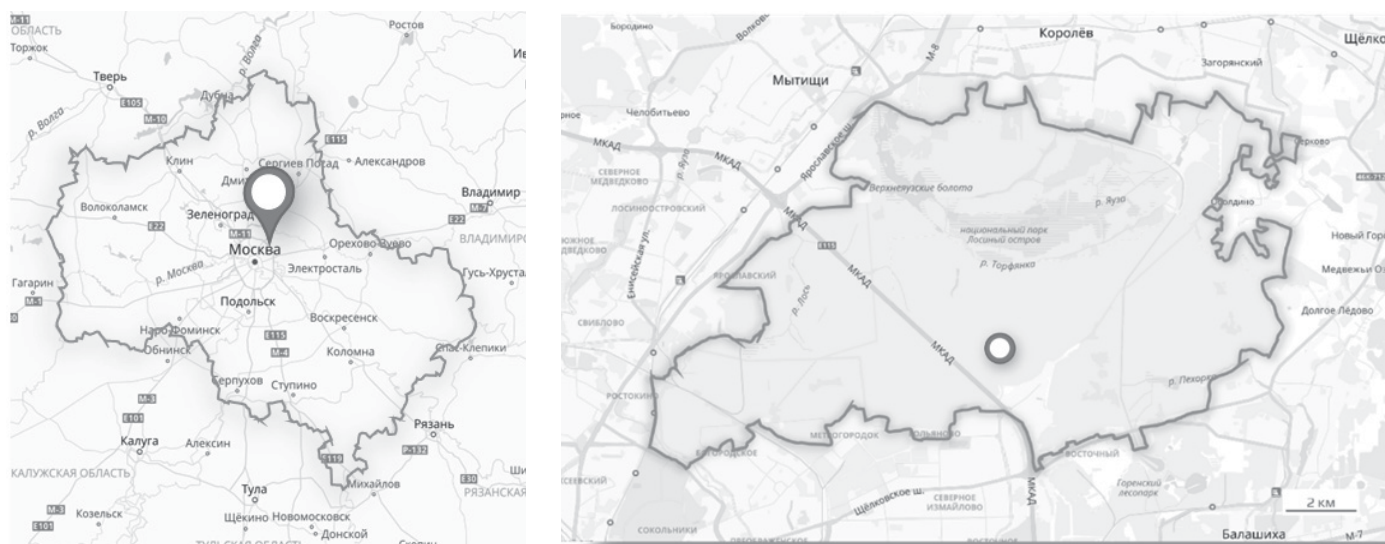


Рисунок 1. Расположение болота на карте Московской области и на карте национального парка «Лосиный остров».

подбора современных аналогов (MAT), при этом были использованы 375 современных поверхностных спектров из Российской [7] и Европейской (EPD) [8] пыльцевых баз данных с соответствующими климатическими параметрами (среднегодовая температура, средняя температура января, средняя температура июля, среднегодовое количество осадков). Процедура моделирования производилась в среде C2 [9], в качестве меры сходства использовался квадрат евклидового расстояния; были учтены пыльцевые таксоны, участие которых в ископаемых спектрах составляло не менее 1%.

Результаты спорово-пыльцевого анализа и реконструкции климатических характеристик обобщены в диаграмме на рис. 2.

В начале голоцена (10,5–9 тыс. лет назад) болото было окружено березово-сосновыми редколесьями с некоторым количеством орешника. Согласно смоделированным климатическим показателям, климат в этот период был суше и континентальнее современного (средние температуры января ниже современных, а средние температуры июля – выше).

В период климатического оптимума голоцена, соответствующего максимальному распространению широколиственных лесов (8–6 тыс. л.н.), согласно климатической модели, климат был в целом теплее и суше современного, однако с отчетливой тенденцией повышения влажности к концу периода. Выделяется также кратковременный период похолодания и увеличения влажности около 8-8,2 тыс. л.н.

Около 4,5–2,5 тыс. л.н. пыльцевые спектры отражают господство елово-широколиственных лесов с

развитым подлеском из лещины. Смоделированные климатические показатели для этого периода близки к современным, но отмечаются значительные колебания: понижение температур и повышение влажности ~4,5 тыс. л.н. и ~2,5 тыс. л.н.

Спорово-пыльцевые данные четко фиксирует начало сельскохозяйственной деятельности человека примерно 1.5 тыс. л.н. (ранний железный век). Наиболее значительные изменения произошли около 700 л.н.: вырубка елово-широколиственных лесов и их смена вторичными березово-сосновыми при одновременном росте участия культурных злаков и трав. Смоделированные климатические показатели последних 2 тыс. лет близки к современным. Резко выделяется понижение температур и увеличение влажности 700–500 л.н. (Малый ледниковый период), совпавший с максимумом антропогенной активности. После максимума хозяйственной деятельности происходит восстановление еловых лесов за счет заповедного режима. В современных поверхностных спектрах доминирует береза, вероятно, за счет сокращения площади ельников.

На основании проделанной работы можно сделать следующие предварительные выводы:

1. Полученные на основании спорово-пыльцевого анализа представления об изменениях растительности территории, окружающей Лосиный остров, в голоцене совпадают с другими данными по региону и могут быть основой для климатических реконструкций.
2. Высокое временное разрешение позволяет оценить общие направления изменений климата и оценить влияние отдельных кратковременных климатических

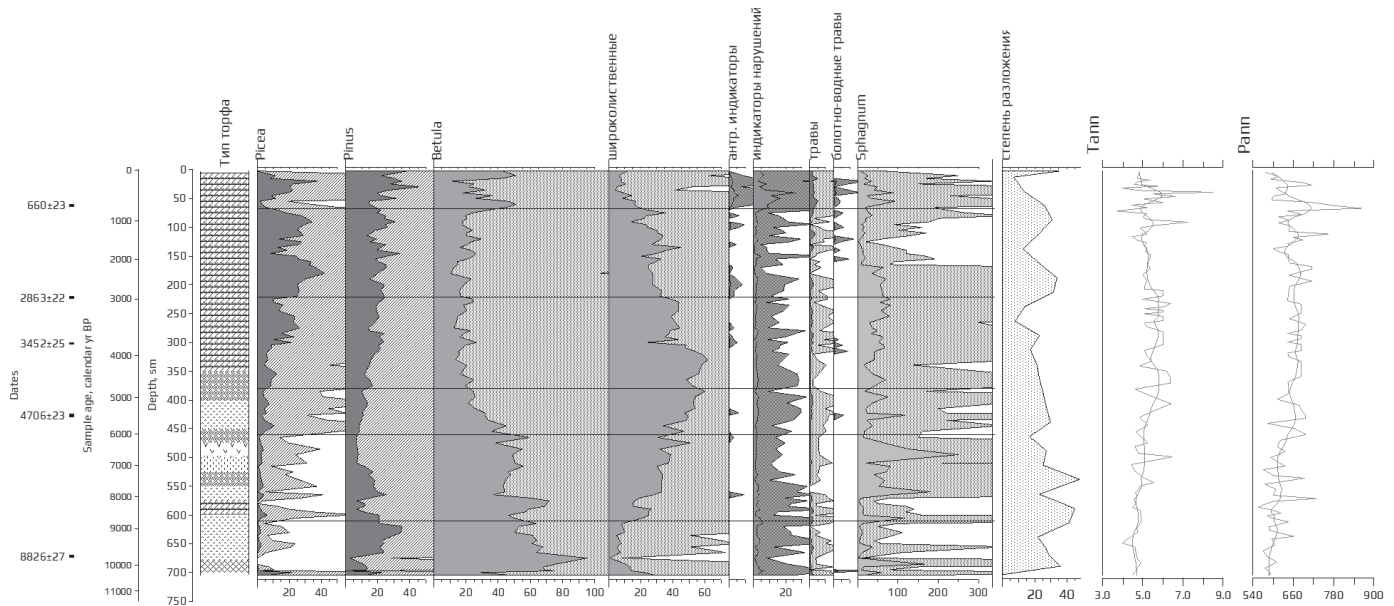


Рисунок 2. Сокращенная спорово-пыльцевая диаграмма торфяной залежи болота в 35 квартале с радиоуглеродными и смоделированными датами и реконструкция климатических параметров (среднегодовая температура и среднегодовое количество осадков).

событий (10,2 тыс. л.н., 8,2 тыс. л.н. и 2,5 тыс. л.н., МЛП) на растительность региона.

3. Выявлены два периода сельскохозяйственной активности на территории Лосинового острова: около 2 тыс. л.н. (РЖВ) и 700–500 л.н. (Средние века), последний был связан с массовой вырубкой леса и распашкой.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Overpeck J.T., Webb T., Prentice I.C.* Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // *Quaternary Research*. 1985. V. 23. P. 87–108.

2. *Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Ольчев А.В.* Применение метода палеоаналогов для прогноза динамики растительности при изменениях климата // *Доклады Академии наук*. 2014. Т. 457. № 1. С. 117–121.

3. *Куликова Г.Г.* К типологической характеристике болота в центре 35 квартала Погонно-Лосинового лесопарка // *Научные труды национального парка «Лосиный остров»*. Вып. 3 / Под ред. В.В. Киселевой, Ф.Н. Воронина. 2013. С. 71–99.

4. *Ершова Е.Г., Березина Н.А.* Результаты спорово-пыльцевого анализа торфяной залежи переходного боло-

та в центре 35 квартала Национального парка «Лосиный остров» // *Научные труды национального парка «Лосиный остров»*. Вып. 3 / Под ред. В.В. Киселевой, Ф.Н. Воронина. 2013. С. 100–106.

5. *Faegri K., Iversen J.* Textbook of Pollen Analysis. Blackburn Press, 1989. 328 p.

6. *Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J.* IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. № 4. P. 1869–1887.

7. Российская палинологическая база данных [Электронный ресурс]. 2012. Режим доступа: <http://pollendata.org/index.html> (запрос от 01.06.2015)

8. European Pollen Database [Электронный ресурс]. 2015. Режим доступа: <http://www.europeanpollendatabase.net/index.php> (запрос от 01.06.2015)

9. *Juggins S.* C2 User Guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. University of Newcastle, Newcastle-upon-Tyne. 2007.

АРКТИЧЕСКИЙ ШЕЛЬФ СИБИРИ: ДИНАМИКА УСЛОВИЙ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

О.Д. Найдина

Геологический институт РАН, 119017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, onaidina@gmail.com

Шельф Сибири, как один из материковых шельфов Северного Ледовитого океана, окружен морями и, соответственно, подразделяется на шельфы морей. В 21 веке появились первые результаты многодисциплинарных исследований донных осадков шельфа моря Лаптевых, полученные по изучению различных, в том числе и палинологических, микрофоссилий. Цель исследований – изучение природной среды Арктики в прошлом и в настоящем в связи с глобальными изменениями климата в будущем. Так, новейшими исследованиями установлено, что в результате наступившего потепления климата подводная мерзлота на шельфе тает с катастрофической скоростью – на 18 см в год [1], что влечёт за собой необратимые изменения условий на море и на суше. Первые публикации по палинологическим исследованиям осадков моря Лаптевых и реконструкциям изменений условий на шельфе и прилегающей суше освещают последние 16 тысяч лет [2–9].

Основой для палинологического анализа и восстановления условий в позднем голоцене послужили пробы из субрецентных осадков моря Лаптевых и керн колонок с внутреннего шельфа. Абсолютный возраст изученных осадков охватывает диапазон времени последних 2.3 тысяч лет и определён методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS14 C) по биогенному кальциту раковин остракод и фораминифер. Палинологическим методом установлено, что в керне колонок с внутреннего шельфа присутствует пыльца древесных растений *Abies*, *Picea*, *Pinus pumila*, *P. sibirica*, *Larix*, *Salix*, *Alnus*, *Betula*. Выявлено, что среди пыльцы рода *Pinus* в осадках моря Лаптевых преобладает пыльца кедрового стланика [5]. Очевидно, пыльца кедрового стланика принесена в море Лаптевых эоловым путём из горных тундр Верхоянья. Среди травянистых тундровых растений преобладает пыльца осок, определены пыльцевые зёрна Ericaceae, Poaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae,

Caryophyllaceae, Umbelliferae, Rosaceae, Saxifragaceae, Cruciferae. Количество спор незначительно. Пыльцевые зоны, отражающие фазы в развитии растительности, выделены на спорово-пыльцевой диаграмме.

Смена растительности и условий в конце голоцена в регионе моря Лаптевых происходила не менее пяти раз и в пределах единой тундровой зоны. Установлено, что при потеплении развивались крупнокустарниковые тундры с ольховником, а при похолодании возобновлялась мохово-кустарничковая растительность северной подзоны типичной тундры. Палинологические данные из осадков моря Лаптевых свидетельствуют, что, начиная с 1.8 тыс. лет и почти до 0.3 тысяч лет назад, июльские температуры воздуха были ниже, чем в климатический оптимум голоцена [4, 9], но превышали современные.

Сравнение результатов палинологического (пыльца, споры), микрофаунистического (остракоды, фораминиферы) анализов и радиоуглеродного AMS-датирования [6, 10] керн колонок из восточной части внутреннего шельфа моря Лаптевых показывает, что радикальные изменения на море и на суше происходили с 1.5 по 1.7 тысяч лет. В этом диапазоне времени наблюдается максимальное разнообразие в составе микрофоссилий: появление термофильной пыльцы *Tilia cordata* и планктонных фораминифер, в том числе *Globoturbotalita tenella* и *Turbotalita clarkei*, а также возрастание общего количества бентосных фораминифер и остракод. Предполагается, что термофильная пыльца проникла в море Лаптевых вместе с атлантическими течениями. Около 200 лет, судя по таксономическому составу микрофауны и появлению термофильной пыльцы, продолжалось вторжение теплых атлантических вод. В это время возрастала температура воздуха, количество атмосферных осадков и на побережье распространялась растительность южных тундр с ольховником. Состав микрофауны свидетельствует о развитии в позднем голоцене на шельфе эстуарного опресненного бассейна с сильным влиянием речного стока и эпизодическим проникновением вод из Атлантики.

Кратковременное проникновение атлантических течений приводило к потеплению и эволюции природной среды Арктики. Установлено, что условия в регио-

не моря Лаптевых в течение последних 2.3 тысяч лет в целом были более стабильные, чем в начале голоцена, когда происходило относительно быстрое и неравномерное потепление климата.

Работа выполнена по теме государственного задания № 0135-2019-0057 Геологического института РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., et al.* Modern rates and mechanisms of permafrost degradation in the East Siberian Arctic shelf // *Nature Communications*. 2017. V. 8. No 15872.
2. *Найдина О.Д.* Палеогеография региона моря Лаптевых в первую половину голоцена по фаунистическим и палинологическим данным // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2006. Т. 4. № 3. С. 331–340.
3. *Найдина О.Д.* Изменения палеосреды Восточного шельфа моря Лаптевых в позднеледниковье // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2009. Т. 17. №5. С. 95–108.
4. *Найдина О.Д.* Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
5. *Найдина О.Д.* Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2014. Т. 22. № 3. С. 115–124.
6. *Найдина О.Д.* Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2016. Т. 24. № 1. С. 92–103.
7. *Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D. et al.* Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // *Quaternary Res.* 2001. V. 55. No 3. P. 344–351.
8. *Naidina O.D., Bauch H.A.* A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // *Global Planet Change*. 2001. V. 31. P. 141–153.
9. *Naidina O.D., Bauch H.A.* Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary Int.* 2011. V. 229. P. 84–88.
10. *Bauch H.A., Kassens H., Erlenkeuser H. et al.* Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // *Boreas*. 1999. V. 28. P. 194–204.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОНАЛЬНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

М.Г. Напреенко^{1,2}, Т.В. Напреенко-Дорохова^{1,2}

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, РФ, г. Москва, Нахимовский просп., д. 36, tnapdor@gmail.com, maxnapr@gmail.com

² Балтийский федеральный университет им. И. Канта, 236016, РФ, г. Калининград, ул. А. Невского, д. 14

В схемах биогеографического районирования территория Калининградской области отнесена разными авторами как к неморальной (широколиственнолесной, температурной), так и к бореальной (хвойнолесной подтаёжной) зоне. Внести ясность в данный вопрос позволяет изучение истории формирования растительного покрова в регионе на основе палинологических данных.

Для реконструкции развития голоценовой растительности на рассматриваемой территории были построены и проанализированы спорово-пыльцевые диаграммы, полученные для ряда водно-болотных экосистем из различных ландшафтных районов Калининградской области (Рис. 1), с учётом результатов абсолютного радиоуглеродного датирования отложений, выполненного в Институте географии РАН.

Результаты наших исследований позволяют уточнить границы зональных подразделений растительного покрова, установившихся естественным путём в позд-

нем голоцене. Современное изменение этих границ связано с интенсивной лесохозяйственной деятельностью человека в самой последней фазе субатлантического периода голоцена (последние два-три столетия).

Показано, что формирование современной зональной растительности на территории региона Юго-Восточной Балтики происходило на основе богатых по видовому составу широколиственных лесов с ядром из видов неморального комплекса (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Acer*), распространившихся к середине атлантического периода (7000–6000 кал.л.н.). Их перестройка шла в конце среднего и позднем голоцене (≈5000–2200 кал.л.н.) по нескольким направлениям:

- внедрение граба (*Carpinus betulus*) в состав доминантов неморального комплекса в суббореале;
- внедрение ели (*Picea abies*) и формирование елово-широколиственных лесов в южной части региона – в суббореале, в северной – в атлантике и суббореале;



Рисунок 1. Расположение Калининградской области (а) и местонахождение исследуемых водно-болотных экосистем (б): 1 – болото Козье, 2 – Большое Моховое болото, 3 – торфяник в междуречье Шешупе и Инструча, 4 – болото Великое, 5 – болото Целау, 6 – Подлиповский торфяник, 7 – озеро Малое Оленье, 8 – озеро Чистое, 9 – озеро Камышовое.

– включение бука (*Fagus sylvatica*) в качестве характерного компонента широколиственных лесов в южной части региона в атлантике и суббореале;

– формирование различных типов сообществ ольхи чёрной (*Alnus glutinosa*) на неплакорных участках и в низменном ландшафте дельты Немана;

– структурные перестройки неморальных лесов под влиянием антропогенной деятельности.

Эти процессы привели к формированию в регионе трёх вариантов зональной растительности, относящихся к неморальной зоне: 1) дубово-грабово-липовых широколиственных лесов, 2) елово-широколиственных лесов с участием *Carpinus*, 3) черноольшаников. Господство всех трёх вариантов продолжалось с конца среднего до второй половины позднего голоцена (≈5000–1300 кал.л.н.), после чего, как ответ на похолодание климата отмечается общее сокращение доли широколиственных видов и увеличение доли хвойных.

Резкие структурные перестройки неморальных лесов под влиянием антропогенной деятельности на большей части области происходили в последние 150–300 лет. Во всех ландшафтных районах происходит сокра-

щение площади лесов. В составе лесов значительно увеличивается участие *Pinus*, *Betula* и *Picea*, что говорит о развитии лесопосадок хвойных и берёзовых древостоев на вырубках. Доля широколиственных видов сильно уменьшается, практически полностью исчезают *Ulmus* и *Fagus*. В этот период происходит фрагментация участков зональной растительности и распространение вторичных хвойных, смешанных и мелколиственных лесов.

Результаты работы дают основание отнести большую часть Калининградской области в системе геоботанического районирования к зоне средневропейских и восточноевропейских широколиственных лесов (неморальной области), северный участок территории области, протягивающийся вдоль нижнего течения реки Неман, может быть включён в зону подтайги.

Полевые работы и палинологический анализ выполнены в рамках гос. задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0013), статистическая обработка палинологических данных с горизонтов 6-410 см колонки болота Козьего за счёт средств Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта, интерпретация и обобщение данных при поддержке гранта РНФ 18-77-10016.

РЕКОНОСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ПРИРОДНЫХ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПРИТОБОЛЬЯ

Э.Д. Насонова, Н.Е. Рябогина, С.Н. Иванов

Тюменский научный центр СО РАН, 625026, РФ, г. Тюмень, ул. Малыгина, д. 86,
eleonora_nasonova@mail.ru; nataly.ryabogina@gmail.com; ivasenik@rambler.ru

Долгое время реконструкция климата и облика ландшафтов территории Притоболья воссоздавалась в основном по палинологическим результатам, полученным из культурных слоев. Природные изменения на таких объектах сложнее выявить, так как кроме пыльцы зональной растительности обильно встречается и пыльца рудеральной флоры.

Палинологический анализ торфяника Оськино-09 позволил впервые реконструировать фоновые изменения природных условий в Притоболье и провести сравнение полученных данных с результатами спорово-пыльцевых колонок, исследованных на археологических памятниках, и оценить объективность этих источников палеоэкологической информации.

Торфяник Оськино-09, включающий озерные и торфяные отложения, расположен недалеко от впадения р. Исеть в р. Тобол, на западной окраине села Памятное Ялуторовского района Тюменской области, в настоящее

время район приурочен к северной лесостепи. Для реконструкции природных условий был взят интервал с середины энеолитической эпохи (4600 кал. л.н.) до раннего железного века (2600–2030 кал. л.н.).

По полученным данным в энеолите около 4 600 кал. л.н. здесь росли березовые леса с участием сосны, однако, позднее в конце III тыс. до н.э. доминанта в составе древостоя меняется на сосну, появляется ель.

В начале бронзового века смешанные березово-сосновые леса замещаются березовыми с примесью широколиственных пород. Снижается количество пыльцы полыни, но увеличивается встречаемость пыльцы более влаголюбивого лабазника. Вероятно, первые века II тыс. до н.э. связаны с потеплением и увлажнением. Дальнейшее изменение в составе пыльцы лугово-степных трав указывает на увеличение доли открытых пространств за счет злаково-полюнных сообществ, хотя березовые леса сохраняются в структуре растительного

покрова. Таким образом, вторая половина II тыс. до н.э. связана с теплым климатом, признаков улучшения условий увлажнения не выявлено.

Около 3000–2900 кал. л.н. около торфяника Оськино-09 значительно увеличивается доля березовых лесов с участием сосны. Вероятно, в данный период пойма реки Исети очень активно зарастала березовыми лесами, в составе лугов происходит сокращение роли ксерофитов. Дальнейшие изменения растительности указывают на похолодание, распространение сосновых лесов, редко встречается ель и широколиственные породы, что может говорить о достаточно хорошем уровне увлажнения. Однако, во второй половине I тыс. до н.э. становится суше сокращается доля березы, ели и вяза, господствующее положение занимает сосна. Таким образом, установлено, что облик ландшафтов раннего железного века схож с концом энеолитического времени.

Ранее на территории Притоболья был проведен спорово-пыльцевой анализ почвенных отложений 17 археологических памятников разного типа (поселения, могильники), которые функционировали в период с середины энеолита по начало раннего железного века [1–4]. Кроме того, были исследованы пыльцевые данные из почвенного разреза Л 1/95 [5].

Различия данных, полученных по торфянику Оськино-09 и почвенному разрезу Л 1/95 связаны с исследованием разных типов отложений, приуроченных к разным местоположениям. Разрез Л 1/95 включает пойменные погребенные почвы и речные наносы и расположен на открытом незалесенном участке, тогда как разрез Оськино-09 представлен постепенно аккумулирующимися озерно-болотными отложениями, и расположен в окружении террасовых лесов. Тем не менее, максимальное увеличение площади открытых лугово-степных участков, выявленное в Л 1/95 около 3500 – 3600 кал. л.н. хорошо согласуется с уровнем подъема кривой полинии в Оськино-09 [5].

Сопоставление спорово-пыльцевых данных из торфяника Оськино-09 и культурных слоев не показало явных противоречий в реконструированных природных трендах, несмотря на это, окружение археологических памятников как правило формировала лугово-степная растительность. Возможно, это объясняется преднамеренным выбором в локализации поселений, так как ландшафты открытого типа более пригодный для хозяйства скотоводческой направленности, а также обильным расселением сорной растительности рядом с долговременными поселениями [4]. Тем не менее, начиная с энеолита, в составе растительности рядом с памятниками всегда присутствует березовые леса, а к концу бронзового века и при переходе к раннему железному веку в

ближайшем окружении поселений увеличивается доля смешанных лесов с сосной [1].

Палинологические данные торфяного разреза Оськино-09 с конца энеолитической эпохи по раннюю стадию раннего железного века отличается постоянным присутствием пыльцы сосны. При этом неправомерно реконструировать по полученным данным доминирование смешанных березово-сосновых лесов в ландшафтах в течение всего этого времени, в связи с недостаточной концентрацией пыльцы сосны [6]. В пыльцевых данных торфяника Оськино-09 нет интервалов с преобладанием лугово-степной растительности, как это выявлено при исследовании почвы на археологических памятниках. Вероятно, преобладание древесной пыльцы обусловлено местоположением болота в окружение террасовых лесов и носит локальный характер.

Результаты спорово-пыльцевого анализа природных и археологических объектов не противоречат друг другу, показывают сходную динамику, однако, содержат много локальных нюансов требующих детальной интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зах В.А., Зимина О.Ю., Рябогина Н.Е., Скочина С.Н., Усачева И.В. Ландшафты голоцена и взаимодействие культур в Тоболо-Ишимском междуречье. Новосибирск: Наука, 2008. 212 с.
2. Насонова Э.Д., Рудая Н.А. Природные условия обитания человека в Притоболье: от неолита до средневековья (по материалам поселения Оськино Болото) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Геоархеология. Этнология. Антропология. 2015. Т.13. С. 96–105.
3. Насонова Э.Д., Рудая Н.А. Палинологический метод как способ стратификации археологических объектов на примере поселения Оськино Болото // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2016. Вып. 1(13). С. 93–100.
4. Рябогина Н.Е., Иванов С.Н., Насонова Э.Д. Жилой ландшафт: природное окружение поселений позднего бронзового века в Притоболье // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2018. №4 (43). С. 39–50.
5. Ларин С.И., Семочкина Т.Г., Рябогина Н.Е., Орлова Л.А. Ландшафтно-климатические условия лесостепного и подтаежного Притоболья в голоцене // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. 1999. С. 158.
6. Рябогина Н.Е., Костомаров В.М., Иванов С.Н. Применение ГИС-технологий для анализа палинологических данных // Человек и Север: Антропология, археология, экология: Материалы всероссийской конференции (г. Тюмень, 26–30 марта 2012 г.) 2012. Вып 2. С. 32–34.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ ТОРФЯНОГО ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВА КАРЛАЙЛ (АЛЕУТСКИЕ ОСТРОВА, США)

А.А. Неплюхина¹, Д.А. Чудаев², М.А. Гололобова²

¹ Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва, Ленинский просп., д. 33, taviliss@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 12, chudaev@list.ru; gololobovama@mail.ru

Диатомовые водоросли (Bacillariophyta) являются хорошими биоиндикаторами и широко используются для реконструкции истории водоемов и климатических условий в прошлом. Несмотря на то, что в последнее десятилетие идет активное изучение диатомовых водорослей северо-западной части Северной Америки [например, 1, 2 и др.], диатомовые водоросли Аляски и Алеутских островов изучены крайне слабо [например, 3, 4], а для о-ва Карлайл подобное исследование является первым.

Материалом для исследования послужила колонка торфа с о-ва Карлайл (Алеутские острова, США) общей мощностью 340 см. Согласно данным радиоуглеродного анализа формирование отложений на острове началось более 6 тыс. л.н. (6030 ± 30 BP) [5]. Очистку образцов от органического содержимого для диатомового анализа проводили по М. Келли с соавт. [6]. Исследование препаратов проводили методами световой (СМ Leica 2500, СМ Leica DM500) и электронной (СЭМ Jeol JSM-6380) микроскопии.

В ходе исследования было обнаружено 90 таксонов диатомовых водорослей видового и внутривидового рангов (из них 24 таксона идентифицировано только до уровня рода). Таксоны принадлежат к 42 родам, 25 семействам, 13 порядкам и 3 классам [7]. Из них, к центрическим диатомовым относится 5 родов (*Arachnoidiscus*, *Coscinodiscus*, *Ellerbeckia*, *Melosira* и *Sphinctoletus*) с 5 видами; к бесшовным пеннатым — 5 видов и разновидностей из 5 родов (*Fragilaria*, *Grammatophora*, *Staurosirella*, *Staurosira* и *Stauroforma*); к шовным пеннатым — 80 таксонов видового и внутривидового рангов, относящиеся к 25 родам.

Наибольшее число таксонов (85) отмечено среди шовных пеннатых диатомей, наименьшее (5) — в группе центрических. Наибольшее число видов и разновидностей относится к классу Bacillariophyceae (80), порядку Naviculales (62), семейству Pinnulariaceae (16). Наибольшее видовое богатство демонстрируют роды *Pinnularia* (11 видов), *Navicula* (8) и *Cocconeis* (8 таксонов видового и внутривидового рангов).

Результаты эколого-географического анализа показывают, что большинство выявленных в отложении с о-ва Карлайл таксонов являются космополитами по своему распространению, отмечена небольшая доля бореальных видов.

По месту обитания большинство видов являются бентосными организмами, однако, отмечены также планктонные формы. Планктонные виды представлены центрическими диатомовыми (виды родов *Arachnoidiscus*, *Coscinodiscus* и *Melosira*), среди пеннатных обнаружено два планктонных вида — *Staurosira construens* var. *venter* (Ehrenb.) P.V.Hamilton и *Fragilaria henryi* Lange-Bert., первый из которых довольно обильно представлен в исследованном отложении.

Для многих таксонов данные об отношении к показателю pH среды и минерализации отсутствуют, однако, отмечены виды, предпочитающие среду с повышенным pH (алкалибионты и алкалифилы). Среди доминантов это роды *Diploneis* и *Stauroforma*. Среди алкалифилов также стоит отметить вид *Trifonovia nathorstii* (Brun) Kulikovskiy et Lange-Bert., обильно представленный по всей глубине колонки, и вид *Hygropetra balfouriana* (Grunow ex Cleve) Krammer et Lange-Bert., многочисленные створки которого отмечены в верхнем интервале (0–31 см).

Отмечены также виды диатомовых, обитающие не только в пресных водах, но и на/во влажных почвах. Всего в отложении с о-ва Карлайл отмечено 5 наземных видов: *Adlafia* cf. *bryophila* (J.B.Petersen) Lange-Bert., *Cavinula cocconeiformis* f. *elliptica* (Hust.) Lange-Bert., *Humidophila costei* (Le Cohu et Van de Vijver) Lowe, Kociolek, J.R.Johansen, Van de Vijver, Lange-Bert. et Kopalová, *H. gallica* (W.Smith) Lowe, Kociolek, Q.You, Q.Wang et Stepanek и *Pinnularia viridiformis* Krammer.

Стоит отметить, что в колонке с о-ва Карлайл отмечено 16 морских и солоноватоводных видов и разновидностей диатомовых водорослей. Среди них к видам, обитающим исключительно в морях, относятся центрические диатомовые (*Ellerbeckia sol* (Ehrenb.) Glezer, *Arachnoidiscus* cf. *japonicus* Shadboldt ex Pritchard и

Sphinctolethus cf. *vesicarius* (N.Strelnikova) P.A.Sims), а также виды родов пеннатных диатомовых (*Grammatophora angulosa* var. *islandica* (Ehrenb.) Grunow, *Achnanthes pseudogroenlandica* Hendeу, *Cocconeis costata* var. *pacifica* (Grunow) Cleve, *C. islandica* Ehrenb., *C. schuettii* van Heurck, *Berkeleya rutilans* (Trentepohl ex Roth) Grunow, *Parlibellus crucicula* (W.Smith) Witkowski, Lange-Bert. et Metzeltin и *Pseudogomphonema* cf. *kamtschaticum* (Grunow) Medlin). Однако эти виды были отмечены единично и, вероятнее всего, появление их в отложениях связано с заплесками морской воды в месте формирования отложений.

Интересными, на наш взгляд, являются также находки двух вымерших видов. Один из них, *Aulacoseira canadensis* (Hust.) Simonsen, известен из континентальных миоценовых и современных отложений Северной Америки, однако, этот вид никогда не встречали в живом состоянии (на основании чего предполагают, что он вымерший [8]). Второй вид — *S.* cf. *vesicarius*, описанный по результатам глубоководного бурения из эоценовых отложений Норвежского моря [9]. Однако относительно недавно этот вид был отмечен в эоценовых отложениях Восточного побережья Камчатки [10], хотя для Америки и Аляски не был ранее отмечен.

Данные проведенного диатомового анализа позволяют предположить следующую модель развития водоема, находившегося на месте современного торфяного отложения. Формирование водоема началось более 7 тыс. л.н. на материнской породе вулканического происхождения [11], с чем, возможно, связано защелачивание вод. Вероятно, это был неглубокий водоем, о чем говорит отсутствие планктонных форм и присутствие наземных видов по всей глубине колонки. Что касается трофности водоема, то он был, вероятно, эвтрофным и получал питание не только за счет атмосферных осадков. Более того, присутствие в качестве доминантов солоноватоводных видов говорит о том, что содержание хлоридов в нем было повышенным. Примерно 5.4–5.1 тыс. л.н. произошло извержение вулкана, о чем свидетельствует наличие в отложении слоя вулканического пепла [5]. Примерно в этот временной интервал изменяется относительное обилие видов, однако, видовой состав практически не меняется (не наблюдается значительной смены диатомового сообщества). Вероятнее всего, это говорит о том, что вулканические осадки не засыпали данный водоем целиком. Затем, 5 тыс. л.н. до нового вулканического события (примерно 4.1 тыс. л.н.) в водоеме доминировали те же виды, но наряду с этим отмечается появление наземных форм (например, *H. gallica* и комплекса видов рода *Pinnularia*). Эти данные, вероятно, говорят о том, что уровень воды вследствие осаждения вулканического пепла уменьшился, что привело

к частичному обмелению водоема. Примерно 2.5 тыс. л.н. снова произошло извержение вулкана (в отложении отмечены слои тефры), и в период примерно с 2.5–1.3 тыс. л.н. диатомовые водоросли отмечены в отложении единично. Примерно 895 л.н. вновь наблюдается появление диатомовых водорослей, однако, это сообщество, с одной стороны, не отличается принципиально от предыдущего, с другой, к видам-доминантам прибавляются типичные наземные виды (*H. gallica* и *H. balfouriana*), что свидетельствует о вероятном уменьшении уровня воды и зарастании водоема. Последнее предположение подтверждают данные споро-пыльцевого анализа [11].

ЛИТЕРАТУРА

1. Bahls L.L. A checklist of diatoms from inland waters of the northwestern United States // Proc. Acad. Nat. Sci. Philad. 2009. V. 158. No 1. P. 1–35.
2. Bahls L.L. New diatoms (Bacillariophyta) from western North America // Phytotaxa. 2013. V. 82. No 1. P. 7–28.
3. Foged N. Diatoms in Alaska // Bibliotheca Phycol. 1981. V. 53. 317 p.
4. Неплюхина А.А., Чудаев Д.А., Крылович О.А., Гололобова М.А. Диатомовые водоросли из торфяного отложения острова Шемья (Алеутские острова, США) // Вестник МГУ. Сер. Биол. 2018. Т. 73. Вып. 2. С. 93–98.
5. Okuno M., Izbekov P., Nicolaysen K.P., Sato E., Nakamura T., Savinetsky A.B., Vasyukov D., Krylovich O.A., Khasanov B., Miranda J., Persico L., Hatfield V., West D.L., Bruner K.M. AMS radiocarbon dates on peat section related with tephra and archaeological sites in Carlisle Island, the Islands of Four Mountains, Alaska // Radiocarbon. 2017. V. 59. No. 6. P. 1771–1778.
6. Kelly M.G., Adams C., Graves A.C. The Trophic Diatom Index: A User's Manual. Bristol: Environmental Agency, 2001. 135 p.
7. Round F.E., Crawford R.M., Mann D.G. Diatoms: biology and morphology of the genera. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 747 p.
8. Bahls L.L., Potapova M., Fallu M.A., Pienitz R. *Aulacoseira canadensis* and *Aulacoseira crassipunctata* (Bacillariophyta) in North America // Nova Hedwigia. 2009. V. 135. P. 167–184.
9. Стрельникова Н.И. Диатомеи и силикофлагеллаты эоцена. История микропланктона Норвежского моря (по материалам глубоководного бурения). Л.: Наука, 1979. 192 с.
10. Tsoi I.B. Eocene diatoms and silicoflagellates from the Kronotskii Bay deposits (East Kamchatka) // Stratigr. Geol. Correl. 2003. V. 11. No 4. P. 376–390.
11. Kuzmicheva E.A., Smyshlyaeva O.I., Vasyukov D.D., Khasanov B.F., Krylovich O.A., Okuno M., West D.L., Hatfield V., Savinetsky A.B. 7,300-yearsold environmental history: seabirds, humans and volcanoes on Carlisle Island (Islands of Four Mountains, Eastern Aleutians, Alaska) // Quater. Res. 2019. V. 91. No 3. P. 934–952.

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Е.Ю. Новенко

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва,
Ленинские горы, д. 1, lenanov@mail.ru, eynovenko@igras.ru
Институт географии РАН, 109017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29

Реконструкция изменений ландшафтов и климата в голоцене в лесной зоне Восточно-Европейской равнины были выполнены большим коллективом исследователей в рамках проекта РНФ № 16-17-10045 «Взаимодействие общества и природы в лесной зоне Восточно-Европейской равнины в голоцене: динамика ландшафтов и история землепользования» на примере 6 модельных территорий, характеризующих различные природные и социально-экономические условия в пределах лесной зоны ЕТР (Европейской территории России), с использованием комплекса сопряженных палеогеографических и исторических методов с высоким временным разрешением. Исследования проводились на следующих ключевых участках: *Устьянский* (Устьянский район Архангельской области, ландшафт северотаежных структурно-розионно-моренных равнин, долины рр. Кокшенга, Вага); *Центрально-лесной заповедник* (Нелидовский район Тверской области, ландшафты крупнохолмистых моренных равнин зоны хвойно-широколиственных лесов, долины, рр. Межа, Жукопа, Тудовка); *Боровский* (Боровский район Калужской области, ландшафт вторичных моренных равнин зоны хвойно-широколиственных лесов, долина р. Протва); *Заповедник «Калужские засеки»* (Ульяновский район Калужской области, ландшафт эрозионных возвышенных равнин зоны широколиственных лесов); *Мещерский* (Клепиковский район Рязанской области, ландшафт моренно-водноледниковых равнин зоны хвойно-широколиственных лесов); *Мордовский* (Темниковский район Республики Мордовия, ландшафт моренно-водноледниковых равнин зоны хвойно-широколиственных лесов).

На основе проведенных исследований выделены главные этапы изменений ландшафтов и климата лесной зоны ЕТР. Согласно полученным данным в раннем голоцене лесную зону Восточно-Европейской равнины занимали березовые и березово-сосновые леса, растительность, не имеющая аналогов в настоящее время, как зональный тип, и представлявшая собой переходный этап от гиперзональных перигляциальных условий к широтной зональности голоцена. При потеплении кли-

мата в начале атлантического периода голоцена, около 9–8.8 тыс. кал. (календарных) л.н. (почти синхронно, учитывая точность датирования радиоуглеродным методом) произошла перестройка ландшафтной структуры. В это время юг Архангельской области заняли южно-таежные еловые леса. Южнее, на Валдайской возвышенности распространились хвойно-широколиственные леса, и в интервале 7.5–5.5 тыс. кал. л.н. – широколиственные леса. На Смоленско-Московской и северо-западе Среднерусской возвышенностей около 9 тыс. кал. л.н. сформировались широколиственные леса. В полесьях в результате частых пожаров и бедности субстрата сосново-березовые леса сохранялись значительно дольше – до 7 тыс. кал. л.н. в юго-восточной Мещере и до 5 тыс. кал. л.н. в Мордовии.

Территории, расположенные в таежной зоне («Устьянский» участок) и зоне широколиственных лесов («Калужские засеки») не претерпевали ландшафтных смен на протяжении всего среднего и позднего голоцена, несмотря на циклические климатические изменения. Трансформации ландшафтов были обусловлены только действием антропогенного фактора. Для территории современной зоны хвойно-широколиственных лесов перестройка растительного покрова была связана с увеличением численности ели, которая происходила трансгрессивно с севера на юг. На Валдайской возвышенности формирование хвойно-широколиственных лесов относится к 5.5 тыс. кал. л.н. (рубежу атлантического и суббореального периодов) и к 2.5 тыс. кал. л.н. (начало субатлантического периода) в бассейне Средней Протвы, в Мещере и Мордовии. Фазы экспансии еловых лесов совпадали с этапами похолодания и увлажнения климата.

Следующий, почти синхронный рубеж изменений ландшафтной структуры на всех ключевых участках определен, как последние 300 лет. в этот период произошло формирование современных природно-антропогенных ландшафтов.

В рамках проекта были составлены три региональные климатические реконструкции: для среднетаежной зоны (участок «Устьянский»), для зоны хвойно-широ-

колиственных лесов («Центрально-лесной заповедник») и зоны широколиственных лесов (заповедник «Калужские засеки»). Реконструкции выполнены методом «лучших аналогов» на основе палинологических данных. В качестве косвенного показателя увлажнения климата использована характеристика поверхностной влажности болот, восстановленная по данным изучения сообществ раковинных амеб и физико-химическим свойствам торфяной залежи.

Согласно выполненным расчетам в позднебореальную фазу голоцена (10.0–8.8 тыс. кал. л.н.) теплообеспеченность была значительно ниже, чем в настоящее время. Среднегодовые температуры были ниже современных значений на 2–3 °С на всех модельных территориях. Среднегодовое количество осадков было близко к современному уровню, что в условиях более прохладного климата обеспечивало относительно влажные условия за счет низкого испарения. Для болотных геосистем в этот период были характерны высокая поверхностная влажность и низкие показатели степени гумификации торфа.

В начале атлантического периода голоцена (8.8 (8.5)–8.0 тыс. кал. л.н.) произошел быстрый рост температур, и уже к 8.0 тыс. кал. л.н. теплообеспеченность достигла современных значений и продолжала расти. На юге лесной зоны рост температур сопровождался значительным увеличением осадков (на 200 мм/год) в таежной зоне увеличение среднегодового количества осадков не превышало 50 мм. Однако, высокий уровень болотных вод и низкая степень разложения торфа указывает на относительно влажные условия летнего периода.

Как показали климатические реконструкции на трех модельных территориях, среднегодовые температуры и средние температуры июля были выше современных значений на 1.5–2 °С на протяжении всего атлантического периода. На «Устьянском» участке сохранялись умеренные условия увлажнения. На юге Валдайской возвышенности («Центрально-лесной заповедник») выявлены два периода сокращения осадков и понижения уровня болотных вод: 7.0–6.2 тыс. кал. л.н. и 6.0–5.5 тыс. кал. л.н.. На северо-западе Среднерусской возвышенности («Калужские засеки») относительно сухие условия имели место между 6.7 и 5.5 тыс. кал. л.н. Количество осадков было близко к современным значениям, но в условиях более высоких летних температур возрастало испарение. Низкий уровень болотных вод, восстановленный по ризоподным данным, и высокая степень гумификации торфа в разрезах всех изученных болот свидетельствуют о дефиците влаги в болотных геосистемах в летний период. Реконструкция частоты пожаров по данным изучения макроскопических ча-

стиц в торфе показала, что начало хозяйственного освоения всех изучаемых территорий и последующие этапы воздействия человека на ландшафты четко маркируются увеличением числа пожаров. На всех ключевых участках усиление пожарной активности выявлено для периода 8.8–6 тыс. кал. л.н., когда влияние антропогенного фактора было минимальным (нет археологических свидетельств и палеоэкологических индикаторов присутствия человека). Очевидно, что пожары были обусловлены климатическим фактором. Даже в Центрально-лесном заповеднике, где находок угля в доантропогенный период очень мало, большая их часть приурочена к этому временному интервалу.

Все выполненные климатические реконструкции указывают на похолодание и увлажнение климата, начиная с 5.5 (5.3) тыс. кал. л.н. В этот же период имело место сокращение числа пожаров. На Устьянском плато и на Валдае понижение среднегодовых температур составило 2–3 °С, осадки были близки к современным значениям, а около 4.5 тыс. кал. л.н. их количество возросло до 800 мм/год (на 100 мм выше, чем сейчас). На юге лесной зоны температуры понизились до современных значений, осадков выпадало около 600 мм/год.

В климатических реконструкциях всех модельных территорий выявлена теплая и экстремально сухая фаза между 3.5 и 2.5 тыс. кал. л.н. В этот период среднегодовые и летние температуры превышали современные на 1–2 °С, количество осадков было близким к современным или немного ниже. Для этого времени на ключевых участках «Центрально-лесной заповедник» и «Калужские засеки» реконструирован наиболее низкий уровень болотных вод за весь голоцен. По палеоантропологическим данным повсеместно на территории ЕТР для периода 3.5–2.5 тыс. кал. л.н. установлено увеличение частоты и интенсивности лесных пожаров. При этом, нет археологических находок, палеоэкологические признаки антропогенного воздействия на геосистемы отсутствуют, или эти признаки косвенные. Межпожарный интервал, рассчитанный для участков «Мещерский» и «Мордовия» составлял от 15–20 до 120 лет. Наиболее вероятно, что причинами пожаров был дефицит осадков в летний период и частые засухи.

После 2.5 тыс. кал. л.н. (субатлантический период) в климатических реконструкциях прослеживается тренд к похолоданию. Среднегодовые и летние температуры опустились до современных значений на всей изучаемой территории, осадков выпадало около 700 мм/год на Устьянском плато и на юге Валдайской возвышенности и около 600 мм/год на северо-западе Среднерусской возвышенности. Начиная с 2.5 тыс. кал. л.н. число естественных лесных пожаров существенно сокращается.

В позднем голоцене выделяются несколько фаз потепления и похолодания климата. Но на ключевых участках они проявляются в разное время, что затрудняет их сопоставление. Возможно, это недостатки датирования этих частей разрезов или антропогенные нарушения растительного покрова, которые искажали спорово-пыль-

цевые спектры. Тем не менее, во всех реконструкциях отчетливо выделяется существенное похолодание и увлажнение климата в XV-XVII веках н.э., очевидно, соответствующее Малому ледниковому периоду.

Исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 16-17-10045.

ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КОНЦА 18–19 ВЕКА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ КАРСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.А. Новичкова¹, Л.Е. Рейхард¹, Н.А. Беляев¹, Р.А. Алиев², Д.П. Стародымова¹

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117218, РФ, г. Москва, Нахимовский просп., д. 36, enovichkova@mail.ru

² НИЦ «Курчатовский институт», 123098, РФ, г. Москва, пл. Академика Курчатова, д. 1

Карское море является одним из ключевых районов арктического шельфа, ответственного за формирование современной ледово-гидрологической системы Северного Ледовитого океана. Несмотря на многочисленные исследования процессов современного осадконакопления [1, 2], до сих пор остаются малоизученными его динамические изменения у карскоморского побережья Новой Земли, при актуальности данного вопроса, связанного с затопленными в заливах радиоактивными объектами.

Для колонки ст. ПШ-128-11 (длина 0.5 м), отобранной трубкой Неймисто в глубоководной (363 м) части Новоземельского желоба, изучены состав ассоциаций водных и наземных палиноморф, содержание органического вещества, литологические характеристики осадка и его элементный состав. По данным радиоизотопных исследований ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs определены скорости осадконакопления, которые составили порядка 0.21 см/год. Возраст вскрытых колонкой донных осадков, таким образом, не превышает 240 лет.

Донные осадки в колонке ст. ПШ-128-11 представлены биотурбированными пелитами с различным содержанием алеврито-песчаного материала и редкой гравийной примесью. Гранулометрический состав осадков по всей мощности колонки меняется незначительно. По данным комплексного анализа выделены три основных этапа формирования осадков глубоководной части Новоземельского желоба, связанных, вероятно, со сменой ледово-гидрологических обстановок, повлиявших в свою очередь на изменение седиментационных процессов (Рис. 1).

Осадки колонки, отнесенные к первому этапу осадконакопления (1770–1820-е гг.; интервал 40–50 см),

представлены буровато-серыми интенсивно биотурбированными алевритистыми пелитами с незначительной песчаной примесью. На данном этапе отмечены максимальные для колонки концентрации морских видов цист динофлагеллат (до 23.1 тыс. ед./г), а также терригенных зерен спор и пылицы (до 8.2 тыс. зерен/г), представленных в основном переотложенными видами. Ассоциации автотрофных видов диноцист представлены на данном этапе 6 видами и видовыми группами. Наличие вида *Operculodinium centrocarpum* (до 11.5 тыс. цист/г) в осадках арктических морей свидетельствует, вероятно, о поступлении относительно теплых атлантических вод в Арктику и распределением их вдоль континентального склона и в пределах шельфа. [3, 4]. Для гетеротрофной ассоциации диноцист характерны виды *Brigantedinium* sp., *B. cariacense*, *Echinidinium karaense*, *Islandinium minutum* и *Polykricos* Arctic morphotype. Концентрации пресноводных водорослей на данном этапе осадконакопления составляют около 128 ед./г, а в нижней части интервала равны нулю.

Осадки второго этапа осадконакопления (1820–1960-е гг.) представлены в колонке на интервале 12–40 см темно-серыми алевритистыми пелитами с песчаной примесью, биотурбированными, преимущественно темно-серыми с пятнами и прослоями бурого цвета в участках развития гидроокислов железа и марганца. Для данного этапа осадконакопления характерны относительно низкие концентрации морских видов палиноморф (0.9–3 тыс. ед./г). В составе ассоциации автотрофных цист динофлагеллат помимо общих доминирующих видов *O. centrocarpum* (0.3–2.2 тыс. цист/г), отмечены цисты вида *P. dalei*, характерные для стратифицированных вод [4]. В составе ассоциаций

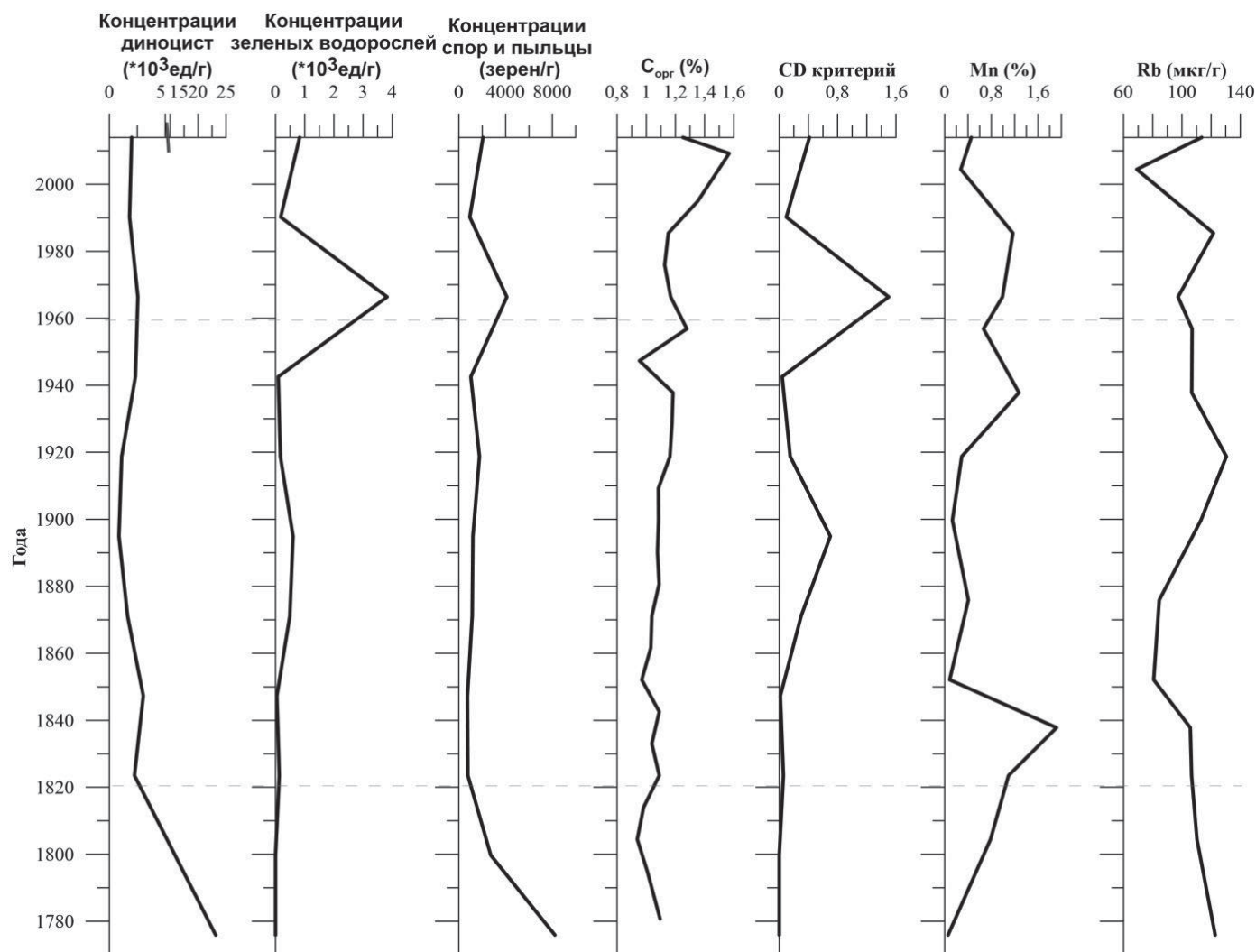


Рисунок 1. Изменения концентраций основных групп водных палиноморф, органического углерода (%), CD критерия (соотношение пресноводных видов палиноморф к морским) и содержание химических элементов в колонке ПШ-128-11.

распространены также виды *N. labyrinthus*, характерные для североатлантических вод, способные обитать в широких диапазонах температуры и солености поверхностных вод, выдерживая их сильное распреснение во время сезонного таяния льдов, и *Impagidinium pallidum*, являющийся типичным биполярным видом [6]. Для гетеротрофной ассоциации диноцист характерно небольшое увеличение их концентрации (вид *Brigantedinium* sp. до 0.1 ед./г) на фоне общих низких концентраций группы морских видов. Концентрации пресноводных зеленых водорослей также повышаются в средней части интервала (15–27 см) и составляют около 0.6 тыс. ед./г, в то время как акритархи и органические остатки скелетов фораминифер на данном этапе представлены единичными экземплярами.

Во время третьего этапа осадконакопления после 1960-х гг. (интервал 0–12 см) в северной части Новозе-

мельского желоба накапливались темно-бурые песчанисто-алевритовые пелиты, с мелкогравийной примесью, в различной степени биотурбированные. Для данного этапа характерны концентрации цист динофлагеллат около 1.8–2.5 тыс. ед./г и резкое увеличение количества пресноводных зеленых водорослей в осадке (до 3.8 тыс. ед./г на глубине 10–11 см). Также увеличиваются концентрации терригенных спорово-пыльцевых зерен (до 4.1 тыс. зерен/г), представленные в основном дальнезаносной пылью древесных растений. В составе ассоциаций диноцист преобладает доминирующий по колонке вид *O. centrocarpum*, в приповерхностном слое донных осадков отмечены его арктические подвиды. Также на данном этапе распространен арктический вид *Echinidinium karaense*, адаптированный к условиям низкой солености поверхностных вод и характерный для полярных и субполярных широт северного и южного

полушарий [5]. Доля *Spiniferites elongates* увеличивается в приповерхностном слое осадков колонки.

Анализ элементного состава вещества. Корреляционный анализ, проведенный по данным химического состава, позволил выделить две основные группы элементов: Rb, Y, PЗЭ, Pb, Th – элементы терригенного материала, ассоциирующиеся в основном с глинистыми минералами и полевыми шпатами; и Mn, Co, Ni, Sr, Mo, Ba – элементы, ассоциирующиеся с окислами и гидроокислами марганца. Содержание $S_{орг}$ не превышающего в колонке 1.3%, демонстрирует слабые отрицательные связи со всеми элементами, что свидетельствует о том, что органическое вещество разбавляет вещество осадка, поступающее из других источников.

Таким образом, данные комплексных литолого-биогеохимических и геохимических исследований показали незначительную изменчивость условий осадконакопления в северной части Новоземельского желоба за последние 240 лет. Основным источником поступления терригенного материала, вероятно, являются породы Новой Земли, разрушаемые многочисленными ледниковыми потоками и переносимыми в дальнейшем в глубоководные части желоба. Для танатоценозов в месте отбора исследуемой колонки характерно высокое, по сравнению с экваторией Карского моря, содержание автотрофных видов, ассоциируемых в Арктике с притоком североатлантических вод на шельф. Даже незначительные изменения в составе микрофоссилий, а также

литологических и геохимических показателей, позволяют тем не менее проследить некоторые короткопериодические изменения седиментационных обстановок в данном районе.

Работа выполнена в рамках Госзадания № 0149-2019-0007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах (Количественное распределение осадочного материала). М.: Наука, 1974. 438 с.
2. Stein R., Dittmers K., Fahl K., et al. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: Evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1485–1511.
3. Howe J.A., Harland R., Cottier F.R., Brand T., Willis K.J., Berge J.R., Grøsfjeld K., Eriksson A. Dinoflagellate cysts as proxies for palaeoceanographic conditions in Arctic fjords // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2010. V. 344. № 1. P. 61–74.
4. Voronina E., Polyak L., de Vernal A. et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // J. of Quaternary Science. 2001. V. 16. P. 717–726.
5. Zonneveld K., Marret F., Versteegh G. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. V. 191. P. 1–197.

ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОЦЕНА НА ПОБЕРЕЖЬЕ ХАЙПУДЫРСКОЙ ГУБЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Е.С. Носевич¹, Л.Р. Семенова, Н.А. Петраков

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Ekaterina_Nosevich@vsegei.ru

В 2016 и 2017 годах в рамках создания государственной геологической карты вблизи побережья Хайпудырской губы проводилось изучение четвертичных отложений (Рис. 1).

Ранее работы по картированию четвертичных отложений на побережье Хайпудырской губы выполнялись в 1959–1960 годах [1, 2]. Предшественниками были подробно описаны и опробованы отложения нижнего и среднего плейстоцена, но верхняя граница поздневалдайской толщи и отложения голоцена практически не изучались [3, 4].

Новые исследования проводились в долине реки Коротаиха, ее правого притока – реки Янгарей, а также

ручьев Черный и Табота. Современный климат данной территории характеризуется как субарктический с чертами морского. Район изучения расположен в зоне тундры, в подзоне кустарничковой (северной) тундры [5].

В результате проведенных исследований была заложена серия из 35 разрезов на обоих берегах рек Коротаиха, Янгарей, Черный и Табота мощностью от 3,5 м до 14 м. В слаборасчлененном рельефе изучаемой территории террасовые комплексы рек хорошо выражены. Четвертичные отложения залегают на вскрывающейся возле уреза воды толще коренных пород. Отложения голоцена в изученных разрезах по мощности не пре-

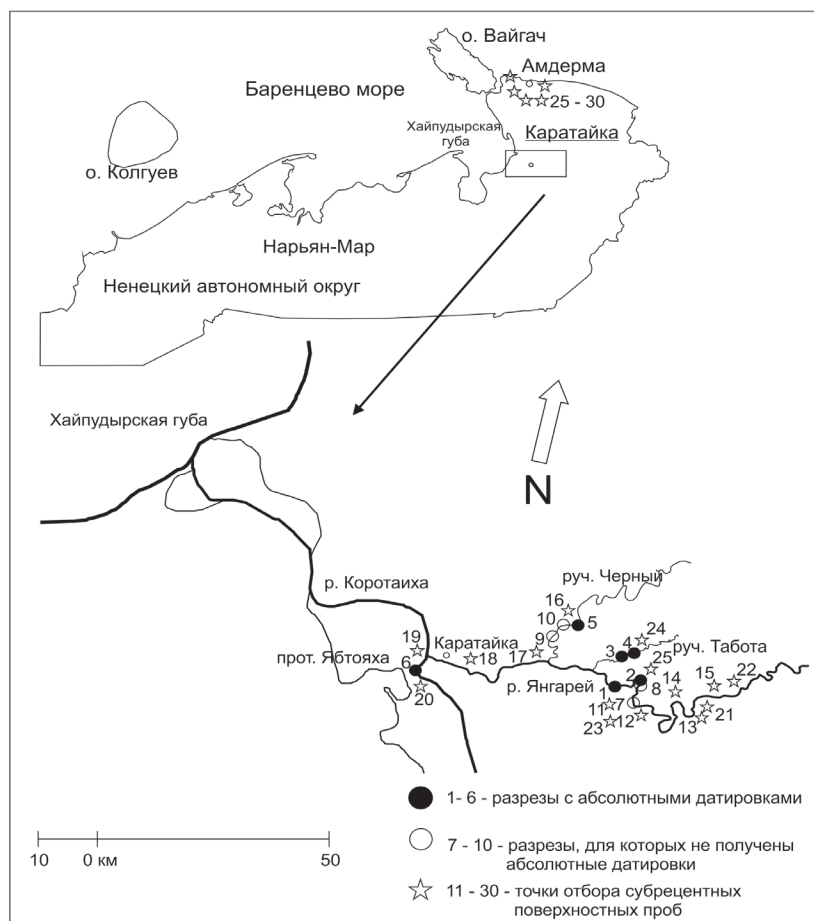


Рисунок 1. Карта-схема региона исследования с обозначением изучаемых разрезов и точками отбора субрецентных поверхностных проб для палинологического анализа.

вышают первых метров, чаще всего – первых десятков сантиметров. Они представлены в основном супесями и суглинками, в редких случаях содержащими органические прослои. Голоценовые образования залегают на валунных глинах и суглинках, валунных и лессовидных песках, вследствие чего возможность абсолютного датирования отложений нередко затруднена [6]. Таким образом, определение нижней границы голоцена возможно при комплексном использовании аналитических данных.

Нами были получены 7 радиоуглеродных и 3 OSL датировки для 6 разрезов, которые позволяют отделить отложения голоцена от верхнеплейстоценовых осадков. В этих же разрезах были выполнены гранулометрический, геохимический и спорово-пыльцевой анализы, которые в совокупности позволили определить основные характеристики динамики природной среды на границе верхнего плейстоцена и голоцена и экстраполировать их на еще 4 разреза, для которых абсолютных датировок получено не было. Среди раз-

резов, для которых получены абсолютные датировки (№ 1–6, Рис. 1), разрез Янгарей-1 (№ 1, Рис. 1) был выбран в качестве основного как охватывающий наибольшее число стратиграфических подразделений [7]. Разрез заложен на абсолютных отметках 60–75 м. Мощность разреза составляет 14,5 м. По данным спорово-пыльцевой анализе отложений разреза прослежена динамика растительных сообществ на изучаемой территории.

В интервале 72,9–73,2 м выделен слой серых алевритов, для которых методом оптически стимулированной люминесценции получена датировка $13,6 \pm 1,0$ тысяч лет назад (RLQG 2445-067). От перигляциальных сообществ с доминирующими *Superaceae*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, а также *Betula nana* и *Artemisia*, отмечен переход к сообществам, подобным современным кустарниковым тундрам, в которых преобладают *Betula*, *Betula nana*, *Salix*, *Poaceae*, *Asteraceae*, *Superaceae* и присутствуют элементы разнотравья. В верхней части слоя (73,08–73,2 м) спорово-пыльцевые спектры указывают на деградацию растительности и распространение арктической тундры, вызванное похолоданием и иссушением климата. На слое серых алевритов залегают тонкослоистые охристые алевриты (73,2–74,9 м), переслаивающиеся с сизыми глинами, с тонкими прослоями торфа. В нижней части горизонта (73,2–73,35 м) палиноспектры отражают формирование ра-

стительных сообществ, приближенных к современным кустарниковым тундрам с элементами бореальной флоры. Увеличение содержания разнотравья в спектрах указывает на постепенное смягчение климата. В интервале 73,3–73,35 м из органического прослоя получена радиоуглеродная датировка 10100 ± 350 л. н. (RGI-192). В интервале 73,35–73,5 м увеличивается концентрация пыли и спор. Растительные сообщества определены как лесотундровые, в которых присутствуют *Betula*, *Pinus* и *Picea*. Необычайно богатые для изучаемого региона сообщества постепенно деградируют (73,5–73,8 м) до кустарниковых тундр, а затем – до кустарничковых, в которых наибольшее проективное покрытие формировали *Poaceae*, *Superaceae*, *Asteraceae*. В интервале 74,6–74,65 м из обломка древесины получена радиоуглеродная датировка 4070 ± 280 л. н. (RGI-184). Таким образом, можно предположить, что в атлантическом периоде произошел сдвиг растительных зон к северу, после чего произошло похолодание, вследствие которого на территории установились тундровые сообщ-

щества, реагирующие на изменения климата, варьируя от кустарниковых тундр до кустарничковых, близким к арктическим тундрам [5, 6].

Наиболее близкое строение верхнеплейстоценовой и голоценовой толщ к фациям разреза Янгарей-1 отмечено в разрезах на реке Кортаиха (№ 6, Рис. 1) и на ручье Черный (№ 5). В разрезах на реке Янгарей (№ 5) и на ручье Табота (№ 3, 4) литология осадков того же возраста отличается, но спорово-пыльцевые спектры и геохимические индикаторы коррелируют во всех изученных разрезах, позволяя проследить динамику природной среды вплоть до субатлантического периода без видимых перерывов.

Полученные данные в целом не противоречат данным предшественников [1–3]. Так как особое внимание в исследованиях уделяется палинологическому анализу [8], для корректной интерпретации его результатов было отобрано 20 поверхностных проб: 15 на разных высотных отметках и в различных растительных сообществах на берегах Кортаихи и Янгарея, а также 5 проб близ поселка Амдерма в Байдарацкой губе.

Таким образом, полученные нами первичные данные позволяют не только решить одну из важных задач геологического картирования, но и составить представление о динамике природной среды в голоцене в труднодоступном районе северо-востока европейской части России.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Иванова А.М.* Объяснительная записка к государственной геологической карте и карте полезных ископаемых масштаба 1:200 000, лист R-41-XXV, XXVI, серия Ново-Земельско-Пайхойская. М.: Государственное научнотехническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1960. 56 с.

2. *Смирнов В.Н.* Объяснительная записка к государственной геологической карте и карте полезных ископаемых масштаба 1:200 000, лист R-41-XXVII, XXVIII, серия Ново-Земельско-Пайхойская. М.: Государственное научнотехническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959. 67 с.

3. *Андреева Л.Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322 с.

4. *Спаская И.И., Астахов В.И., Глушкова О.Ю. и др.* Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1. М.: Наука, 1993. 102 с.

5. *Матвеева Н.В.* Зональность в растительном покрове Арктики // СПб: Труды БИН РАН. 1998. Вып. 21. 220 с.

6. *Никифорова Л.Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке европейской части СССР // Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1980.

7. *Семенова Л.Р., Носевич Е.С., Пушина З.В.* Палеогеографические исследования в долине реки Янгарей, Ненецкий автономный округ // Морфологическая эволюция и стратиграфические проблемы. Материалы LXV сессии Палеонтологического общества при РАН (1–5 апреля 2019 г., Санкт-Петербург). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2019. С. 185–187.

8. *Лосева Э.И., Дурягина Д.А.* Расчленение четвертичной толщи в районе Хайпудырской губы по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // Стратиграфия и палеоэкология палеозоя и кайнозоя северо-востока европейской части СССР. Труды института геологии Коми фил. АН СССР, вып. 43. Сыктывкар, 1983. С. 56–68.

МАЛЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ДИАГРАММАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

М.Б. Носова

Главный ботанический сад им. Н.В. Цицина РАН, 127276, РФ, г. Москва, Ботаническая ул., д. 4,
mashanosova@mail.ru

Изменения климата в течение голоцена интересны научному сообществу, в том числе, в свете меняющихся климатических условий XX–XI вв. и вероятных будущих изменений. В свою очередь, климатические осцилляции исторического периода, особенно последних двух тысячелетий (Похолодание темных веков, Средневековый климатический оптимум и Малый ледниковый период) и следующие за ними изменения раститель-

ности, могут быть интересны также с точки зрения их влияния на социально-экономические процессы. Верно и обратное – экономические и исторические процессы и события воздействуют на растительность обширных территорий.

Малый ледниковый период (МЛП), согласно данным Манна с соавторами [1], имел пики похолодания в XV и XVIII вв. и отличался значительной нестабиль-

ностью климата, известной как по естественнонаучным [1, 2], так и по гуманитарным источникам [3]. В настоящее время представление о МЛП как о глобальном климатическом явлении отвергнуто [1]. Снижение среднегодовой температуры в средней полосе Европейской части России разными авторами [4, 5] оценивается в 2°C при значительно более выраженном снижении зимних температур (на 3–5°C).

Необходимо иметь в виду, что климат и социально-экономические процессы как драйверы динамики растительности могут иметь разнонаправленные векторы. Непосредственно до и в течение МЛП, помимо собственно похолодания (и сопутствующих ему колебаний), происходили исторические события, очевидно влиявшие на масштабы и формы хозяйственной деятельности и, таким образом, на состав растительности. Мы рассмотрим эти периоды на примере нескольких подробно датированных диаграмм, позволяющих соотнести изменения в спектрах с временной шкалой [6–9].

К наиболее значимым событиям и процессам, очевидно повлиявшим на расселение, демографию и хозяйственную деятельность в Европейской части России относятся: славянская колонизация (VI–IX вв.) и расцвет Древнерусских княжеств (IX – нач. XIII вв.); монголо-татарское нашествие; сохранявшаяся в течение XIII–XVII вв. угроза со стороны Дикого Поля и Поволжья; террор Ивана Грозного и Смутное время; расширение сферы влияния Московского государства в послесмутное время и резкое увеличение численности населения и распашки в течение XVIII в. с последующим ростом вплоть до начала XX в.; катастрофические события XX в. (Гражданская и Великая Отечественная войны, сельскохозяйственная реформа 1960-х гг., экономический кризис 1990-х гг.).

В рассмотренных нами палинологических диаграммах центра и северо-запада Европейской части прослеживаются от 3 до 4 этапов сельскохозяйственного освоения территории. Как правило, на каждом этапе изменение участия антропогенных индикаторов сопровождается изменениями в породном составе лесов (снижение участия ели и широколиственных пород и увеличение – мелколиственных). Для Полистово-Ловатской болотной системы [9] мы выделили четыре этапа: 4200 л.н., 2500 л.н., 1000 л.н. и 300–400 л.н. Последние два этапа связаны: первый – с расцветом Древнерусских княжеств, второй – с расцветом экономики и ростом численности населения в конце XVII–XVIII вв. Изменения, связанные с этими этапами видны на всех

трех диаграммах с этой территории (разрезы болотных и озерно-болотных отложений Кокоревское, Плавница и Городок). На диаграмме разреза Кокоревское (Рис. 1) на глубине 200 см (около 1000 кал. л.н.) заметно увеличение участия индикаторов открытых пространств, снижение участия *Picea* и суммы широколиственных пород. Выше диаграмма показывает снижение сельскохозяйственного воздействия и некоторое восстановление еловых и широколиственных лесов с начала МЛП и до XVII века.

Сравнение этих трех диаграмм с ближайшими подробно датированными колонками из Смоленской области (болота Коровинское и Пригородное – [8]) и Тверской области (Старосельских мох – [6]), а также с диаграммой Половецко-Купанского болота диаграмме [10] – показывают, при значительных различиях и иногда отсутствии двух ранних стадий земледельческого освоения (условно можно их обозначить как стадия «Бронзового века» и «Железного века»), значительное сходство двух последних, обсуждаемых нами – «Древнерусской» и «Нового времени».

Повышение содержания широколиственных пород в первой половине II тыс. н.э. противоречит как многим реконструкциям климата, выполненным на основе палинологических данных [11], так и палеоклиматическим данным, полученным другими методами (см. [2] – с. 192). Первое похолодание (по [1]) МЛП в XIV в. сопровождается некоторым восстановлением зональной растительности (ели и широколиственных пород), а второе похолодание в XVIII в. – напротив, значительной деградацией коренных лесов, ростом участия вторичных элементов (березы, ольхи) и увеличением открытости ландшафтов. Возможны ошибки при моделировании возраста верхних, быстро прирастающих слоев торфа, однако повторяемость последовательности: древнерусское освоение -> частичное восстановление коренных сообществ -> резкое увеличение освоенности в XVIII в. -> максимум освоенности в XIX–XX в. -> снижение сельскохозяйственной активности в середине-конце XX в. – прослеживается в той или иной степени в большинстве рассмотренных диаграмм.

Возникает предположение, что лимитирующим фактором для зональных сообществ был только и не столько климат, сколько антропогенное воздействие, уменьшение которого приводило к временному восстановлению зональной растительности, а увеличение – к деградации зональных элементов и смене их вторичными.

МОДЕЛЬНЫЙ ПОДХОД ДЛЯ РАСЧЕТА ПОТЕНЦИАЛЬНОГО И ФАКТИЧЕСКОГО ИСПАРЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.В. Ольчев^{1,2}, Е.Ю. Новенко^{1,3}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, aoltche@gmail.com

² Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва, Ленинский просп., д. 33, aoltche@gmail.com

³ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29

Получение новых данных о динамике климата и растительности в прошлые эпохи имеет большое значение, не только для более глубокого понимания современных процессов их взаимодействия, но и для прогнозирования возможных изменений растительности в разных регионах при разных сценариях изменения климатических условий в будущем. Для реконструкции видового состава растительности и региональных климатических условий в прошлые эпохи на протяжении последних десятилетий были разработаны множество прямых и косвенных методов [1–3]. Среди методов, получивших наиболее широкое распространение для проведения палеогеографических исследований, можно, прежде всего, выделить подходы, основанные на данных спорово-пыльцевого анализа [4–6]. Применение метода палеоаналогов, основанного на данных спорово-пыльцевых спектров, позволяет в настоящее время достаточно достоверно восстановить долгосрочную динамику изменений температуры в прошлые эпохи. Точность восстановления других климатических параметров, в том числе характеризующих условия увлажнения региона, пока достаточно невысокая. Существующие методики для характеристики условий увлажнения региона по палеоэкологическим данным часто или просто ограничиваются условным разделением периодов на более/менее влажные и/или более/менее засушливые [4, 7], или рассматривают условия увлажнения лишь как функцию исключительно количества выпадающих осадков [2, 8–11]. Определение в данных методиках величин фактического и потенциального испарения проводится достаточно редко, при этом для их оценки используются преимущественно достаточно упрощенные алгоритмы [12–14]. Как следствие, это в большинстве случаев не позволяет выполнить оценку характеристик испарения на исследуемой территории с достаточной степенью точности.

В рамках исследования предлагается новый модельный подход, позволяющий восстановить потенциаль-

ное (испаряемость) и фактическое испарение земной поверхности в прошлые эпохи по реконструированным данным о температуре, количестве осадков, соотношению хвойных и лиственных пород деревьев в древостое, и лесистости исследуемой территории.

Для расчета потенциального испарения (PE) используется хорошо известное уравнение Пристли-Тейлора [15]:

$$PE = \int_1^{N_d} PE_d \cdot dt = \alpha_{PT} \cdot \int_1^{N_d} \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{Rn_d}{\lambda} \right) \cdot dt$$

где PE_d – среднее потенциальное испарение для соответствующего дня года N_d , γ психрометрическая константа ($\gamma = 0.0665$ кПа $^{\circ}\text{C}^{-1}$), α_{PT} – постоянная Пристли – Тейлора ($\alpha_{PT} = 1.26$ мм день⁻¹), и Δ отношение упругостью водяного пара при насыщении от температуры воздуха (Δ , кПа $^{\circ}\text{C}^{-1}$). Все необходимые параметры для расчета PE в предлагаемом уравнении рассчитываются по методике, описанной в работах McMahon et al [16] и Novenko et al [17].

Методика оценки фактического испарения (E) основана на предположении, что в случае если количество осадков (P) превышает PE , то E равно PE . Если реконструированное значение P меньше PE , то E линейно уменьшается по мере уменьшения P и увеличения поверхностного стока, зависящего от P , степени облесенности территории (V_F) и параметра стока (k_R), зависящего от среднего угла наклона земной поверхности:

$$E = \begin{cases} PE & P \geq PE \\ P \cdot k_R \cdot (1 - PE) & P < PE \end{cases}$$

Предложенная методика была использована для реконструкции потенциального и фактического испарения предгорий Среднерусского нагорья в голоцене

[17], и показала достаточно реалистичные результаты, хорошо сопоставимые с существующими литературными данными.

Статья подготовлена по теме Государственного задания № 0127-2019-0008, АААА-А19-119021990092-1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
2. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
3. *Величко А.А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
4. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
5. *Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
6. *Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушария за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 264 с.
6. *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.
7. *Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N. et al.* Climate changes in East Europe and Siberia at the late glacial-Holocene transition // *Quaternary International*. 2002. V. 91. P. 75–99.
8. *Климанов В.А., Хотинский Н.А., Благовещенская Н.В.* Колебания климата за исторический период в центре русской равнины // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 1995. № 1. С. 89–96.
9. *Nakagawa T., Tarasov P., Kotoba N., Gotanda K., Yasuda Y.* Quantitative pollenbased climate reconstruction in Japan: application to surface and late Quaternary spectra // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 2099–2113.
10. *Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K.* Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Climate of the Past*. 2009. V. 5. P. 285–295.
11. *Mauri A., Davis B.A.S., Collins P.M., Kaplan J.O.* The climate of Europe during the Holocene: a gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation // *Quaternary Science Reviews*. 2015. V. 112. P. 109–127.
12. *Prentice I.C., Cramer W., Harrison S.P., Leemans R., Monserud R.A., Solomon A.M.* A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate // *Journal of Biogeography*. 1992. V. 19. P. 117–134.
13. *Ольчев А.В., Новенко Е.Ю.* Испарение лесных экосистем центральных районов Европейской территории России в голоцене // *Математическая биология и биоинформатика*. 2012. Т. 7. Вып. 1. С. 284–298.
14. *Novenko E.Yu., Olchev A.V.* Early Holocene vegetation and climate dynamics in the central part of the East European Plain (Russia) // *Quaternary International*. 2015. V. 388. P. 12–22.
15. *Priestley C.H.B., Taylor R.J.* On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters // *Monthly Weather Review*. 1972. V. 100. N. 2. P. 81–92.
16. *McMahon T.A., Peel M.C., Lowe L., Srikanthan R., McVicar T.R.* Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: A pragmatic synthesis // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2013. V. 17. P. 1331–1363.
17. *Novenko E.Y., Tsyganov A.N., Babeshko K.V., Payne R.J., Jinlin L., Mazei Y.A., Olchev A.V.* Climatic moisture conditions in the north-west of the Mid-Russian Upland during the Holocene // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. DOI: 10.24057/2071-9388-2018-62.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЕРА ЧАЙКА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУРШСКОЙ КОСЫ (РОССИЙСКИЙ СЕКТОР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ)

А.В. Орлов¹, Т.В. Напреенко-Дорохова^{2,3}, М.Г. Напреенко^{2,3}, Д.А. Субетто¹

¹ Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, 191186, РФ, г. Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д. 48, 95orlov@rambler.ru, subetto@mail.ru

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, РФ, г. Москва, Нахимовский просп., д. 36, tnapdor@gmail.com, maxnapr@gmail.com

³ Балтийский федеральный университет им. И. Канта, 236016, РФ, г. Калининград, ул. А. Невского, д. 14, tnapdor@gmail.com, maxnapr@gmail.com

Озеро Чайка, расположенное в центральной части Куршской косы (окрестности пос. Рыбачий), является уникальным в своём роде водным объектом. Площадь зеркала озера составляет всего 0,22 км², однако оно является единственным крупным пресноводным водоёмом на Куршской косе. Из-за малых глубин и высокого трофического статуса вода в озере отличается малой прозрачностью, донные отложения (сапропели) залегают на минимальных глубинах.

Для реконструкции условий формирования озера была проведена подробная батиметрическая съёмка, произведены промеры мощности отложений для составления схемы котловины озера и выполнен отбор колонок отложений. Работы на озере производились с плавучей платформы, собранной на основе катамарана для горных сплавов (модель «Моня», фирма-изготовитель «Тритон»). Промер глубин осуществлялся при помощи вешки. Промер мощности отложений и отбор кернов производился по стандартной методике (ГОСТ 17.1.5.01-80) при помощи торфяного геологического бура, моделей ТБГ-1 с зондировочным челноком и ТБГ-66 с полуцилиндрическими пробоотборочными камерами 50 и 75 мм.

На основе данных промеров были составлены схема котловины озера (глубины до «твёрдого» дна, т.е. без учёта верхних мягких слоёв сапропеля и торфа) и батиметрическая карта озера (Цветная вкладка, рис. 22). Данная процедура проводилась для определения наиболее сохранившихся естественных мощностей отложений, т.к. на озере в 1980-х гг. и в 2017 г. местами выполнялись дноочистительные работы, которые привели к нарушению стратиграфии отложений.

В целом котловина озера Чайка ровная и плоская и имеет вытянутую с запада на восток форму. Глубины в озере не превышают 1,6 м. Наиболее глубокие места в озере связаны с дноочистительными работами, в местах с наибольшей мощностью отложений (около 2 м) глубины в среднем около 0,5 м.

После проведения промеров глубин и выявления характера котловины озера была отобрана колонка донных отложений (N 55,15084°; E 20,82332°). Для образцов колонки отложений озера Чайка был проведён анализ потери массы вещества при прокаливании (ППП). Данный анализ позволяет выявить процентное содержание органического и неорганического вещества в образце. Анализ проводился по стандартной методике [1].

На основании данных литологического строения колонки отложений озера Чайка, графика анализа ППП

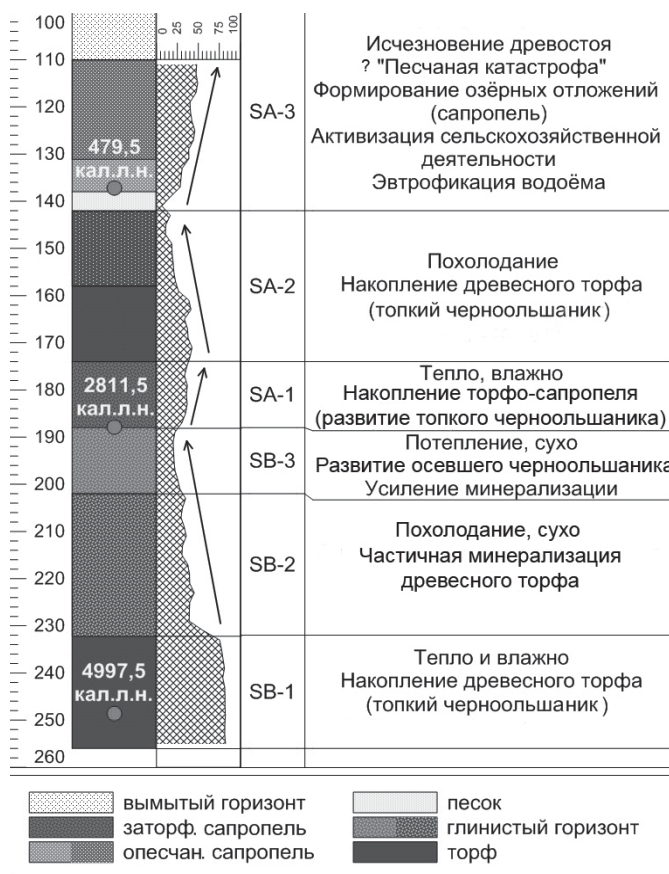


Рисунок 1. Реконструкция условий формирования озера Чайка.

и результатов АМС-датирования образцов отложений была сделана реконструкция условий формирования озера Чайка в соответствии со стратиграфической схемой голоцена (Рис. 1).

Данная реконструкция описывает смену природных условий на территории, занимаемой современным озером Чайка на протяжении почти 5000 лет. В отобранной колонке к донным отложениям озера следует относить только горизонты сапропеля в верхней части колонки. До возникновения озера здесь, по всей видимости, располагалась моренная равнина, поросшая влажными черноольшанниками – аналогами современных равнин палеве, широко представленных на Куршской косе и в окрестностях озера Чайка. Песчаную прослойку, разделяющую горизонты торфа и сапропеля логичнее всего отнести к так называемой «песчаной катастрофе» – следствию сведения лесов на Куршской косе. Начало озёрного осадконакопления связано с возникновением локального водоёма в естественном понижении рельефа на месте исчез-

нувшего леса. В дальнейшем озеро стало использоваться в качестве водоприёмника орошительной системы, что вызвало подъём уровня воды и подтопление берегов.

Полевые работы, анализ потери массы при прокаливании и его интерпретация выполнены в рамках гранта РФФ 18-77-00030, лабораторная обработка проб при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5–100», датирование осадков за счёт средств гранта РФФИ №18-05-80087, обобщение данных в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0013).

ЛИТЕРАТУРА

1. Santisteban J.I., Mediavilla R., Lypez-Pamo E., Dabrio C.J., Zapata M.B.R., Garcia M.J.G., Castano S., Martinez-Alfaro P.E. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments // *Journal of Paleolimnology*. 2004. V. 32. P. 287–299.

ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ДОЛИНЫ РЕКИ СУОЛА (ПРИЛЕНСКОЕ ПЛАТО, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ) ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ

М.Р. Павлова, А.А. Галанин

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010, РФ, г. Якутск, ул. Мерзлотная, д. 36, nigaer@yandex.ru

Предварительные результаты о динамике природной среды долины р. Суола в позднем плейстоцене и голоцене получены в ходе комплексных исследований уникального местонахождения мамонтовой фауны «Мегинское» в 2016 г. с применением литологического, спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов. Работы проводились параллельно с сотрудниками отдела изучения мамонтовой фауны Академии наук Республики Саха (Якутия), обнаружившие впервые его в 2015 г. и выполнившие определение фаунистических остатков и палеоботанический анализ [1].

Местонахождение «Мегинское» (62°5'14" с. ш.; 130°11'18" в. д.) расположено в 30 км юго-западном направлении от п. Нижний Бестях, Мегино-Кангаласского района Якутии в пределах первой надпойменной террасы р. Суола, высота которой составляет 10–12 м. В геологическом отношении участок приурочен к северо-восточной части Алданской моноклизы Сибирской платформы, выраженной в рельефе Приленским плато. Поверхность террасы волнистая, покрыта, преимуще-

ственно, сосновым лесом с толокнянково-лишайниковым покровом [2].

В пределах первой надпойменной террасы р. Суола вскрыта пачка отложений видимой мощностью 6–7 м, представленная сингенетически мерзлыми песками с погребенной линзой торфяника. Для разреза выполнено подробное описание и опробирование. На базе лаборатории общей геокриологии Института мерзлотоведения СО РАН для 18 проб проведен спорово-пыльцевой анализ согласно общепринятым методикам; для шести образцов, представляющие собой торф и остатки древесины, выполнен радиоуглеродный анализ методом жидкостной сцинтилляции на спектрометре-радиометре Quantulus 1220.

В результате полученных данных предварительно выделено четыре этапа развития природной среды в долине р. Суола в позднем плейстоцене и голоцене.

1 этап (сартанский криохрон). В интервале 6 (7)–3,2 м залегает мерзлый торфяник линзовидной формы с примесью супеси пылеватой и с большим количеством

костных останков мамонтового биома. На основании данных радиоуглеродного анализа мерзлых растительных остатков (MPI-80 – 23900–22650 кал. лет) возраст этих отложений отнесён к концу позднего плейстоцена (сарганское время).

Сотрудниками отдела изучения мамонтовой фауны Академии наук Республики Саха (Якутия) идентифицированы крупные травоядные, которые представлены степным бизоном (*Bison priscus*), мускусным быком (*Ovibos moschatus*), лошади (*Equus* cf. *lenensis*) и специфической архаичной формы мамонта (*Meghin Mammoth*). Среди беспозвоночных установлен 1 таксон гастропод, 25 таксонов жуков. На основе палеоботанического анализа торфа выявлено из макроостатков 60 таксонов и по пыльце – 25 таксонов [1]. На основе полученных данных, выполнены палеоэкологические реконструкции, которые свидетельствуют о том, что средние температуры июля даже на протяжении термического минимума были не ниже +12 °С. Растительный покров в пределах палеодолины р. Суолы был образован мозаичным сочетанием обедненных степей, лугов и островков лиственничных лесов. Обнаруженные остатки водной растительности указывают на распространение небольших озер, существовавших в крайне сухих климатических условиях, которые обусловили высокие сезонные колебания уровня этих водоемов и господство испарительных обстановок. Также полученные данные свидетельствуют о широком распространении участков незакрепленных почвенно-растительным покровом [1].

2 этап (конец позднего плейстоцена – начало голоцена). Отложения в интервале 3,6–2,6 м представлены песками серыми среднезернистыми мерзлыми косослоистыми с крупными обломками древесины и косыми линзами растительного детрита. Формирование этой пачки происходило на рубеже конца позднего плейстоцена – начало голоцена (MPI-104 – 10150–9000 кал. лет, MPI-105 – 12750–9900 кал. лет, MPI-109 – 12400–11200 кал. лет, полученных с глубин 2,7 м, 2,7–2,8 м и 2,8–3,0 м соответственно).

По данным спорово-пыльцевого анализа, в это время, предположительно, преобладали ландшафты обеднённых степей с редкими островками лесов, в которых доминировала береза (*Betula* sp. – 15–35%), возможно, кустарниковой формы, с небольшой примесью ольхи (*Alnaster* – 4%). Отмечено содержание хвойных (*Picea* – 1,3–9%, *Pinus* s/g *Diploxylon* – 3,3–9%), которые, видимо, имеют заносной характер. В травянистой группе преобладают ксерофильные злаки (Poaceae – 21–32%) и полыни (*Artemisia* – 20–23%), также отмечена пыльца Rosaceae (0,7–2,3%), возможно, принадлежащая к Dryadoideae – криоксеровитному таксону, и споры плаунка *Selaginella rupestris*. Их присутствие в

спектрах весьма характерно для растительного покрова криохронов ультраконтинентальных районов Сибири. Отмечена также пыльца Caryophyllaceae, Brassicaceae, Cyperaceae, Asteroideae, Cichorioideae, Chenopodiaceae. Споры представлены *Selaginella rupestris*, Polypodiophyta, *Sphagnum*, Lycoperidiaceae, Bryidae и составляют 0,5–1,7%. В огромном количестве обнаружены споры капрофильных грибов таксона *Glomus* (71–74%). Наличие данного таксона в спорово-пыльцевых спектрах характерно для эоловых ландшафтов, указывающий на сухие обстановки осадконакопления, высокую интенсивность почвенной эрозии.

Полученные данные свидетельствуют о сухих и холодных условиях, в ландшафтах преобладали обедненные степи и участки лишенные почвенно-растительного покрова. Вероятно, сток р. Суолы появлялся лишь во время половодий, а на протяжении всего остального времени года полностью прекращался. Также, в долине р. Суола широко были распространены эоловые формы рельефа, образованные мозаикой ориентированных котловин выдувания и копьевидных дюн практически незакрепленные растительностью [2].

3 этап (первая половина голоцена). В интервале 2,3–0,9 м отложения представлены чередованием песка светло-серого мелкозернистого талого и торфа темно-коричневого мохово-кустарничкового с остатками древесины. С глубины 2,3 м начинается мерзлый слой. Формирование отложений происходило в раннем голоцене (MPI-108 – 9400–8400 кал. лет, MPI-103 – 9950–8750 кал. лет, отобранных с глубин 1,5–1,55 м и 2,2 м).

В спорово-пыльцевых спектрах доминируют древесные породы (до 79,4 %) с преобладанием *Betula* sp. (34,8–74 %). Отмечено содержание пыльцы *Pinus* s/g *Diploxylon* (до 4,6%), *Picea* (до 2,7%), *Alnaster* (до 4,6%), *Salix* (до 6,1%). Пыльца трав составляет 20,6–59,8 % с преобладанием Poaceae, *Artemisia*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae и Cyperaceae. Отмечено в спектрах пыльца *Thymus*, Rosaceae, *Sanguisorba officinalis*, Brassicaceae, Onagraceae, Asteroideae, Cichorioideae. Сумма спор (*Selaginella rupestris*, Polypodiophyta, *Sphagnum*, Lycoperidiaceae, Bryidae) составляет от 0,6 до 13,4%.

На протяжении этого периода происходит быстрое возрастание увлажненности, смягчение климата, увеличение обводненности. Многочисленные замкнутые понижения (котловины выдувания) в долине р. Суолы быстро превращаются в озера. В результате сильного разрушения дренажной сети на протяжении сарганского криохрона водный сток с территории крайне затруднен. К середине бореального оптимума на фоне увеличивающегося количества осадков и температур дюнные массивы в окружении р. Суолы полностью закрепляют-

ся растительностью. Долина реки частично очищается от эоловых наносов, а русло врезается на 10–12 м. В результате врезания русла р. Суолы днища полузамкнутых старичных и дефляционных котловин на поверхности первой террасы оказываются на несколько метров выше тальвега долины. Начинается развитие термоэрозийных оврагов и спуск множества озер и болот. На их месте распространяются лугово-кустарниковые сообщества и березовые рощи.

4 этап (поздний голоцен). В интервале 0,9–0,1 м пачка отложений представлена песками охристыми мелкозернистыми тонко перекрестно-косослоистыми с прослоями погребенных почвенных горизонтов небольшой мощности 2–4 см, формировавшаяся на протяжении позднего голоцена. В палиноспектрах наблюдается увеличение доли древесных пород до 95% с преобладанием *Pinus s/g Diploxylon*. Отмечено содержание пыльцы *Betula* sp. (до 23,8%), *Picea* (0,3–0,6%), *Alnaster* (до 1,7%), *Salix* (до 0,9%). Пыльца трав составляет от 5 до 7 % с преобладанием Ericaceae, Poaceae и Cyperaceae. В спектрах присутствуют до 0,9% зерна Onagraceae, *Artemisia*, Caryophyllaceae; менее 0,3% – Chenopodiaceae, Polygonaceae и Rosaceae. Сумма спор составляет от 2,6 до 12,4%.

В позднем голоцене происходит некоторое расширение русла р. Суолы, выделяется верхняя и нижняя поймы. Поверхность первой надпойменной террасы

покрывается плащеобразным слоем эоловых супесчаных отложений, на которых развиваются сосновые леса с небольшой примесью березы. Возможно, также были развиты березовые редколесья. Расширяются ксерофитные обстановки, продолжается спуск старичных озеро-болотных котловин доголоценового возраста.

Таким образом, полученные данные позволили предварительно рассмотреть динамику природной среды в долине р. Суола в период поздний плейстоцен – голоцен. Дальнейшие исследования позволят нам более точно реконструировать историю формирования данной территории, которая очень важна для понимания развития региона Центральной Якутии в целом.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ №17-05-00954_а, РФФИ-РС(Я) №18-45-140012_p_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Potapova O., Maschenko E., Protopopov A., Kienast F., Rudaya N., Kuzina S., Parkhaev P., van der Plicht J., Galanin A., Pavlov I. The Sartanian biodiversity of Central Yakutia, Russia: the analyses of the new Late Pleistocene Megin site // Journal of Vertebrate Paleontology. 2016. P. 207.

2. Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 1. С. 3–16.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ НА ЮГЕ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Т.В. Пампура¹, А.Н. Цыганов^{2,3}, К.В. Бабешко³, Ю.А. Фатюнина³, Ю.А. Мазей²

¹ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, rampura@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, andrej.tsyganov@bk.ru, yurimazei@mail.ru

³ Пензенский государственный университет, 440026, РФ, г. Пенза, ул. Красная, д. 40, vyal81@mail.ru, fytark@yandex.ru

Единственным источником влаги и минеральных веществ в верховых болотах являются атмосферные осадки. Поэтому изучение датированных разрезов верховых болот дает возможность реконструировать историю атмосферных выпадений пыли и климатических изменений. Ботанический состав торфа, пыльца, структура сообществ раковинных амеб, степень гумификации, скорость накопления торфа связаны с климатическими факторами (температура и эффективная

влажность), определяющими гидрологические условия формирования торфа. Однако связь уровня болотных вод, скорости аккумуляции торфа и гумификации с климатом может быть нелинейной и достаточно сложной. Кроме того, эти характеристики могут изменяться под действием разнообразных внешних факторов, а также в связи с внутренними особенностями генезиса болота. Для более надежного выявления климатического сигнала применяют так называемый multi-proxi подход, осно-

ванный на изучении нескольких индикаторов, изменение которых синхронизовано и имеет существенную амплитуду. Кроме ростовых и видовых характеристик торфа, важную информацию об условиях окружающей среды несет минеральная составляющая. Выпадения атмосферной пыли не зависят от внутренней динамики болота и связаны с внешними процессами: эрозией почв, антропогенным загрязнением атмосферы и особенностями атмосферного транспорта частиц. В случае соответствия между геохимическими характеристиками и поверхностной влажностью болота можно судить о наличии внешних (климатических) факторов, определяющих их изменение.

Цель работы – реконструкция динамики климата на юге Валдайской возвышенности в течение последних 5.5 тысяч лет путем анализа физико-химических (степень гумификации, скорость накопления, плотность торфа), биологических (структура сообществ раковинных амеб) и геохимических (концентрации литогенных консервативных элементов) характеристик торфяного разреза верхового болота Старосельский Мох.

Болото находится на окраине Центрально-лесного государственного природного биосферного заповедника, Тверская область. Площадь болота – 617 га, максимальная глубина – 5.5 м (10000 кал.л.н.), мощность верхового торфа – 3.8 м (5300 кал.л.н.).

Верхняя часть торфа датирована с использованием ^{210}Pb (модель линейной регрессии (LRM)). Проверка модели производилась по положению в профиле торфа пика ^{137}Cs , соответствующему чернобыльской аварии 1986 г. Нижняя часть торфа датирована радиоуглеродным методом при помощи ускорительной масс-спектрометрии. Полученные даты (^{14}C и ^{210}Pb) использованы для построения временной модели накопления торфа в программе Vchron.

Степень гумификации торфа определяли методом щелочной экстракции гуминовых кислот, с последующим определением оптической плотности экстракта спектрофотометрическим методом (длина волны 540 нм, размер кюветы 10 мм). Оптическую плотность щелочной экстракции (A) использовали в качестве показателя степени гумификации торфа.

Определение видовой структуры сообществ раковинных амеб проводили прямым микрофотографированием водных суспензий, полученных из образцов торфа. Уровни залегания болотных вод (см от поверхности) реконструировали с использованием калибровочной модели для болот лесной зоны Восточно-Европейской равнины [1].

Для определения концентраций литогенных элементов (Sc, Ti, REE) озоленный при температуре 550 °C торф разлагали в концентрированных HF и HNO₃ при

температуре 90–120 °C. Анализ элементного состава проводили на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой NexION 300D. Выпадения пыли рассчитывали, исходя из гипотезы, что концентрация литогенных элементов в атмосферной пыли равна их средней концентрации в верхней земной коре. Расчеты по разным элементам дают одинаковый тренд и близкие величины потоков.

От основания залежи к ее поверхности можно выделить следующие зоны торфяной колонки (Рис. 1):

1. 547–450 см (10000–8100 кал.л.н.) – низинное болото. Степень гумификации повышается параллельно со снижением зольности при переходе от озерных отложений к низинному торфу. Уровень болотных вод повышается. Поступление литогенных элементов связано не столько с атмосферными выпадениями, сколько с поступлением продуктов выветривания пород с поверхностными и грунтовыми водами. Период увеличения влажности.

2. 450–380 см (8100–5300 кал.л.н.) – переход от низинного к верховому болоту. Зольность продолжает снижаться. Период повышенной степени гумификации, связанный, вероятно, с опусканием болотных вод, вызванным повышенными температурами и/или недостаточным увлажнением. Сухой теплый период.

3. 380–290 см (5300–4100 кал.л.н.) – верховое болото. Нижняя граница интервала фиксируются резким опусканием болотных вод и затем постепенным их подъемом до наиболее высокого в голоцене уровня. Синхронно с подъемом уровня болотных вод происходит снижение степени гумификации. Высокая влажность торфа и низкая степень его гумификации сохраняются в течение длительного периода. В этом интервале торф имеет низкую зольность, что свидетельствует об атмосферном источнике минерального питания болота. Наблюдаются низкие пылевые потоки. Влажный период.

4. 290–240 см (4300–3300 кал.л.н.) – верховое болото. Резкое увеличение поступления пыли; возрастание зольности, плотности торфа, сопровождающееся увеличением скорости накопления торфа и органического углерода, вероятно вследствие увеличения минерального питания болота. Отмечается опускание уровня болотных вод при высокой степени гумификации торфа. По времени период совпадает со среднеголоценовым похолоданием [2]. Похолодание, переход от влажного к сухому периоду.

5. 240–130 см (3300–450 кал.л.н.) – верховое болото. Период низких выпадений пыли и зольности торфа, нестабильного уровня болотных вод и изменяющейся в широких пределах, но высокой степени гумификации. Теплый период с переменной влажностью.

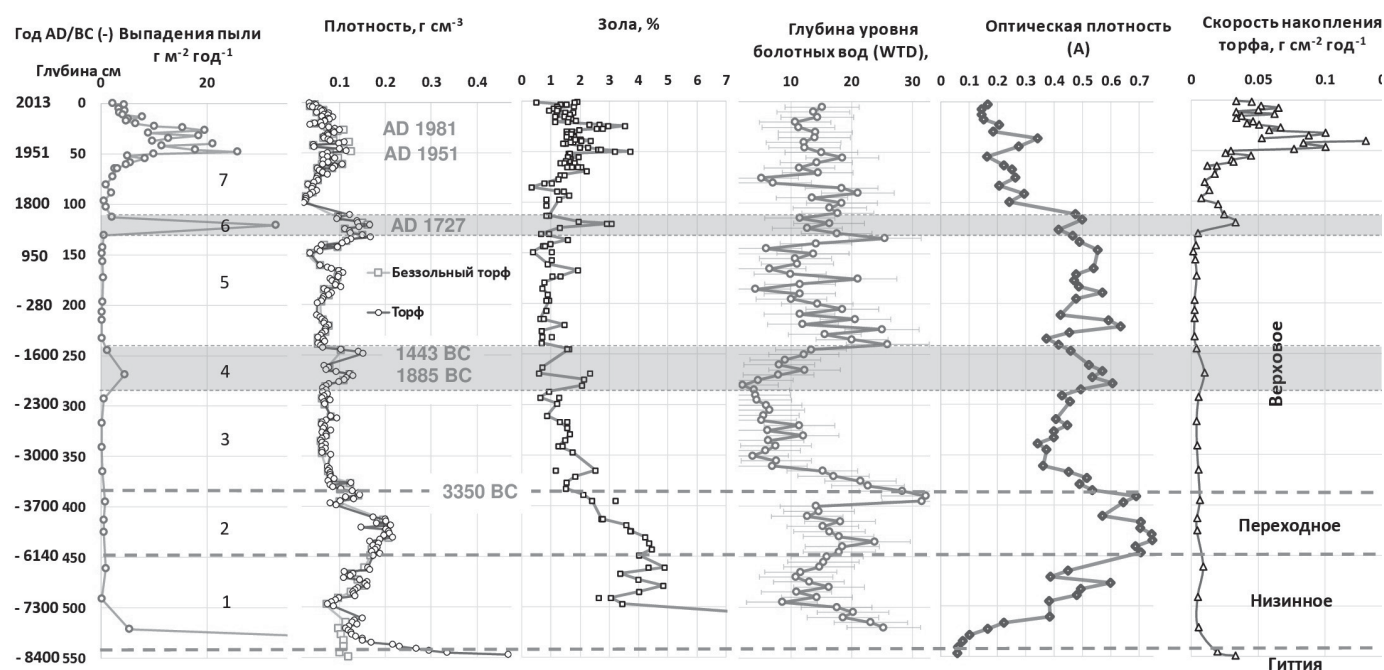


Рисунок 1. Изменение выпадения пыли, плотности и зольности торфа, глубины залегания грунтовых вод (WTD, см), степени гумификации (как оптической плотности щелочного экстракта А) и скорости накопления торфа в отложениях болота Старосельский мох.

6. 130–100 см (450–150 кал.л.н.) – верховое болото. Резкое увеличение потока пыли синхронно с увеличением плотности и скорости накопления торфа и органического углерода. Наблюдается опускание болотных вод и временное увеличение степени гумификации на фоне нисходящего к поверхности тренда. По времени хорошо согласуется с температурным минимумом по данным климатических реконструкций в Фенноскандии [2], соответствующему Малому ледниковому периоду, и извержениями исландских вулканов Орэфайокуль (1727 AD) и Лаки (1783 – 1784 AD).

7. 100–0 см (150 кал.л.н. – настоящее время) – верховое болото; индустриальный период. В этот период связь исследуемых индикаторов с климатом затушевывается с одной стороны сильным антропогенным воздействием (возрастают потоки антропогенной пыли), а с другой – особенностями динамики разложения торфа в условиях акротелма (закономерное уменьшение к поверхности степени гумификации и возрастание скорости накопления торфа). Монотонность этого изменения нарушается в период максимального поступления антропогенной пыли в 40–80-е годы XX в., когда наблю-

даются также максимумы скорости накопления торфа и гумификации.

Таким образом, экосистеме болота Старосельский мох наблюдается согласованное изменение индикаторов влажности климата (сообществ раковинных амёб и степень гумификации торфа), а также высокая (в доиндустриальный период) корреляция между температурой, реконструированной по диатомовым водорослям озёр Фенноскандии [2], выпадениями пыли, плотностью и скоростью накопления торфа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-05-01115а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цыганов А.Н., Бабешко К.В., Новенко Е.Ю., Мальшева Е.А., Пейн Р.Д., Мазей Ю.А. Количественная реконструкция гидрологического режима болот по ископаемым сообществам раковинных амёб // Экология. 2017. № 2. С. 1–9.
2. Korhola A., Weckström J., Holmström L., Eräsio P. A quantitative Holocene climate record from diatoms in Northern Fennoscandia // Quaternary Research. 2000. No 54. P. 284–294.

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СТЕПЯХ ПРИАЗОВЬЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

Л.С. Песочина

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пущино,
ул. Институтская, д. 2, LSPesch@rambler.ru

Проблема истории развития природной среды занимает одно из ведущих мест в сфере интересов ученых в области естественнонаучных дисциплин. В ее решении используется широкий спектр методов и объектов изучения, который, к сожалению, не исключают вероятность искажения реальных событий. Так, источником ошибок при использовании спорово-пыльцевого анализа может быть присутствие в спорово-пыльцевом спектре пыльцы растений, занесенной с больших расстояний ветром или водными потоками, различная пылеватая продуктивность отдельных растений и различная сохранность разных типов пыльцы, что может исказить состав спорово-пыльцевых спектров, а также относительность датировок, получаемых радиоуглеродным методом. Возможны искажения из-за многофакторности формирования стратиграфии донных отложений; сравнения палеопочв, сформированных в различных литолого-геоморфологических условиях, погребенных в разные сезоны, без учета масштабов диагенетических преобразований. С этим, вероятно, в большой степени и связаны разногласия в реконструкции климата отдельных периодов голоцена для некоторых регионов. Поэтому целесообразно комплексное применение различных методов, дополняющих и контролируемых друг друга.

Целью данной работы было выявление основных трендов и масштабов изменчивости природных условий в степях Приазовья во второй половине голоцена на базе исследованных нами педохронорядов с привлечением литературного палеопочвенного [1–3] и палинологического материала [4–7].

Основными объектами изучения послужили палеопочвы разновозрастных археологических памятников, в том числе курганов эпох бронзы (вторая половина III–II тыс. до н.э.), раннего железа (IV в. до н.э. – I в. н.э.) и средневековья (VIII–XII вв. н.э.).

Зафиксирована существенная динамика процессов почвообразования. Наиболее динамичными были процессы, формирующие гумусовый, солевой, гипсовый, карбонатный профили, а также процессы осолонцевания-рассолонцевания. Основной причиной стадийности педогенеза являлись климатические флуктуации. Чередование аридных и гумидных стадий вызывало

смену подтипов черноземов и цикличность изменчивости многих процессов [8, 9]. Выявлены 2000- и 1000-летние временные интервалы в цикличности [10].

На основе регрессионного анализа связи годового количества осадков с некоторыми почвенными показателями проведена оценка вероятных масштабов колебаний увлажненности климата в отдельные периоды голоцена. Амплитуда колебаний среднегодового количества атмосферных осадков в степях Приазовья составляла 380–500 мм. Минимальное их количество (380–400 мм), соответствующее подзоне современных южных черноземов, приходилось на аридную фазу. В гумидные периоды количество осадков достигало 450–500 мм, что характерно для подзоны обыкновенных черноземов.

Проведенные исследования позволили выделить ряд стадий развития степных ландшафтов: три оптимума – гумиды, а также пять аридных стадий, две из которых были более мягкими, три характеризовались значительно большей аридизацией. Середина третьего и первого тысячелетия до н.э., а также XIV–XV вв. н.э. характеризовались резонансным взаимовлиянием экстремумов увлажненности 2000 и 1000 цикличности. Относительно влажный и прохладный климат в эти хроноинтервалы способствовал интенсивному гумусообразованию, увеличению продуктивности растительных ценозов. Почвы этих хроносрезов характеризовались максимальным содержанием гумуса, высокой биогенностью, прекрасной агрегацией, отсутствием легкорастворимых солей и поглощенного натрия в почвенном поглощающем комплексе. Зональным типом растительности были злаково-разнотравные степи. Скифский экстремум увлажненности сменился в III в. до н.э. – I в.н.э. резкой аридизацией, степень которой была сравнима с суббореальным ксеротермом, фиксируемым около 4000 лет назад. В эти хроносрезы общее количество гумуса сокращалось, формировались малогумусированные почвы с ореховато-призматической структурой, наличием легкорастворимых солей, гипса в профиле, развитием процессов осолонцевания. Преобладали ксерофитные злаковые степи. Среднесарматское время явилось переходным от аридных условий к более гумидным, при этом значительные изменения

природной обстановки зафиксированы уже в конце I в.н.э. Сухой климат раннего средневековья сменился экстремальной увлажненностью его финальной части (XIV–XV вв.н.э.). Амплитуда изменчивости увлажненности климата варьировала в пределах 380–500 мм.

Эволюционные преобразования почв происходили на таксономическом уровне подтипа, что обуславливало неоднократную миграцию границ почвенно-географических подзон к югу либо к северу. Наиболее существенные подвижки природных рубежей отмечены в конце III тыс. до н.э. (к северу) и во второй половине II тыс. до н.э. (к югу).

Работа выполнена в рамках Госзадания № АААА-А18-118013190175-5 «Развитие почв в условиях меняющегося климата и антропогенных воздействий».

ЛИТЕРАТУРА

1. Александровский А.Л., Александровская Е.И., Долгих А.В. Эволюция почв и палеосреды античных городов юга европейской России // Известия РАН. Серия географическая. 2010. № 4. С. 73–86.

2. Безуглова О.С., Морозов И.В., Кутровский М.А. Погрешенные почвы Недвиговского городища (Приазовье) и роль древнего антропогенного фактора в формировании черноземов // Почвоведение. 2008. №1. С. 13–21.

3. Хохлова О.С., Дюжова К.В., Гольева А.А., Трифонова Т.А., Бунин Д.С., Ильяшенко С.М., Хохлов А.А. Климат и ра-

стительность античного Танаиса (III в. до н.э. – V в. н.э.) по данным палеопочвенного и палеоботанического анализа // Известия РАН. Серия географическая. 2018. № 5. С. 55–69.

4. Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Красноуцкая К.В. Динамика ландшафтов Приазовья в позднем голоцене // Вестник Южного Научного Центра РАН. 2011. Т. 7. № 3. С. 35–43.

5. Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Красноуцкая К.В. Изменения климата Приазовья в позднем голоцене // Доклады Академии наук. 2012. Т. 44. № 3. С. 320–324.

6. Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на Нижнем Дону и в Калмыкии // Степь и Кавказ. Труды ГИН. М., 1997. Вып. 97. С. 30–45.

7. Борисова О.К. Изменения растительности и климата в зоне степей Европейской части России в голоцене // Динамика современных экосистем в голоцене. Казань: Отечество, 2013. С. 110–113.

8. Песочина Л.С., Гольева А.А., Зайцев С.В. Закономерности изменчивости почв и природных условий северо-восточного Приазовья в среднесарматское время // Почвоведение. 2000. № 6. С. 683–691.

9. Pesochina L.S. The regularities of the Late Holocene soil formation in the Lower Don steppes // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. No.13. P.1–10.

10. Песочина Л.С. Позднеголоценовые климатические ритмы, фиксируемые палеопочвами археологических памятников // Экологический вестник. Минск. 2013. № 1 (23). С. 5–10.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮЖНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА РАЗРЕЗА ИВАНОВСКИЙ ОСТРОВ

Д.В. Петров, Л.А. Савельева, М.В. Шитов, А.Ю. Петров

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9, denicpetrov@gmail.com, l.savelyeva@spbu.ru, envigeo@yandex.ru, petrovalexey1987@gmail.com

В Южном Приладожье известно достаточно много голоценовых разрезов [1–7]. История их исследования на-

считывает не один десяток лет. Однако проблемы изменения состава растительности, вызванного началом освоения территории южного Приладожья, а также вопросы времени появления и распространения антропохоров и культурных злаков остаются до сих пор нерешенными. С целью решения этих проблем был изучен разрез торфяника в районе деревни Ивановский остров, формирование которого началось в пребореальное время и закончилось совсем недавно в связи с проведением мелиоративных работ.

Изученный торфяник находится в центральной части Приладожской низменности на левом берегу р. Волхов на расстоянии около 10 км от современного берега Ладожского озера и в 2 км к северу от пос. Старая Ладога (N 60°01'27.3", E 32°17'30.9"). Торфяник расположен на террасовидной поверхности высотой 15–16 м, которая ограничена хорошо выраженным абразионным уступом. Мощность вскрытой толщи отложений составила 462 см. Пробы на спорово-пыльцевой анализ и радиоуглеродное датирование (Табл. 1) из верхних 172 см

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного анализа разреза
Ивановский остров

Лабораторный номер образца	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст, кал. лет
ЛУ-8955	38–43	1060 ± 80	990 ± 100
ЛУ-8956	97–102	2930 ± 60	3080 ± 90
ЛУ-8957	152–157	3620 ± 50	3940 ± 70
ЛУ-8958	310–320	7720 ± 140	8570 ± 170
ЛУ-8959	450–460	9610 ± 190	10940 ± 270

были отобраны из шурфа, в интервале от 172 см до 492 см при помощи торфяного бура. Всего было изучено 52 образца с интервалом 5–10 см.

Описание вскрытых отложений сверху вниз: 1) торф гумусированный, черный, с корнями современных растений (0–29 см); 2) торф коричневый неслоистый с корнями современных растений (29–38 см); 3) торф коричневый древесный слабо разложившийся с крупными фрагментами древесины (38–97 см); 4) торф желтый слоистый травяной слабо разложившийся с большим количеством травянистых растений хорошей сохранности, (97–152 см); 5) торф древесный слоистый сильно разложившийся с редкими фрагментами древесины, (152–302 см); 6) торф травяной слабо разложившийся слоистый (302–352 см); 7) торф травяной среднеразложившийся, в нижней части содержит включения вивинита (352–412 см); 8) глина светло-желтая, бежевая с большим количеством вивинитовых включений (412–417 см); 9) глина гумусированная темно-серая (417–421 см); 10) глина светло-желтая с гумусированными слоями (421–441 см); 11) Алеврит бежевый слоистый (441–462 см).

По результатам спорово-пыльцевого анализа было выделено 9 локальных палинологических зон (Рис. 1). Палинозоны Ю-1а и Ю-1б соответствуют пребореальному времени. В этот период в спектре преобладает пыльца берёзы, ивы, в верхней части зоны начинает возрастать содержание пыльцы сосны. Среди травянистых растений доминирует пыльца злаковых. Значительную роль играет в спектре пыльца водных растений (*Typha* и *Myriophyllum*). Литологически этим палинозонам соответствуют алевриты в нижней части, а в верхней части глины. По нашему мнению, это свидетельствует о наличии бассейновых условий осадконакопления в это время, что подтверждается значительным участием в

спектре гидрофитов. Палинозона Ю-2 сформировалась в течение бореального периода. Для этого промежуток времени характерно постепенное увеличение содержания доли пыльцы сосны в спектре, также как и пыльцы *Nymphaea*, *Nuphar*, *Menyanthes*, *Syringaceae*. Данной палинозоне в разрезе соответствует торф, что говорит о дальнейшем понижении уровня водоёма и установлении субэкривальных условий осадконакопления, в это время начинают формироваться сосновые леса. Вместе с тем, значительное

присутствие в составе растительности *Nymphaea*, *Nuphar*, *Menyanthes* и *Syringaceae*, свидетельствует о периодическом подтоплении формирующегося торфяника. Спектры палинозон Ю-3а и Ю-3б отражают условия атлантического времени, когда на рассматриваемой территории значительно увеличилась роль широколиственных пород деревьев, а к концу периода – сосны и ели. Уровень Ладожского озера продолжает снижаться, с чем, вероятно, связано исчезновение из спектров пыльцы водных растений. Палинозоны Ю-4а и Ю-4б соответствуют суббореальному периоду голоцена. Этот период характеризуется снижением участия пыльцы сосны в спектрах и существенным увеличением содержания пыльцы берёзы и ольхи. Среди травянистых растений, особенно в палинозоне Ю-4б, отмечается высокое содержание пыльцы *Syringaceae*, вновь в спектрах появляется *Menyanthes*. Такие изменения в составе спорово-пыльцевых спектров могут быть связаны с ладожской трансгрессией. Палинозоны Ю-5а и Ю-5б формировались в субатлантическом периоде. Среди пыльцы древесных пород деревьев преобладают хвойные: в палинозоне Ю-5а пыльца ели, а в палинозоне Ю-5б начинает доминировать пыльца сосны. В палинозоне Ю-5б появляются злаки группы *Cerealia*, а также *Artemisia*, что является признаком присутствия антропогенной нагрузки.

Таким образом, нами получена непрерывная история изменения растительности Южного Приладожья на протяжении последних 9,5 тыс. радиоуглеродных лет. Результаты исследования согласуются с литературными данными и представлениями об изменении уровня Ладожского озера [8]. Присутствие культурных злаков и растений антропохоров фиксируется, начиная с 1000 л.н., что также соотносится с данными исследований других разрезов на Северо-Западе [1, 5–7].

ЛИТЕРАТУРА

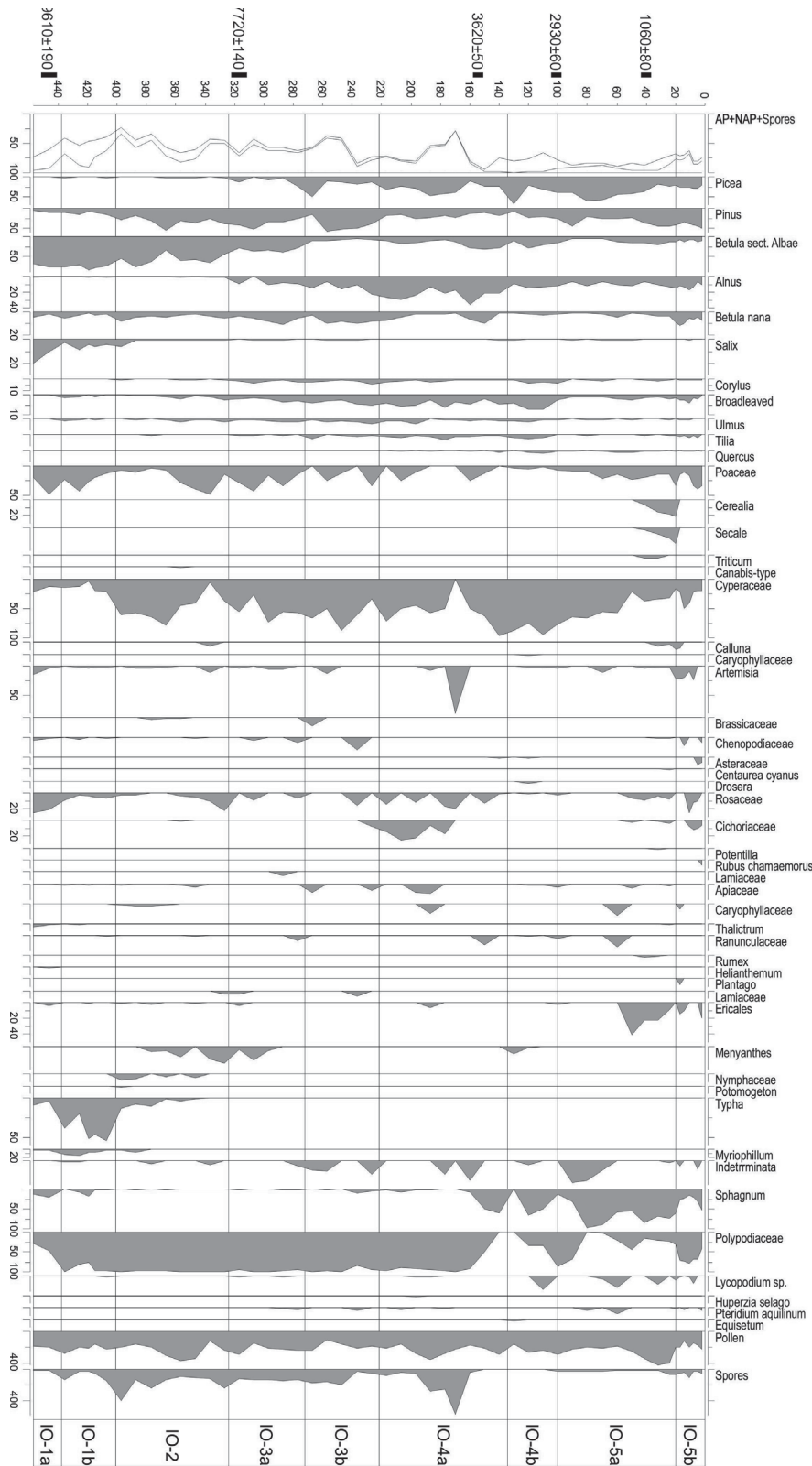


Рисунок 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Ивановский остров (указан некалиброванный радиоуглеродный возраст).

1. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плишивцева Э.С., Макаров А.Я. Позднеголоценовые изменения уровня Волхова в районе Старой Ладogi // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2002. № 4. С. 3–16.

2. Лисицина Г.Н. Вопросы палеогеографии неолита района северо-запада Европейской части СССР // Гурина Н.Н. Древняя история северо-запада европейской части СССР. Прилож. 3. М.; Л., 1961.

3. Марков К.К. Последлениковская история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. 1949. Вып. 12.

4. Знаменская О.М., Соколова В.Б., Хомутова В.И. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южных и западных берегов Ладожского озера // История озер. Вильнюс, 1970. С. 319–331.

5. Семенова Л.Р., Савельева Л.А., Никонов А.А. Новые данные по палеогеографии среднего и позднего голоцена юго-западного Приладожья // VI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Новосибирск: 2009. С. 545–548.

6. Александровский А.Л., Арсланов Х.А., Давыдова Н.Н., Долуханов П.М., Зайцева Г.И., Кирпичников А.Н., Кузнецов Д.Д., Лавенто М., Лудикова А.В., Носов Е.Н., Савельева Л.А., Сапелко Т.В., Субетто Д.А. Новые данные относительно трансгрессии Ладожского озера, образования реки Невы и земледельческого освоения Северо-Запада России // Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 682–687.

7. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.F., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Djinoridze E.N., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko N.V., Savelieva L.A. The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // Quaternary International. 2009. V. 203. P. 33–51.

8. Субетто Д.А. История формирования Ладожского озера и его соединения с Балтийским морем // Общество. Среда. Развитие (Terra Humana). 2007. № 2. С. 111–120.

ПИРОГЕННО-ПОЧВЕННЫЕ АРХИВЫ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА СЕВЕРЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Д.Г. Петров, Н.С. Мергелов, Э.П. Зазовская, А.В. Долгих, С.В. Горячкин

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, pd437807@mail.ru

Пирогенный углерод (PyC) составляет 2,5–5% от пула органического углерода в почвах планеты [1], а в отдельных почвах содержание PyC достигает 30%. Почвы наряду с осадочными породами могут служить источником детальной информации о палеопожарах в различных экосистемах. Однако, несмотря на обилие скрытого в почве углистого материала, изучению именно почвенных архивов пирогенных событий посвящена меньшая доля исследований в особенности по сравнению с архивами в осадочных отложениях. Этот факт демонстрирует глобальная база данных, аккумулирующая информацию по палеопожарам за последние 22 тысячи лет (www.paleofire.org). Среди работ по изучению именно почвенных пирогенных архивов на территории России можно особо выделить исследования А.П. Чевычелова в Восточной Сибири [2] и М.В. Бобровского в европейской части страны [3, 4].

Архивы лесных пожаров часто локализуются в почвенно-геоморфологических ловушках, а именно в полипироциклических почвах, сформировавшихся в различных отрицательных формах рельефа (прежде всего, мезорельефа) вследствие неоднократной активизации послепожарных эрозионных процессов. Карстовые ландшафты, связанные с древними карбонатными и сульфатными породами или с термопросадками на ранних этапах существования ледниковых отложений, предоставляют уникальную ландшафтную матрицу для регистрации пирогенных и эрозионно-аккумулятивных событий.

В качестве объектов настоящего исследования были выбраны полипироциклоземы (иллювиально-гумусовые и иллювиально-железистые подзолы) юго-востока Беломорско-Кулойского плато и междуречья рек Кулой и Пинега (север Архангельской области). На полях замкнутых карстовых воронок (диаметр $n \cdot 10$ м, перепад современной дневной поверхности 1–5 м) на предельно близких расстояниях реализуются аккумулятивная и денудационная модели почвообразования, а пирогенно-почвенные архивы и механизмы записи в днищах, на склонах и высоких бортах воронок дополняют друг друга (Рис. 1). Эта регулярная сетка комплементарных

архивов содержит информацию о пирогенных событиях и этапах почвообразования на протяжении всего голоцена.

Во всех изученных карстовых воронках обнаружены серии погребённых вследствие послепожарной эрозии подзолов (до 6 профилей в 1 воронке), разделённых пирогенными горизонтами разной мощности с высоким содержанием углистого материала. Углистые частицы образовывали как отдельные ярко выраженные прослои, залегающие согласно с формой склонов карстовой воронки, так и были перемешаны с материалом минеральных горизонтов E, BF, BH, BHF и BC. Для углей были получены радиоуглеродные AMS даты в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН (индекс IGANAMS). Калибровка радиоуглеродных дат проводилась в программе OxCal v4.3.2 на основе калибровочной кривой IntCal 13. Калиброванный радиоуглеродный возраст углей (Рис. 2) из самых нижних горизонтов составил $10261 \pm 36 - 9778 \pm 75$ cal BP, а углистый материал самого молодого из погребённых пирогенных горизонтов имел возраст $120 \pm 77 - 82 \pm 64$ cal BP, что согласуется с историческими данными о последних пожарах.

Тенденция к увеличению радиоуглеродного возраста с глубиной не всегда сохранялась, что связано с турбационными процессами второго порядка (прежде всего вывалами), нарушившими исходную последовательность пирогенных горизонтов, которая сформировалась в результате послепожарных эрозионно-аккумулятивных процессов.

Выводы. В районе исследования на севере Архангельской области лесные пожары регулярно происходили на протяжении почти всего голоцена. Они различались по интенсивности, сторевшей биомассе, интенсивности послепожарных эрозионно-аккумулятивных процессов, что выражено в различной мощности и морфологии пирогенных горизонтов, количестве и фракционном составе углей в них. Почвообразование в межпирогенные стадии сохраняло единое направление на протяжении как минимум 10 тысяч лет – профили подзолов регулярно реплицировались.

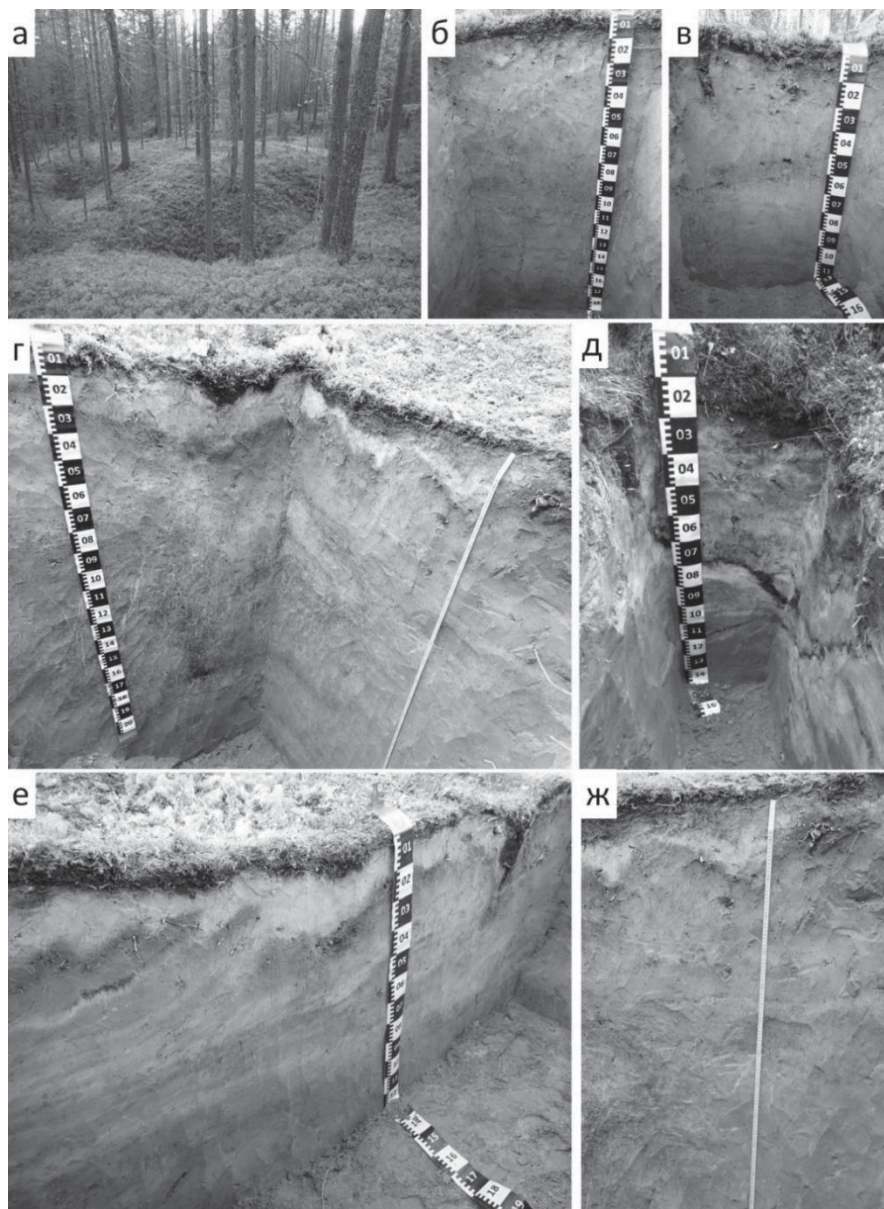
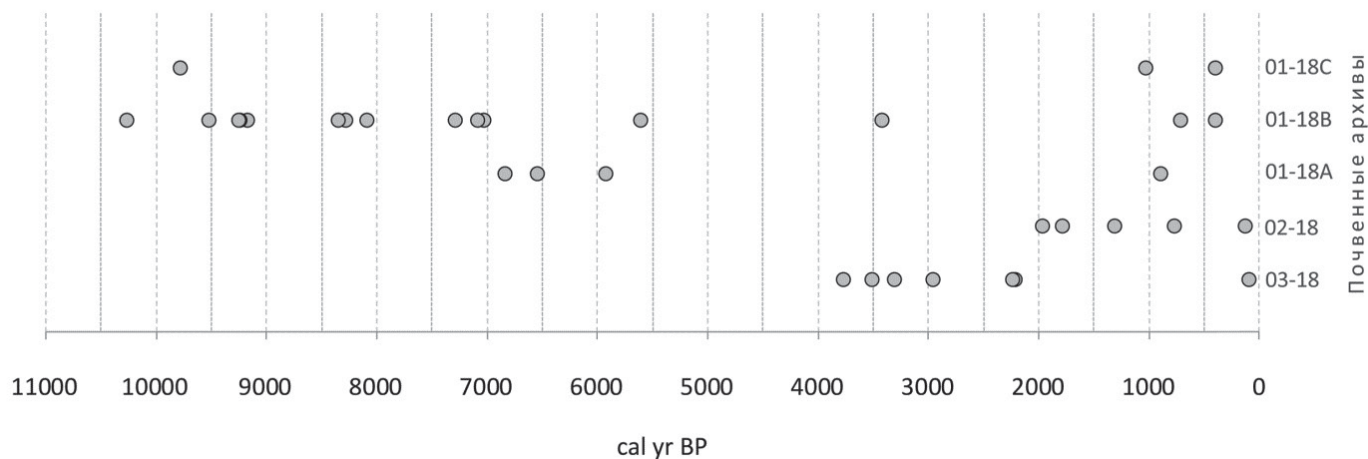


Рисунок 1. Архивы палеопожаров в полипироциклозах (иллювиально-гумусовых и иллювиально-железистых подзолах) на полях карстовых воронок на севере Архангельской области: а – регулярная матрица воронок в лесу с преобладанием пиропитных пород, преимущественно *Pinus sylvestris* (верховья р. Кулой); б, в – пирогенно-почвенные архивы на мезоповышениях, доминируют механизмы погребения углей, связанные с ветровальными циклами, в сочетании с слепожарной денудацией; г, д – центральная часть воронок различной формы, зона аккумуляции углистых частиц в результате циклов слепожарной эрозии; е, ж – пологие борта воронок с послыонным заполнением микродепрессий в результате склоновых процессов, регулярно активизировавшихся после пожаров.

Рисунок 2. Распределение средних значений интервалов калиброванного ^{14}C возраста (cal BP) углистых частиц (> 0,4 мм) в нескольких комплементарных пирогенно-почвенных архивах, расположенных в карстовых воронках (верховья р. Кулой, Архангельская область, 64,7463° с.ш., 43,3861° в.д.).



Нередко исследования пирогенно-почвенных архивов проводятся отдельно для положительных или отрицательных форм рельефа, используются единичные трансекты. Работа с трехкомпонентной системой (дно-склон-верхний борт воронки) позволит более полно описать локальные пирогенные события, избегая завышения или занижения в оценке концентрации антракомассы. На новом этапе исследования также планируется детализировать последние этапы пирогенеза при помощи дендрохронологических исследований и провести идентификацию сгоревших древесных пород.

Работа выполняется в рамках проекта РФФИ №19-29-05238 «Почвы как архивы пирогенных событий: климатические сигналы, этапы почвообразования, циклы углерода».

ЛИТЕРАТУРА

1. Bird M.I., Wynn J.G., Saiz G., Wurster C.M., McBeath A. The pyrogenic carbon cycle // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2015. V. 43. P. 273–298.
2. Чевычелов А.П. Пирогенез и горно-таежное континентальное гумидное автоморфное почвообразование на северо-востоке Азии (на примере Южной Якутии). Новосибирск: СО РАН, 1997.
3. Бобровский М.В. Лесные почвы Европейской части России: биотические и антропогенные факторы формирования. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 481 с.
4. Bobrovsky M.V., Kupriaynov D.A., Khanina L.G. Anthracological and morphological analysis of soils for the reconstruction of the forest ecosystem history (Meshchera Lowlands, Russia) // *Quaternary International*. 2019. V. 516. P. 70–82.

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОСЕЛЕНИЯ ЭПОХИ БРОНЗЫ ЯМГОРТ-1

Л.Н. Плеханова¹, О.С. Тупахина², Д.С. Тупахин², Р.А. Колесников³, Н.Н. Каширская¹,
А.А. Петросян⁴, Е.Н. Моргун², Р.И. Локтев^{2,5}

¹ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, dianthus1@rambler.ru

² Научный центр изучения Арктики, 629008, РФ, г. Салехард, ул. Республики, д. 73

³ Департамент природно-ресурсного регулирования, лесных отношений и развития нефтегазового комплекса ЯНАО, 629008, РФ, г. Салехард, ул. Матросова, д. 29

⁴ Пущинский государственный естественнонаучный институт, 142290, РФ, г. Пущино, просп. Науки, д. 3

⁵ Институт водных и экологических проблем СО РАН, 656038, РФ, г. Барнаул, ул. Молодежная, д. 1

Рассмотрение разновозрастных культурных слоев (далее КС) дает возможность проследить природные процессы в их динамике, изменение слоя под влиянием зональных климатических условий, оценить время восстановления почвами своих прежних свойств и функций, преобразованных деятельностью человека. В настоящее время сложилось представление, что КС необходимо рассматривать как результат процесса преобразования почв вследствие деятельности человека и наложения на него естественных процессов [1]. Заполнитель культурного слоя обычно формируется из материала исходной почвы или породы с примесью остатков строительного и бытового мусора [2].

Почвоведов интересуют вопросы химизма культурных слоев, их образования, и конечно, возможности использования «датированных» археологическими находками субстратов для решения вопросов генезиса почв. Утвердилось представление о том, что в профи-

ле полноразвитых почв датированные культурные слои выступают в роли хронологических реперов, то есть вышележащие почвенные горизонты могут быть только моложе этой даты. Такие реперы позволяют более обоснованно судить о факторе времени в эволюции почв на таких сложных объектах как поселения [3], а почвы поселений в пионерных работах стали объектом Красной книги почв России [4]. Изучение биологической памяти почв приводит к результатам как при оценке инфраструктуры поселений [5–7], позволяет идентифицировать тонкие прослой шерстяных субстратов погребальных памятников [8]. Направлением становится изучение перевыпаса в окрестностях древних поселений [9], и ферментативной активности КС поселений [3, 10].

Для КС характерна неоднородность, подщелачивание, обогащение гумусом и фосфором. КС фиксируют древнюю поверхность, поэтому наибольшие изменения претерпевают верхние горизонты почв: преобразуется

структура, увеличивается плотность, уменьшается порозность, меняется водный и воздушный режимы. КС как древних поселений, так и современных городов неоднороден как морфологически, так и в пространственном распределении по площади поселения. Во время бытования поселения КС обогащается органическим веществом [11] и фосфором; появляются многочисленные включения, связанные с деятельностью населения [12]. При минерализации поступившего в почву органического вещества фосфор закрепляется в виде трудно растворимых фосфатов кальция, сохраняющихся сотни и тысячи лет. Формируются зоны или слои концентрации этого элемента. Применение фосфатного метода в археологических полевых работах для установления мест древних поселений эпохи поздней бронзы (XV–XIII вв до н.э., Ерзовка-I; [13]), а также для уточнения деталей раскопок [5, 14] позволяет значительно сократить объем разведывательных работ. Повышение фосфора в 2–3 раза по сравнению с фоном отмечается в КС памятников таежно-лесной зоны Западной Сибири [15].

Поселение Ямгорт-I расположено в Ямало-Ненецком автономном округе, на поверхности 5-метровой надпойменной террасы реки Сыня, сложенной песчаными и супесчаными отложениями. Территория занята смешанными редкостойными лесами северотаежных ландшафтов. Древесный ярус сформирован кедром, елью и березой (4КЗЕЗБ). Кустарниковый ярус представлен багульником, можжевельником, шиповником, шикшей. В районе исследования формируются подзолы гумусово-иллювиально-железистые, образуя сочетания с подбурами.

На территории поселения был заложен раскоп, вскрывший антропогенно-преобразованные почвы (палеоурбаноземы), и почву окраины поселения. Некоторые химические свойства почв и культурных слоев представлены в табл. 1. Использованы общепринятые методы определения [16] на приборной базе ЦКП ИФ-ХиБПП РАН: Сорг по Тюрину; фосфаты по Кирсанову фотометрически на спектрофотометре UNICO-1200, США, 2012; гранулометрический состав пирофосфат-

Таблица 1. Некоторые химические и ферментативные свойства почв и культурных слоев поселения эпохи бронзы Ямгорт-I.

№ по протоколу отбора	Квадрат археологической сетки, глубина отбора образца, (средняя), см	С орг, %	Fe, по Тамму, %	P ₂ O ₅ , мг/100 г	Фосфатаза, мкг P ₂ O ₅ /г почвы час
Квадрат Б-8, стратиграфические слои поселения					
1	Б-8/+12	0,37	0,16	38,9	5,96
2	Б-8/+2-0	0,78	0,24	38,4	5,07
3	Б-8/-3(2УГ)	0,48	0,21	40,5	3,30
4	Б-8/-7(2УГ)	1,36	0,18	19,2	14,88
5	Б-8/-10	1,46	0,12	18,7	8,02
6	Б-8/-30-40	0,47	0,15	25,0	5,29
7	Б-8/-70 (1)	1,45	0,12	15,7	0,88
8	Б-8/-70 (2)	0,15	0,13	21,5	1,18
Почва окраины поселения					
31	Я-1/2-7	1,47	0,17	35,2	20,55
32	Я-1/ 7-18	0,33	0,16	28,5	4,48
33	Я-1/18-23	0,54	0,21	48,5	3,24
34	Я-1/23-30	1,09	0,19	19,0	5,45
35	Я-1/30-40	0,29	0,22	43,3	3,87
36	Я-1/40-50	0,37	0,17	38,4	2,64
37	Я-1/50-60	0,27	0,19	92,8	2,38
38	Я-1/60-78	0,10	0,15	23,9	0,91
39	Я-1/78-100	0,07	0,14	14,8	0,95

ным методом; железо оксалаторастворимых соединений по Тамму на атомно-абсорбционном спектрометре Atomic Absorption Spectrometer Perkin Elmer AAnalyst 400, США. Почвы поселения Ямгорт являются связными и рыхлопесчаными.

Ферментативную активность почвенных образцов определяли по количеству продукта реакции, образованного в течение 1 часа при избытке внесенного в почву субстрата. Для оценки фосфатазной активности в качестве субстрата использовали фенолфталеин фосфат натрия по методу Галстяна–Арутюнян. Фосфатазная активность выполнена в пяти повторностях, взято среднее значение.

В квадрате Б-8 отмечено три углеродных максимума: верхний связан с вымыванием гумуса и железа, а два нижних (по полтора процента углерода – как в верхних горизонтах современных дневных почв) – явные свиде-

тельства двух этапов хозяйствования на территории и чуть ниже каждого из них – два максимума содержания фосфатов (до 25 мг-экв на 100 г почвы), что связано с двумя этапами формирования культурного слоя. Максимумы фосфатов не совпадают с максимумами фосфатной активности, последние лежат еще ниже в обоих случаях. В почве окраины поселения на глубине 23–30 см также максимум содержания углерода (1,1%), почти достигающий показателей дневной почвы (1,5%), второй обогащенный органикой горизонт на глубине 40–50 см (0,37%), и чуть глубже абсолютный максимум накопления фосфатов до 93 мг-экв на 100 г почвы, вероятно, идентифицирующий свалку отходов. Во всех разрезах зафиксировано вымывание полуторных оксидов железа и гумуса, что свидетельствует о процессах элювиирования-иллювиирования.

Почвы поселения Ямгорт представляют собой редкий изученный образец формирования древних палеоурбаноземов эпохи бронзы северных экосистем.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 18-09-40011 «Урал и Западная Сибирь в археологической ретроспективе: важнейшие открытия, ритмы, феномены и парадоксы развития».

ЛИТЕРАТУРА

1. Сычева С.А. Почвенно-геоморфологические аспекты формирования культурного слоя древних поселений // Почвоведение. 1994. № 3. С. 28–33.
2. Урусевская И.С., Соловьева-Волынская Т.В., Таргульян В.О. Антропогенные почвы острова Валаам. // Почвоведение. № 11. 1989. С. 36–47.
3. Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Удальцов С.Н., Чернышева Е.В., Борисов А.В. Механизмы и временной фактор функционирования ферментативной организации палеопочв // Биофизика. 2017. Т. 62. № 6. С. 1235–1244.
4. Плеханова Л.Н. Проблемы поиска эталонных почв степного Зауралья для создания Красной книги почв // Аридные экосистемы. 2017. Т. 23. № 3 (72). С. 50–58.
5. Борисов А.В., Бухонов А.В., Гак Е.И., Плеханова Л.Н. Инфраструктура катакомбного поселения Рыкань-3 в свете междисциплинарных исследований // Археология Восточно-Европейской степи. Материалы IV Нижневолжской международной археологической конференции. 2013. С. 66–74.
6. Плеханова Л.Н., Ткачев В.В. Физико-химические свойства почв многослойного поселения эпохи бронзы в окрестностях г. Гай // Поволжская археология. 2013. № 4(6). С. 225–234.
7. Kashirskaia N.N., Chernysheva E.V., Plekhanova L.N., Borisov A.V. Thermophilic microorganisms as an indicator of soil microbiological contamination in antiquity and at the present time. / Intern. multidisciplinary scientific GeoConference-SGEM. 2019. V.19. № 3.2. P. 569–574.
8. Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Петросян А.А., Потапова А.В., Сыроватко А.С., Клещенко А.А., Борисов А.В. Подходы к выявлению шерсти по численности кератинолитических микроорганизмов в грунтах древних и средневековых погребений // Нижневолжский археологический вестник. 2018. Т. 17 № 2. С. 95–107.
9. Плеханова Л.Н. Антропогенная деградация почв речных террас Волго-Уральского региона в эпоху бронзы и ее влияние на современный почвенно-растительный покров // Аридные экосистемы. 2019. V. 25. № 3(80). P. 53–59.
10. Plekhanova L.N. Cellulase activity in anthropogenically disturbed chernozems // Intern. multidisciplinary scientific GeoConference-SGEM, 2018. V. 18. No 5.2. P. 173–179.
11. Дергачева М.И., Вашукевич Н.В., Градина Н.И. Гумус и голоцен-плиоценовое почвообразование в Предбайкалье // Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2000. 204 с.
12. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология. Пушкино: ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
13. Детюк А.Н., Тараненко Н.П. Анализ почв на содержание фосфатов как метод определения мест расположения древних поселений // Естественно-научные методы в полевой археологии. Вып.1. М.: Ин-т археологии РАН, 1997. С. 43–58.
14. Демкин В.А., Дьяченко А.Н. Итоги палеопочвенного изучения поселения Ерзовка-I в Волгоградской обл. // Российская археология. 1994. № 3. С. 216–222.
15. Коркина И.Н. Почвы археологических памятников как антропогенно-природные образования (на примере памятников таежно-лесной зоны Западной Сибири) // Современные проблемы популяционной, исторической и прикладной экологии. Вып. 2. Материалы конфер. молодых ученых. Екатеринбург. 2001. С. 112–120.
16. Ариунушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Издательство Московского университета, 1970. 487 с.

АСИНХРОННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАУН МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЕВРОПЫ НА РУБЕЖЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

А.Ю. Пузаченко, А.К. Маркова

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29,
puzak@igras.ru, amarkova@list.ru

Палеонтологическая летопись предоставляет обширную информацию о прошлом разнообразии млекопитающих и видовом богатстве. Эти данные имеют особое значение для восстановления эволюции наземных экосистем в позднем плейстоцене и голоцене (MIS 3 – MIS 1) в период резких изменений глобального климата. Эта информация лежит в основе гипотез о воздействии на биоту аналогичных климатических изменений в будущем. История европейской фауны млекопитающих в позднем плейстоцене – голоцене достаточно полно документирована на основе анализа сотен и тысяч местонахождений [1–5 и мн. др.]. Одним из ключевых климатических событий был переход между последним оледенением плейстоцена к межледниковью голоцена. Формальная стратиграфическая граница между плейстоценом и голоценом принимается по [6] и находится в районе 11700 тыс. лет с максимальной ошибкой 99 лет. Однако и до и после этой условной «границы» фауна претерпевала эволюционные преобразования. Наши исследования состава региональных фаун крупных и среднеразмерных млекопитающих Восточной Европы [7, 8] показали, что изменения видового состава в конце позднего плейстоцена были нелинейными и необратимыми. «Переход» между комплексами крупных млекопитающих плейстоцена и голоцена был очень резким, практически скачкообразным. Последующие исследования, включающие всю фауну млекопитающих Европы, датированную интервалом ~50–5 тыс. лет назад, выявили гораздо более сложную и неоднозначную реакцию комплексов млекопитающих на изменения гло-

бального климата [9, 10]. Нами была реконструирована эволюция фаун 19 регионов Европы (Рис. 1). Для каждого из них были построены многомерные модели (число координат от 2 до 5), воспроизводящие динамику состава и видового богатства региональных фаун (пример на рис. 2). Результаты этой работы [10] позволили

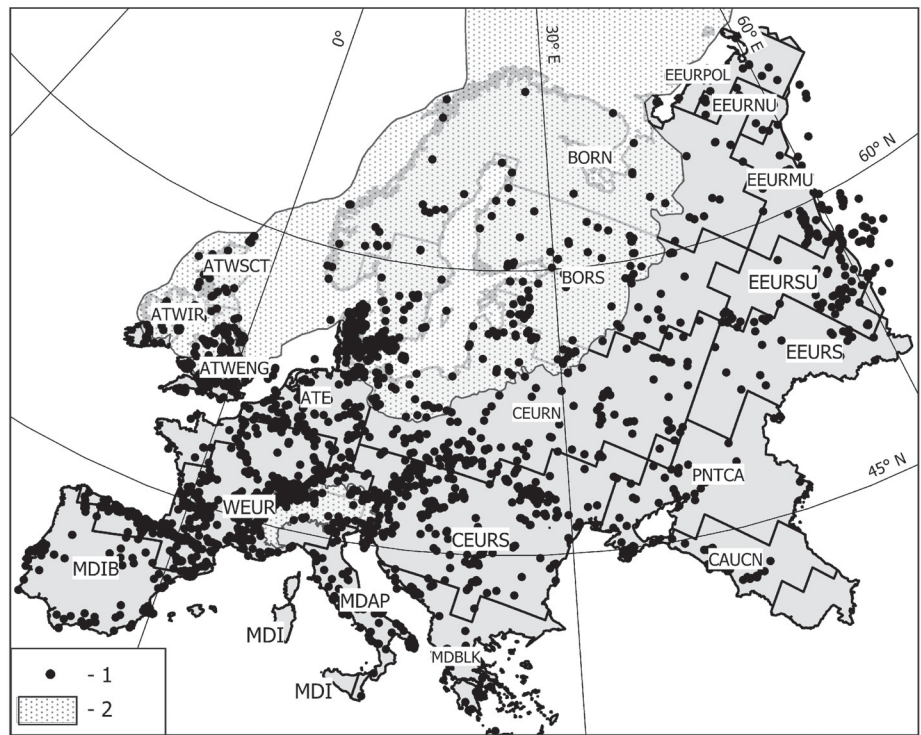


Рисунок 1. Биорегионы Европы и пример [10]: 1 – палеонтологические и археологические местонахождения; 2 – скандинавский ледниковый щит 20 тыс. лет назад.

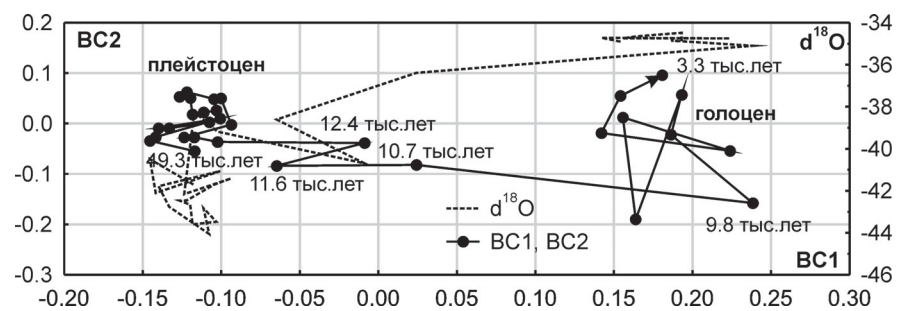


Рисунок 2. Модель эволюции комплекса млекопитающих центрально-европейского северного (CEURN) региона: BC1, BC2 – координаты модели.

Таблица 1. Оценка времени изменений состояния региональных фаун млекопитающих в конце позднего плейстоцена – голоцене Европы относительно первой (BC1) и второй (BC2) координат модели; коэффициенты корреляции Спирмена с климатической переменной $\delta^{18}\text{O}$, ‰ и видовым богатством (SPN)

Регион	BC1, тыс. лет	BC2, тыс. лет	BC1		BC2	
			$\delta^{18}\text{O}$	SPN	$\delta^{18}\text{O}$	SPN
MDIB	11.1, 11.9–10.2	–	0.77, <0.01	-0.92, <0.01	-0.44, <0.05	не достов.
MDAP	–	8.3, 9.4–7.2	0.47, <0.05	-0.51, <0.01	-0.65, <0.01	не достов.
MDBLK	12.3, 12.8–11.9	8.0 (?), 8.7–7.4	0.85, <0.05	не достов.	не достов.	не достов.
PNTCA	11.9, 12.8–11.0	–	0.38, <0.04	-0.62, <0.05	не достов.	0.48, <0.05
CAUCN	11.6 (?), 13.7–9.4	–	0.65, <0.01	-0.71, <0.01	не достов.	не достов.
WEUR	11.6, 13.7–9.4	13.0, 15.7–10.2	0.78, <0.01	-0.87, <0.01	-0.86, <0.01	0.52, <0.01
ATE	7.6, 8.7–6.6	–	0.53, <0.01	-0.69, <0.01	-0.78, <0.01	не достов.
CEURS	13.0, 15.8–10.2	–	0.88, <0.01	-0.60, <0.01	не достов.	0.55, <0.01
CEURN	12.0, 13.7–10.2	–	0.74, <0.01	-0.81, <0.01	не достов.	не достов.
ATWSCT	9.9, 11.0–8.7	–	0.64, <0.01	0.46, <0.05	не достов.	0.66, <0.01
ATWIR	10.0 (?), 10.6–9.4	–	0.45, <0.05	-0.83, <0.01	-0.47, <0.05	не достов.
ATWENG	11.5, 12.8–10.2	–	0.84, <0.01	-0.40, <0.05	-0.49, <0.01	-0.44, <0.05
BORS	13.4, 15.8–11.0	13.3, 14.7–11.9	0.74, <0.01	0.81, <0.01	0.45, <0.05	не достов.
BORN	11.5, 11.9–11.0	–	0.87, <0.01	0.56, <0.01	не достов.	не достов.
EEURS	10.2 (?), 11.0–9.4	–	0.62, <0.01	0.85, <0.01	не достов.	не достов.
EEURSU	–	14.8, 15.8–13.7	не достов.	не достов.	-0.84, <0.01	0.55, <0.01
EEURMU	16.9, 18.0–15.8	–	0.81, <0.01	не достов.	не достов.	0.62, <0.01

Примечание: «←» – переход между плейстоценом и голоценом не выражен.

оценить время «перехода» между двумя глобальными состояниями фаун (табл. 1). Наблюдается существенный разброс времени этого «перехода» в разных регионах. Относительно первой координаты моделей (BC1), в основном коррелирующей с температурной переменной $\delta^{18}\text{O}$, ‰ (Greenland Ice Core Chronology) и видовым богатством, середина «переходного» интервала варьирует от ~16900 (регион EEURMU) до ~7600 лет назад (ATE), а относительно второй координаты (BC2) – от ~15700–14800 (WEUR, EEURSU) до 8300–8000 (MDAP, MDBLK) лет назад. В разных биорегионах Европы изменения структуры фаун млекопитающих и видового богатства происходили с различной скоростью в конце плейстоцена – начале голоцена, без четкой «привязки» к климато-стратиграфической границе между ними. Региональные фауны среднего, южного Урала и, вероятно, региона, прилегающего к ним с юга (EEURS), не претерпели существенных структурных изменений на рубеже плейстоцена и голоцена. Фауна Апеннинского п-

ова также демонстрирует относительную устойчивость со второй половины MIS 2. Работа выполнена по теме Государственного задания № 0148-2019-0007 (AAAA-A19-119021990093-8).

ЛИТЕРАТУРА

1. Torre D., Abbazzi L., Ficarelli G., Masini F., Mezzabotta C., Rook L. Changes in mammal assemblages during the Lateglacial-earliest Holocene // *Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences*. 1996. V. 9. № 2. P. 551–560.
2. Dinnis R., Pate A., Reynolds N. Mid-to-late Marine Isotope Stage 3 mammal faunas of Britain: a new look // *Proceedings of the Geologists' Association*. 2016. V. 127. P. 435–444.
3. Fernández-García M., López-García J.M., Lorenzo C. Palaeoecological implications of rodents as proxies for the Late Pleistocene-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Iberia // *Comptes Rendus – Palevol*. 2016. V. 15. P. 707–719.

4. *Markova A.K., Puzachenko A.Y., van Kolfschoten T.* The North Eurasian mammal assemblages during the end of MIS 3 (Brianskian-Late Karginian-Denekamp Interstadial) // *Quaternary International* 2010. V. 212. P. 149–158.

5. *Маркова А.К., ван Кольфсхотен Т., Бохнке Ш., Косинцев П.А., Мол И., Пузаченко А.Ю., Симакова А.Н., Смирнов Н.Г., Верпоорте А., Головачев И.Б.* Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.). Отв. ред. А.К. Маркова, Т. ван Кольфсхотен. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2008. 556 с.

6. *Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Swynar L. C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander, J.* Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *Journal of Quaternary Science*. 2009. V. 24. P. 3–17.

7. *Puzachenko A.Yu., Markova A.K.* Mammal diversity during the Pleistocene–Holocene transition in Eastern Europe // *Integrative Zoology*. 2014. V. 9. P. 461–470.

8. *Puzachenko A.Yu., Markova A.K.* Diversity dynamics of large- and medium-sized mammals in the Late Pleistocene and the Holocene on the East European Plain: Systems approach // *Quaternary International*. 2016. V. 420. P. 391–401.

9. *Маркова А.К., Пузаченко А.Ю.* Реконструкция изменений палеосреды в районе Костенок и прилегающих территорий в течение позднего плейстоцена по данным млекопитающих // *Естественно-научные методы в изучении и сохранении памятников Костенковского-Борщевского археологического района*. Воронеж: Воронежский университет, 2017. С. 48–57.

10. *Puzachenko A.Yu., Markova A.K.* Evolution of mammal species composition and species richness during the Late Pleistocene – Holocene transition in Europe: A general view at the regional scale // *Quaternary International*. 2019. (In press) DOI:10.1016/j.quaint.2018.12.025

ИЗМЕНЕНИЕ УВЛАЖНЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ НА ЮГЕ ПРИМОРЬЯ ПО ДАННЫМ РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ И ДОЛИННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Н.Г. Разжигаета¹, Л.А. Ганзей¹, Т.А. Гребенникова¹, Л.М. Мохова¹, Т.В. Корнюшенко¹,
Е.П. Кудрявцева¹, П.С. Белянин¹, Т.А. Копотева², М.А. Климин², Х.А. Арсланов³,
Ф.Е. Максимов³, А.Ю. Петров³

¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, РФ, г. Владивосток, ул. Радио, д. 7,
nadyar@tigdvo.ru

² Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, 680000, РФ, г. Хабаровск, ул. Дикопольцева,
д. 56, kopoteva@iver.as.khb.ru

³ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, В.О.,
Университетская наб., д. 7–9, arslanovkh@mail.ru

Горные ландшафты являются динамичными геосистемами, чувствительными к изменениям природной среды, поэтому рассматриваются как информативные объекты для изучения короткопериодических климатических изменений в голоцене. Специфику развития горных ландшафтов юга Дальнего Востока во многом определяет муссонный характер атмосферной циркуляции, контролирующей неравномерное выпадение осадков в течение года. Исследования, выполненные для Китая, Кореи, Японии показали сильную изменчивость интенсивности Азиатского муссона в голоцене [1, 2, 3 и др.]. Меньше данных о связи динамики растительности с изменением муссонной циркуляции в голоцене получено для северной области распространения муссона [4, 5]. Целью исследований является анализ реакции горных и долинных ландшафтов на изменения темпе-

ратурного режима и увлажнения, сопоставление выделенных рубежей в развитии ландшафтов с проявлением глобальных палеоклиматических событий и данными по динамике летнего муссона в регионе.

В качестве объекта для реконструкций выбрано полеозеро на Борисовском (Шуфанском) плато, входящем в систему Восточно-Маньчжурских гор. Здесь вскрыт разрез торфяника мощностью 2.25 м. Реконструкция долинных ландшафтов проведена на примере бассейна р. Раздольная в районе Старореченского городища, где изучено два разреза отложений высокой поймы, включающих две аллювиально-почвенных серии. Изучение разрезов включало ботанический, диатомовый, спорово-пыльцевой анализы. Для определения хронологии событий использованы данные радиоуглеродного датирования и положение маркирующего пе-

пла В-Тм влк. Байтоушань (946–947 г. н.э.). Возрастная модель построена по программе Vacon 2 [6].

Комплексное изучение разреза на Борисовском плато позволило восстановить первую наиболее длительную для голоцена летопись палеогеографических событий для горных территорий крайнего юга Приморья за последние 9700 кал. лет. Развитие палеозера и окружающих ландшафтов проходило в контрастных климатических условиях. Менялись не только температурный фон, но и увлажнение, которое во многом контролировалось интенсивностью летнего муссона. Озеро прошло 4 стадии увлажнения (9700–7490 кал. л.н.; 6930–3740 кал. л.н.; 1075–360 кал. л.н.; последние 200 кал. лет) и 3 стадии иссушения (7490–6930 кал. л.н.; 3740–1075 кал. л.н.; 360–200 кал. л.н.) с рядом мелких флуктуаций. Ранний голоцен характеризовался большой сезонной контрастностью температур. В северном полушарии этот период отличался высокой летней инсоляцией, солнечная радиация была на 7% выше, чем в настоящее время [3]. Озеро хорошо прогревалось в летний сезон (до 8455 кал. л.н.). Признаком хорошего прогрева палеозера является находка в составе диатомей *Eunotia monodon* var. *tropica*, характерного для тропических и субтропических водоемов Юго-Восточной Азии. Максимальное содержание этого вида отмечено ~9700–9070 кал. л.н. По обрамлению озера существовало сфагновое болото с преобладанием *Sphagnum jensenii* и *S. lindbergii*, которое развивалось стабильно ~2070 лет.

Снижение температуры на Борисовском плато началось ~9070 кал. л.н. Нестабильные климатические условия были ~8455–7490 кал. л.н. В летний сезон озеро стало меньше прогреваться. Минимальные значения содержания пыльцы широколиственных (25%) указывают на похолодание ~8455–8250 кал. л.н., зафиксированное во многих регионах северного полушария. В Восточной Азии оно сопровождалось снижением увлажнения, связанным с ослаблением летнего муссона ~8400–8100 кал. л.н., что установлено для северо-востока Китая, Приамурья и Сахалина [1, 4, 5]. Тенденция к осушению палеозера хорошо совпадает с общей ситуацией в регионе.

Гидрологический режим в котловине резко изменился ~7630 кал. л.н. Начались длительные засушливые сезоны, чередовавшиеся с ливнями, усилилась роль грунтовых вод. По-видимому, это связано с перестройкой атмосферной циркуляции. Данные по региону свидетельствуют, что летний муссон стал интенсивным [5]. Усилилось и влияние моря на ландшафты плато. Около озера на осушенных участках стало развиваться гипновое болото, на месте которого с оптимума голоцена развивались сообщества с преобладанием трав. Сниже-

ние обводнения котловины в позднем голоцене привело к развитию кустарникового яруса на болоте. Условия стали еще более засушливыми ~3740 кал. л.н. Наиболее сухие обстановки начались с похолодания ~3050 кал. л.н. и продолжались до 1075 кал. л.н. Тенденция к иссушению ~3100–2700 кал. л.н. отмечена и для болотных массивов Сихотэ-Алиня (Шкотовское, Сергеевского плато, урочище Мута, Шандуйские озера). Особенно засушливые условия были 2700–2000 кал. л.н. [7, 8]. В малый оптимум голоцена увлажнение палеозера Борисовского плато резко увеличилось, особенно с 940 кал. л.н. Малый ледниковый период также был влажным. Максимальное обводнение котловины было последние 200 лет.

Изменения увлажнения хорошо выражены и в развитии долинных ландшафтов р. Раздольная. Изученные разрезы фиксируют 5 этапов развития долины в условиях разной водности: 1) завершающий этап среднего голоцена с активной аккумуляцией наносов в условиях полноводной реки; 2) длительный этап снижения водности, начавшийся в похолодание 2.7 тыс. л.н. и длившийся около 1400 лет, когда на пойме образовалась мощная почва; 3) умеренно влажная фаза средневековья, когда существовало городище; 4) влажные фазы малого ледникового периода с накоплением пойменных суглинков и супесей; 5) небольшое снижение водности, когда начала формироваться поверхностная почва (предположительно с XIX века).

Хвойно-широколиственные леса в горах Юго-Западного Приморья существовали с раннего голоцена, но пропорции участия разных видов древесных пород в разные периоды существенно менялись. Наибольший расцвет широколиственных лесов наблюдался в потепление ~9490–9280 кал. л.н. С этого времени на плато были развиты кедрово-широколиственные леса. Роль кедра корейского постепенно увеличивалась, экспансия этого вида вплоть до развития кедровников произошла ~7630 кал. л.н. В это время стала наблюдаться резкая дифференциация увлажнения по сезонам. Роль кедра корейского несколько снизилась в условиях постепенного снижения температур и уменьшения увлажнения в позднем голоцене. Широколиственные леса с пихтой были развиты ~8870–8040 кал. л.н. Роль темнохвойных особенно возросла при росте увлажнения в малый оптимум голоцена и малый ледниковый период.

Период высокой повторяемости пожаров на Борисовском плато был более длительным (с 6010 по 865 кал. л.н.), чем на Сихотэ-Алине [7, 8]. Частые пожары начались, когда сезоны стали резко отличаться по увлажнению. В период длительных засушливых сезонов наряду с природными пожарами, вероятно, были и ан-

тропогенные. Особенно сильные пожары, вызванные человеком, были в средние века.

Таким образом, нестабильные климатические условия в голоцене во многом обусловили особенности гидрологического режима болот в горных районах юга Дальнего Востока. Развитие ландшафтов проходило в контрастных климатических условиях, наиболее сильно изменялась увлажненность. Падение уровня грунтовых вод и усиление роли атмосферного питания, как правило, связано с холодными событиями. Одним из факторов, определяющих развитие ландшафтов, были пожары, определена их частота и интенсивность.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Приоритетных научных исследований в интересах комплексного развития Дальневосточного отделения РАН», проект ВАНТ 18-010.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Chen R., Shen J., Li C., Zhang E., Sun W., Ji M.* Mid- to late-Holocene East Asian summer monsoon variability recorded in lacustrine sediments from Jingpo Lake, Northeastern China // *Holocene*. 2015. V. 25. P. 454–468.

2. *Wang P.X., Wang B., Cheng H., Fasullo J., Guo Z.T., Kiefer T., Liu Z.Y.* The global monsoon across timescales: coherent variability of regional monsoons // *Climate of the Past* 2014. V. 10. P. 2007–2052.

3. *Yi S.* Holocene vegetation response to East Asian monsoonal; changes in South Korea // *Climate Change – Geophysical Foundation and Ecological Effects*. InTech, 2011. P. 157–178.

4. *Базарова В.Б., Климин М.А., Копотева Т.А.* Голоценовая динамика восточно-азиатского муссона в Нижнем Приамурье (юг Дальнего Востока) // *География и природные ресурсы*. 2018. № 3. С. 124–133.

5. *Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K., Müller S., Tarasov P.* Late Quaternary vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and its regional and global-scale controls // *Quaternary Science Reviews*. 2015. V. 116. P. 57–71.

6. *Blaauw M., Christen J.A.* Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // *Bayesian Analysis*. 2011. V. 6. P. 457–474.

7. *Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Копотева Т.А., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Климин М.А.* Развитие природной среды среднегорья Южного Сихотэ-Алиня, запечатленное в разрезах торфяников Сергеевского плато // *Тихоокеан. геол.* 2019. Т. 38. № 1. С. 13–31.

8. *Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Makarova T.R., Kudryavtseva E.P., Panichev A.M., Arslanov Kh.A.* Climate and human impact on vegetation in the upper part of the Ussuri River basin in late Holocene, Russian Far East // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. № 2(12). P. 140–150.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА КОМПЛЕКСОВ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БОЛЬШОЕ ДЗИТАКУ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

В.Л. Разумовский

Институт водных проблем РАН, 119333, РФ, г. Москва, ул. Губкина, д. 3, nethaon@mail.ru

Оз. Б. Дзитаку (43°45'17" с.ш., 40°23'09" в.д.) располагается на территории Кавказского Государственного биосферного заповедника, в долине Дзитаку. Озеро находится на высоте 1913 м над у.м. и имеет выпукло-вогнутую форму. Длина озера – 195 м, ширина – 190 м, максимальная глубина порядка 10 м. Предположительная причина его возникновения – лавинное выбивание.

Пробы донных осадков были отобраны в юго-восточной части озера, в точке, где были отмечены наибольшие глубины (11.5 м). На диатомовый анализ был отобран керн донных отложений (ДО), диаметром 4.5 см, и длиной 23 см.

Образцы на диатомовый анализ отбирались по стандартным методикам [1], с интервалом 1 см, за

исключением верхнего интервала 0–2 см, в силу обводненности оногo. Обработка, изготовление постоянных препаратов, идентификация и подсчет створок диатомовых, осуществлялись по стандартным методикам [2, 3]. Всего было идентифицировано свыше 110 таксонов низшего ранга.

Помимо классических методов диатомового анализа был применен метод графического анализа таксономических пропорций в диатомовых комплексах [4, 5].

Анализ по данному методу, в линейной системе координат, позволил сделать вывод о ненарушенности таксономической структуры диатомовых комплексов из ДО оз. Б. Дзитаку (Рис. 1).

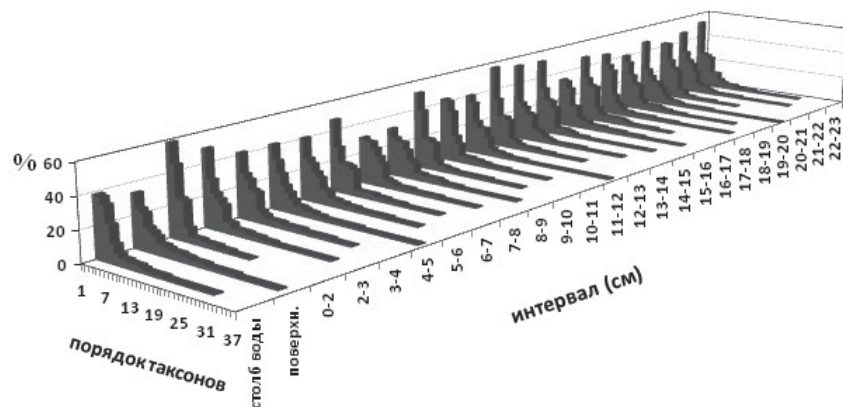


Рисунок 1. Таксономические пропорции диатомовых комплексов в ДО оз. Б. Дзитаку (линейная система координат).

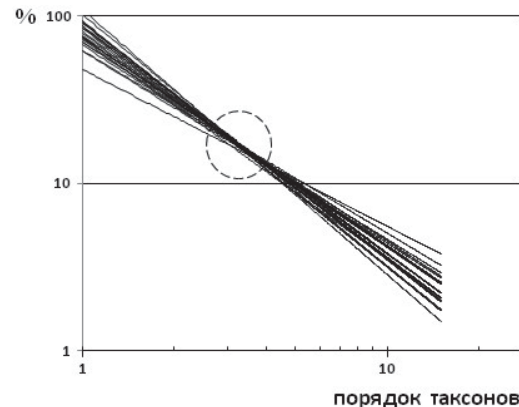


Рисунок 2. Трансформация таксономической структуры диатомовых комплексов в ДО оз. Б. Дзитаку (логарифмическая система координат).

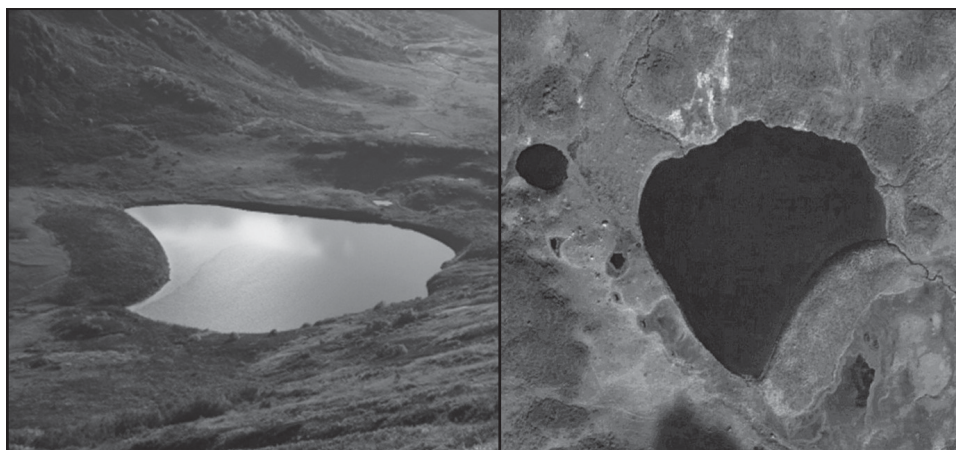


Рисунок 3. Следы лавинных сходов на оз. Б. Дзитаку фото (справа) и космическая (слева) съемка.

Результаты, полученные при анализе таксономической структуры диатомовых комплексов в логарифмической системе координат, свидетельствуют о высокой стабильности экосистемы озера (Рис. 2).

Эти данные представляют особый интерес в свете того факта, что оз. Б. Дзитаку продолжает подвергаться регулярным лавинным сходам, о чем свидетельствует его специфическая форма и наносы, со стороны прилегающей к горному хребту (Рис. 3).

Что в свою очередь позволяет предположить, что большинство данных сходов происходит в период полного промерзания озера, и потому не приводит к серьезным нарушениям целостности его экосистемы и повторному переносу донных отложений.

Возраст, накопившихся и проанализированных озерных отложений, соответствует (предположительно) 150–200 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полякова Е.И. Диатомовый анализ. Методы палеогеографических реконструкций М.: Изд-во МГУ, 2010. С. 126–160.
2. Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука, 1985. 244 с.
3. Renberg I. A procedure for preparing large sets of diatom slides from sediment cores // Journal of Paleolimnology. 1990. V. 4. P. 87–90.
4. Разумовский Л.В. Оценка трансформации озерных экосистем методом диатомового анализа. М.: Геос, 2012. 200 с.
5. Разумовский Л.В., Моисеенко Т.И. Оценка пространственно-временных трансформаций озерных экосистем методом диатомового анализа // Доклады академии наук. Общая биология. 2009. Т. 429. №3. С 274–277.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСФОРМАЦИЙ ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПО ТАКСОНОМИЧЕСКИМ ПРОПОРЦИЯМ В ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

Л.В. Разумовский

Институт водных проблем РАН, 119333, РФ, г. Москва, ул. Губкина, д. 3, lazy-lion@mail.ru

Сценарии трансформации озерных экосистем были классифицированы на основе авторского метода графического анализа (МГА). Первоначально МГА был разработан при анализе диатомовых комплексов из современных озерных осадков.

Автором были исследованы более 120 озер из различных регионов Европейской части России [1, 2]. Анализ трансформации структуры диатомовых комплексов во времени был изучен по колонкам донных отложений из 15 озер, расположенных в различных ландшафтно-климатических областях [2].

При применении разработанной методики анализа, озера были разделены по двум категориям размерности: с площадью водного зеркала менее 1 км² (малые) и с площадью водного зеркала от 1 до 4 км² (средние).

Методологической основой МГА является ранжирование относительной численности таксонов видового и более низкого ранга по их убыванию. В результате, в линейной системе координат строится исходный график или гистограмма (Рис. 1а, б).

По относительной численности таксоны были разделены на группы: доминирующие (обычно не менее 8-10 % от комплекса), сопутствующие (более 1-2 %) и редкие (обычно менее 1 %).

Анализ полученных графиков (гистограмм) проводится в линейной и в логарифмической системе координат. В логарифмической системе координат анализируются не сами графики, а их тренды, представленные результирующими прямыми линиями (Рис. 1в, г).

В линейной системе координат были выделены два типа графиков естественной, ненарушенной структуры таксономических пропорций в диатомовых комплексах.

Один из них своим очертаниям близок к экспоненциальной зависимости и характерен для малых озер («простые» экосистемы). Для озер среднего размера форма полученных графиков имеет определенное подобие с логистической зависимостью («сложные» экосистемы).

Оба типа графиков отражают, в той или иной степени, исходные, прижизненные таксономические пропорции в диатомовых комплексах. Они соответствуют двум из трех основных нециклических форм откликов, которые возникают в экосистемах при их ответных реакциях на внешнее воздействие [3].

В логарифмической системе координат были выделены три основных сценария пространственно-временной трансформации озерных экосистем (Рис. 2).

Для озер малого размера характерен первый из выявленных сценариев трансформации диатомовых ком-

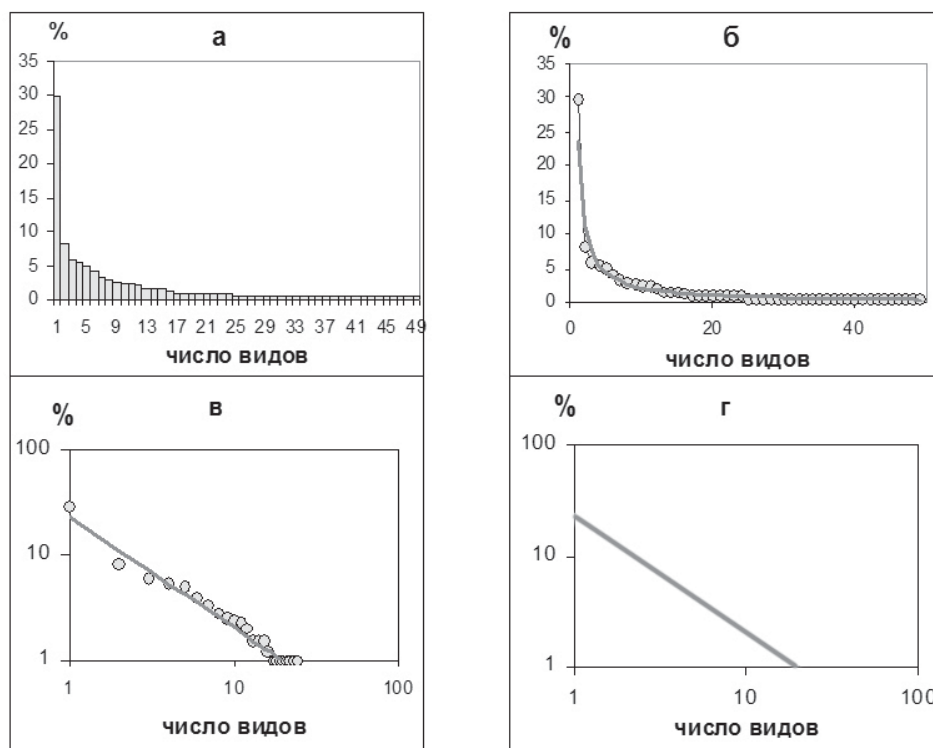


Рисунок 1. Методика графического анализа таксономической (видовой) структуры диатомовых комплексов.

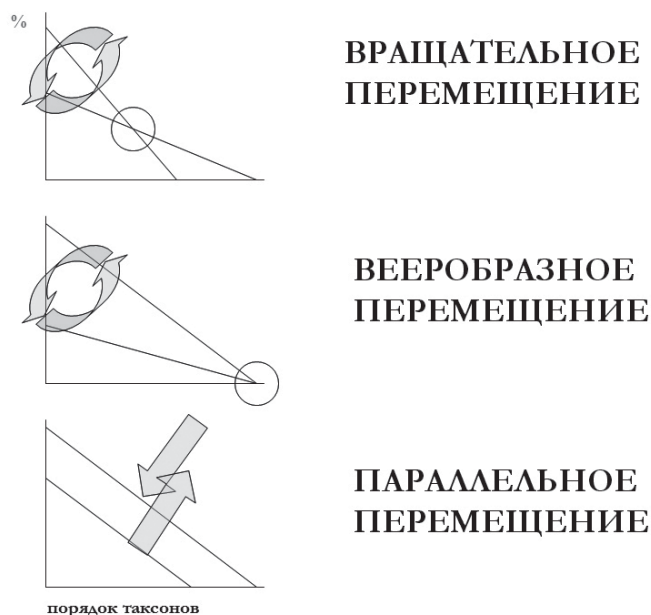


Рисунок 2. Сценарии трансформации озерных экосистем.

плексов. При усилении внешнего негативного воздействия происходит «вращение» результирующих линий вокруг некой точки или локальной области (Рис. 2). Этот процесс происходит до определенного предела, после чего результирующие линии перемещаются из области гипотетического «вращения», что соответствует стадии деградации экосистемы озера (Рис. 3).

Для озер среднего размера характерен второй из выделенных сценариев трансформации, который на начальном этапе выражен в форме веерообразного «раз-

ворота» вокруг некой общей области (Рис. 2). В этом случае, трофо-метаболическая целостность озер среднего размера поддерживается не только доминирующим комплексом, но и группой сопутствующих видов. При увеличении негативного воздействия происходит фазовый переход, и дальнейшая трансформация происходит по сценарию характерному для озера малой размерности.

Существует третья модель (сценарий) трансформации, которую нельзя свести к двум первым – параллельное расположение результирующих линий. В этих случаях речь не идет о внешних факторах воздействия – меняются свойства самой среды обитания: $t^{\circ}\text{C}$, pH, глубина водоема [1].

В логарифмической системе координат была получена зависимость между значениями X (порядком каждого таксона) и Y (его относительной численностью) через два коэффициента: $Y = kX^a$. Первый из них, a определяется линейным параметром: расстоянием до источника генерации негативного воздействия. Зависимость имеет степенной характер, т.к. при продвижении к источнику генерации, сила негативного воздействия будет расти нелинейно. Второй коэффициент k имеет композиционную структуру. Его линейный компонент содержит численные значения X_0 и Y_0 , которые соответствуют координатам точки «вращения» результирующих линий в логарифмической системе координат (Рис. 3).

В обобщенном понимании, это необходимое число доминирующих таксонов (X_0) и допустимый нижний порог их относительной численности (Y_0), который может обеспечить трофо-метаболическую целостность малого озера.

Основным результатом многолетних исследований было наглядное подтверждение фазовых переходов экосистем из одного состояния в другое при внешнем воздействии и их достоверное разделение на «простые» и «сложные» по числу видов в структурообразующих группах, которые поддерживают трофо-метаболическую целостность экосистемы.

С помощью нового методологического подхода возникает реальная возможность получить дополнительную, достоверную информацию о долговременных изменениях, происходящих в озерных экосистемах.

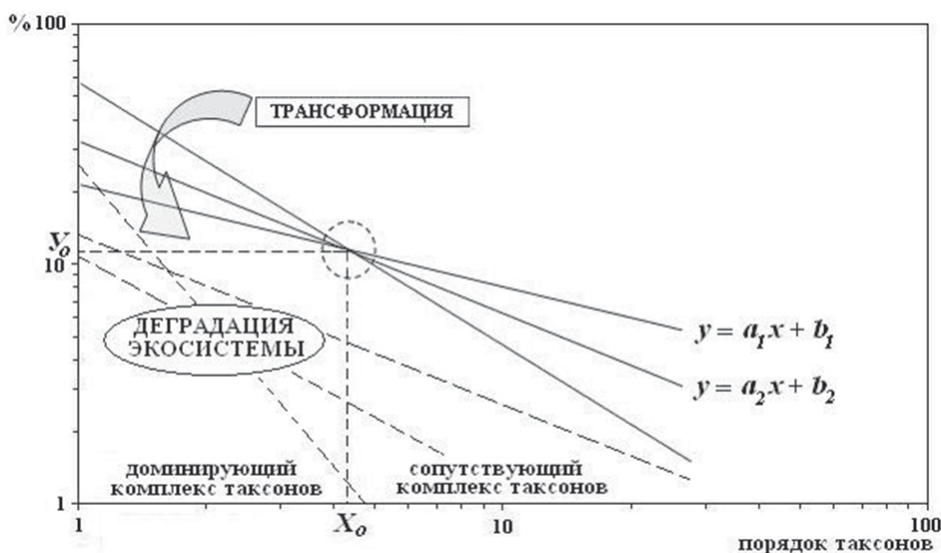


Рисунок 3. Обобщенная модель трансформации диатомовых комплексов из озер малого размера.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Разумовский Л.В., Моисеенко Т.И.* Оценка пространственно-временных трансформаций озерных экосистем методом диатомового анализа // Доклады академии наук. Общая биология. 2009. Т. 429. № 2. С 274–277.

2. *Разумовский Л.В.* Оценка трансформации озерных экосистем методом диатомового анализа. М.: ГЕОС, 2012. 199 с.

3. *Шитиков В.К., Розенберг Г.С., Зинченко Т.Д.* Количественная гидроэкология: методы, критерии, решения. М.: Наука? 2005. Кн. 1. 281 с.

ДИНАМИКА ЗАПАДНОГО БЕРЕГА УНСКОЙ ГУБЫ (ЛЕТНИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ) В ГОЛОЦЕНЕ И ЕГО ЗАСЕЛЕНИЕ

Т.Ю. Репкина¹, Ф.А. Романенко¹, Н.Е. Зарецкая^{2,3}, Ю.А. Кублицкий⁴, П.А. Леонтьев⁴,
О.С. Шилова¹, А.Е. Беличенко⁵, В.В. Архипов¹, А.П. Яковлева¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, t-repkina@yandex.ru

² Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29

³ Геологический институт РАН, 119017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7

⁴ Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена, 191186, РФ, г. Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д. 48

⁵ Институт археологии РАН, 117292, РФ, г. Москва, ул. Дм. Ульянова, д. 19

Унская губа вдается в Онежский полуостров на 30 км, наследуя северо-восточное простирание древнего грабена. На берегах губы сохранились постройки краевых зон невской (на западе) и лужской (на востоке) стадий деградации последнего оледенения, в той или иной мере переработанные морем [1]. Они окаймлены голоценовыми морскими террасами шириной 5 км на западном и 2.5 км на восточном побережьях губы. В тылу террас образовались лагуны, в том числе – озеро Мураканское (Рис. 1). На берегах лагун обнаружены археологические памятники Беломорской морской культуры позднего неолита – раннего металла (~ IV–II тыс. до н.э.) [2]. Строение и динамика берега контролировали размещения стоянок и поселений.

На западном побережье Унской губы проведены геоморфологическое картографирование и археологическое обследование, измерены глубины озер Мураканского и Малого Мураканского (отметки уреза – 6.9 и 10.9 м). Выполнены литостратиграфическое описание, предварительный диатомовый анализ и радиоуглеродное датирование отложений этих озер, котловин палеозаливов и террас. Возраст отложений определен в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН. Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе Calib 611 с помощью калибровочной кривой IntCal09. Выделены и датированы 4 геоморфологических уровня, отвечающих основным этапам развития и заселения западного берега губы.

1) На высотах 11–20 м над уровнем моря (н.у.м.) ледниковый рельеф не был существенно переработан морем. Палеозаливы и проливы, в том числе котловина озера Малого Мураканского (порог стока – 15 м н.у.м.), занимают понижения в кровле морены. Они были затоплены во время позднеледниковой трансгрессии [1] и осушены в ходе регрессии раннего голоцена, когда на дне водоемов накапливался торф. Возраст торфа, вскрытого в озере Малом Мураканском, – ~10.6–10.1 кал.т. л.н., а в озере Малом Мураканском и ~9.3–9.2 – ~8.5–8.4 кал.т. л.н.). К берегам палеопротоливов могут быть приурочены стоянки и поселения каменного века.

2) Береговые формы генераций 1–6 на высотах 7.5–11 м н.у.м. (Рис. 1) сформировались в условиях незначительных колебаний относительного уровня моря во время трансгрессии тапес, позже ~8.5–8.4 и ранее ~5 кал.т. л.н.

Дисталь сложной косы протяженностью ~17 км при ширине 0.25–2 км (генерации 2–6) по мере выдвигания примыкала к выступам моренного цоколя и отчленила «ячейки» лагун. Генерации 2 и 3 с отметками 7.5–9.5 м н.у.м. отделили котловину озера Мураканского. Дисталь генерации 2, примкнув к подводной моренной гряде ~7.3–7.2 кал.т. л.н., частично изолировала западную ванну. На дне отмирающей лагуны начали накапливаться илы и гиттия, содержащие солоноватоводные диатомеи. Восточная ванна оставалась полужамкнутой лагуной до ~6.4–6.2 кал.т. л.н. В центре котловины сме-

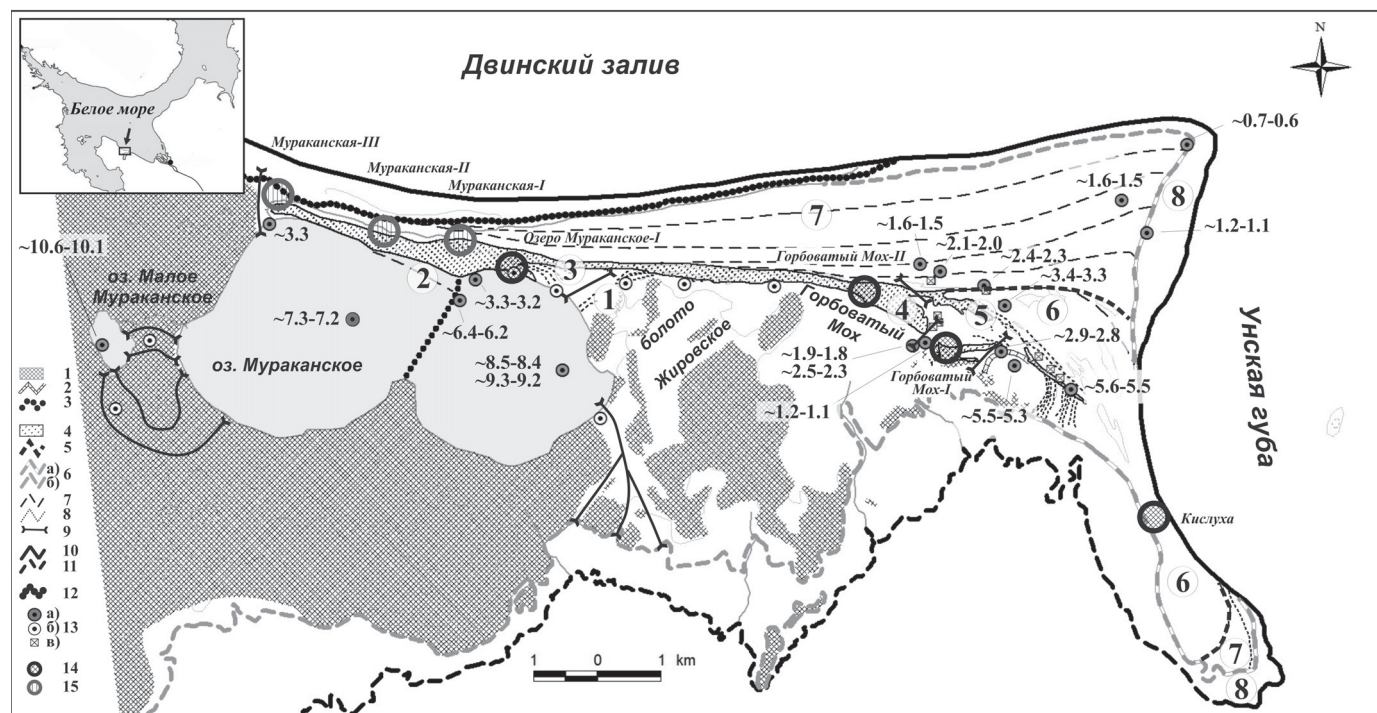


Рисунок 1. Строения рельефа западного побережья Унской губы и положение археологических памятников. **Условные обозначения. Формы и комплексы форм рельефа:** Ледникового, частично измененного морскими и биогенными процессами: 1 – моренные постройки на высотах 5–40 м, 2 – контуры моренных холмов, перекрытых торфом; 3 – моренная гряда в котловине озера Мураканского. **Берегового (цифра – номер генерации):** 4 – сложная коса на высотах 7.5–11 м (генерации 2–5), перевесная; 5–6 – границы генераций: 5 – генераций 6 (7.5–11 м) и 7 (5–7.5 м), пологие склоны; 6 – генераций 7 (5–7.5 м) и 8 (< 5 м): а) уступы размыва, б) пологие склоны; 7 – границы комплексов береговых валов; 8 – отдельные валы и косы; 9 – палеопроливы; **современные берега:** 10 – абразионные и аккумулятивные, 11 – осушные. **Эолового:** 12 – граница современных дюн. **Положение разрезов и скважин (13):** а) отложения датированы (цифра – возраст, кал. т. л.н.), б) отобраны образцы на радиоуглеродное датирование, в) материал для датирования отсутствует. **Местонахождение археологических объектов,** условно датированных: 14 – IV–III тыс. до н.э., 15 – позже кон. III–II тыс. до н.э.

на лагунных условиях озерными маркирована постепенным переходом от минеральных осадков, содержащих солоноватоводные диатомеи, к органогенным с пресноводными видами диатомей. На склоне моренной гряды смена обстановок сопровождалась размывом морских осадков. Дистали косы генерации 3, огибающие восточную ванну, не перекрывали пролив, соединявшей лагуну с морем. Можно полагать, что основным фактором изоляции стало понижение относительного уровня моря до высоты порога стока озера (~7–7.5 м н.у.м.).

Косы генерации 4 отделили от открытого моря залив Горбоватый Мох с отметками дна 4.5–6 м, ставший заливом Унской губы, а косы генерации 5 – палеолагуны на высотах 8.5–9 и 9–9.5 м к востоку от него. Согласно датам из подошвы органогенных отложений, лагуны были изолированы от моря не позднее ~5.6–5.5 и ~5.5–5.3 кал. т. л.н. соответственно. Большие высотные отметки гребней аккумулятивных форм (до 10.5 м) и остаточных водоемов между ними (8.5–9.5 м) говорят

о незначительном повышении относительного уровня моря и/или увеличении силы штормов.

Генерация 6 (7.5–10.5 м н.у.м.) образовалась, вероятно, в условиях слабого понижения относительного уровня моря и очень быстро. В дистали косы берег выдвинулся на 2–3 км, а в ее корне, где аккумуляция сопровождалась размывом древних валов, – на 0.2–0.3 км. Учитывая оценки возраста археологических памятников (рис. 1), генерация сформировалась и была освоена не позднее ~5 кал. т. л.н.

Археологические объекты IV–III тыс. до н.э. тяготеют к берегам лагун и тыловым косам генераций 3–6 (Рис. 1).

3). Террасы на высотах 5–7.5 м формировались позже ~5 кал. т. л.н. в условиях медленного понижения относительного уровня моря. Внешние и внутренние берега косы развивались под действием разных гидродинамических факторов. Сильные волны создали на берегу Двинского залива «лестницы» береговых валов

генерации 7, активно переживавшихся. Затишные заливы Унской губы, постепенно выходя из-под уровня заплеска, становились плоскими заболоченными террасами. Низкие прибрежные равнины могли быть перестроены во время сильных штормов и нагонов. Поэтому время стабилизации форм берегового рельефа и начала накопления озерно-болотных отложений варьирует в широких пределах. Заболочивание понижений между береговыми валами на отметках 7–7.5 м началось ~2.4–2.3, ~2.1–2.0 и ~1.6–1.5 кал.т. л.н. (Рис. 1), а на отметках ~5 м – 0.7–0.6 кал.т. л.н., очевидно, с задержкой относительно их осушения. Валы срезаны протяженным уступом размыва (Рис. 1), маркирующим резкую смену гидро- и литодинамических условий, имевшую место не позднее 1.2–1.1 кал.т. л.н. Вместе с тем, проливы (промои), созданные штормами в теле древней косы (рис. 1), отмерли в ее корне не позднее ~3.3, а к востоку от стоянки Горбоватый Мох-I – ~2.9–2.8 кал.т. л.н. Пролив к западу от стоянки (отметками дна по подошве торфа – 4.5–6 м н.у.м.), вышел из-под уровня затопления ~2.5–2.3 кал.т. л.н., что подтверждается наличием в датированном горизонте диатомей, характерных для марша. Непосредственно выше него залегает торф возрастом ~1.9–1.8 кал.т. л.н.

Можно полагать, что третий этап развития берега окончился ~2.5–2.3 кал.т. л.н. Археологические объекты, возникшие позже кон. III–II тыс. до н.э. тяготеют к внешнему склону косы. Благоприятные для заселения условия существовали на берегах проливов.

4) Террасы на отметках <5 м н.у.м. начали формироваться позже ~2.5–2.3 кал.т. л.н., в обстановках близких современным. Археологические памятники на этих террасах не обнаружены.

Таким образом, комплекс береговых форм западного побережья Унской губы сформировался, в основном, в интервале <~8.5–8.4 – ~2.5–2.3 кал.т. л.н., во время трансгрессии тапес и последующего медленного понижения относительного уровня моря. Объемы аккумуляции возросли после ~6.4–6.2 кал.т. л.н. Практически в то же время на молодые берега пришли представители Беломорской морской культуры позднего неолита – раннего металла (~ IV–II тыс. до н.э.). Стратегия заселения изменялась с увеличением сложности береговых форм, и обеспечивала: близость поселений к морю, свободный доступ к источникам пресной воды (воды надморенного горизонта) и рыбным ресурсам.

Полевые исследования выполнены по теме ГЗ АААА-А16-116032810089-5, в рамках договора о научном сотрудничестве № 325 от 17.05.2017 г. между НП «Кенозерский» и географическим факультетом МГУ имени М.В.Ломоносова, обработка данных – при поддержке проекта РФФИ 19-05-00966 (геоморфологический анализ), тем ГЗ АААА-А16-116032810055-0 (диатомовый анализ) и ГЗ ГИН РАН (геохронологические исследования).

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Листы Q-37-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 56 с.
2. Беличенко А.Е., Репкина Т.Ю., Яковлева А.П. К вопросу о формировании береговой линии Белого моря и датировке памятников неолита – раннего металла // Тверской археологический сборник. Выпуск 12. Тверь: Триада, 2019. С. 28–33 (в печати).

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДВЕ ТЫСЯЧИ ЛЕТ (ПО МАТЕРИАЛАМ ПОСЕЛЕНИЯ КУРИЛОВКА 2)

В.Е. Родинкова¹, С.А. Сычева², Е.Г. Ершова³, Е.В. Пономаренко⁴

¹ Институт археологии РАН, 117292, РФ, г. Москва, ул. Дм. Ульянова, д. 19, vlasta2004@mail.ru

² Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, sychevasa@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, ekaterinagershova@mail.ru

⁴ Университет Оттавы, Канада, Оттава, ON K1N 6N5, Симард Холл, комн. 047 60, eponomarenko@yahoo.com

Поселение Куриловка 2 расположено в Суджанском районе Курской области. Занимает останец сформировавшейся в позднеледниковье надпойменной террасы на правом берегу современного русла р. Суджа при впадении ее в р. Псел (левый приток р. Днепр). Общая площадь памятника – около 2,5 га, высота над водой – 3–4,5 м. Он обнаружен в 2012 г., исследуется с 2015 г. [1; 2]. Археологический материал фиксирует присутствие человека здесь с неолита, но активное освоение территории происходило в два этапа. Первый связан с носителями киевской (III – первая половина V в.), колочинской (вторая половина V – третья четверть VII в.) и ранневолынцевской (конец VII–VIII в.) прото- и раннеславянских культур. Второй охватывает конец XVII – вторую половину XX в.

Для реконструкции взаимодействия человека и среды его обитания изучена серия разрезов почв и отложений, выстроенных в несколько катен. Интересные данные получены в катене 4 (2016 г.). Она имеет протяженность около 100 м и состоит из шести разрезов (5/16–10/16), расположенных по склону от наиболее высокой юго-восточной части останца к протоке, ограничивающей его с запада и северо-запада (Рис. 1). Опорным для катены стал разрез 10/16 в сниженной северной части памятника. В нем исследованы морфология и стратиграфия почвенно-литологического профиля, проведены спорово-пыльцевой, фитолитный, педоантракологический анализы серии образцов, определены макроостатки.

Тип почвенно-литологического профиля в разрезе 10/16: Ad-Ар-АЕ-2Ab-АЕВt-3Bht-Bt-Bk, мощность – 110–120 см. В его основании, как и во всех разрезах катены, вскрыт накопившийся в позднеледниковье легкий лесовидный суглинок. Над ним развит тяжелый суглинок (иллювиально-глинистый горизонт), выше – снова легкий суглинок. Наличие тяжелого суглинка между

двумя более легкими по гранулометрическому составу горизонтами способствовало удержанию влаги и поддерживало существование на исследуемом участке широколиственного леса. Под ним еще до прихода человека сформировалась темно-серая лесная почва, фиксируемая в нижней части профиля. С верхней толщей связаны гумусовые и элювиально-гумусовые горизонты, преобразованные в культурный слой, отражающий интенсивную антропогенную деятельность. Он также затронут почвообразованием: в средней его части фиксируются признаки элювиального процесса и следы возобновления лесной растительности. В верхней части

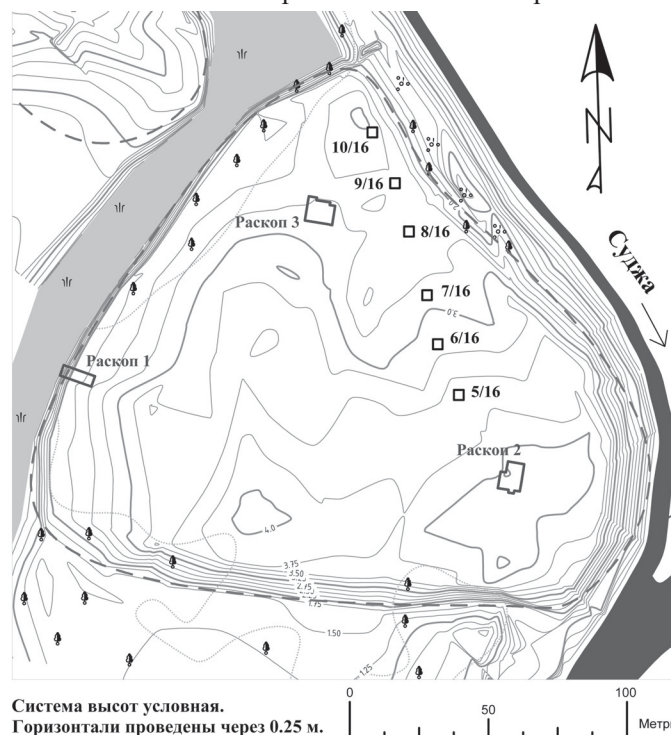


Рисунок 1. Поселение Куриловка 2. Археологические раскопки (1, 2, 3), разрезы катены 4 (5/16–10/16).

разреза присутствует дернина, развитая на старопахотном горизонте.

Пыльцевые спектры из нижней части профиля (горизонт АЕВt, глубина 65–75 см) характерны для почв лесостепной зоны и сочетают пыльцу лиственных деревьев (береза, ольха, липа, дуб) и степных трав. Единичны пыльцевые зерна культурных злаков. В большом количестве присутствуют мелкий уголь и зола, обугленные фитолиты, среди которых много паникоидных форм (просо). Эти признаки, а также пыльца раннесукцессионных видов (береза, иван-чай) могут указывать на прохождение почвы через подсечный цикл. В верхней части разреза (горизонты Ad-Ар, глубина 0–5 и 10–15 см) древесные виды представлены сосной, среди трав преобладают дикие и культурные злаки. Отмечены также сорняки и споры копротрофных грибов. Такие пыльцевые спектры характерны для открытого местообитания, занятого травяными сообществами с участием рудеральных растений, на почве, обогащенной навозом. В средней части профиля (горизонты АЕ-2Ab, глубина 40–55 см) спектры обеднены и выглядят переходными между выявленными в нижних и верхних слоях.

Среди макроостатков (фракция >1мм) в горизонте АЕВt (глубина 65–75 см) зафиксированы просо, уголь дуба, сосны, березы, склероции (компонент лесной подстилки) и др. По характеру материала можно предположить, что гумусовый горизонт в целом сильно перемешан процессами биогенной турбации. Состав угля и наличие склероций могут указывать на недавнее сведение леса, а малое содержание обугленной коры (менее 10%) – на его сведение в цикле подсечного земледелия.

Разрез 10/16 исследован также как археологический шурф. Из нижней части его заполнения (глубина 60–75 см) происходит исключительно лепная керамика «раннеславянского» типа, датируемая III–VIII вв. Выше, в старопахотном горизонте и дерне, наряду с лепной встречаются фрагменты гончарной посуды Нового времени.

На основании изложенного реконструировать развитие локальной природной обстановки можно следующим образом. В начале позднего голоцена исследуемая территория была занята широколиственным лесом. На его существование помимо материалов из нижней части разреза 10/16 указывают результаты палинологического изучения керн, полученного из болотных отложений на расстоянии 120 м от поселения Куриловка 2 [3]. Судя по ним, смешанный дубовый лес доминирует в регионе до XVI–XVII вв. Большое количество микроскопического угля и золы в горизонте АЕВt разреза 10/16 свидетельствует, что древесная растительность была уничтожена огнем, возможно, в результате локального выжигания под посевами. Использование сниженного участка останца для земледелия подтверждают обна-

руженные в том же горизонте зерна и фитолиты проса. Помимо выращивания культурных растений здесь осуществлялось жилое и хозяйственное строительство и другая антропогенная деятельность. Археологический материал позволяет связывать ее с носителями прото- и раннеславянских культурных традиций. При этом в фоновом палинологическом разрезе в соотносимых с этим периодом спектрах сигналы, индицирующие присутствие человека, слабые. Таким образом, можно говорить о локальном воздействии раннеславянского населения на природную среду, которое практически не выходило за границы распространения культурного слоя.

С конца I тыс. н.э. до XVII в. в освоении площадки наблюдается перерыв. Возобновляется широколиственный лес, формируются признаки текстурной дифференциации в культурном слое. Новое, тотальное сведение лесной растительности не только на территории поселения Куриловка 2, но и в Суджанском регионе, и в западной части лесостепной зоны Восточно-Европейской равнины в целом [4], начинается во второй половине XVII в. Оно маркирует следующий этап освоения ландшафта, характеризующийся широкомасштабной распашкой (следы которой фиксируются на всей площадке останца и в верхней части его склонов), выращиванием других культур, удобрением навозом и др. Современный этап развития территории поселения охватывает последние 20–30 лет. Пашня заброшена, на старопахотном горизонте восстановился луг, который до недавнего времени окашивался.

Таким образом, полученные на поселении Куриловка 2 данные позволяют реконструировать изменения структуры почвенного покрова, определить характер землепользования носителей прото- и раннеславянских традиций и на конкретном примере оценить степень воздействия человека на почвы и ландшафты западной части лесостепи в течение двух последних тысячелетий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Родинкова В.Е. Полевые исследования на поселении Куриловка 2 в 2015–2016 гг. // Археологические открытия 2016 года. М.: ИА РАН, 2018. С. 150–153.
2. Родинкова В.Е. Комплексные исследования микро-региона в нижнем течении р. Суджа в 2017–2018 гг. // Археологические открытия 2018 года. В печати.
3. Shumilovskikh L.S., Rodinkova V.Ye., Rodionova A., Troshina A., Ershova E., Novenko E., Zazovskaya E., Sycheva S.A., Kiselev D.I., Schlütz F., Schneeweiß J. Insights into the late Holocene vegetation history of the East European forest-steppe: case study Sudzha (Kursk region, Russia) // *Veget. Hist. Archaeobot.* 2019. V. 28. No 5. P. 513–528.
4. Сычева С.А. О взаимосвязи общества и природы Центральной лесостепи Русской равнины в голоцене // *Изв. АН СССР. Сер. Географическая.* 1. 1990. С. 86–96.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ БОЛОТ КАНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ В БАССЕЙНАХ РЕК ЕСАУЛОВКА И РЫБНАЯ

А.Б. Родионова, А.В. Гренадерова

Сибирский федеральный университет, 660041, РФ, г. Красноярск, пр. Свободный, д. 79,
rodionovaab@yandex.ru, grenaderova-anna@mail.ru

Для реконструкции истории природных ландшафтов актуальными являются исследования, направленные на изучение торфяных залежей болот, которые хранят информацию о смене растительных сообществ и условий увлажнения. Объектом данного исследования являлись пойменные болотные ландшафты Канской лесостепи (Красноярский край) история развития которых, в силу геохимически подчиненного местоположения, тесно связана с динамикой общего увлажнения целого региона и изменением водности реки за весь период их развития [1].

Основным методом исследования являлся ботанический анализ торфа [2]. Растения-торфообразователи определялись при помощи атласов [3] и собственных эталонных препаратов. С помощью экологической шкалы Л.Г. Раменского [4] оценивалась увлажненность местообитаний восстановленных растительных сообществ за весь период торфонакопления.

Радиоуглеродное датирование выполнено в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева и в Институте истории материальной культуры РАН. Калибрование датировок проводилось при помощи пакета CLAM в программе R [5].

В рамках данного исследования было изучено 2 пойменных болота: «Тертежское», расположенное на приустьевом левобережном участке р. Тертеж (правый приток р. Есауловка) и «Рыбное», расположенное на левобережной пойме р. Рыбная.

Болото «Тертежское». По результатам проведенного ботанического анализа установлено, что в пойме на начальных этапах заболачивания при сыро-луговом и болотно-луговом увлажнении (по шкале Л.Г. Раменского) около 4000 л.н. произрастал смешанный разнотравно-хвощевой лес с участием березы пушистой, ели обыкновенной и сосны сибирской, в травяном ярусе отмечены осоки. Затем, около 3248 кал. л.н., произошло увеличение обводненности болотного массива до 98 ступени (болотное увлажнение). В результате этого древесный ярус исчез, а на болоте развивался разнотравно-вахтовый фитоценоз. Как и в предыдущую стадию, на болоте были широко распространены осоки.

В начале субатлантического этапа около 2000 кал.л.н. происходит восстановление древесного яруса в составе растительного покрова, развивается березняк осоково-разнотравный при сыро-луговом увлажнении. Далее при постепенно увеличивающемся увлажнении в составе растительного сообщества происходило сокращение доли древесных и увеличение травянистых растений. Развитие при болотно-луговом увлажнении получили топяные фитоценозы: сначала осоковый, затем около 780 кал.л.н во второй половине субатлантического этапа хвощевый и далее разнотравно-осоковый.

Болото «Рыбное». Начало торфонакопления датировано 5483 кал.л.н., что соответствует второй половине атлантического времени. Для данного временного этапа в растительном покрове болота реконструирован березняк разнотравно-гипновый при болотно-луговом увлажнении (90-92 ступени).

Для начала суббореала отмечается присутствие сосны в составе древесного яруса. Так же, как и для предыдущего этапа, отмечены гипновые мхи и осоки. Появление пушицы и сфагновых мхов вместе со значениями увлажнения (88-90 ступень (сыро-луговое)) указывает на снижение увлажнения болота. В данный временной период на болоте произрастал березняк разнотравно-гипновый с примесью сосны.

Следующий отрезок суббореального времени (3000-4000 л.н.) характеризуется переменными условиями увлажнения (от сыро-лугового до болотного) и увеличением участия сосны в составе древостоя. В травяном ярусе исчезает пушица и сфагновые мхи и, как ранее, доминирующее положение занимают гипновые мхи и осоки. Растительный покров представлен смешанным разнотравно-гипновым лесом.

Конец суббореального этапа и первая половина субатлантического этапа характеризуются отсутствием сосны и доминированием березы. Сокращается участие осок и болотного разнотравья, по-прежнему важную роль играют гипновые мхи. На болоте произрастает березняк гипново-разнотравный при сыро-луговом увлажнении.

Середина субатлантического этапа характеризуется резким увеличением доли древесных пород – березы,

ели, сосны и кедра. В травяном ярусе присутствуют осоки, вейник, вахта, хвощ. Гипновые мхи полностью отсутствуют. Растительный покров представлен березняком разнотравным с примесью хвойных пород. Отмечается снижение увлажнения до 76-78 ступени.

На протяжении последних 500 лет, при повышающемся увлажнении, наблюдается изреживание древесного яруса, единичное присутствие сохраняет береза. Вновь доминирующее положение занимают гипновые мхи.

Ранее нами установлено, что озерно-болотные отложения могли формироваться только на защищённых от эрозионных размывов участках пойм [6] в конце бореального и первой половине атлантического этапа. В поймах процесс заболачивания не был развит из-за масштабных сезонных разливов рек и смывания отложившего торфа [7].

В позднеатлантическое время на территории Канской лесостепи наблюдалось очаговое распространение болот, преимущественно на первой надпойменной террасе р. Есауловки (болота «Кускун», «Пинчинское») [8]. В данное время в бассейне р. Рыбная начался процесс заболачивания в пойме (болото «Рыбное»). Заболачивание поймы р. Есауловка началось позднее, в начале суббореального этапа, что может быть связано с более интенсивными эрозионными размывами и неблагоприятными условиями для накопления торфа. В суббореальном этапе на болотах «Тертежское» и «Рыбное» были распространены смешанный разнотравно-хвощевой лес и березняк разнотравно-гипновый соответственно. В конце суббореального этапа на болоте «Тертежское» был распространён разнотравно-вахтовый фитоценоз, в то время как для болота «Рыбное» отмечено развитие березняка гипново-разнотравного. В начале субатлантического этапа на болоте «Тертежское» отмечено восстановление древесного яруса. Концу этапа наблюдается снижение участия древесных пород и вновь распространение топяных сообществ. Напротив, для болота «Рыбное» в середине субатлантического этапа отмечается резкое увеличение доли древесных пород и полное отсутствие гипновых мхов, что указывает на снижение увлажнения.

На общем фоне постепенного увеличения увлажнения, отмечен общий период снижения увлажнённости во второй половине субатлантического времени. Подобная тенденция отмечалась ранее на болотных массивах Красноярской лесостепи и Минусинской лесостепи в ерине субатлантического времени и может быть сравнима с Малым климатическим оптимумом голоцена [9, 10].

Участие в «V Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика экосистем в голоцене» (к 100-летию Л. Г. Динесмана) и Школе молодых ученых» проведено при поддержке Красноярского краевого фонда науки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 19-05-00091 «Позднеголоценовая динамика бореальных лесов Азии на фоне меняющихся геохимических и климатических условий».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лапина Е.Д.* Основные черты строения и развития пойменных болот // Чтения памяти Ю.А. Львова: Сборник статей под ред. Г.Ф. Плеханова. Томск: НИИББ при Томском университете, 1995. С. 52–56.
2. Торфяные месторождения и их разведка (руководство по лабораторно-практическим занятиям). М.: Недра, 1977. С. 181–197.
3. *Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И.* Атлас растительных остатков в торфах. Л.: Недра, 1977. 371 с.
4. *Раменский Л.Г.* Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М.: Государственное изд-во сельскохозяйственной литературы, 1956. С. 57–67.
5. *Blaauw M.* Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences // *Quaternary geochronology*. 2010. V. 5. №. 5. P. 512–518.
6. *Родионова А.Б., Гренадерова А.В.* Палеоботанические данные о динамике растительного покрова Канской лесостепи в голоцене // Проблемы ботаники Южной Сибири и Монголии. Барнаул, 2018. С. 300–303.
7. *Ямских А.Ф.* Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск, 1993. С. 117–128.
8. *Родионова А.Б., Гренадерова А.В.* Изучение макрофоссилий в торфе с целью реконструкции палеоэкологических условий Канской лесостепи (Приенисейская Сибирь) // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Ханты-Мансийск, 2016. Т. 7. № 1 (13). С. 108–115.
9. *Сычева С.А.* Малый климатический оптимум голоцена и малый ледниковый период в памяти почв и отложений пойм рек Русской равнины // Известия РАН. Серия географическая. 2011. №. 1. С. 79–93.
10. *Кошкарлова В.Л., Кошкарлов А.Д., Кольцова В.Г.* Климатическая обусловленность динамики позднеголоценовых ценофитов древесных пород во внутреннем экотоне лесов Восточного Саяна // Экология. 2006. №. 5. С. 350–359.

ДИНАМИКА СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В НИЗКОГОРЬЯХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ГОЛОЦЕНЕ

А.И. Рудинская, Ю.Р. Беляев, Е.В. Гаранкина, В.Р. Беляев, А.Л. Гуринов, Ф.А. Романенко

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва,
Ленинские горы, д. 1, rudinskaya94@gmail.com

Сели или селевые потоки – временные горные русловые потоки, характеризующиеся высоким содержанием твердого материала и резким подъемом уровня; как правило, состоят из воды и продуктов разрушения горных пород и характеризуются внезапным возникновением и быстрым и кратковременным движением [1]. В общей генетической классификации селей В.Ф. Перова все селевые процессы на суше разделены на классы в соответствии с главными факторами формирования и типы в соответствии с непосредственными причинами их образования [2]. Селевые процессы зонального класса отличаются массовым, практически повсеместным распространением и создают общий фон развития селевых процессов на Земле. По типам сели зонального проявления подразделяются на дождевые, возникающие в результате затяжных ливневых осадков, снеговые, образующиеся в результате интенсивного весеннего снеготаяния либо прорыва снежных плотин в руслах, и ледниковые, формирующиеся из-за прорывов талых ледниковых вод. Главный фактор возникновения селей этого класса – климатический. Таким образом, изменение гидрометеорологических элементов природной среды влечет за собой изменение господствующих типов селевых потоков. Отложения потоков разных типов характеризуются особым набором текстурных признаков. В связи с этим реликтовые формы селевого рельефа и отложения древних селевых потоков становятся важным источником информации об эволюции природной среды.

Низкогорные массивы Кольского полуострова в соответствии с районированием территории Российской Федерации [3] относятся к зоне развития преимущественно водоснежных потоков (дождевые сели имеют подчиненное значение) средней степени интенсивности. В ходе полевого обследования ключевых долин Хибинских и Ловозерских тундр были изучены следы схода селевых потоков, значительно превосходящих по мощности современные и характеризующиеся значительно более высоким содержанием глинистой фракции, чем это характерно для отложений водоснежных потоков. Радиоуглеродное датирование погребенных почв в долинах Манепахуа (северные

Хибины) и Алявумйока – притока р. Малой Белой в Западных Хибинах (Рис. 1) позволил установить, что эти мощные селевые события происходили в голоценовое время. Их возникновение, по-видимому, связано с большей водностью территории в эпоху деградации. Полученные радиоуглеродные даты были сопоставлены с результатами проводимых ранее исследований (Цветная вкладка, рис. 23) погребенных гумусированных и оторфованных горизонтов в пролювиальных и коллювиальных отложениях [4-7]. Интенсивность лавинно-камнепадных и селевых процессов уменьшалась в 4100–3800 и 2760–2120 гг. до н.э., 300-х гг. до н.э. – 200-х гг. н.э., 790–1560 гг., увеличивалась – во время «малого ледникового периода» XIV–XIX вв. Можно предполагать, что на этапе разрушения последнего ледникового покрова на Кольском полуострове, а также во время климатического оптимума голоцена (7500-4800 л.н.) активность склоновых и селевых процессов была ещё выше.

Для Ловозерского массива не существует подобных серий дат, позволяющих выделить эпохи стабилизации ландшафтов и периоды увеличения динамики экзогенных процессов. Тем не менее, во время полевого обследования в некоторых долинах было установлено наличие как современных зон селевой аккумуляции, так и более древних образований, сохранивших ложбинно-грядовую морфологию селевого рельефа, но в настоящее время занятых хвойными лесами со сформировавшимся почвенным покровом (Цветная вкладка, рис. 24). Было проанализировано соотношение площадей современной зоны разгрузки селевых потоков и реликтовых голоценовых образований в этих долинах (Рис. 1). Сопоставление площадей показало, что, несмотря на существующие отклонения, в целом реликтовые голоценовые зоны разгрузки значительно, в 2-4 раза, превышают по площади ныне формирующиеся образования. Это подтверждает предположение о более значительной мощности селевых потоков во время деградации оледенения.

Интеграция результатов радиоуглеродного датирования и пространственных взаимоотношений разновозрастных форм рельефа позволила, в первом при-

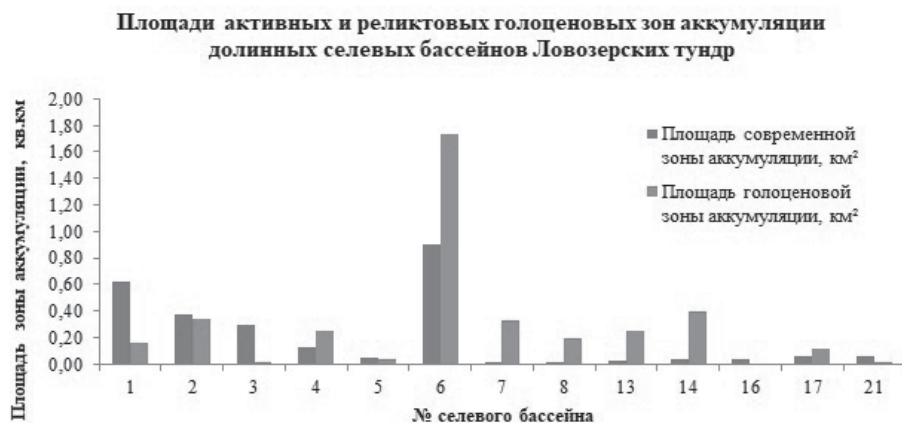


Рисунок 1. Площади разновозрастных зон разгрузки ключевых селевых бассейнов Ловозерских тундр.

ближении, выделить несколько этапов снижения и повышения активности селевых процессов в горных транспортировки рыхлого материала, то во второй – их в значительной степени заместили водоснежные потоки. Существенно меньшая доля обломочного материала в их долинах, по всей видимости, связанных с климатическими колебаниями и общими перестройками ландшафтных условий. Выявлена общая тенденция к уменьшению магнитуд селепроявлений с момента деградации последнего ледникового покрова. Если в первой половине голоцена типичные (в т.ч. гляциальные) сели выступали в роли основного агента составе (менее 12%) объясняет сравнительно небольшие объемы современных аккумуляций. Современная селевая деятельность в большей части исследованных бассейнов значительно канализирована – сосредоточена в пределах русел и наиболее низких уровней рельефа. Основные зоны разгрузки расположены ниже выхода рек из горных массивов, а промежуточные зоны аккумуляции обычно приурочены к устьевым зонам притоков и поворотам долин в среднем течении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Флейшман С.М. Сели. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 312 с.
2. Перов В.Ф. Селеведение. М.: Изд-во МГУ, 2012. 274 с.
3. Перов В.Ф., Бударина И.О., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. Сели // Экологический атлас России. М.: Феерия, 2017. С. 250–250.
4. Сулержицкий Л.Д., Рябинин А.О., Зайчук Г.И., Виноградова С.Н. Радиоуглеродные даты лаборатории Геологического института АН СССР // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 55. 1986. С. 145–153.
5. Вацалова Т.В. Палеогеографический подход к реконструкции активности снежных лавин в целях долгосрочного прогноза (на примере Хибин). М.: Географический факультет МГУ, 1988. 138 с. Депонировано ВИНТИ 6.07.1988. (№ 6946-В 88).
6. Косарева Ю.М. Эволюция почв высокогорной части Хибинского массива в голоцене: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ. 2007.
7. Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С. Катастрофические гравитационные процессы на севере Европейской России и опыт их абсолютного датирования // Геоморфология. 2011. № 1. С. 87–94.

ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВ ХРОНОРЯДОВ (СКИФСКОЕ ГОРОДИЩЕ БОРИСОВКА, БЕЛГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.В. Русаков¹, А.О. Макеев², Ф.Г. Курбанова², Е.А. Денисова², А.И. Попов¹,
М.Е. Федорова¹, В.С. Тимофеев¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, д. 7–9,
spp-ob@mail.ru; paihumic@gmail.com; mas2792@yandex.ru; themistogenes@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва,
Ленинские горы, д. 1, makeevao@gmail.com; fkurbanova@gmail.com; denisova.elizavet@gmail.com.

Русская равнина во второй половине голоцена представляет собой область значительных ритмических изменений климата [1–6 и др.]. Почвы, погребенные под древними сооружениями, особенно валами и насыпями, сохраняют в морфологическом строении и свойствах, климатические условия, предшествующие захоронению, и могут рассматриваться как ценный палеоэкологический архив. В настоящем докладе основное внимание уделяется изучению почв, захороненных под археологическим памятником раннего железного века (РЖВ) с целью вывести палеоэкологические условия позднего голоцена в южной части лесостепных районов Восточно-Европейской равнины.

Скифское городище раннего железного века Борисовка расположено южной части лесостепной зоны в 40 км к западу от г. Белгорода и приурочено к вершине узкого мыса – краевой части крутого балочного склона, обращенного к долине р. Ворскла. Радиоуглеродный возраст угля в нижней части насыпного вала составляет (2540 ± 100 кал. лет BP (CalCurve: IntCal_13 (Ki-18174))) [7]. Проведено детальное морфолого-генетическое исследование двух хронорядов почв, включающих погребенные почвы под земляными валами (высота 1,5 м, ширина – 5–6 м), а также их дневных аналогов. Первый хроноряд охватывает внутренний вал, где почвы сформированы на карбонатных лессовых тяжелых суглинках; в нижних частях профилей диагностированы фрагменты позднелейстоценовых (MIS2?) палеопочв. Второй хроноряд почв был изучен в пределах внешнего вала, где в олигоценых песчаных отложениях, частично перекрытых эоловым песчаным материалом позднего валдайского периода (MIS2). Все изученные почвы приурочены к поверхностям с одинаковыми абс. отметками (~190 м) и на расстоянии ~10 м в пределах каждого хроноряда.

Дневная почва первого хроноряда классифицирована как Greyzemic Luvic Phaeozem [8]. Насыпь земляного вала характеризуется обратной стратификацией: в

верхней части преобладает материал нижних горизонтов исходного профиля почвы, а нижняя часть состоит преимущественно из материала верхних гумусовых горизонтов срезанных, частично перемешанных с суглинистым материалом и забутованных в нижней части земляного вала. Скальпирование верхней 40-сантиметровой толщи исходного профиля в процессе сооружения вала подтверждено детальными морфологическими и аналитическими характеристиками погребенной почвы. С учетом поправки на срезание, а также с диагенетических изменений, исходный профиль погребенной почвы диагностирован как Chernic Luvic Phaeozem [8].

Срезка верхней части профиля подтверждается также результатами биоморфных анализов. В сохранившемся гумусовом горизонте погребенной почве присутствуют лишь отдельные зерна фитолитов разнотравья, и почти полностью отсутствует пыльца, что характерно для нижней части гумусовых горизонтов. Здесь также отсутствуют макроостатки семян. Однако, фитолиты и семена присутствуют в нижней части насыпного вала, сложенного в основном из материала срезанных горизонтов. Фитолитные и карпологические спектры отражают луговые ландшафты открытых лесных сообществ с участием широколиственных пород.

На основании морфологических исследований, аналитических и радиоуглеродных датировок погребенных и дневных почв можно реконструировать педогенетические стадии в южной части лесостепной зоны Восточно-Европейской равнины, отражающие позднеголоценовую динамику ландшафтных изменений:

1. Криоаридный педогенез (MIS2?). Нижняя часть обоих профилей на глубине ~1,0 м представлен слоem карбонатного лесса с сохранившимся профилем доголоценовой почвы, предполагаемый Cambic Styosol Loamic Calcic [8]. Микроморфологические исследования показали морозобойное растрескивание песчаных зерен, криогенную сегрегацию и наличие карбонатных конкреций, включенных в основную массу.

2. Лесная фаза формирования ландшафтов в ранне-среднем голоцене зафиксирована в свойствах горизонтов Вt и проявляется в отчетливых признаках иллювиирования с развитым кутанным комплексом.

3. Степная фаза зафиксирована в формировании гумусового горизонта с реконструированной мощностью 50–70 см, а также в наличии кротовин как в дневной, так и в погребенной почвах. Глинистые кутаны были частично диспергированы в матрице и замаскированы пропиткой темного гумуса. Они диагностируются в верхних горизонтах Ah3 и BtAh дневной почвы, которые, вероятно, были частью гумусового горизонта степной фазы развития почвы. В погребенной почве общая масса гумусового горизонта Ahkb и переходного горизонта ABthkb пропитана темным гумусом. На основе радиоуглеродного датирования гуминовых кислот, выделенных из верхнего 10 см слоя горизонта Ahkb (14C в возрасте 6750–120 лет CalBP, IGAN 5605), степные ландшафты доминировали в течение климатического оптимума голоцена.

4. Фаза широколиственных лесов доминировала с РЖВ до настоящего времени. Эта стадия зафиксирована в виде отбеленных кварцевых зерен и белесых сILTан поверх глинистых и гумусово-глинистых кутан в иллювиальных горизонтах дневной почвы.

Почвы под песчаным валом отвечают диагностике Folc Eutric Cambisols [8]. Согласно нашим полевым исследованиям и данным фитолитного анализа, мы можем предположить незначительное скальпирование гумусового горизонта в ходе строительства городища. Спектр фитолитов поверхностной и погребенной почв показывают преобладание луговой растительности с включениями лесных и степных видов и мхов. Таким образом, можно предположить сходство ландшафтных условий РЖВ и современных. Но наличие двудольных трав в спектре фитолитов погребенной почвы указывает на более влажный климат в раннем субатлантическом периоде голоцена. Хорошая сохранность кротовин как в поверхностных, так и в погребенных песчаных почвах подтверждают степные условия формирования почвы. Их реликтовый характер подтверждается тем, что некоторые кротовины в погребенной почве пронизаны тонкими псевдофибрами.

Изучение почв обоих хронорядов показывает, что почвы, сформированные в лессах, и на песчаных отложениях, указывают на сходные этапы ландшафтных изменений в голоцене. Изученные почвы являются полигенетическими, сочетающими в себе особенности

лесного и степного педогенеза. Сравнение погребенных и дневных почв свидетельствует об относительной устойчивости ландшафта на южной границе лесостепной зоны с РЖВ до наших дней.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (Грант 16-17-10280).

ЛИТЕРАТУРА

1. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении истории природы и общества. Пушино: ПНЦ РАН, 1997. 212 с.
2. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
3. Khokhlova O.S. Soil evolution and paleoclimatic reconstruction derived from the study of the short and long-term pedochronosequences of the Skvortsovsky burial ground on the south of the Cis-Ural Steppe Region, Russia. In: Denise M. Germanno (Ed.) «Steppe Ecosystems: Dynamics, Land Use and Conservation». Nova Science Publishers, 2012. P. 81-100.
4. Chendev Y.G., Aleksandrovskiy A.L., Khokhlova O.S., Dergacheva M.I., Petin A.N., Golotvin A.N., Sarapulkin V.A., Zemtsov G.L., Uvarkin S.V. Evolution of forest pedogenesis in the south of the forest-steppe of the Central Russian Upland in the Late Holocene // Eurasian Soil Sci. 2017. V. 50. P. 1–13.
5. Aseyeva E., Makeev A., Kurbanova F., Kust P., Rusakov A., Khokhlova O., Mihailov E., Puzanova T., Golyeva A. Paleolandscape reconstruction based on the study of a buried soil of the Bronze Age in the broadleaf forest Area of the Russian Plain // Geosciences. 2019. V. 9. No 111. P. 1–27.
6. Makeev A.O., Aseyeva E.N., Rusakov A.V., Sorokina K.I., Puzanova T.A., Khokhlova O.S., Kust P.G., Kurbanova F.G., Chernov T.I., Kutovaya O.V. The environment of the Early Iron Age at the southern fringe of the forest zone of the Russian Plain // Quaternary International. 2019. V. 502. P. 218–327.
7. Чендев Ю.Г., Александровский А.Л., Гольева А.А., Хохлова О.С., Пономаренко Е.В., Русаков А.В., Шаповалов А.С., Борбукова Д.А. Почвы скифских городищ на юге лесостепи Среднерусской возвышенности // Материалы Всероссийской научной конференции по археологическому почвоведению, посвященной памяти проф. В.А. Демкина (Пушино, 14–16 апреля 2014 г.). Пушино: Ин-т физ.-хим. и биол. проблем почвоведения РАН, 2014. С. 247–250.
8. IUSS Working Group WRB. 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.

РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНАХ ВРЕМЕННЫХ ВОДОТОКОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Ю.В. Рыжов^{1, 2, 3}, М.Ю. Опекунова², С.А. Макаров², И.Ю. Овчинников⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
ryzhovyurij@yandex.ru

² Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, д. 1,
orek@mail.ru, makarov@irigs.irk.ru

³ Педагогический институт Иркутского государственного университета, 664011, г. Иркутск,
ул. Нижняя Набережная, д. 6

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, РФ, г. Новосибирск,
просп. Академика Коптюга, д. 3, c14ovchinnikov@gmail.com

Современное распространение оврагов в Восточной Сибири связано с сочетанием природных и антропогенных факторов. Опубликовано большое число статей и монографий, посвященных развитию оврагов [1–3]. Гораздо меньше исследований рассматривают этапы заполнения оврагов [4]. Развитие современных форм размыва зависит от типа унаследованного ландшафта [5]. Овраги часто распространены в днищах балок, падей выполненных разнообразными позднеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями. Их называют донными или вторичными формами размыва. В днищах балок, падей вскрываются погребенные эрозионные формы прежних этапов врезания и заполнения оврагов [6]. Поэтому изучение морфологии погребенных форм размыва, выявление этапов врезания и заполнения важно для прогноза эволюции оврагов, установления факторов, контролирующих аккумуляцию [4].

Овражная эрозия является ведущим экзогенным процессом в образовании оврагов. Овраги может развиваться в отрицательных формах рельефа, созданных другими суффозией, карстом, оплываем, оползанием, криогенным растрескиванием. Ведущими процессами, участвующими в эволюции оврагов в умеренных широтах Евразии, являются эрозия, суффозия, гравитационные массовые движения [3, 5].

Исследования проводились в Западном Забайкалье, где широко распространены лощины, балки, пади, выполненные полигенетическими позднеплейстоценовыми и голоценовыми осадками, разделенными горизонтами погребенных почв. Проведено детальное стратиграфическое описание разрезов отложений, балок, современных и погребенных оврагов, отобраны образцы на физико-химический анализ, пролучены серии радиоуглеродных датировок гумуса почв, торфа, угля.

В своем развитии балки один или несколько этапов врезания и заполнения. В отложениях днищ лощин, балок и падей, размываемых современными оврага-

ми, значительную долю составляют гумусированные пески, супеси, суглинки погребенных почв. По оценке Л.Ф. Литвина [7] почвы составляют 1/3 объема овражных наносов. В Восточной Сибири в условиях расчлененного рельефа мощность гумусовых почв редко превышает 50 см. Доля почв в общем объеме овражных наносов различается для склоновых донных форм размыва. В днищах лощин, балок, падей в разрезах часто наблюдается почвенно-седиментационная последовательность [6]. По расчетам для стенок оврагов в Западном Забайкалье на почвы приходится 8–52 % площади разреза. Для форм размыва, врезанных в голоценовые балочные отложения, их доля достигает 30–65%. В оврагах, развивающихся в позднеплейстоценовых лессовидных супесях, она снижается до 5–15%.

В условиях Забайкалья на первом этапе эволюции оврагов (стадии врезания) отмечается активный рост в вершине. Наряду с эрозией, важную роль в поступлении наносов играют обвальное-осыпные процессы. По наблюдениям в современных крупных донных оврагах блоки могут достигать объема десятки и первые сотни м³. В днищах балок, падей Забайкалья нередко наблюдается цепочка эрозионных форм, разделенных конусами выноса и неовражными пространствами. В процессе отступления вершины оврага сокращается площадь ее водосбора, снижаются темпы эрозии. Выносимые из привершинной части форм размыва наносы аккумулируются в средней и нижней частях оврагов, это приводит к расширению днища, снижению уклонов продольного профиля и склонов. Днища и нижняя часть склонов начинают зарастать травянистой, кустарниковой и древесной растительностью, что еще более усиливают аккумуляцию. Рост отметок днища, распластывание водотоков ослабляет подмыв склонов и снижает активность обвальное-осыпных процессов в оврагах. Все большую роль в заполнении форм размыва в Забайкалье начинают играть процессы смыва, эоловая аккумуля-

муляция. В дальнейшем на месте оврагов с крутыми склонами образуется лощина, балка или падь с более пологими заросшими склонами и широким днищем.

Наиболее детально изучены отложения приустьевой части балки (разрез Надеино), погребенный овраг (разрез Куйтун), балок и оврагов (Студеный ключ 1, Большой Куналей) [6]. В разрезе Надеино в голоцене зафиксированы пять крупных этапов почвообразования 11,6–11,3, 11,1–10,7, 10,3–10,1, 8,9–6,7, 4,8–0,64 тыс. кал. л.н. В погребенном овраге (разрез Куйтун) в голоцене в раннем голоцене отмечалась фаза заполнения эрозионной формы 10,9–10,5 тыс. кал. л.н. В дальнейшем происходило заполнение и погребение эрозионной формы.

В разрезе Мэнгэй на левом берегу р. Хилок по правому борту овражной долины вскрыт 5,9 м разрез отложений, выполняющих древний эрозионный врез. Разнообразие состава заполняющих овраг отложений дает возможность разделить отложения по ведущему экзогенному процессу их формирования (коллювиальные, делювиальные, пролювиальные, эоловые). Выделяются также полигенетические (эолово-делювиальные, делювиально-пролювиальные) осадки.

Пролювиальные отложения в разрезе представлены разнозернистыми песками с дресвой и щебнем. Они формировались за счет поступления наносов из вышележащих эрозионных форм. Делювиальные отложения представлены гумусированными слоистыми или скрытослоистыми мелко- и тонкозернистыми песками и супесями. Они формировались преимущественно за счет сноса со склонов балки. Эоловые отложения состоят из желтовато-коричневых, светло-коричневых с белесоватым оттенком тонкозернистых песков. Оторфованные супеси залегают в основании разреза на пролювиальных отложениях. Они формировались в замкнутых понижениях в днище оврага и на участках выхода источников. Небольшие по мощности слои торфа наблюдается в настоящее время в средней и нижней частях овражной долины на участках выхода родников. Почвы отражают этапы резкого снижения поступления наносов с водосбора балки.

Для разреза Мэнгэй получено 14 радиоуглеродных датировок в диапазоне 8750–345 лет (9640–400 кал. л.н.). Материалом для датирования являлись гумусовые горизонты почв и педоседименты. После врезания оврага в днище пади в начале голоцена (>9,7 тыс. кал. л.н.) происходило заполнение эрозионной форм осадками. Этапы стабилизации днища овражной долины фиксируются этапами педогенеза. Возраст погребенных почв составляет 9,7–9,2, 8,9–8,6, 8,4–8,3, 8,1–7,9, 7,7–7,5, 7,4–7,2, 7–6,8, 6,7–6,4, 5,2–4,65, 4,5–4,35, 4,1–3,9, 3,2–2,7, 1,2–0,7 тыс. кал. л.н. Разделяющие их отложения фиксируют этапы активизации экзогенных процессов

на водосборе овражной долины. Последовательность этапов врезания, заполнения и погребения оврагов в позднеледниковье и голоцене выявлена и в других районах Западного Забайкалья [6].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом в развитии овражной долины Мэнгэй выделяются следующие этапы:

1. Врезания оврага в днище балки в начале голоцена (>9,7 тыс. кал. л.н.);
2. Постепенного заполнения донного оврага разнообразными по генезису отложениями и гумусовыми горизонтами почв (9-0,4 тыс. кал. л.н.). Короткие эрозионные фазы фиксируются накоплением маломощных слоев пролювия в днище, фазы стабилизации оврага – формированием гумусированных горизонтов почв. В целом шел процесс постепенного прерывистого заполнения эрозионного вреза;
3. Усиления эрозии 400–250 кал. л.н. и аккумуляции в днище балки связанное с выпасом скота, пожарами;
4. Снижение темпов эрозии и аккумуляции в балке (250–150 кал. л.н.), формирование гумусированных супесей;
5. Активизация эрозионно-аккумулятивных процессов 150–50 кал. л.н.;
6. Врезание оврага и формирование его отвершков (последние 50 лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 17-29-05064 офи_м).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, Сибирское предприятие РАН, 1997. 208 с.
2. Тармаев В.А., Корсунов В.И., Куликов А.И. Линейная эрозия в Байкальском регионе. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 163 с.
3. Рыжов Ю.В. Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2015, 180 с.
4. Poesen J. Challenges in gully erosion research // Landform analysis. 2011. V. 17. P. 5–9.
5. Starkel L. Paradoxes in the development of gullies // Landform analysis. 2011. V. 17. P. 11–13.
6. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2017. 139 с.
7. Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. 255 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЧВООБРАЗОВАНИИ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Ю.В. Рыжов^{1,2}, М.В. Смирнов^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, РФ, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128

² Иркутский государственный университет, 664003, РФ, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, д. 1,
ryzhov Yuriy@yandex.ru; smv.38@mail.ru.

В разрезах голоценовых (последние 11,7 тыс. кал. л.н.) отложений пойм и террас, часто наблюдается почвенно-седиментационная последовательность [1–3], которая отражает природно-климатические и антропогенные изменения в водосборных бассейнах рек. Выявление в речных долинах последовательности этапов осадконакопления и почвообразования, фаз врезания и заполнения, повышенной водности рек, важно для изучения истории развития рельефа и ландшафтов Забайкалья в голоцене. В отложениях террас выделяются отложения аллювиального и покровного генетических комплексов, поймы сложены речными осадками. При изучении террас важно установить высоту и возраст контактного горизонта, разделяющего аллювиальные и покровные отложения.

В Забайкалье голоценовые аллювиальные отложения слагают поймы (высота 1–4 м), кровлю осадков первой (5–7 м), реже второй (7–9 м) надпойменной террас рек. Аллювиальные почвы отражают этапы снижения активности флювиальных процессов, зарастания пойм травянистой и кустарниковой растительностью. Пойменный аллювий накапливается во время паводков. После завершения аккумуляции аллювия и геоморфологического оформления террас гумусовые горизонты почв формировались при снижении темпов экзогенных процессов водосборов, как правило, при потеплении и увлажнении климата.

Для выявления этапов осадконакопления и педогенеза в речных долинах Забайкалья нами изучены разрезы отложений второй надпойменной террасы р. Хилок, поймы и первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки. Проведено морфологическое описание разрезов; отобраны образцы на физико-химический анализ, выполнены гранулометрический анализ ситовым методом. В лабораториях «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» СПбГУ, «Геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата» Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН получены 10 радиоуглеродных датировок

по гумусу почв. Выявлены этапы формирования отложений и почв в голоцене.

В разрезе отложений террасы высотой 6–9 м на правом берегу р. Аршан у с. Старые Ключи, (коррелируется со второй террасой р. Хилок высотой 10–12 м) изучена 2,9 м верхняя часть толщи отложений. Выявлены осадки аллювиального и покровного генетических комплексов, погребенные почвы. В таблице 1 приведены результаты радиоуглеродных датировок. В разрезе преобладают мелко- и среднезернистые пески и супеси. Пески характерны для аллювиальных отложений, супеси выше речных осадков

Выделяются следующие этапы формирования верхней части отложений террасы:

- накопление пойменного аллювия 9,8–9,2 тыс. кал. л.н.;
- формирование аллювиальной почвы (9,2–9,0 тыс. кал. л.н.);
- аккумуляция аллювиальных песков с включением мелкого гравия (9–8,2 тыс. кал. л.н.);
- завершение накопления аллювия (8,2 тыс. кал. л.н.), врезание реки на 1–2 м;
- формирование почвы (8,2–7,6 тыс. кал. л.н.) в условиях террасы;
- накопление эоловых супесей (7,6–6,55 тыс. кал. л.н.);
- формирование мощной (69 см) почвы (6,55–3,1 тыс. кал. л.н.);
- аккумуляция эоловых супесей (3,1–2,4 тыс. кал. л.н.);
- этап почвообразования 2,4–1,9 тыс. кал. л.н.;
- аккумуляция эоловых супесей (1,9–1 тыс. кал. л.н.);
- этап педогенеза (1–0,44 тыс. кал. л.н.);
- накопление супесей (<0,44 тыс. кал. л.н.).

В разрезе отложений первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки высотой 6,4 м изучена верхняя 2,8 толща отложений, проведено радиоуглеродное датирование (см. табл. 1).

Выделяются следующие этапы формирования отложений террасы:

- аккумуляция песков и супесей с включением углей (3,5–3,4 тыс. кал. л.н.);

- накопление мелко- и среднезернистых песков с включением линз крупнозернистого песка и мелкого гравия (3,4–3,1 тыс. кал. л.н.);
- почвообразование (накопление гумусированных песков и супесей) (3,1–2,9 тыс. кал. л.н.);
- накопление аллювиальных разнозернистых песков (2,9–2,85 тыс. кал. л.н.);
- формирование гумусовых горизонтов почв и прослоев супесей у условиях террасы (2,85–2,6 тыс. кал. л.н.);
- аккумуляция эоловой белесой супеси (2,6–2,25 тыс. кал. л.н.);
- формирование гумусового горизонта почвы (2,25–2,15 тыс. кал. л.н.);
- аккумуляция эоловых пылеватых супесей (2,15–2,1 тыс. кал. л.н.);
- формирование гумусового горизонта почвы (2,1–1,85 тыс. кал. л.н.);
- накопленные супеси (1,85–1,6 тыс. кал. л.н.);
- формирование гумусового горизонта почвы (1,6–1,05 тыс. кал. л.н.);
- аккумуляция пылеватых эоловых супесей (1,05–0,5 тыс. кал. л.н.);
- формирование современной почвы (<0,5 тыс. кал. л.н.).

Изучено строение поймы р. Тарбагатайки. Выполнен гранулометрический анализ, получена одна радиоуглеродная датировка. Выделяются следующие этапы аккумуляции отложений:

- накопление песков и супесей с включением углей (>2,1 тыс. кал. л.н.);
- аккумуляция гумусированных супесей и песков (2,1–0,9 тыс. кал. л.н.);
- аккумуляция мелкозернистых песков (0,9–0,6 тыс. кал. л.н.);
- накопление песков и супесей (<0,6 тыс. кал. л.н.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезе второй террасы р. Аршан в голоцене выделяется одна аллювиальная почва (9,2–9,0 тыс. кал. л.н.) и 4 этапа педогенеза после завершения аккумуляции аллювия (8,2–7,6, 6,55–3,1, 2,4–1,9 и 1–0,44 тыс. кал. л.н.) В отложениях первой террасы р. Тарбагатайки выявляется аллювиальная почва возрастом 3,1–2,9 тыс. кал. л.н. и 6 этапов педогенеза в условиях террасы (2,85–2,6, 2,25, 2,15, 2,1–1,85, 1,6–1,05 и (<0,5 тыс. кал. л.н.). В условиях современной поймы этап почвообразования датируется 2,1–0,9 тыс. кал. л.н. Время геоморфологического оформления второй надпойменной террасы 8,2, первой надпойменной террасы 2,9–2,85 тыс. кал. л.н, что совпадает с полученными ранее данными в террасам в бассейне р. Селенги [2–4]

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 17-29-05064 офи_м).

Радиоуглеродный (^{14}C л.н.) и календарный (кал. л.н.) возраст почв и угля поймы и террас

Лаб. номер	Глубина отбора пробы, материал датирования	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), кал.лет
Первая надпойменная терраса р. Тарбагатайки (высота 6,4 м),			
ЛУ-9353	85–97 см, гумус	1170 ± 80	1100 ± 90
ЛУ-9354	106–114 см, гумус	2210 ± 110	2210 ± 140
ЛУ-9308	274–277 см, угли	3240 ± 150	3470 ± 190
Пойма р. Тарбагатайки (высота 1,5 м)			
ЛУ-9340	47–49 см, гумус	1890 ± 70	1820 ± 90
Терраса р. Аршан у с. Старые Ключи (высота 6-9 м)			
СО РАН 9754	55–46 см, гумус	1185 ± 60	1117 ± 64
СО РАН 9755	110–105 см, гумус	3020 ± 70	3240 ± 99
СО РАН 9756	165–159 см, гумус	5730 ± 100	6536 ± 103
СО РАН 9757	200–189 см, гумус	5765 ± 115	6555 ± 121
СО РАН 9758	230–213 см, гумус	7070 ± 135	7880 ± 131
СО РАН 9759	270–260 см, гумус	8300 ± 300	9204 ± 347

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв: монография. Иркутск: Изд-во. Иркут. гос. ун-та, 2010. 205 с.

2. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А. Экзогенные процессы и почвообразование в малом речном бассейне Западного За-

байкалья во второй половине голоцена // География и природные ресурсы. 2017. № 3. С. 87–96.

3. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднего-рье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Издательство Института географии СО РАН, 2017. 139 с.

4. Константинов, М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ, Чита, 1994. 180 с.

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕН ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СООТНОШЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДЕКСОВ И ПЫЛЬЦЕВЫХ ДАНЫХ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗ. КЫРТЫМА

Н.Е. Рябогина, С.Н. Иванов, А.С. Афонин

Тюменский научный центр СО РАН, 625003, РФ, г. Тюмень, ул. Малыпина, д. 86, а/я 2774,
nataly.ryabogina@gmail.com, ivasenik@rambler.ru, hawk_lex@list.ru

Исследование озерных отложений, как высоко-разрешающих палеоэкологических летописей, на юге Западной Сибири имеет сравнительно недолгую историю [1–5], полученные по ним данные охватывают, как правило, вторую половину голоцена. Более длинные и древние колонки озерных осадков, получают в основном на Урале и Алтае [6–10]. Информация о рубеже позднеледниковья и раннего голоцена для равнинной части юга Западной Сибири получена только для двух торфяников в Приобье [11–12]. Поэтому отложения озера Кыртыма, расположенного недалеко от г. Тюмень, представляют собой уникальный палеоэкологический архив, редкий по полноте и разрешению данных, их сохранности и возрасту. На этом объекте получена первая непрерывная запись данных об изменении природных условий последних 16 кал. тыс. лет, не осложненная высотной зональностью и транслирующая информацию о климатических перестройках на границе современной гумидной и аридной зоны. Серия из 15 AMS датировок демонстрирует последовательное накопление ила и сапропеля. Остатки макрофитов даже в нижней части профиля доказывают, что водная аккумуляция отложений не прерывалась с позднеледниковья, хотя скорость седиментации менялась от 16 до 84 лет/см.

Стратиграфия, анализ скорости аккумуляции, геохимического состава и сохранившихся растительных тканей в отложениях озера Кыртыма позволили проследить развитие водоема и последовательные изменения условий седиментации в позднеледниковье и голоцене [13]. Палинологический анализ каждого сантиметра 4.7 м колонки еще не завершены, однако уже сейчас полу-

чены предварительные результаты, позволяющие сопоставить маркеры развития региональной растительности и локальные условия развития озера.

Отложения с низким содержанием органического материала и очень высокими показателями коэффициентов выветривания накапливались около 15.5–13.7 кал. тыс. л.н., холодные и сухие условия были нестабильными, и позволяли существовать лишь сообществам с обилием полыни, маревых и злаков, хотя локальные березовые перелески также сохранялись. Экстремально сухие условия, реконструированы для короткого интервала 13.9–13.4 кал. тыс. л.н. и маркированы пиком пыльцы маревых. Таким образом, интервалы соотносимые с хронозоной Bøllinge-Allerød [14], проявились как наиболее континентальные с открытыми ландшафтами тундро-степей. Дальнейшие изменения растительности связаны с распространением злаковых с полынью степей и елово-березовых редколесий около 13–12.1 кал. тыс. л.н. Отложения черной гиттии, обогащенные органикой с обилием остракод, накапливались 12.1–11.2 кал. тыс. л.н., в этих осадках произошла резкая перестройка всех геохимических коэффициентов и начинается постепенный подъем кривой пыльцы березы, этот интервал приходится на рубеж позднего дриаса и голоцена, установленный по записям Гренландских ледовых кернов около 11.7 кал. тыс. л.н. [14].

Активное расселение березовых лесов продолжилось уже в предбореальном периоде голоцена около 11.2–10.1 кал. тыс. л.н., однако геохимические маркеры выявили и эпизод кратковременного похолодания 10.5 кал. тыс. л.н. Последующие изменения в осадконакоплении указывают на общее потепление и неста-

бильный гидрологическим режимом озера, а в составе растительности уже около 9.6 кал. тыс. л.н. сосновые леса стали играть важную роль. Динамика геохимических коэффициентов указывает на повышение увлажнения около 8.2 кал. тыс. л.н., которое отразилось на повышении уровня воды в озере, однако не проявилось в облике фоновой региональной растительности. Самая засушливая климатическая фаза голоцена отчетливо фиксируется геохимическими данными около 7.1–5.5 тыс. кал. тыс. л.н. (минимальные значения коэффициентов выветривания и максимальные – карбонатности, засоления и окисления), и однозначно указывает на аридизацию климата. Однако, примечательно, что пыльцевые данные в этот период показали доминирование сосновых лесов, неблагоприятные условия для мелколиственных лесов, и не выявили признаков расширений площади лугово-степных участков. Последующее похолодание и снижение испаряемости началось в интервале 5.5–4.9 кал. тыс. л.н., но выраженный кардинальный сдвиг в условиях седиментации из-за увеличения увлажнения был зафиксирован лишь 4.9–2.8 кал. тыс. л.н. Синхронно с этими процессами вновь возрастает роль березы в лесах, постоянно с участием ели, в то время как доля сосны снижается. Кратковременное колебание геохимических индексов, маркирующих более сухие условия выявлены около 3.5–3.3 кал. тыс. л.н. Существенное увеличение поверхностного стока, повышение коэффициентов выветривания и гидротермального индекса, низкие показатели C/N и карбонатности в отложениях после 2.8 кал. тыс. л.н. связаны с увлажнением и похолоданием. На этот период приходится и интенсивное расселение березовых лесов, активно вытесняющих сосновые вплоть до последних 500 лет. Геохимические показатели озерных отложений Кыртыма очень чувствительны к климатическим перестройкам, влияющим на условия осадконакопления. В сопоставлении с пыльцевыми записями они позволяют более надежно установить хронологические рубежи и объективнее интерпретировать нюансы климатических перестроек, слабо проявившиеся в изменениях состава растительности.

Исследования выполнены в рамках базового проекта РАН № АААА-А17-117050400147-2 и при поддержке РФФИ проект 16-06-00260 А

ЛИТЕРАТУРА

1. Хазин Л.Б., Хазина И.В. Микропалеонтологический и палинологический анализ разреза Чича-1 (Новосибирская область) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2008. Вып. 10–11. Приложение к журналу Геология и геофизика. № 49. С. 473–476.

2. Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M., Preiss Yu.I., Khazina I.V., Khazin L.B., Safonova I.Y., Ignatova N.V. Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: evidence from biotic records of Mid to Late Holocene sediments of Lake Beloye // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2012a. V. 331–332. P. 177–193.

3. Krivonogov S.K., Yamamuro M., Takahara H., Kazansky A.Y., Klimin M.A., Bobrov V.A., Safonova I.Y., Pheodorin M.A., Bortnikova S.B. An abrupt ecosystem change in Lake Beloye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2012b. V. 331–332. P. 194–206.

4. Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D., Palagushkina O., Papin D., Frolova L. Mid-late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans // *Quaternary Science Reviews.* 2012. V. 48. P. 32–42.

5. Zhilich S., Rudaya N., Krivonogov S., Nazarova L., Pozdnyakov D. Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population // *Quaternary Science Reviews.* 2017. V. 163. P. 152–161.

6. Масленникова А.В., Удачин А.В., Дерягин В.В. Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2014. 136 с.

7. Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. Late-glacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the Lake Syrytkul sediments // *Quaternary International.* 2016. V. 420. P. 65–75.

8. Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 245. P. 518–534.

9. Rudaya N., Tarasov P., Dorofeyuk N., Solovieva N., Kalugin I., Andreev A., Daryin A., Diekmann B., Riedel F., Tserendash N., Wagner M. Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia // *Quaternary Science Reviews.* 2009. V. 28. P. 540–554.

10. Rudaya N., Nazarova L., Novenko E., Andreev A., Kalugin I., Daryin A., Babich V., Li H.-C., Shilov P. Mid Holocene climate and vegetation in the northern Altai mountains recorded in Lake Teletskoe // *Glob. Planet. Chang.* 2016. V. 141. P. 12–24.

11. Фирсов Л.В., Волкова В.С., Левина Т.П., Николаева И.В., Орлова Л.А., Паньчев В.А., Волков И.А. Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника болота Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и

палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 96–107.

12. Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Кременецкий КВ., Новенко Е.Ю. Ландшафтно-климатические изменения в Западной Сибири в позднеледниковье и голоцене в свете новых палинологических данных // Известия РАН. Сер. Геогр. 2005. № 6. С. 38–19.

13. Ryabogina N.E, Afonin A.S, Ivanov S.N, Li H.-C., Kalinin P.A, Udaltsov S.N, Nikolaenko S.A. Holocene paleoenvironmental changes reflected in peat and lake sediment records of Western Siberia: Geochemical and plant macrofos-

sil proxies // Quaternary International. 2019. DOI: 10.1016/j.quaint.2019.04.006

14. Rasmussen S., Bigler M., Blockley S., Blunier T., Buchardt S., Clausen H., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W., Lowe J., Pedro J., Popp T., Seierstad I., Steffensen J., Svensson A., Vallelonga P., Vinther B., Walker M., Wheatley J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 106. P. 14–28.

ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ДАГЕСТАНА В ГОЛОЦЕНЕ (ПО ПЫЛЬЦЕВЫМ ДАННЫМ ГОРНЫХ И РАВНИННЫХ ТОРФЯНЫХ АРХИВОВ)

Н.Е. Рябогина¹, Э.Д. Насонова¹, А.В. Борисов², И.А. Идрисов³

¹ Тюменский научный центр СО РАН, 625003, РФ, г. Тюмень, ул. Малыпина, д. 86, а/я 2774, nataly.ryabogina@gmail.com, eleonora_nasonova@mail.ru

² Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пушкино, ул. Институтская, д. 2, a.v.borisovv@gmail.com

³ Институт геологии ДАН РАН, 367030, РФ, г. Махачкала, ул. Ярагского, д. 75, idris_gun@mail.ru

Изменения природных условий в голоцене северо-восточной части Кавказа до недавнего времени было сложно анализировать, так как в горной и равнинной части Дагестана не было опорных торфяных или озерных архивов палеоэкологической информации. Пробелы в знаниях о климатических условиях и отклике растительности на них в этой части Кавказа особенно заметны на фоне относительно хорошо исследованного Закавказья [1–6], и в том числе не позволяют рассматривать круг вопросов, связанных с поэтапным расселением древесных пород, изменением облика ландшафтов и освоением этого региона в древности.

Стратиграфическое строение, представительная серия радиоуглеродных датировок, ботанический и палинологический состав отложений двух торфяников Шотота и Аркида, исследованных в 2017–2018 годах, позволили впервые реконструировать историю растительности и климата, причем как для горной, так и для равнинной области Дагестана [7–9]. Отложения торфяника Шотота на Хунзахском плато представили наиболее полноценные палеоэкологические записи большей части голоцена внутреннего средногорного пояса, начиная с бореального периода. Возраст травяного болота Аркида на юге Прикаспийской низменности не превышает 4500 кал. л.н., и указывает на начало формирования гидроморфных условий в понижениях рельефа хва-

лынских морских террасах после заполнения аллювием раннеголоценовых эрозионных врезок реки Сулак.

Для среднегорной зоны Дагестана [8] установлена последовательная смена сухих степей в начале голоцена (9200–7300 кал. л.н.), увеличение увлажнения с появлением участков широколиственных лесов около 7300–6000 кал. л.н., резкий сухой интервал около 6000 кал. л.н., сменившееся похолоданием, несколькими фазами колебаний увлажнения на фоне активного расселения сосновых редколесий. Примечательно, что согласно пыльцевым данным первое проникновение широколиственных, а затем расширение ареала хвойных пород в Дагестане произошло со значительной задержкой по сравнению с другими регионами Кавказа. Грабово-вязовые леса с примесью липы, дуба и клена появились около 7300 кал. л.н. и отдельно от хвойных, что почти на 2000 лет позже чем в Закавказье [4]. Важной особенностью является отсутствие бука; его пыльца появляется в небольшом количестве поздно, не ранее, чем 2400 кал. л.н., в то время как в Закавказье она хорошо представлена уже 9000 лет назад [4], и в центральной части Северного Кавказа [10] также отмечается начиная с бореального периода голоцена. Распространение хвойных лесов было отсрочено на 4–3 тысячелетия как из-за отсутствия рефугиумов в этой части Кавказа, так и недостаточно благоприятных климатических усло-

вий. По-видимому, северо-восточная часть Кавказа неоднократно попадала под выраженное влияние зимнего сибирского максимума и испытывала недостаток увлажнения. Это препятствовало облесению склонов и в голоцене облик ландшафтов среднегорной зоны формировали лугово-степные сообщества при редком участии лесов – широколиственного состава в более теплые и влажные периоды, и с доминированием березы и сосны при похолодании во второй половине голоцена. Истории растительности в этом районе не согласуются ни с Закавказьем, ни с западной и центральной частью Северного Кавказа, демонстрируя уникальность развития экосистем горной зоны Дагестана в голоцене.

Данные полученные для равнинной области, прилегающей к горам Дагестана с северо-востока, показали господство сухой степной растительности на протяжении второй половины голоцена [9]. По динамике соотношения пыльцы маревых и полыни, эпизодам появления пыльцы древесных пород и колебаниям скорости торфонакопления и пыльцевой концентрации, периоды увеличения увлажнения выявлены около 3400–3000 кал. л.н. и после 1200 кал. л.н. Они сопровождаются появлением локальных, по-видимому причерных участков леса, с сосной, березой, дубом, грабом и даже букком. Противоположный тренд в сторону аридизации климата, распространения полупустынной растительности с тамариковыми редколесьями приходился на интервалы 4200–3400 кал. л.н. и 3000–1200 кал. л.н. Наиболее выраженный засушливый период 2000–1500 кал. л.н. привел к критическому замедлению аккумуляции торфа, опустыниванию и исчезновению редколесий. Некоторые из выявленных палеоклиматических этапов согласуются с выявленными по пыльцевым данным отложений дельты Волги [11, 12], однако для южной части Прикаспийской низменности торфяник Аркида стал первым цельным природным архивом с последовательно накапливающимися органогенными отложениями.

В целом, исследования проведенные на этих торфяниках и рекогносцировочное бурение на других болотах Дагестана показали перспективность дальнейшего поиска новых природных архивов для более детальной реконструкции ландшафтно-климатических изменений в этой части Кавказа.

При финансовой поддержке исследования РНФ (проект 17-18-01406) и РФФИ 19-29-05205 МК.

ЛИТЕРАТУРА

1. Квавадзе Э.В., Ефремов Ю.В., Букреева Г.В., Акатов В.В. Палинологическая характеристика серии озерных и болотных отложений голоцена в истоках р. Закан (За-

падный Кавказ) // Сообщ. АН Грузии. 1994. Т. 150. № 1. С. 177–184.

2. Connor S.E., Kvavadze E.V. Modelling late Quaternary changes in plant distribution, vegetation and climate using pollen data from Georgia, Caucasus // Journal of Biogeography. 2008. V. 36. № 3. P. 529–545.

3. Connor S.E. A Promethean Legacy. Late quaternary vegetation history of Southern Georgia, the Caucasus // Leuven: Peeters (Ancient Near Eastern Studies Suppl. 34). 2011.

4. Messenger E., Nomade S., Wilhelm B., Joannin S., Scao V., Von Grafenstein U., Martkoplshvili, I., Ollivier V., Mgeladze A., Dumoulin J.-P., Mazuy A., Belmecheri S., Lordkipanidze D. New pollen evidence from Nariani (Georgia) for delayed postglacial forest expansion in the South Caucasus // Quaternary Research. 2017. V. 87. № 1. P. 121–132.

5. Messenger E., Soumaya B., Von Grafenstein U., Nomade S., Ollivier V., Voichet P., Puaud S., Courtin-Nomade A., Guillou H., Mgeladze A., Dumoulin J.-P., Mazuya A., Lordkipanidze D. Late quaternary record of the vegetation and catchment related changes from lake Paravani (Javakheti, South Caucasus) // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 77. P. 125–140.

6. Leroyer, C. Joannin S., Aoustin D., Ali A.A., Peyron O., Ollivier V., Tozalakyan P., Karakhanyan A., Jude F. Mid Holocene vegetation reconstruction from Vanevan peat (south-eastern shore of Lake Sevan, Armenia) // Quaternary International. 2016. V. 395. P. 5–18.

7. Рябогина Н.Е., Идрисов И.А., Борисов А.В., Афонин А.С., Зазовская Э.П. Болота Восточного Кавказа как высоко разрешающие архивы палеогеографической информации // География и природные ресурсы. 2019. № 2. С. 85–94.

8. Ryabogina N., Borisov A., Idrisov I., Bakushev M. Holocene environmental history and populating of mountainous Dagestan (Eastern Caucasus, Russia) // Quaternary International. 2019. V. 516. P. 111–126.

9. Nasonova E.D., Ryabogina N.E., Idrisov I.A., Borisov A.V. Steppe landscapes dynamics in the south of the Caspian lowland in the second half of the Holocene (Dagestan, Russia) // Journal of Arid Land. (In press)

10. Серебрянный Л.Р., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н., Ильвес Э.О., Малясова Е.С., Скобеева Е.И. Растительность Центральной части высокогорного Кавказа в голоцене // Бюлл. по изучению четверт. периода. 1980. № 5. С. 123–137.

11. Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник Московского университета. Серия географическая. 2011. № 2. С. 13–27.

12. Richards K., Bolikhovskaya N.S., Hoogendoorn R.M., Kroonenberg S.B., Leroy S.A.G., Athersuch J. Reconstructions of deltaic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea // Holocene. 2014. V. 24. № 10. P. 1226–1252.

ОТРАЖЕНИЕ СОСТАВА РАСТИТЕЛЬНОСТИ В СОВРЕМЕННОМ ПЫЛЬЦЕВОМ ДОЖДЕ ГОРНЫХ ЛЕСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЭФИОПИИ В ВЫСОТНОМ ГРАДИЕНТЕ КАК ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПРОШЛОМ

К.А. Савина^{1,2}, Е.А. Кузьмичева², Е.Э. Северова¹

¹ Биологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ул. Ленинские Горы, д. 1, стр. 12, Москва, ksusha.sava@mail.ru, elena.severova@mail.ru

² ИПЭЭ РАН, Ленинский проспект, д. 33, Москва, kuzmicheva.evgeniya@gmail.com

Определение условий, влияющих на формирование современных пыльцевых спектров, позволяет более точно трактовать фоссильные спектры отложений голоцена. В отличие от достаточно хорошо изученной Европы, на Африканском континенте работ по изучению современного пыльцевого дождя крайне мало [1]. Изучение пыльцевого дождя с использованием годичных пыльцевых ловушек разного типа с последующей оценкой скорости аккумуляции пыльцы ранее не проводилось на территории Восточной Африки.

Целью настоящей работы было изучение современного пыльцевого дождя горных районов Юго-Восточной Эфиопии вдоль высотного градиента и его связи с современной растительностью на примере гор Бале (Эфиопия). Для достижения данной цели нами был проведен спорово-пыльцевой анализ пыльцевых ловушек из разных горных поясов и сравнение полученных спектров с составом современной растительности.

В рамках совместной Российско-Эфиопской биологической экспедиции на территории гор Бале были установлены ловушки Бехлинга [2], которые экспонировались в течение года (2015–2016), в семи разных растительных сообществах. Ловушки были химически обработаны в Лаборатории исторической экологии ИПЭЭ РАН ацетолизным методом без применения тяжелой жидкости. Перед обработкой в образцы были добавлены таблетки *Lycopodium clavatum* (Batch nr. 1031) для расчета скорости аккумуляции пыльцы.

В каркасово-подокарповом лесу с *Coffea arabica* доминирующий вид — *Podocarpus gracilior*, пыльца которого является доминантом соответствующего спорово-пыльцевого спектра (СПС) (34%) (Рис. 1). Пыльца *Celtis* (1%) присутствует в составе спектра в небольшом количестве, несмотря на то, что виды рода опыляются как ветром, так и насекомыми, и, вероятно, должны обладать высокой пыльцевой продукцией. Низкое содер-

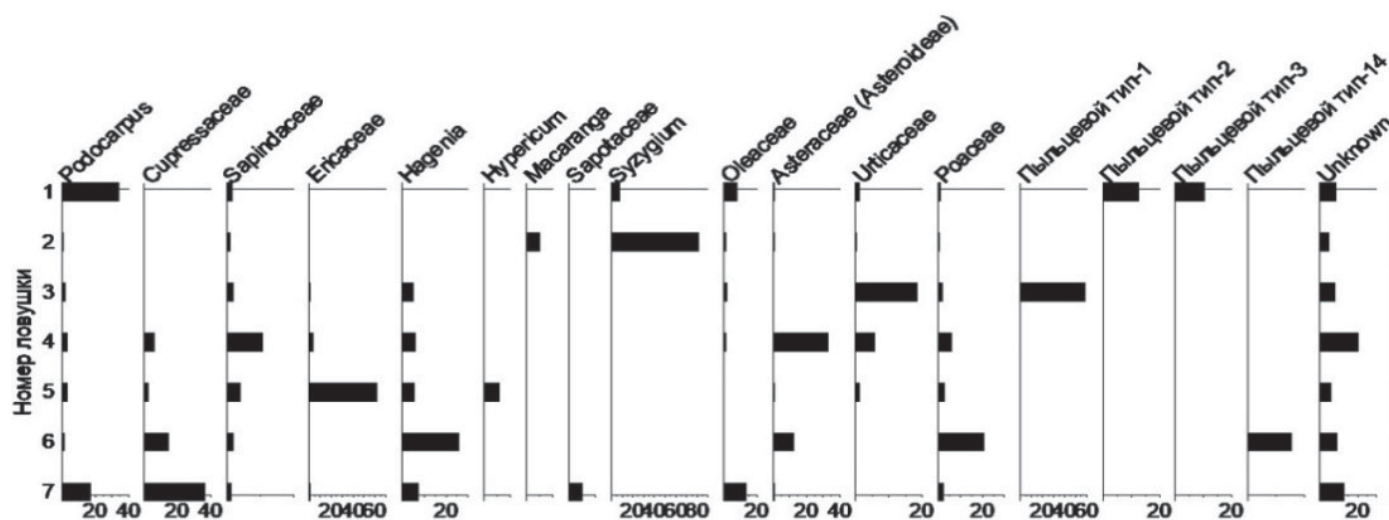


Рисунок 1. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма современного пыльцевого дождя гор Бале (исключены палинотипы, содержание которых менее 5%). 1: каркасово-подокарповый лес (1580 м н.у.м.); 2: среднегорный лес с преобладанием *Syzygium* и *Rouleria* (1790 м н.у.м.); 3: бамбуковый пояс (2570 м н.у.м.); 4: афро-альпийский пояс (4140 м н.у.м.); 5: вересковый пояс (3460 м н.у.м.); 6: хагениево-можжевеловый лес (3160 м н.у.м.); 7: подокарпово-можжевеловый лес (2760 м н.у.м.).

жание пыльцы *Celtis* в конкретный год наблюдений может быть случайным или отражать разную пыльцевую продукцию таксона в разные сезоны. Отсутствие пыльцы вида *Coffea arabica*, образующего подлесок в этом лесу, видимо, связано с самоопылением этого вида.

В СПС среднегорного влажного леса с преобладанием *Syzygium* и *Pouteria* преобладает только пыльца *Syzygium*. Высокое содержание пыльцы *Syzygium* (81%) можно связать с массовым распространением этих деревьев в месте экспонирования ловушки, а так же, возможно, со смешанным типом опыления. Отсутствие пыльцы *Pouteria* в составе спектра, вероятнее всего, можно объяснить энтомофилией этого вида.

В СПС бамбукового пояса преобладает палинотип-1 (58%) и Urticaceae-тип (18%), в то время как пыльцевые зерна злаков крайне немногочисленны (2%). Доминирующий вид растительного сообщества — *Arundinaria alpina* цветет раз в 15–40 лет. Отсутствие пыльцы злаков в составе спектра можно объяснить тем, что период наблюдений не совпал со временем цветения бамбука. Достаточно большую долю пыльцы типа Urticaceae в составе спектра можно объяснить тем, что, начиная с высоты 2000 м н.у.м., в растительном покрове часто встречаются травянистые представители данного семейства, опыляемые ветром и, предположительно, обладающие высокой пыльцевой продукцией.

В СПС афро-альпийского высокогорного пояса высокое содержание пыльцы Asteraceae (Asteroideae) (33%) связано с широким распространением подушковидных форм кустарничков рода *Helichrysum* [3], несмотря на то, что эти растения опыляются насекомыми и, вероятно, могут иметь низкую пыльцевую продукцию.

Erica доминирует как в СПС, так и в составе растительности верескового пояса (62%). *Hypericum*, *Hagenia* и большинство других растений отсутствуют в растительном сообществе, но содержатся в СПС. Следовательно, пыльца этих таксонов имеет заносное происхождение, так как на высоте 3460 м н.у.м. *Erica* представлена кустарниковыми формами и формирует открытое пространство.

Хагениево-можжевеловый лес формируют *Hagenia abyssinica* и Cupressaceae, которые также доминируют в спорово-пыльцевом спектре (26% и 14% соответственно). На долю пыльцы Poaceae приходится 21%. Высокий процент пыльцы злаков может отражать сведение леса, распашку или пастбищное скотоводство.

В подокарпово-можжевеловом лесу с *Hagenia abyssinica* доминирующие палинотипы СПС — Cupressaceae (36%), *Podocarpus* (17%), Oleaceae (13%), *Hagenia* (8%) соответствуют преобладающим видам в растительном сообществе.

СПС каркасово-подокарпового леса с *Coffea arabica* и афро-альпийский пояс характеризуются наибольшим разнообразием палинотипов (24 палинотипа в каждом сообществе). По литературным данным, число пыльцевых типов в спектрах и видов растений в сообществах уменьшается с увеличением высоты. Наши результаты частично подтверждают эту гипотезу. Такая тенденция наблюдается на южном макросклоне гор Бале. На северном макросклоне эта закономерность заметна плохо, возможно, из-за сильного антропогенного влияния. Кроме того, высокогорные открытые участки в большей степени подвержены влиянию дальнего переноса пыльцы, который существенно обогащает таксономический состав спектра. В нашей работе такой точкой, сильно подверженной влиянию дальнего переноса пыльцы, оказалось высокогорное плато Санетти.

Значения суммарной скорости аккумуляции пыльцы на южном макросклоне в целом выше, чем на северном. Эта разница может отражать различия в климатических условиях: южный склон более влажный, чем северный. Также относительно низкие значения скорости аккумуляции пыльцы на северном макросклоне могут быть связаны с активным сведением лесов. Скорость аккумуляции пыльцы от подокарпово-можжевелового леса к вересковому поясу на северном склоне постепенно уменьшается. Вероятно, это связано с постепенным уменьшением участия ветроопыляемого *Juniperus procera* в составе растительности. Сравнивая значения скорости аккумуляции пыльцы в трех сообществах южного макросклона, можно отметить, что самая высокая скорость аккумуляции пыльцы характерна для среднегорного тропического влажного леса (149380 пыльцевых зерен/см²/год). Более 80% пыльцевой продукции здесь представлено пыльцой *Syzygium*. Необходимо исследовать современный пыльцевой дождь в течение нескольких лет, чтобы выяснить, является ли этот факт закономерностью или отражает обычную для многих древесных растений эндогенную ритмику пыльцевой продуктивности. В афро-альпийском высокогорном поясе значение скорости аккумуляции пыльцы (2400 пыльцевых зерен/см²/год) минимально. Этому, скорее всего, способствуют как климатические условия (сильные ветра, резкие перепады дневных и ночных температур, небольшое количество осадков и т.д.), так и особенности опыления доминантного рода сообщества. Представители рода *Helichrysum* — энтомофилы, пыльцевая продукция которых, предположительно, невелика.

На основе нашей работы можно сделать следующие выводы:

- максимальное разнообразие пыльцевых типов отмечено в афро-альпийском высокогорном поясе и кар-

касово-подокарповом лесу с *Coffea arabica*, минимальное — в хагениево-можжевеловом лесу;

- в среднегорном тропическом влажном лесу с преобладанием *Syzygium* и *Pouteria* отмечено максимальное значение скорости аккумуляции пыльцы, в афроальпийском высокогорном поясе — минимальное;

- доминирующие виды разных типов растительности хорошо представлены в соответствующих пыльцевых спектрах;

- большую часть спорово-пыльцевых спектров составляет пыльца древесных таксонов и кустарников, травы вносят сравнительно небольшой вклад в состав спектров;

- по предварительным оценкам на состав спектра влияют пыльцевая продукция видов, их встречаемость в составе растительности, климатические особенности

региона, высотный пояс и ведение сельскохозяйственной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Schüler L., Hemp A. Atlas of pollen and spores and their parent taxa of Mt Kilimanjaro and tropical East Africa // Quaternary International. 2016. V. 425. P. 301–386.

2. Jantz N., Homeier J., León-Yáñez S., Moscoso A., Behling H. Trapping pollen in the tropics – comparing modern pollen rain spectra of different pollen traps and surface samples across Andean vegetation zones // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. V. 193. P. 57–69.

3. Miehe S., Miehe G. Ericaceous forests and heathlands in the Bale Mountains of South Ethiopia: ecology and man's impact. Hamburg: T. Warnke, 1994. 206 p.

СОДЕРЖАНИЕ НЕОРГАНИЧЕСКИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГОЛОЦЕНЕ

Д.О. Садоков^{1,2}, Т.В. Сапелко³, Н. Мантке⁴, М. Меллес⁴, А.В. Терехов³

¹ Дарвинский государственный заповедник, 162606, РФ, г. Череповец, пр. Победы, д. 6, офис 3, dmitriisadokov@gmail.com

² Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7/9

³ Институт озероведения РАН, 196105, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, д. 9, tsapelko@mail.ru

⁴ Университет Кёльна, 50674, Deutschland, Köln, Zülpicher Str. 49a, mmelles@uni-koeln.de, nmantke@uni-koeln.de

Гляциодинамика времени последней ледниковой терминации, как и феномен подпрудных приледниковых озер севера Русской равнины являются предметом дискуссий, несмотря на многочисленные посвященные им работы. Молого-Шекснинская низменность представляет собой обширную территорию, где сочетался комплекс взаимно обусловленных ледниковых, озерных и флювиальных процессов, сформировавших современное многообразие морфоскульптур. Границы Молого-Шекснинского приледникового озера хорошо определяются в южной части (совпадающей с границей Рыбинского водохранилища) [1, 2], тогда как северные границы озера неочевидны [2, 3], и могут быть определены только в совокупности с положением границ края валдайского ледника. Полученные нами данные об изменении содержания неорганических химических элементов в разрезах озерных осадков в значительной степени дополняют известные палеоклиматические

реконструкции, основанные преимущественно на минералогических и палинологических особенностях отложений [3].

Озёра Белое (150,5 м над уровнем моря, N 59.379°, E 35,626°) и Погоское (146 м над уровнем моря, N 59,6975°, E36,8532°) – реликтовые водоемы, расположенные в северной части Молого-Шекснинской низменности (Рис. 1), на расстоянии 75 км друг от друга. Озёра выбирались в периферийных частях низменности, т.к. это дает возможность реконструировать палеоклиматическую динамику на исходе плейстоцена у северной границы низменности. Озеро Белое (площадь 1.3 км²) находится в зоне развития холмистого моренного рельефа, с широким распространением заболоченных равнин. Оз. Погоское (площадь 0.13 км²) занимает одно из линейных понижений среди друмлинного поля [2]. Во время вепсовской стадии ледники ладожского потока остановились примерно в 70 км к северо-запа-

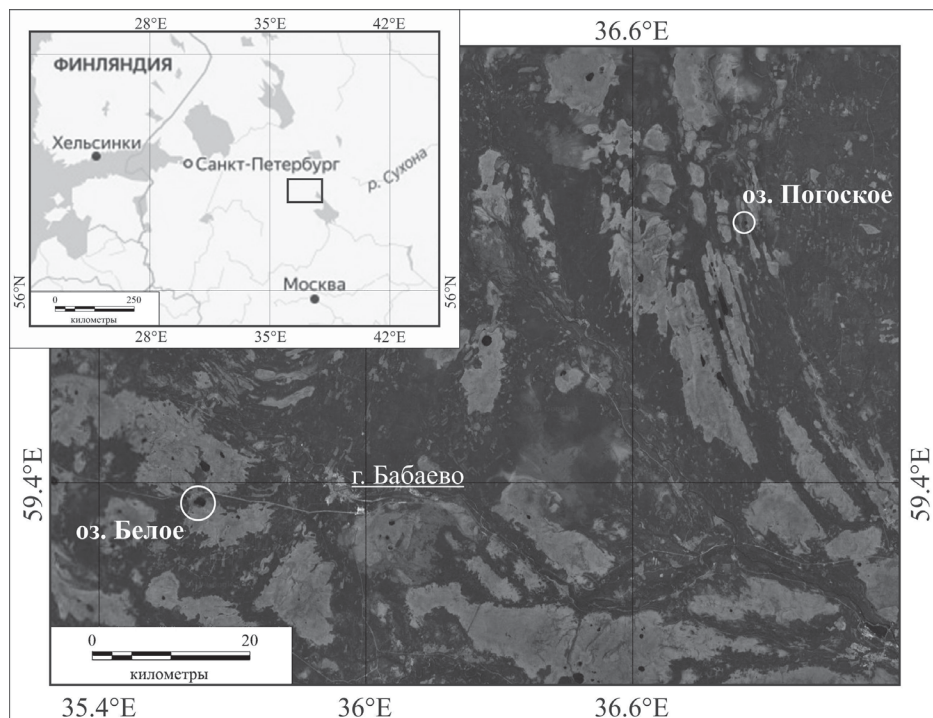


Рисунок 1

ду от современного оз. Белого, тогда как к оз. Погоскому выводной ледниковый язык подошел практически вплотную [3].

Колонки донных отложений (мощностью по 4.5 метра) были отобраны со льда в марте 2018 года с использованием модифицированного торфяного бура; керны описывались на месте и упаковывались в пластиковые трубы. Измерение относительного содержания химических элементов выполнялось на установке ITRAX XRF Core Scanner (Cox Analytical Systems) в лаборатории Института геологии и минералогии Университета Кёльна осенью 2018 года (Ст-анод, сканирование при 30 кВ, 55 мА, экспозиция 5 секунд, шаг 2 мм). По результатам рентгено-флуоресцентного анализа было определено содержание 42 химических элементов; в настоящей статье освещено вертикальное распределение таких элементов как Fe, Ti, K, Si и Zr. Радиоуглеродные датировки получены методом ускоренной масс-спектрометрии (AMS14C) в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН.

Литология и распределение содержания химических элементов по колонкам отложений показаны на рис. 2. Колонки с обоих озер сходны между собой, нижняя часть отложений (глубина 4.8–5.9 м в оз. Белом и 5.0–6.3 м в оз. Погоском) представлена алевритом, иногда опесчаненным. Верхняя часть алеврита (глубина 4.8–5.3 м в оз. Белом и 5.0–5.4 м в оз. Погоском) посте-

пенно обогащается органическим веществом вверх по разрезу. Верхние 3 метра в колонках озер Белого и Погоского – 1.8–4.8 м и 2.1–5.0 м соответственно, – представлены органической илистой гиттией, с большим присутствием растительных макроостатков.

Интерес представляет нижняя часть колонки оз. Погоского, представленная ритмично-слоистыми алевритами с небольшим содержанием органического материала. Характер этих отложений не исключает возможности того, что они накапливались на поздних стадиях существования приледникового озера.

Несмотря на многообразную роль железа в озерной седиментации (а именно, участие в биологических процессах, пост-седиментационное перемещение, индикация редокс-условий, источника поступления материала, антропогенного загрязнения и др.) [4], в изученном материале оно вероятно отражает поступление в водоем материала аллогенной природы, также, как и литогенные элементы, – Ti, K, Si и Zr [5]. Сходство распределения элементов по всему профилю говорит о единстве источника их поступления в водоем, вероятнее всего, в ходе эрозии, и о сходной реакции на смену условий седиментации. В обоих озёрах кривые содержания Fe, Ti, K, Si, и Zr во многом совпадают между собой, повторяя основные максимумы и минимумы.

Резкое снижение содержания всех представленных элементов по полученным AMS датировкам для оз. Белого произошло около 11670 кал.лет назад (IGAN-6364), а для оз. Погоского – около 10600 кал.лет назад (IGAN-6366). Для оз. Погоского отмечается более затяжное поступление литогенных элементов в озеро, что возможно связано с местоположением оз. Погоского в непосредственной близости к выводному леднику во время вепсовской стадии [3], чего не отмечено для оз. Белого. Выше по разрезу содержание всех элементов в составе илистой гиттии остается стабильно близким к нулю, с незначительными единичными экскурсами. Причина резкого падения содержания изученных элементов очевидно связана с потеплением климата и перестройкой природной среды на границе плейстоцена и голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №19-35-90026).

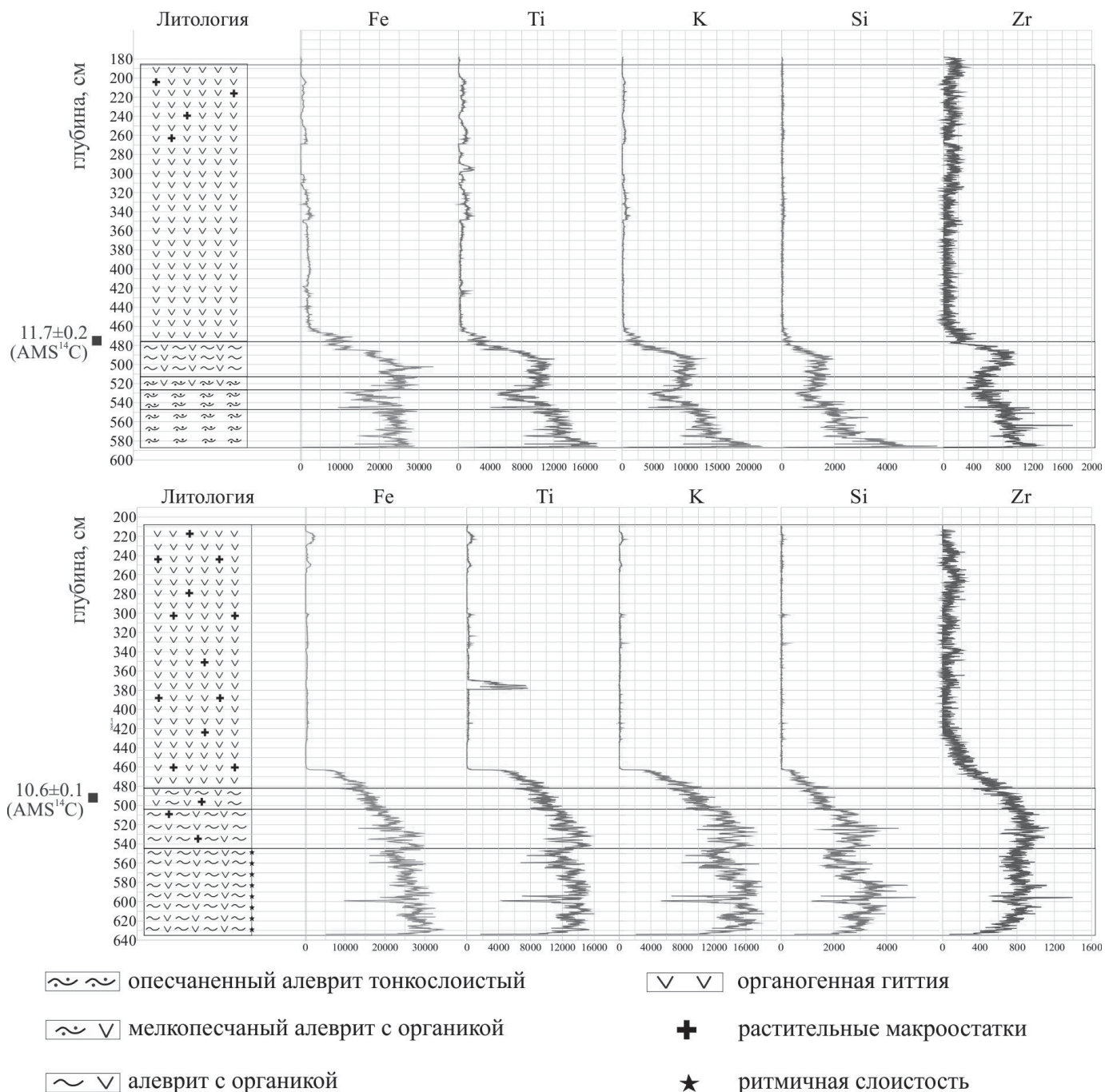


Рисунок 2

ЛИТЕРАТУРА

1. Ауслендер В.Г. История развития Молого-Шекснинского озера // История озер северо-запада. Л., 1967. С. 201–209.
2. Хавин Е.И. Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низины // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Л., 1962. С. 109–124.

3. Мокриенко З.М. Отчет о групповой комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200000 бассейна р. Суды Вологодской области. Т. I. Кн. 2. 1976. 271 с.
4. Cohen A.S. Paleolimnology. The History and Evolution of Lake Systems. Oxford University Press, 2003. 500 p.
5. Mackereth F.J.H. Some chemical observations on post-glacial lake sediments // Philosophical Transactions of the Royal Society. Series B: Biological Sciences. 1966. No 765. V. 250. P. 165–231.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ИЗ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ: РОЛЬ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

Т.В. Сапелко¹, Б.П. Ильяшук², Е.А. Ильяшук², А.В. Терехов¹

¹ Институт озероведения РАН, 196105, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, д. 9, tsapelko@mail.ru

² Институт экологии, Инсбрукский университет имени Леопольда и Франца, 6020, Austria, Innsbruck, Innrain, 52, boris.ilyashuk@uibk.ac.at

Первые попытки применения методов реконструкции количественных климатических характеристик в голоцене по палинологическим данным предпринимались еще в 70-е годы XX века [1–3 и др.]. С тех пор предложено множество методов, однако до сих пор ни одна из них не стала приемлемой для адекватных реконструкций количественных характеристик палеоклимата. Дальнейшие исследования выявили проблемы получения адекватных результатов [4–7]. Наши методические исследования по проблемам, связанными с подобными реконструкциями, показали, что некоторые неточности получаемых количественных характеристик могут быть связаны с влиянием антропогенного фактора на развитие растительности [8]. Так, например, в поверхностных пробах озер Соловецкого архипелага в Белом море определена пыльца растений из Ботанического сада, существующего там уже более 100 лет, и не характерных для современного растительного покрова островов. Также палиноспектры озер, расположенных в зоне интенсивного и длительного антропогенного воздействия, показывают нарушенные ландшафты, не соответствующие природной зоне, в которой находятся изучаемые озера [9]. В последнее время стали появляться публикации, подтверждающие наши выводы [10–12]. Это еще раз доказывает важность при любых подобных исследованиях комплексного подхода. Как известно, любой метод имеет свои погрешности, а потому лишь проверка полученных результатов другими методами позволяет получать корректные данные. В данном случае мы предлагаем использовать совместно для одних и тех же озерных разрезов количественные палеоклиматические реконструкции по данным палинологического и хирономидного анализов. В последнее время разработан и совершенствуется метод количественных реконструкций по изучению остатков головных капсул насекомых (хирономид). Появились и первые исследования с совместным применением двух методов реконструкции количественных характеристик палеоклимата: палинологического и хирономидного [13]. Благодаря некоторым своим особенностям хирономиды являются хорошим индикатором климата [14].

Взаимосвязь между температурой и распространением биологических водных и наземных индикаторов используется для построения температурных моделей [15]. Модели основываются на калибровочных рядах, содержащих данные о современном распространении и частоте встречаемости различных таксонов в зависимости от температуры, и используются для реконструкции палеотемператур по составу сообществ в колонках донных отложений озер. Однако данные модели применимы только в регионах, для которых они были разработаны. Первый современный калибровочный ряд для хирономид был разработан для донных отложений озер восточной Канады [16]. С тех пор температурные модели, были разработаны для Европы, Северной Америки, Новой Зеландии, Центральной Азии и Африки. Для территории России метод активно развивается в основном для Сибири. Для европейской части России существуют лишь единичные реконструкции с использованием хирономидного анализа [17, 18]. Список экологических параметров, которые возможно реконструировать при помощи разработанных моделей включает не только температуру воздуха, но и глубину водоема, содержание кислорода, соленость и другие параметры.

При палеоклиматических реконструкциях по палинологическим данным влияние антропогенного фактора возможно нивелировать по хирономидному анализу, где он играет не такую значительную роль. Далее можно коррелировать результаты двух методов. Но при этом необходимо правильно выбирать объект исследования. Самым лучшим объектом для таких исследований будет небольшое слабопроточное озеро со средней глубиной. При этом следует обязательно проводить комплексные исследования, включая и другие виды анализов (геохимия, диатомовый анализ и т.д.), чтобы нивелировать также и недостатки реконструкций по хирономидному анализу. Такой подход поможет также объяснить возможные несоответствия результатов реконструкций двумя разными методами. А в целом применение реконструкций количественных палеоклиматических характеристик при помощи хирономидного анализа совместно с палинологическим для озерных отложений

поможет исключить недостатки обоих методов и разработать более универсальный метод восстановления динамики климата в течение голоценового периода.

Методическая часть исследования выполнена в рамках государственного задания Института озераведения РАН по теме по теме № 0154-2019-0001 «Комплексная оценка динамики экосистем Ладожского озера и водоемов его бассейна под воздействием природных и антропогенных факторов».

ЛИТЕРАТУРА

1. Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 41–57.

2. Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник МГУ. Сер. 5 География. 1976. № 2. С. 92–98.

3. Imbrie J., Kipp N.G. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core // The Late Cenozoic glacial ages (Ed. Turekian K.K.). New Haven: Yale University Press, 1971. P. 71–181.

4. Birks H.J.B., Seppä H. Pollen-based reconstructions of late-Quaternary climate in Europe—progress, problems, and pitfalls // Acta Palaeobotanica. 2004. V. 44. P. 317–334.

5. Guiot J. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1990. V. 80. P. 49–69.

6. Nakagawa T. et al. Quantitative pollen-based climate reconstruction in central Japan: application to surface and Late Quaternary spectra // Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21. P. 2099–2113.

7. Tarasov P., Jin G., Wagner M. Mid-Holocene environmental and human dynamics in northeastern China reconstructed from pollen and archaeological data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. V. 241. P. 284–300.

8. Сапелко Т.В., Терехов А.В., Субетто Д.А. Количественные и качественные оценки палеоклиматических изменений по результатам палинологического анализа и их роль в реконструкции развития озерных экосистем // Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Материалы 1-й Международной конференции. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. С. 616–621.

9. Sapelko T., Subetto D. Palaeoecological data from Holocene lake sediments in the Solovki Islands, the White Sea //

Abstract of 9th European Paleobotany-Palynology Conference, Padova, Italy. 2014. P. 242.

10. Ding W., Xu Q., Tarasov P. Examining bias in pollen-based quantitative climate reconstructions induced by human impact on vegetation in China // Climate of the Past. 2017. V. 13. P. 1285–1300.

11. Liu H., Wang Y., Tian Y., Zhu J., Wang H. Climatic and an-thropogenic control of surface pollen assemblages in East Asian steppes // Review of Palaeobotany and Palynology. 2006. V. 138. P. 281–289.

12. Marquer L., Gaillard M.-J., Sugita S., Trondman A.-K., Mazier F., Nielsen A.B., Fyfe R. M., Odgaard B.V., Alenius T., Birks H.J.B., Bjune A.E., Christiansen J., Dodson J., Edwards K.J., Giesecke T., Herzschuh U., Kangur M., Lorenz S., Poska A., Schult M., Seppä H. Holocene changes in vegetation composition in northern Europe: why quantitative pollen-based vegetation reconstructions matter // Quaternary Science Review. 2014. V. 90. P. 199–216.

13. Seppä H., Nyman M., Korhola A., Weckström J. Changes of treelines and alpine vegetation in relation to post-glacial climate dynamics in northern Fennoscandia based on pollen and chironomid records // Quaternary Science. 2002. V. 17. P. 287–301.

14. Battarbee R.W. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19. P. 107–124.

15. Brooks S.J., Birks H.J.B. Chironomid-inferred air temperatures from late-glacial and Holocene sites in north-west Europe: progress and problems // Quaternary Science Reviews. 2001. V. 20. P. 1723–1741.

16. Walker I.R., Mathewes R.W. Early postglacial chironomid succession in southwestern British Columbia, Canada, and its paleoenvironmental significance // Journal of paleolimnology. 1989. V. 2. P. 1–14.

17. Назарова Л.Б., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Сырых Л.С. Палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции голоцена по результатам хирономидного анализа донных отложений озера Глубокого // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 6. С. 736–739.

18. Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D., Larocque I. Holocene climatic and environmental changes inferred from midge (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, and Ceratopogonidae) records at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia // The Holocene. 2005. V. 15. P. 897–914.

ДИНАМИКА ЗАСОЛЕНИЯ ПРИОЗЕРНОГО ЛАНДШАФТА КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА НЕРО (ВЕРХНЯЯ ВОЛГА) НА ОСНОВЕ МОНИТОРИНГОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Ю.В. Симонова, А.В. Русаков

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург,
Университетская наб., д. 7–9, uvsim@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Воды оз. Неро отличаются повышенной минерализацией и своеобразием химического состава по сравнению с другими пресными водоемами Ярославского Поволжья. Причиной этого явления во многих работах, связанных с экологией озера и географией Ярославского Поволжья, называется заметное количество растворимых солей, приносимых с водами притоков, дренирующих водосборы озерной котловины, где почвы представлены «солонцами» и «солончаками». Развитие климатически не обусловленного засоления в пониженных элементах рельефа котловины оз. Неро связано с местами разгрузки соленых вод, контактирующих с пермско-триассовым водоносным комплексом.

С момента последнего систематического исследования приозерных почв котловины, когда развитие засоления имело тенденцию «расползающегося солончака» [1], прошло уже более 100 лет. Солевой режим и интенсивность гидроморфного засоления напрямую зависят как от количества осадков, непосредственно поступающих на поверхность почвы и просачивающихся в грунтовые воды (ГВ), так и за счет увеличения поверхностного и подземного притока со стороны области питания. Поэтому произошедшие за это время климатические изменения, связанные с устойчивым положительным трендом средней годовой температуры и количества осадков на фоне сокращения испарения с поверхности континентальных водоемов, особенно проявившиеся в последние 30–40 лет на территории бассейна Верхней Волги [2, 3], не могли не повлиять на эволюционный путь развития приозерных почв котловины. Выяснить современный тренд засоления почв котловины оз. Неро составило цель настоящего исследования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Эволюция засоленных почв приозерной части котловины изучалась на примере ландшафтного памятника природы «Соляной источник «Варницы», расположенного в понижении 2 террасы оз. Неро, в центре которого изливается источник с соленой водой. На участке встречаются растения-галофитов и солевыносливые

виды, имеющие распространение на сырых засоленных лугах и солончаках. Местным базисом дренирования является р. Ишня, один из наиболее соленых притоков оз. Неро. Близкое залегание ГВ и небольшой уклон в сторону реки создает условия для развития процессов заболачивания на участке. Регулярные гидрохимические и почвенные наблюдения проводились на участке в течение 2016–2018 гг.

Для определения тренда засоления сравнивались данные анализа водной вытяжки почвы из одного и того же разреза, отобранной в июле 1988 г. и в сентябре 1990 г., с результатами систематического мониторинга того же разреза в 2016–2018 гг., позволяющего покрыть всю вариабельность солевого режима участка в годовом цикле. Вываривание соли на участке здесь прекратилось несколько веков назад, после чего участок не подвергался серьезным антропогенным воздействиям, поэтому изменение солевого режима почвы в рассматриваемом 30-летнем хроносрезах будет определяться прежде всего изменением гидротермического режима участка, как следствия проявления климатического фактора.

По схеме зонирования ГВ рассматриваемый район относится к провинции гумидного климата с высокой влажностью воздуха, положительными среднегодовыми температурами, небольшой амплитудой суточных и сезонных колебаний температур. В последнее десятилетие территория бассейна Верхней Волги характеризуется повышением температуры воздуха на 2–3°C в январе, 1–2°C в июле и увеличением периода с положительными температурами воздуха). За период потепления среднегодовая температура воздуха повышалась со скоростью 0.55 °C/10 лет, зимой – скорость потепления возросла до 0.73°C/10 лет [3].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Процесс гидроморфного соленакопления необходимо рассматривать с точки зрения гидропедологического подхода, подразумевающего взаимосвязь между структурой питания ГВ и почвенными режимами. Результаты исследований химического состава почвенно-грунтовых вод участка демонстрируют высокие для зоны пресных вод величины минерализации, достигающие

Таблица 1. Сезонная вариабельность водной вытяжки почвы участка «Варницы» за период наблюдений 2016–2018 гг.

Статистический параметр	рН	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σсолей
		ммоль экв/100г почвы							
MAX	7.7	1.9	19.8	25.6	19.0	4.4	23.0	0.3	2.9
MIN	6.5	0.2	3.3	13.6	11.3	1.0	2.7	0.0	1.2
MEAN	7.0	0.5	7.9	18.9	16.0	2.2	8.0	0.2	1.8
MEDIANA	7.0	0.4	6.5	18.4	16.4	2.1	6.8	0.2	1.7
ст отклон	0.3	0.4	4.2	3.5	2.4	0.9	4.8	0.1	0.4
Коэфф. вариации, %	4.0	77.4	53.1	18.8	14.8	40.7	59.5	50.5	21.3

14.6 г/л. ГВ хлоридно-натриевые со значительной долей сульфатов и кальция. Химический состав ГВ испытывает сезонные колебания, наиболее заметные в отношении хлоридов, натрия и гидрокарбонатов. Самые высокий уровень минерализации совпадает с сезонами низкого стока и min уровня ГВ.

Процессы почвообразования на участке напрямую связаны с гидрохимическим режимом ГВ. В годовом гидрологическом цикле наблюдений прослеживается динамика как общего количества солей (табл. 1), так и их вертикального распределения по профилю, отражающая смену многоводных фаз сезонами межени. В зоне аэрации почвенной толщи в безморозный период года преобладают интенсивная инфильтрация, обеспечивая рассоление почвенного профиля и удаление со стоком ионов растворимых солей, в период низкого стока и интенсивного испарения в гидроморфных почвах происходит накопление солей. Сумма легкорастворимых солей варьирует в годовом цикле до 2 раз. По содержанию солей почва участка в любой из сезонов отбора относится к солончакам (табл. 1).

Особенностями морфологического строения профиля являются признаки гидроморфизма в виде сизых оттенков минеральных горизонтов, ржаво-охристых зон и пятен, частичной оторфованности гумусовых горизонтов. В сезоны низкого стока сизые тона в окраске горизонтов исчезают и сменяются на желтовато-белесые и белесовато-палевые. На макроуровне солевые аккумуляции представлены налетами на поверхности почвы и карбонатно-гипсовыми линзами, прослоями и горизонтами (гажа) профиля. Форма таких образований относится к гидрогенному типу генезиса.

За период последнего потепления 1990 г. был самым многоводным годом с аномально высоким количеством осадков на протяжении всего года [3]. Почва, отобранная в сентябре 1990 г., содержит соли в количестве ниже среднего значения, полученного для современного периода наблюдений 2016–2017 гг. Солевой профиль имеет характерную для процессов рассоления

конфигурацию с максимумом в средней части. В сухой летний период отбора 1988 г. содержание солей в почве (1.2 %) соответствовало минимальному значению, но попадало в диапазон варьирования солесодержания на современном этапе мониторинга, поэтому говорить об устойчивом тренде соленакопления затруднительно. В полевом морфологическом описании профиля отмечались мелкие друзы гипса с пятнами ожелезнения. Органический горизонт почвы был представлен тростниково-осоковым торфом с выцветами солей, а почва классифицировалась как торфянисто-глеевая солончаковая.

Глобальные и региональные изменения климата подтверждаются различными биологическими индикаторами. В почве наибольшей скоростью изменения под влиянием климата, кроме биотических параметров, обладают почвенные режимы, в том числе солевой. В почвенно-грунтовом комплексе участка «Варницы» отмечаются признаки и свойства, свидетельствующие о смене соотношения процессов испарения и увлажнения, подтверждающие последние (30–40 лет) региональные климатические тенденции:

1. сохранение степени минерализации грунтовых вод участка на фоне отсутствия устойчивого соленакопления в годовом цикле;
2. усиление гидрогенного накопления гипса;
3. ослабление процесса торфообразования и усиление минерализации органического вещества.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (Грант 19-29-05243).

ЛИТЕРАТУРА

1. Флеров А.Ф. Ботанико-географические очерки. III. Ростовский край // Землеведение. 1903. Т. 10. Кн. 2–3. С. 193–218.
2. Бикбулатов Э.С., Лазарева В.И. Состояние экосистемы озера Неро в начале XXI века. М.: Наука, 2008. 406 с.
3. Законнова А.В., Литвинов А.С. Многолетние изменения гидроклиматического режима Рыбинского водохранилища // Труды ИБВВ РАН. 2016 Вып. 75(78). С. 16–22.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ОСТРОВА ШЕМЬЯ (АЛЕУТСКИЕ ОСТРОВА): ВНУТРЕННИЕ И ПРИБРЕЖНЫЕ РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА ОСТРОВОВ

О.И. Смышляева¹, Е.Э. Северова², Б.Ф. Хасанов¹, О.А. Крылович¹, А.Б. Савинецкий¹

¹ Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва, Ленинский просп., д. 33, smyslyaevaol@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 12, elena.severova@mail.ru

Алеутские острова являются сравнительно мало изученным регионом в контексте изменения растительности и климата в голоцене. Отдельные торфяные отложения были исследованы в восточной (Умнак, Карлайл), центральной (Атка, Адак) и западной (Атту) частях Алеутских островов [1–3] и прилегающей территории полуострова Аляски [4, 5]. Ключевые исследования были направлены и на динамику климата [6], и на изучение факторов, оказывающих наибольшее влияние на растительность региона. Таким фактором, в первую очередь, является вулканическая активность, часто приводящая к запуску вторичных сукцессий на островах, что необходимо учитывать при реконструкции растительности региона [2, 7]. Необходимо принимать во внимание и влияние пепла непосредственно на химические процессы в изучаемых отложениях [8]. Пепел изменяет условия роста растений и некоторые почвенные процессы, в том числе влияет на скорость и особенности разложения органического вещества почвы [9]. Отдельно было исследовано влияние крупных морских колоний птиц на прибрежные островные территории [10]. Колонии птиц, включая качурок (*Hydrobates* sp.), тупиков (*Fratricula* sp.) и конюг (*Aethia* sp.), обогащают гуано данные территории, что приводит к изменениям почвы и растительности. Следы существования птичьих колоний регистрируются благодаря обогащению почв или торфа под такими колониями азотом, что отражается в образцах повышенным содержанием его стабильного изотопа (^{15}N). Вся островная гряда представляет собой в некотором роде градиент перечисленных выше факторов.

Остров Шемья был выбран для исследования, в первую очередь, влияния колоний крупных морских птиц на островную растительность. Остров относится к группе Ближних островов (острова Семичи). Остров плоский, вытянутый в западно-восточном направлении. Площадь острова составляет около 15,285 км², длина – 4,49 км, ширина – 6,95 км, в высоту максимум достигает 37 метров. На острове нет ни одного вулка-

на, и для западного сектора Алеутских островов характерна гораздо меньшая вулканическая активность, чем для восточного сектора. По археологическим данным, наиболее древнее поселение существовало на острове около 3 тысяч лет назад, через примерно тысячу лет на острове существовало, как минимум, ещё три поселения. Однако по результатам анализа стабильных изотопов, люди могли жить или охотиться на острове ранее, и могли быть причиной сокращения птичьих колоний около 4,7 тысяч лет назад.

В 1994 году был отобран торфяник Алкан Крик глубиной 270 см, расположенный в северо-западной части острова, в 750 м от западного берега моря, на высоте 35 м над уровнем моря. Торфяник представляет собой экспонированное отложение берега ручья, текущего в долине с небольшим уклоном [11]. В 1999 году на восточной оконечности острова Шемья был отобран торфяник МакДональд Поинт (East Point) глубиной 385 см. Торфяник расположен на слабонаклонной равнинной поверхности, крутым высоким уступом выходящей к морю. Мы выбрали торфяники, сформированные в разных геоморфологических условиях с целью проверить следующие гипотезы.

Торфяник Макдональд Поинт, сформированный на берегу острова, исходя из результатов анализа стабильных изотопов азота, на протяжении всей своей истории подвергался влиянию колоний морских птиц. Степень воздействия на растительные сообщества ветра, в масштабах данного, почти плоского острова, невелика. Следовательно, мы предполагаем, что результаты пыльцевого анализа торфяника Алкан Крик покажут смену растительных сообществ, в большей степени связанную с климатической динамикой. Так, например, значительный климатический сдвиг к более влажным условиям регистрируется для Алеутской гряды около 4000 лет назад [6], однако он не был отмечен нами в предварительных изысканиях по торфяному отложению с острова Карлайл [12]. Мы предполагаем соответствующую смену палинологических зон. Пыльцевые спектры тор-

фяника Макдональд Поинт не будут содержать резких смен растительных сообществ, отражая постоянные незначительные флуктуации отдельных таксонов.

Большее разнообразие пыльцевых таксонов будет обнаружено для торфяника Макдональд Поинт, за счёт присутствия в спектрах различных нитрофильных видов и видов, связанных с антропогенными нарушениями. Мы ожидаем встретить последние, поскольку на острове есть археологические памятники, а наиболее активное взаимодействие человека и природной среды происходило вдоль береговых линий. Основные доминирующие таксоны также будут отличаться. Концентрация пыльцы будет иметь больший разброс и относительно большую возможную величину для торфяника Макдональд Поинт, поскольку чрезмерные отложения гуано могут приводить и к сокращению растительного покрова и увеличению пыльцевой продуктивности растений.

Для проверки гипотез мы провели спорово-пыльцевой анализ обоих торфяных отложений, определив процентное соотношение таксонов и концентрацию пыльцевых зёрен на см³ образца. Химическую обработку образцов проводили по стандартной методике без применения тяжелой жидкости [13]. Для определения концентрации пыльцы в образцы перед химической обработкой были добавлены таблетки со спорами *Lycoperidium clavatum* (Batch #483216, #938934; [14]). Всего образцов для пыльцевого анализа мы использовали: Алкан Крик – 28 образцов, толщиной 10 см, кроме последних двух; Макдональд Поинт – 66 образцов, в среднем толщиной по 5 см.

Торфяник Алкан Крик начал формироваться примерно 9500 калиб. л.н. Отложение формировалось относительно равномерно, линейно на протяжении всего времени, в период 8300–9200 формирование торфяника происходило несколько быстрее. Торфяник МакДональд Поинт начал формироваться примерно 9300 калиб. л.н. Накопление материала, вероятно, происходило в два этапа. Первый, относительно медленный, 3500–9300 калиб л.н.; во второй период, 3500–0 калиб. л.н., формирование происходило быстрее. Всего в отложении Алкан Крик мы определили 34 палинотипа. Основные доминирующие таксоны – Ericaceae, Cyperaceae, Poaceae. Общая концентрация пыльцы и спор в образце от 47869 до 876498 зёрен/см³. Основываясь на результатах CONISS, на диаграмме процентных соотношений мы выделяем 2 зоны, одну из которых можно подразделить ещё на две подзоны. Значительное изменение растительности произошло 3400 калиб. л.н. Всего в отложении МакДональд Поинт мы определили 46 типов пыльцы и спор: Основные доминирующие таксоны – Cyperaceae, Apiaceae, Ericaceae, Poaceae, Общая

концентрация пыльцы и спор в образцах варьировалась от 119 до 448518 зёрен/см³. Основываясь на результатах CONISS, на диаграмме процентных соотношений мы выделяем 3 пыльцевые зоны. Кардинальные смены пыльцевых спектров происходили 4600 и 2400 калиб л.н., что согласуется с моментами увеличения и уменьшения воздействия колонии морских птиц.

Таким образом, формирование растительности береговой зоны Алеутских островов происходит под воздействием динамики крупных птичьих колоний, если не происходит воздействия значительных вулканических извержений. Мы можем предположить, что смена 3400 л.н. травянистых сообществ с преобладанием осок на вересковые в Алкан Крик произошло в ответ на климатические изменения 4000 л.н., следует также учитывать, что на западных и восточных островах климатические изменения могли происходить в разное время. Изменения пыльцевых спектров торфяника Макдональд Поинт согласуется с динамикой стабильного изотопа азота и может отражать реакцию растительности на изменение воздействия колонии морских птиц. Число пыльцевых таксонов в торфянике Макдональд Поинт почти на треть больше числа таксонов в отложении Алкан Крик, но максимальная концентрация пыльцы и спор в последнем отложении больше почти в два раза. Возможно, полученные результаты связаны ещё и с тем, что, не смотря на фертилизацию, растительные сообщества береговых линий подвержены более сильным разрушительным воздействиям, в том числе вытаптыванию птицами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Heusser C.J. Postglacial vegetation on Adak Island, Aleutian Islands, Alaska // Bulletin of the Torrey Botanical Club. 1978. V. 105. P. 18–23.
2. Heusser C.J. Late Quaternary vegetation of the Aleutian Islands, southwestern Alaska // Canadian Journal of Botany 1990. V. 68. P. 1320–1326.
3. Noguchi M., Fujiki T., Okuno M., Gualtieri L., Hatfield V., Sarata B., Torii M., Wada K., Nakamura T., West, D. Vegetation Changes around Haven Lake, Adak Island, Central Aleutians, Alaska, Determined from Pollen Analysis // Radiocarbon. 2018. V. 60. No.5. P. 1483–1492.
4. Heusser C.J. Pollen diagrams from the Shumagin Islands and adjacent Alaska Peninsula, southwestern Alaska // Boreas. 1983. V. 12. P. 279–295.
5. Heusser C.J. Quaternary pollen records from the Pacific Northwest coast: Aleutians to the Oregon-California boundary. Pollen Records of Late- Quaternary North American sediments. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, TX. 1985. P. 143–165.

6. Kaufman D.S., Axford Y.L., Henderson A., McKay N.P., Oswald W.W., Saenger C., Anderson R.S., et al. Holocene climate changes in eastern Beringia (NW North America): a systematic review of multi-proxy evidence // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 147. P. 312–339.

7. Pekar K., Nicolaysen K.P., Bridges D., Dehn J. Prehistoric lahar and tephra sequences on Mt. Cleveland, Islands of Four Mountains, eastern Aleutian Islands. *Eos Transactions, American Geophysical Union* 86, Fall Meeting Supplement, abstract V33B-0681. 2005

8. Tsutsuki K., Kuwatsuka S. Characterization of humin-metal complexes in a buried volcanic ash soil profile and a peat soil // *Soil Science and Plant Nutrition*. 1992. V. 38. P. 297–306.

9. Hulten E. The plant cover of southern Kamchatka // *Arkiv för Botanik* 1974. V.7. P. 181–257.

10. Savinetsky A.B., Khasanov B.F., West D.L., Kiseleva N.K., Krylovich O.A. Nitrogen isotope composition of peat

samples as a proxy for determining human colonization of islands // *Arctic Anthropology*. 2014. V. 51. P. 78–85.

11. Savinetsky A.B., Kiseleva N.K., Khasanov B.F., Lefevre C., Corbett D. Paleoenvironment-Holocene deposits from Shemya Island. The People at the End of the World: The Western Aleutians Project and the Archaeology of Shemya Island. *Aurora Monograph Series*. 2010. P. 71–82.

12. Kuzmicheva E.A., Smyshlyaeva O.I., Vasyukov D.D., Khasanov B.F., Krylovich O.A., Okuno M., ... & Savinetsky A.B. A 7300-yr-old environmental history of seabird, human, and volcano impacts on Carlisle Island (the Islands of Four Mountains, eastern Aleutians, Alaska) // *Quaternary Research*. 2019. V. 91. No 3. P. 934–952.

13. Faegri K., Iversen J. *Textbook of Pollen Analysis*. Hafner Press, Third edition, 1975. 348 p.

14. Stockmarr J. Determination of spore concentration with an electronic particle counter // *Geological Survey of Denmark Yearbook* 1972. 1973. P. 87–89.

ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Д.А. Соловьева^{1,2}, Л.А. Савельева², С.Р. Веркулич¹

¹ Отдел географии полярных стран, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, 199397, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38, ultimuscaurus@gmail.com

² Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7-9, savelieval@mail.ru

Высокоширотные экологические системы в значительной мере чувствительны к глобальным изменениям климата. Создание наиболее вероятных прогнозов направления развития природной среды этих регионов возможно при анализе огромного массива данных. Сведения, полученные инструментально, безусловно, не могут охватить достаточный период времени. По этой причине палеогеографические исследования, в особенности, касающиеся четвертичного периода, играют ведущую роль в общей сумме научных изысканий, посвященных этой теме. Необходимую детальность при создании палеореконструкций обеспечивает применение микропалеонтологических методов.

Архипелаг Шпицберген, расположенный в атлантическом секторе Арктики, является объектом палеогеографических исследований с начала прошлого столетия. За этот период были накоплены колоссальные сведения, касающиеся эволюции природной среды островов в четвертичном периоде. Тем не менее, имеющиеся палеореконструкции на данный момент не отличаются детальностью, обеспечивая разрешение до 2000 лет.

Основным направлением работ палеогеографической партии ААНИИ на архипелаге Шпицберген является создание наиболее детальных реконструкций эволюции послеледниковых ландшафтов. Особое место среди данных исследований занимают палинологические исследования. Наиболее перспективными объектами для получения такого рода данных являются реликтовые торфяники, речные и озерные отложения. К настоящему моменту нами проведены работы по изучению ряда объектов в центральной части архипелага (земля Норденшельда). В данной работе приведены последние результаты изучения речных отложений в долинах Грендален и Колесдален (Рис. 1).

Результаты спорово-пыльцевого анализа речных отложений в приустьевой части долины Грендален позволили выделить несколько этапов развития растительности и условий осадконакопления (Рис. 2).

Почти полное отсутствие пыльцы и спор четвертичного возраста в интервале от 370 до 150 см (палинозона 1) может быть связано как со скудным растительным

Рисунок 1. Расположение изученных разрезов.



покровом, низкой продуктивной способностью растений и преобладанием вегетативного размножения в условиях крайне сурового климата, так и с высокой скоростью осадконакопления (например, в условиях морского бассейна). Наличие перетолженных микрофоссилий и углистых частиц по всему разрезу свидетельствуют о размыве древних дочетвертичных отложений и

привнесом аллохтонного материала на протяжении формирования всей вскрытой толщи отложений. Исключение составляют верхние 17 см отложений, которые формировались в современных условиях.

Палинозона 2a отражает развитие осоково-злаковых тундр с участием кустарничковых ив (*Salix*) и берез (*Betula* sect. *Nanae*), которое сменяется монодоминантными сообществами из представителей семейства осоковых, отдельные участки были заняты сообществами с участием злаковых (палинозона 2b). Выше по разрезу (палинозона 2c) в составе травянистых осоково-злаковых растительных сообществ вновь появляются кустарничковые виды ив и берез.

Палинозона 3 свидетельствует о неблагоприятных условиях для фоссилизации или даже перерыве в накоплении пыльцы и спор, например, в условиях устойчивого и длительного снежного покрова.

Обилие пыльцы ивы и трав в верхних образцах (палинозона 4) отражает современную растительность – травяно-ивковую тундру.

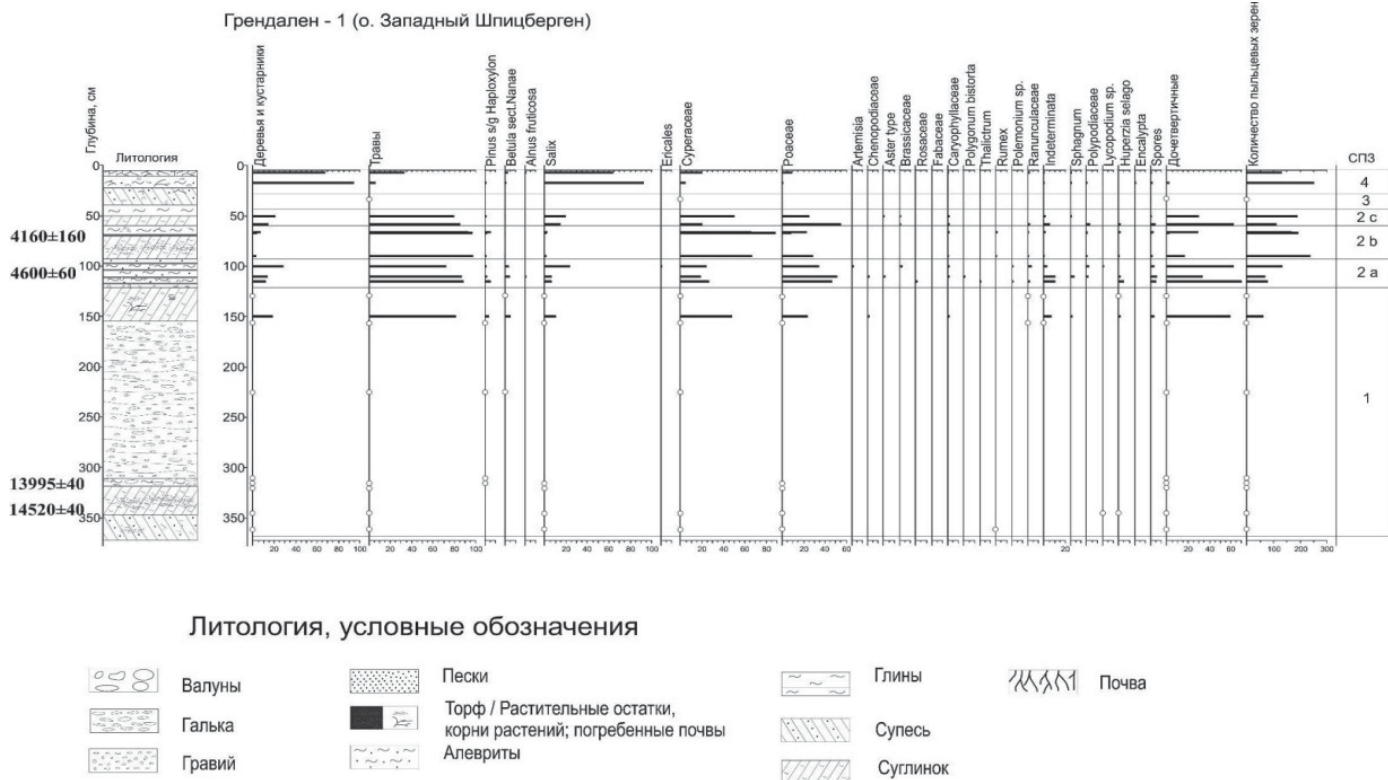


Рисунок 2. Спорно-пыльцевая диаграмма, разрез в долине Грендален.

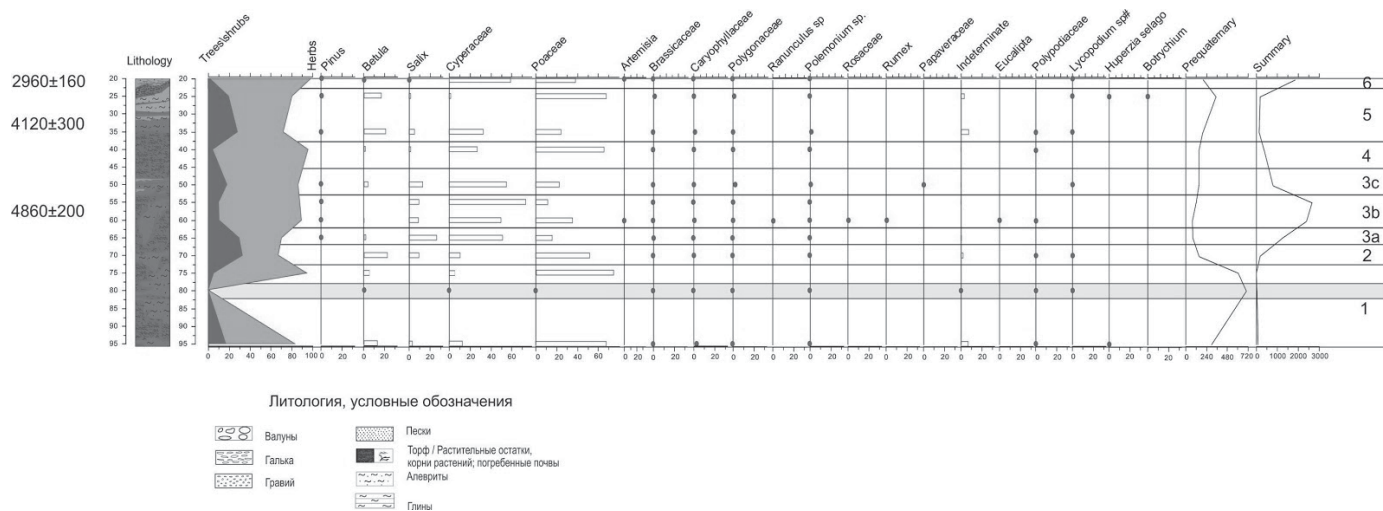


Рисунок 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза в долине Колесдален (разрез K18-16).

По результатам спорово-пыльцевого анализа пойменных отложений в долине Колесдален (разрез K18–16) построена диаграмма (Рис. 3). По характерным изменениям в составе спорово-пыльцевых спектров и соотношению основных доминантов на диаграмме разреза K18–16 выделены следующие палинозоны (снизу вверх).

Палинозона 1 характеризуется небольшим содержанием четвертичных микрофоссилий, с абсолютным преобладанием пыльцы трав, среди которых доминирует *Roaceae* (65–75%), среди древесных – значительна роль *Betula sect. Nanae* (6–16%). Палинозона подразделена на две подзоны: 1a – с большим содержанием четвертичных спор и пыльцы, присутствием *Salix* (4%); 1b – со значительно меньшим содержанием четвертичных микрофоссилий, пыльца *Salix* в спорово-пыльцевых спектрах подзоны отсутствует.

На фоне общего доминирования пыльцы трав в палинозоне 2 (70 см), представленных в основном *Roaceae* (52%) и *Cyperaceae* (11%), значительную роль играет пыльца древесных и кустарничковых (33%): *Betula sect. Nanae* (23 %) и *Salix* (10%).

Особенностью палинозоны 3 ($\approx 5000\text{--}6000$ C14 л.н.) является высокая степень насыщенности препаратов микрофоссилиями и низкое содержание дочетвертичных спор и пыльцы. На фоне господства пыльцы *Cyperaceae* (50–74%) и значительной роли пыльцы *Salix* (до 27%) отмечаются некоторые различия в составе спорово-пыльцевых спектров, позволивших выделить три подзоны: 3a (65 см) – с максимальным содержанием пыльцы *Salix* (27%) и присутствием *Betula sect. Nanae* (2%); подзона 3b – с максимальной концентрацией микрофоссилий, пониженным содержанием пыльцы

Salix (до 10%), и почти полным отсутствием пыльцы *Betula sect. Nanae*. В подзоне 3c зафиксировано общее снижение концентрации микрофоссилий. При этом, количество пыльцы древесных и кустарничковых выше: *Betula sect. Nanae* достигает 4%, а *Salix* – 14%.

Палинозона 4 выделена по абсолютному преобладанию пыльцы трав (96%), среди которой доминирует *Roaceae* (66%), присутствует значительное количество пыльцы *Cyperaceae* (27%). Роль древесных таксонов невелика, присутствуют *Salix* (2%) и *Betula sect. Nanae* (2%).

Палинозона 5 (около 4000 C14 л.н.) представлена спорово-пыльцевыми спектрами двух образцов (25 и 35 см). Насыщенность препаратов микрофоссилиями низкая. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца трав (72–80%), при этом содержание пыльцы *Roaceae* колеблется от 25% до 68%, а *Cyperaceae* сокращается вверх по разрезу от 33% до 2%. При этом значительна роль пыльцы *Betula sect. Nanae* (17–21%), присутствует пыльца *Brassicaceae*, *Polemonium sp.*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*.

Палинозона 6 (около 3000 C14 л.н.) выделена по спорово-пыльцевому спектру одного образца (20 см), для которого характерна высокая насыщенность четвертичными спорами и пыльцой, с абсолютным преобладанием пыльцы *Cyperaceae* (59%), значительным содержанием пыльцы *Roaceae* (39%). Содержание пыльцы древесных и кустарничковых незначительно и не превышает 1%.

Можно заключить, что полученные спорово-пыльцевые спектры только частично отражают региональный сигнал. При этом локальные особенности природной среды оказывают значительно большее влияние.

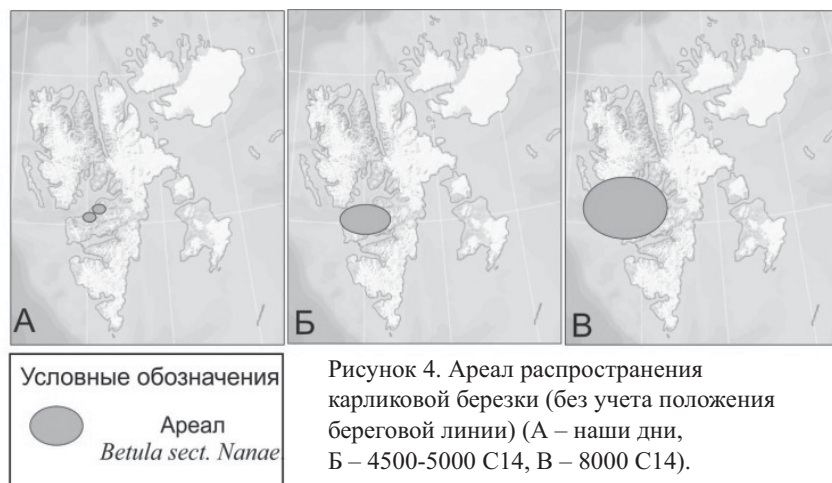


Рисунок 4. Ареал распространения карликовой березки (без учета положения береговой линии) (А – наши дни, Б – 4500-5000 С14, В – 8000 С14).

Анализ результатов в совокупности с данными предшествующих исследований [1–7] позволяет сделать предварительные выводы об особенностях развития растительного покрова на архипелаге в течение голоцена. Так на схеме (Рис. 4) показано изменение ареала карликовой березки (*Betula sect. Nanae*) за изучаемый период времени.

Полученные результаты в значительной мере дополняют имеющиеся реконструкции, позволяя получить сведения с разрешением до первых сотен лет. Следует отметить, что на детальность реконструкций влияет количество радиоуглеродных дат.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МОРФОЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ ЛАНДШАФТОВ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОКИ

Н.Г. Судакова, С.И. Антонов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, ng.sudakova@mail.ru, ser11131134@yandex.ru

Территория бассейна Верхней Оки неоднородна в геологическом и палеогеографическом отношении. Строение и состав морфолитогенной основы ландшафта отличаются пространственной изменчивостью и региональным разнообразием, что обусловлено сложным взаимодействием системообразующих факторов: фациально-генетических, провинциально-геологических и зонально-географических. В голоцене морфолитосистемы подверглись существенным преобразованиям благодаря активизации деструктивных экзогенных процессов и эрозионно-аккумулятивной деятельности

в речных бассейнах. Голоценовый этап сыграл важную роль в преобразовании морфолитосистем: возросла глубина и густота эрозионного расчленения рельефа, усилились процессы овражной эрозии, изменились направленность и перераспределение жидкого и твердого стока.

Очевидно, что многофакторный объект исследования требует системного анализа и комплексного палеогеографического изучения природных систем. В качестве методического решения предложено комплексное эколого-палеогеографическое районирование [1], на-

ЛИТЕРАТУРА

1. Зеликсон Э.М. Палинологическое исследование голоценового торфяника на Шпицбергене // Палинология голоцена. М., 1971. С. 199–212.

2. Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К., Сурова Т.Г. Оледенение архипелага в плейстоцене и голоцене // Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. С. 160–175.

3. Birks H.H., Paus A., Svendsen J.I., Alm T., Mangerud J., Landvik J.Y. Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard // Journal of Quaternary Science. 1994. V. 9. P. 133–145.

4. Jankovská V. Palaeoecological research on the Late-Glacial and Holocene sediments in Svalbard (Results and perspectives) // Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis (Geography). 1994. V. 24. P. 25–34.

5. Jankovská V. Pollen- and Non Pollen Palynomorph-Analyses from Svalbard // Czech polar reports. 2017. V. 7(2). P. 123–132.

6. van der Knaap W.O. Long-distance transported pollen and spores on Spitsbergen and Jan Mayen // Pollen and Spores. 1987. V. 29. P. 449–454.

7. van der Knaap W.O. A pollen diagram from Brøggerhalvøya, Spitsbergen: changes in vegetation and environment from ca. 800 BP // Arctic and Alpine Research. 1988. V. 20. P. 106–116.

целенное на установление региональных пространственно-временных закономерностей формирования и развития морфолитосистем с учетом унаследованных признаков, а также оценку их геоэкологической устойчивости в выделенных районах. При выявлении региональных особенностей геоэкологической обстановки важное значение имеет проведенное в центре Русской равнины эколого-палеогеографическое районирование [1–3].

Решение этой многосложной проблемы актуально для бассейна Протвы, детально изученного комплексным палеогеографическим методом [4–8].

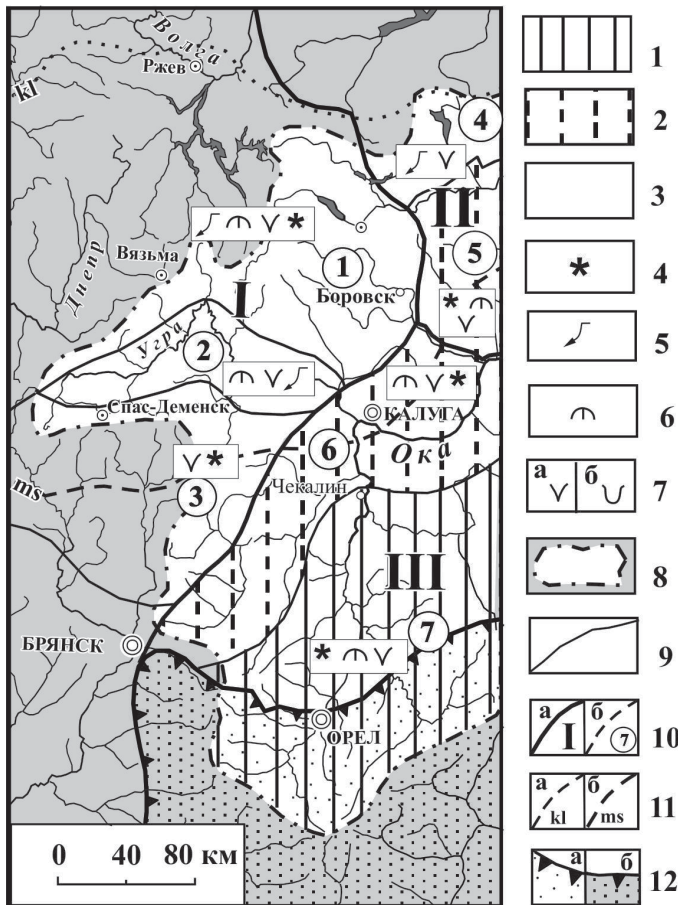


Рисунок 1. Карта эколого-палеогеографического районирования бассейна Верхней Оки. Условные обозначения: **Геоэкологическая устойчивость территорий:** 1 – неустойчивые, 2 – слабоустойчивые, 3 – среднеустойчивые. **Основные геоморфологические процессы в пределах региональных подразделений:** 4 – просадочные: карст, суффозия; 5 – комплекс склоновых процессов, 6 – оползни; 7 – эрозионно-аккумулятивные процессы: а) овражная эрозия, б) балочные процессы (эрозия, склоновая и пролювиальная аккумуляция); **Границы:** 8 – бассейна р. Оки, 9 – территорий с разной степенью устойчивости; эколого-палеогеографические границы: 10 – а) провинций, б) областей; плейстоценовых оледенений: 11 – а) калининского, б) московского 12 – внеледниковой зоны: а) в пределах бассейна р.Оки, б) вне бассейна р.Оки.

Окский бассейн охватывает зоны разновозрастных оледенений (ранне-среднеплейстоценовых) различающихся своими морфоструктурными особенностями. Разновозрастные стадии московского оледенения прослеживаются в бассейнах рек Угры, Протвы и Нары вблизи южной границы московского оледенения, где развит эрозионно-денудационный рельеф

Для флювиального рельефа Окского бассейна характерно наличие трех надпойменных террас и трех уровней голоценовой поймы. Эрозионно-аккумулятивные процессы в Окском бассейне в голоценовое время, были обусловлены общим потеплением и увлажнением климата. Периоды врезаний, углубления речных долин чередовались с периодами аккумуляции. Начало голоценовой эпохи (8–10 тыс. лет назад) ознаменовалось существенным врезанием речной сети, более чем на 10 м ниже положения водотоков в конце позднего валдая (или 5 м ниже современного уреза). В целом же за голоцен глубина речных долин возросла на 5–6 метров, что способствовало активизации эрозионных процессов и увеличению глубины и густоты расчленения. В настоящее время густота расчленения овражно-балочной сетью варьирует в пределах от 0,3–0,7 км/км² до 22,5 км/км² при глубине вреза относительно водоразделов от 2040 м до 100–125 м.

С учетом унаследованных от предшествующих этапов рельефообразования и вновь созданных особенностей морфолитосистем на карте (Рис. 1) выделены территории с разной степенью их геоэкологической устойчивости. Территориальная неоднородность факторов геоэкологической устойчивости обуславливают уязвимость природной среды. К главным факторам нестабильности морфолитогеоза относятся: малая и неравномерная мощность четвертичного покрова, его фациальная изменчивость и литологическая неоднородность в сочетании с интенсивными экзогенными процессами. наиболее деструктивные из них – густота и глубина эрозионного расчленения, усилившаяся в голоцене, а также карст и оползневые и другие склоновые процессы.

Проведенная в бассейне Оки палеоэкологическая экспертиза состояния устойчивости многокомпонентных и многоуровневых геосистем [1] создает реальные предпосылки для более объективной геоэкологической оценки и прогнозов развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Палеогеографическая экспертиза устойчивости геосистем – новое направление в исследовании геоэкологии (на примере Русской равнины). // Проблемы палеогеографии и

стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М., МГУ, географический факультет, 2008. С. 245–252.

2. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. 167 с.

3. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Глушанкова Н.И., Карпунин С.С., Костомаха В.А., Макарова Н.В., Немцова Г.М., Рычагов Г.И., Фаустов С.С.* Палеогеографические закономерности развития морфолито-систем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М., МГУ, географический факультет, 2013. 96 с.

4. Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассей-

не Средней Протвы // Деп. ВИНТИ. Вып. II. М. 1978. 54 с.

5. Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы // Деп. ВИНТИ. Вып. III. М. 1980. 173 с.

6. Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона. Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во МГУ, 1992. 128 с.

7. *Антонов С.И., Рычагов Г.И.* Флювиальный литоморфогенез в долине р. Протвы // Вестн. Моск. ун-та сер. 5. География. 1993. № 6. С. 68–76.

8. Строение и история развития долины р. Протвы / Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во МГУ, 1996. 129 с.

ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-МЕКСИКАНСКОГО ПЛАТО В ГОЛОЦЕНЕ ПО ПОЧВЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫМ АРХИВАМ

С.А. Сычева

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, sychevasa@mail.ru

История почв, ландшафтов, климата в голоцене на высоко поднятом Центрально-Мексиканском вулканическом плато (выше 2500 м н.у.м.) в наиболее детальном виде зафиксирована не только в древних котловинах, занятых озерами и реками, но и в строении днищ и террас барранок (овраги на склонах вулканов). В таких аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах формируются почвенно-седиментационные толщи, представляющие собой чередования погребенных почв и отложений разного генезиса (аллювий, коллювий, тепетате).

Наши исследования проводились в двух ключевых участках: на эрозионном плато в штате Тласкала и в долине Теотиуакан [1].

В днищах и террасах барранок Тласкала в гумусированном аллювио-делювии с радиоуглеродным возрастом 13600 ± 100 л.н. залегают две среднеголоценовые почвы (андосоли с признаками лювисолей), возраст которых приходится на атлантический период голоцена (8100–6260 л.н.). Почвы отражают приостановку осадконакопления в эрозионных систем, разделяя этапы врезания барранок на позднеледниково-раннеголоценовый (М1) и среднеголоценовый (М2) аллювио-коллювий. Наиболее глубокий и интенсивный врез – формирование ложа палеоформ, приходится на время заложения дневных барранок (конец плейстоцена – начало голоцена). Первоначальное заполнение их происходило ускоренными темпами. После некоторого

замедления осадконакопления и формирования нижней почвы (8100 ± 110 л.н.), эрозионные процессы возобновились. Накапливался аллювио-коллювий М2 до новой фазы стабилизации и почвообразования, когда сформировалась вторая погребенная почва с $14C$ -возрастом – 6260 ± 100 л.н. Наиболее гумусированные почвы, слои коллювия и тепетате приурочены именно к средней части голоценовой толщи, относящейся к оптимуму голоцена. Это объясняется как наиболее благоприятными климатическими условиями оптимума голоцен, так и наименьшими скоростями эрозионных процессов, этот период: склоны заросли лесом и эрозия снизилась, а в днищах барранок протекали более постоянные водотоки. Во второй половине голоцена эрозионные процессы на склонах ускорились, на склонах отложился маломощный коллювий М3, местами с сохранившейся от денудации камбисолью. Во вновь образованных и полузаполненных барранках его мощность значительна. Здесь развита погребенная андосоли с возрастом $C14$ 3160 ± 70 л.н. Перекрывающая тепетате имеет радиоуглеродный возраст 2340 ± 70 л.н.

История взаимосвязей рельефо- и почвообразования в голоцене в долине Теотиуакан не столь насыщена событиями, как в эрозионных ландшафтах Тласкала. Здесь повсеместно в долине на различной глубине от поверхности погребена хорошо развитая вертисоль. Из-за постоянных турбаций профиля, радиоуглеродный возраст гумусового горизонта вертисоли значительно

колеблется от 670 до 2140 л.н., отражая характерное время почвообразования, хотя сама почва, вероятно, начала формироваться с начала голоцена [2]. 2000-летний период сельскохозяйственного воздействия на почвенный покров, включая ирригацию в долине, строительство террас на склонах, отразился не только в наложенных профилях, создавших полигенетичность палеопочвы, но и в строении перекрывающей толщи. В некоторых разрезах описана еще одна погребенная почва (400–600 лет), захороненная под молодым коллювием.

Исследование Борейца и Фредерика [3], показало неоднократные изменения экологических и климатических условий в голоцене и позволило нам значительно уточнить и детализировать историю развития ландшафтов в голоцене. Несмотря на неоднозначность трактовки датирования стадий устойчивого развития ландшафтов (погребенных почв) и стадий экстремального развития (разных фаций флювиальных наносов – аллювия и коллювия), связанную с пространственно-временным варьированием эрозии и аккумуляции мелкозема по продольному профилю барранок, четко выделяются морфолитогенные стадии врезания – седиментации и педогенные стадии относительной стабильности поверхности и развития почв.

Выделяются следующие морфолитогенные стадии:

1) позднеледниковая: барранки унаследованы от более древних врезок (практически все барранки заложены по позднеплейстоценовым врезам);

2) как правило, барранки имеют три террасы, свидетельствующие, что они трижды врезались в финальном плейстоцене – голоцене. Наиболее древняя терраса формируется по доголоценовому врезу, более глубокому, чем голоценовый. Менее древняя терраса заложена в начале голоцена, что определяется радиоуглеродным возрастом угля из основания заполняющей гидроморфной гумусированной толщи (врез произошел перед 10600, 10180 л.н. – на северо-западе Мексики или 9900 л.н. – в Тласкала);

3) повышенная седиментация в раннем голоцене, отразившаяся в накоплении гумусовых гидроморфных толщ, присутствует в основании древних террас всех барранок. Их 14С-возраст в Тласкала: начало – около 9990 л.н., завершение – около 9000–8300 л.н.;

4) в оптимум голоцена (8000–5000 л.н.) многие барранки функционировали, как реки, где откладывался гумусированный аллювий;

5) ускоренная агрогенная эрозия – около 2000 л.н.

Погребенные почвы фиксируют наиболее фазы устойчивого развития ландшафтов и благоприятного климата. В эти фазы сформированы почвы: S1 – 160 л.н.; S2: 620, 1057, 1120, 2006, 2140 л.н.; S3: 3101, 3139,

3160, 3160, 3690 л.н.; S4: 5220, 5250, 5680, 6260 л.н.; S5: 8100, 8260 л.н.; S6: 9990–9000 л.н.; S7: 5) 10180–9100 л.н. Две последние носят двойкий педогено-литогенный характер. Гумусово-аккумулятивные толщи с гидроморфными признаками могут рассматриваться, как нанос с медленными скоростями осадконакопления, и как синлитогенная гидроморфная почва.

Таким образом, на протяжении последних 10600 лет выделяются семь стадий замедления эрозионных процессов и формирования почв в аккумулятивных условиях Центрально-Мексиканского плато. Стадии повторялись с периодичностью в 1800–2100 лет и продолжались около 600–1100 лет (возможно дольше). Такая прерывистость почвообразования в межледниковье (голоцене) связана с чутким откликом рельефообразующих процессов на изменении экологических условий на водосборах вследствие краткопериодных климатических ритмов.

Ранее нами установлена многовековая (1800–2000-летняя) ритмичность почвообразования и эрозионно-аккумулятивных процессов [4]. Эта закономерность была выявлена на основе изучения большого числа почвенно-седиментационных толщ в аккумулятивных ландшафтах – речных пойм, балок и склонов Восточно-Европейской равнины и обобщения многочисленных литературных источников по данной проблеме по всему миру [5]. Каждый из ритмов включает стадию относительно устойчивого развития ландшафтов – педогенную, и стадию кризисную или переломную – литогенную, когда изменения локальных ландшафтов и их компонентов, в том числе почв, были наибольшими и даже катастрофическими. За более чем 10000-летнюю историю голоцена выделяется шесть всплесков ускоренной природной эрозии-седиментации и семь волн активного почвообразования. Фазы ускоренной эрозии и аккумуляции приходятся на интервалы: 450–950, 2300–2700, 4200–4700, 6300–6600, 7700–8100, 9500–10200 л.н. Педогенные фазы – на интервалы: 450–150, 1050–2300, 2800–4200, 4700–6200, 6600–7700, 8300–9500, 10200–10400 л.н. Педогенные фазы продолжались около 1100–1400 лет, морфолитогенные фазы были в 2–3 раза короче – около 400–650 лет. 1800–2000-летний ритм отражает периодическую смену климатов в голоцене: с потеплениями связано развитие почв, с похолоданиями – отложений. Педогенные фазы характеризуются теплыми сухими, теплыми и влажными и отчасти холодными сухими климатическими условиями. Литогенные стадии совпадают с холодными влажными фазами многовекового ритма (накапливаются многие фации поверхностных отложений), частично с теплыми влажными, когда накапливается аллювий, и активизируются оползневые, карстовые, просадочные процес-

сы, и холодными сухими фазами, когда аккумулируется оловые отложения. Причины ритма связаны с периодическими процессами космической и общепланетарной природы [6, 7].

Сопоставление радиоуглеродных датировок почв, изученных А. Борейцем и К. Фредериком [3] и нами, показало их совпадение с педогенными стадиями практически по всем ритмам. Это подтверждает проявление 2000-летней ритмичности почвообразования-осаконакопления в истории развития эрозионных систем (барранок) и ландшафтов Центральной Мексики в целом.

Подготовлено в рамках Госзадания, тема № 0148-2019-0006.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сычева С.А., Седов С.Н., Погосян Л.А., Соллейро-Реболledo Э. Эволюция ландшафтов Центральной Мексики за последние 40000 лет. Геоморфолого-палеопочвенное исследование ландшафтов блока Тласкала и долины Теотиуакана. Монография. М.: Медиапресс, 2016. 180 с.

2. Solleiro-Rebolledo E., Sycheva S., Sedov S., McClung de Tapia E., Rivera-Uria Y., Salcido-Bekovich C., Kuznetsova A. Fluvial processes and paleopedogenesis in the Teotihuacan Valley, Mexico: Responses to Late Quaternary environmental changes // *Quaternary International*. 2011. V. 233. P. 40–52.

3. Borejsza A., Frederick C.D. Fluvial response to Holocene climate change in low-order streams of central Mexico // *Journal of Quaternary Science*. 2010. V. 25(5). P. 762–781.

4. Сычева С.А. Причины и общие закономерности многовековой ритмичности голоценового почвообразования в трансаккумулятивных ландшафтах // *Почвоведение*. 2003. № 5. С. 228–242.

5. Sycheva S.A. Long-term pedolithogenic rhythms in the Holocene // *Quaternary International*. 2006. № 152–153. P. 181–191.

6. Bond G., Kromer B., Beer J. et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene // *Science*. 2001. V. 294. P. 2130–2136.

7. Шнитников А.В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки // *Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия*. Л.: ГО СССР, 1973. С. 7–38.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ДИВНОГОРЬЕ

С.А. Сычева, С.Н. Тимирева, Ю.М. Кононов, К.Г. Филиппова

Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, sychevasa@mail.ru

Пристальный интерес к изучению истории развития ландшафтов и климата окрестностей Дивногорья связан, в первую очередь, с открытием памятников поздней поры верхнего палеолита в начале XXI в. В работах на стоянках под руководством А.А. Бессудновых и А.А. Свиридова, кроме археологов, приняли участие специалисты разных направлений – геологи, геоморфологи, почвоведы, палеогеографы, палинологи и др. К настоящему времени получен большой фактический материал, касающийся условий обитания позднепалеолитического человека на стоянках Дивногорье I и Дивногорье 9. Изучению истории голоцена этого района на основе палеогеографического изучения стоянки Дивногорья 1 посвящена настоящая статья. Объектом исследования в 2018–2019 гг. был небольшой участок на правом берегу Тихой Сосны, в районе ее впадения в Дон, в пределах х. Дивногорье, Лискинского района Воронежской области. Шурф глубиной около 5 метров заложен на территории усадьбы (координаты N 50°56'57.774"

E 39°16'46.746") на поверхности первой надпойменной террасы, приподнятой над урезом русла реки примерно на 12 м. Проведено комплексное полевое исследование, включающее морфологическое описание шурфа с детальным отбором образцов (каждые 5 см) для палеопочвенного, палеоботанического и литологического изучения, а также для определения возраста с помощью радиоуглеродного датирования.

В шурфе вскрыта толща голоценовых и позднеплейстоценовых отложений, представленных современным культурным слоем, голоценовой почвой и двумя педокомплексами со следами криогенных процессов, разделенных аллювиальными отложениями. В основании также залегает перигляциальный аллювий.

Вопрос о принадлежности поверхности, на которой расположена стоянка Дивногорье 1: первая надпойменная терраса Тихой Сосны (А.И. Бессуднов) или конус выноса (Ю.А. Лаврушин), был, таким образом, решен уже при полевом изучении геологического строения

разреза. Это – первая надпойменная терраса, открытая делювиально-пролювиальными отложениями, включающими слабобразвитые почвы и слои с криогенными деформациями.

К настоящему времени для разреза получены некоторые результаты лабораторных исследований. Были проведены трехкратные замеры магнитной восприимчивости для каждых 5 см с помощью карманного измерителя магнитной восприимчивости ZH instruments SM-30 и затем рассчитаны средние значения МВ для каждого образца.

Известно, что более гумусированные отложения выделяются по значениям магнитной восприимчивости [1], и часто маркируя, таким образом, погребённые почвы. В разрезе Дивногорье максимальные значения МВ приурочены к гумусовому горизонту (сл. 2) современной почвы (обр. 10–11), для которого усредненные значения МВ составляют $0,7605–0,632 \times 10^{-3}$ СИ (Цветная вкладка, рис. 25). Затем магнитная восприимчивость в сл. 2 уменьшается вниз по профилю почвы до $0,25 \times 10^{-3}$ СИ. В подстилающем горизонте, сложенном лессовидными суглинками (сл. 3), значения МВ резко снижаются до $0,05 \times 10^{-3}$ СИ, а в слое 4 отмечается значительное увеличение МВ до $0,25 \times 10^{-3}$ СИ, по всей вероятности, связанное с процессами почвообразования. Ниже (сл. 5–9) значения МВ достаточно однородные – в пределах от 0,5 до $0,12 \times 10^{-3}$ СИ, с небольшим пиком на уровне обр. 59 ($0,21 \times 10^{-3}$ СИ) в самой верхней части сл. 5.

Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Доля песка, представленного тонкой, мелкой и средней фракциями, составляет от 9 до 48%. Повышенные значения приходятся на верхнюю часть разреза (слой 1), на уровне обр. 5, где содержание составляет до 45%. Отмечается также пики в слое 4, на уровне обр. 54 (31%), в нижней части слоя 5, на уровне обр. 63 (38%) и в верхней части слоя 9, на уровне обр. 88 (47%).

В некоторых слоях отмечаются пески крупной и грубой фракций. Наибольшее их содержание в верхней части разреза, в слое 1 и достигает ~ 10%.

Содержание алеврита колеблется по разрезу от 30 до 75 %. Наибольшие значения приурочены к нижней части разреза, начиная со слоя 6, а содержание глинистой фракции – от 10 до 22% (в нижней части слоя 2с).

Определение потерь при прокаливании (ППП) выполнялось с целью оценки содержания органического вещества и карбонатов в осадке. Согласно [2, 3] ППП 550°C отражают содержание органического вещества, а разница ППП 950°C – ППП 550°C характеризует потери CO₂ карбонатов.

Значения ППП 550°C изменяются по разрезу в пределах от 1,41 до 9,64 %. Максимальные значения приходятся на верхнюю часть разреза, слой 2 – гумусовые горизонты чернозема. Ниже, начиная со слоя 3, колебания весьма незначительные – от 1,41 до 4,41%. Незначительное увеличение – до ~ 3,5% отмечены в слоях 4 и 6, которые, по всей вероятности, отвечают горизонтам со следами почвообразующих процессов – слабого гумусообразования.

Значения ППП 950°C -550°C, отражающие содержание карбонатов, изменяются по разрезу от 1,12 до 20,15. Максимальные значения приурочены к слою 2 (гумусовый горизонт современной почвы) и к слою 4 (погребенная почва со следами мерзлотных процессов).

Таким образом, данные полевого исследования подтверждены результатами литологических исследований и определения магнитной восприимчивости. Достаточно четко выделяются финально плейстоценовые палеопочвенные горизонты (слои 4 и 6), для которых зафиксировано увеличение значений магнитной восприимчивости, некоторое увеличение медианного размера слагающих частиц.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-55-91010 Монг_оми и темы госзадания № 0148-2019-0005.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л. О., Иванов А.В., Морозов В.В. Магнетизм почв. М.; Ярославль: Изд-во Ярослав. гос. техн. ун-та, 1995. 223 с.
2. Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. V. 25. P. 101-110.
3. Bengtsson L., Enell M. Chemical analysis // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Berglund B.E. (ed.). Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 1986. P. 42–451.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ЗАЛИВЕ ОГА (НОВАЯ ЗЕМЛЯ) ЗА ПОСЛЕДНЕЕ ТЫСЯЧЕЛЕНИЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОФАУНЫ И ЛИТОЛОГИИ ОСАДКОВ

Е.Е. Талденкова¹, В.Ю. Русаков²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, etaldenkova@mail.ru

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, РФ, г. Москва, ул. Косыгина, д. 19, rusakov@geokhi.ru

Введение. Данная работа посвящена реконструкции климатически обусловленных изменений палеосреды в западной части Карского моря в течение последнего тысячелетия на примере изучения толщи осадков залива Ога, расположенного на восточном побережье Северного острова Новой Земли. С точки зрения реконструкции истории седиментации и изменений природной среды фьордовые заливы Новой Земли изучены крайне слабо, что особенно справедливо для побережья Карского моря. Известны две статьи [1, 2], посвященные палеоклиматическим реконструкциям на основе изучения осадков залива Русская Гавань, расположенного на западном побережье Северного острова Новой Земли, находящемся под сильным влиянием сравнительно теплых баренцевоморских вод. В статьях приводятся данные изучения литологического состава осадков, видового состава микрофоссилий и изотопного состава карбоната фораминифер в 6-метровой колонке донных осадков АСВ-987, возраст которых составляет около 800 лет. Вариации указанных характеристик и скоростей осадконакопления свидетельствуют об изменениях палеосреды, вызванных, прежде всего, миграцией внешнего края ледников в результате изменения количества поступающих атмосферных осадков и скорости таяния льда.

Материалы и методы. Колонка АМК-5248 отобрана в 2015 году в ходе 63-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в заливе Ога, в который впадает ледник Голубой, на глубине моря 129 м в точке с координатами 74°37,9' с.ш. и 59°18,3' в.д. Мощность осадков, вскрытых колонкой, составляет 402 см. Возрастная модель создавалась на основе датирования бентосных фораминифер методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS14C) в Радиоуглеродной лаборатории университета г. Познань. Радиоуглеродные даты были пересчитаны в календарный возраст по программе Calib 7.1. Возраст основания колонки соответствует 935 году нашей эры (г.). Проведен гранулометрический анализ образцов, кроме того, под бинокляром подсчитывались обломки пород и минералов во фракции >500 мкм, которые

представляют собой терригенный материал ледового и айсбергового разноса (IRD). Ископаемые микрофоссилии (планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды) изучались под бинокулярным микроскопом во фракции >125 мкм. Процентное содержание видов не подсчитывалось в силу малого количества раковин, недостаточного для статистической обработки; результаты представлены в виде количества экземпляров на 1 г сухого непромытого осадка (рис. 1).

Результаты и обсуждение. Исходя из изменений скоростей седиментации, осадки колонки можно разделить на три секции (рис. 1). Верхняя секция (от современности до 1455 г.) характеризуется наиболее низкими скоростями седиментации около 0.2 см/год. Осадки средней секции накопились за 65 лет в интервале между 1390 и 1455 гг. при высоких скоростях седиментации – более 0.9 см/год, что в 4.5 раза выше, чем в верхней секции. Нижняя секция представляет наиболее древние осадки возрастом от 935 г. до 1390 г. Она характеризуется средними скоростями седиментации, немногим превышающими 0.5 см/год.

Результаты гранулометрического анализа осадков колонки позволили выделить два литотипа: алеврит и пелитовый алеврит, оба с низким содержанием песчаной фракции, что указывает на преобладающее поступление взвешенного материала с тальми водами ледника. Более тонкий пелитовый алеврит характерен для всей нижней части колонки возрастом 935–1315 гг.; в более молодых осадках наблюдается чередование литотипов.

Выделено 4 пика содержания материала IRD (рис. 1). Максимальный пик соответствует интервалу 1090–1160 гг. и отражает активное таяние льда и айсбергов в заливе. В составе минеральных зерен этого и более древнего пика встречаются зерна кварца, в то время как в осадках моложе 1160 г. они полностью отсутствуют, что, вероятно, свидетельствует о существенном вкладе материала ледового разноса из волноприбойной зоны во время средневекового потепления климата. Остальные пики содержания IRD существенно меньше по размеру.

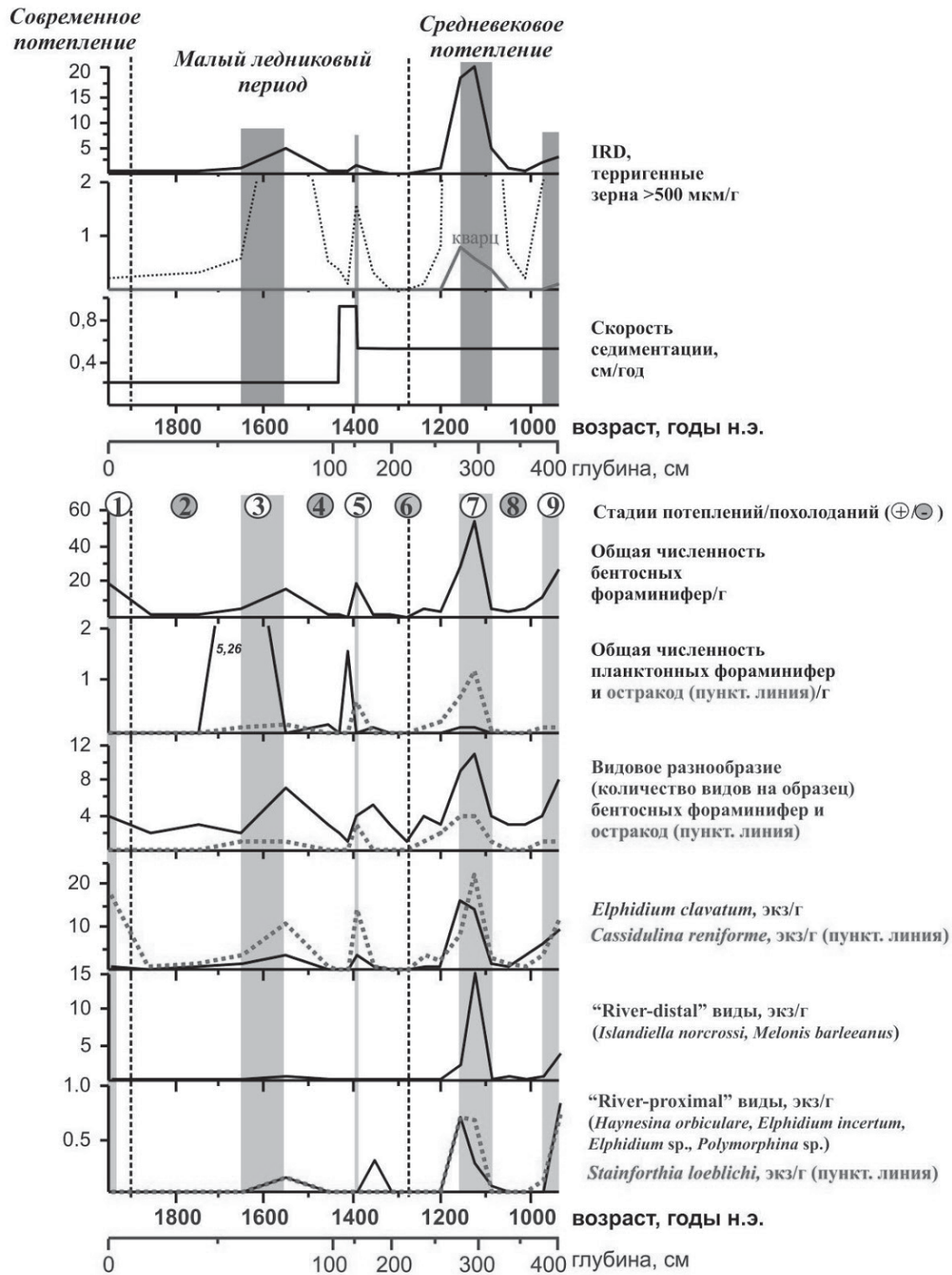


Рисунок 1. Распределение обломочного материала ледового и айсбергового разноса (IRD), скоростей седиментации, общей численности различных групп микрофоссилий, видового разнообразия бентосных фораминифер и остракод, а также численности отдельных видов и экологических групп (согласно [3]) бентосных фораминифер по разрезу колонки АМК-5248 относительно возраста и глубины. Темным фоном на верхней панели выделены пики ИРД, светлым фоном на нижней панели – пики общей численности микрофоссилий. Цифры в кружках соответствуют локальным стадиям изменений палеосреды, которые связаны с потеплениями и похолоданиями.

Численность ископаемых микрофоссилий низкая (рис. 1). Повсеместно встречаются только бентосные фораминиферы, которые являются наиболее массовой группой ископаемых микрофоссилий. Бентосные фораминиферы сравнительно многочисленны в нижней секции колонки в интервале 935–1240 гг. с максимумом в слоях возрастом 1125–1160 гг. В более молодых осадках они встречаются реже, три верхних пика численности приурочены к интервалам ~1390 г., 1550–1650 гг. и верхним двум сантиметрам осадков («современный»). Интересно, что пики общей численности и видового разнообразия бентоса практически полностью совпадают с пиками IRD (рис. 1). Это горизонты возрастом 1550–1650 гг., ~1390 г., 1125–1160 гг. и 935–975 гг. Исключением является только «современный» пик численности микрофоссилий, который не сопровождается увеличением IRD. Последнее может объясняться максимальным удалением края ледника в настоящее время по сравнению со всеми предыдущими эпохами последнего тысячелетия. Подобная синхронность пиков указывает на их принадлежность периодам потепления климата. В такие периоды во время относительно теплого и/или длительного лета, с одной стороны, шло таяние льдов и деградация ледника с поставкой айсбергов и талых вод, а с другой стороны, пространства открытой воды способствовали прогреванию и цветению фитопланктона, что вызывало повышение численности бентоса.

Все виды ископаемых микрофоссилий, встреченные в колонке, принадлежат к типичным обитателям арктических морей. Среди бентосных фораминифер доминируют два широко распространенных вида – *Elphidium clavatum* и *Cassidulina reniforme*, являющиеся также типичными обитателями арктических заливов [4] (рис. 1). *E. clavatum* доминирует в наиболее проксимальных к леднику внутренних частях заливов с холодными мутными поверхностными водами, тогда как вид *C. reniforme* более характерен для немного более удаленных от ледника частей залива, где уменьшается мутность вод и возрастает численность фитопланктона [4]. В исследованной колонке *C. reniforme* практически повсеместно преобладает над *E. clavatum* (рис. 1). Особенно велико содержание *C. reniforme* в наиболее молодых осадках, накопившихся после 1900 г. Одновременно, содержание *E. clavatum* со временем падает, особенно, после 1650 г. Мы склонны объяснять более частую встречаемость *E. clavatum* в период до 1200 г. более интенсивным таянием ледника, что систематически повышало мутность поверхностных вод. В то же время, в период средневекового потепления регистрируется максимально высокое влияние морских вод в заливе. Об этом неоспоримо свидетельствует постоянное присутствие вида *Islandiella norcrossi*,

содержание которого было особенно велико в период между 1050 и 1200 гг. (рис. 1). Этот вид является третьим по массовости в арктических заливах, где он обитает во внешних, удаленных от ледника частях [4]. Кроме того, вид *I. norcrossi*, обитающий в районах с нормально морской соленостью, часто приурочен к краевой зоне морского ледового покрова с высокой сезонной продуктивностью [3]. Его постоянное присутствие в нижней секции колонки свидетельствует об активном водообмене с открытым морем по типу эстуарной циркуляции в период до 1400 г. с постепенным последующим сокращением, в особенности после 1650 г., когда *I. norcrossi* полностью исчезает из осадков колонки. Для нижней секции колонки характерно присутствие и других видов, обитающих в районах с нормально морской соленостью, которые не встречаются после 1650 г., таких как *Melonis barleeanus* и *Stainforthia loeblichii* среди фораминифер, *Krithe* sp. и *Rabilimis mirabilis* среди остракод.

Выводы. Проведенный анализ литологического состава донных осадков и видового состава микрофоссилий позволил реконструировать последовательность основных событий в истории седиментации и климатически обусловленных изменений природной среды в заливе Ога. Выделены основные периоды изменения природных условий в течение последнего тысячелетия, которые хорошо коррелируются с 800-летней историей развития природной среды залива Русская Гавань, расположенного на западном побережье Новой Земли [1, 2]:

935–1280 гг. – средневековое потепление климата. Природные условия были наиболее теплыми, о чем свидетельствуют максимальные пики содержания IRD (со значительным участием материала ледового разнота) на фоне пелитового состава осадков в сочетании с максимальной численностью и видовым разнообразием бентосных микрофоссилий и присутствием большого количества нормально морских видов. Скорости седиментации были сравнительно невысокими, ледник находился в глубине залива на удалении от места расположения колонки.

1280–1650 гг. – начальная фаза малого ледникового периода. Выдвижение ледника в залив, которое достигло своего максимума в период резкого роста скоростей седиментации в 1390–1455 гг. Вероятно, это был период активного роста ледника за счет начавшегося похолодания на фоне достаточно большого количества осадков.

1650–1900 гг. – похолодание поздней фазы малого ледникового периода. Стабилизация положения ледника, развитие мощного и почти круглогодичного ледового покрова, падение биопродуктивности и крайне низкая численность бентосных микрофоссилий.

После 1900 г. – потепление XX века. Рост численности бентосных фораминифер при низком содержании IRD, что предполагает сокращение длительности существования ледового покрова и постепенное отступление края ледника.

На фоне перечисленных основных периодов выделяются 9 чередующихся менее продолжительных стадий похолоданий и потеплений (рис. 1).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00032).

ЛИТЕРАТУРА

1. Polyak L., Murdmaa I., Ivanova E. A high-resolution 800-year glaciomarine record from Russkaya Gavan, a Novaya

Zemlya fjord, eastern Barents Sea // *The Holocene*. 2004. V. 14. No 4. P. 638–644.

2. Murdmaa I., Polyak L., Ivanova E., Khromova N. Palaeoenvironments in Russkaya Gavan' Fjord (NW Novaya Zemlya, Barents Sea) during the last millennium // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 209. P. 141–154.

3. Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment // *J. of Foraminiferal Research*. 2002. V. 32. No 3. P. 252–273.

4. Korsun S., Hald M. Modern benthic Foraminifera off Novaya Zemlya tidewater glaciers, Russian Arctic // *Arctic and Alpine Res.* 1998. V. 30. No 1. P. 61–77.

РОЛЬ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ДИНАМИКЕ ГОДОВОГО БАЛАНСА ТОРФА БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ БЕЛАРУСИ

Н.И. Тановицкая, О.Н. Ратникова

Институт природопользования НАН Беларуси, 220072, Республика Беларусь, г. Минск, просп. Независимости, д. 66, 4tni@mail.ru

Послеледниковый период развития болотных экосистем Беларуси насчитывает до 10–11 тыс. лет и включает 4 фазы: древний, ранний, средний и поздний голоцены. До начала антропогенной деятельности под влиянием природных факторов в болотных экосистемах происходило накопление торфа. Однако в конце 19 века началось освоение и осушение Полесских болот Беларуси.

С начала хозяйственной деятельности человека изменение запасов торфа, накопленных в болотных экосистемах, происходит по следующим причинам: промышленная добыча, потери органического вещества в результате минерализации торфа вследствие осушения и сельскохозяйственного использования торфяных месторождений; прирост торфа на болотах (в естественном состоянии). Целью настоящей работы является проследить динамику годового баланса торфа под влиянием природных и антропогенных факторов.

Согласно имеющимся литературным и ведомственным данным [1, 2] предлагаются два метода расчета ежегодного прироста торфа на болотах.

При благоприятных условиях на болоте, находящемся в естественном состоянии, по данным Тюремнова С. Н. средний вертикальный прирост торфяной зале-

жи равен 1 мм в год [1]. Ежегодный объем прирастаемого торфа равен:

$$V_{\text{прир}} = S_{\text{ест}} \cdot 10^4 \cdot 0,001,$$

где $V_{\text{прир}}$ – объем прироста торфа при естественной влаге залежи, м³;

$S_{\text{ест}}$ – площадь участков болот в естественном состоянии (согласно ГИС «Естественные болота Беларуси» 2010 г.), га.

Таким образом, прирост массы торфа будет равен:

$$P_{\text{прир}} = V_{\text{прир}} \cdot \rho \cdot (100 - W_{\text{ест}})/(100 - W_{\text{усл}}),$$

где ρ – плотность торфа в залежи, т/м³;

$W_{\text{ест}}$ – влага торфа в залежи, %;

$W_{\text{усл}}$ – условная влага торфа, 40 %.

По данной методике ежегодной прирост торфа на болотах составляет в среднем на одном гектаре 1,7 т при условной влаге 40 %.

Согласно многолетним исследованиям Пьявченко Н.И. [2] годовой прирост органического вещества торфа на одном гектаре естественных болот составляет в среднем 0,6 т, что соответствует 1,14 т торфа условной влаги (W) 40 % и 10 % зольности (Ac) или 1,2 т торфа 40 % влаги и 12 % зольности.

На основании имеющихся данных [3] выполнена оценка изменений в годовом балансе торфяных ресурсов Беларуси, обусловленных природными и антропогенными факторами. До вмешательства человека в болотные экосистемы на территории Беларуси было 2,9 млн га естественных болот с годовым приростом органического вещества торфа около 1,7 млн т, что соответствует эквивалентному приросту торфа 3,15 млн т при $A_c = 10-12\%$, $W=40\%$

В 2010 г. были проведены исследования по определению площади естественных болот с помощью космического зондирования, в результате которых было выявлено всего 0,86 млн га болот [4, 5]. В этом случае годовой прирост органического вещества торфа, составляет 0,51 млн т органического вещества, что соответствует 1,036 млн т в год торфа (40 % влажности, 10–12 % зольности).

Ежегодные потери торфа в результате минерализации органического вещества торфа при осушении и сельскохозяйственном использовании торфяников определяются по формуле:

$$P_{\text{мин}} = S_{\text{с/х}} \cdot p \cdot n,$$

где $S_{\text{с/х}}$ – площадь сельскохозяйственных земель с торфяными почвами, га;

p – средний показатель потерь торфа за счет его минерализации на 1 га за год при условной влаге торфа 40 %, равный 9,6 т/год [6];

n – количество лет сельскохозяйственного использования.

Согласно «Стратегии сохранения и рационального (устойчивого) использования торфяников» [5] и «Схеме

распределения торфяников по направлению использования на период до 2030 г.» [7, 8] в сельском хозяйстве используется 1068,2 тыс. га осушенных земель с торфяными почвами, потери торфа с которых в результате минерализации органического вещества торфа ежегодно составляют 10,523 млн т. Кроме того, процессы минерализации происходят также на выработанных торфяниках площадью 230 тыс. га, находящихся в осушенном состоянии и подлежащих экологической реабилитации. Потери торфа на этих территориях составляют 2,208 млн т.

Ежегодная добыча торфа, согласно данным ГПУ «Белтопгаз», предусматривается от 2 до 3 млн т. Общие годовые потери торфяных запасов в результате хозяйственной деятельности человека составляют 14,961 млн т. А годовой прирост – 1,036 млн т торфа в год (40 % влажности, 10–12 % зольности).

Таким образом, потери торфа в результате добычи и минерализации органического вещества торфа превышают его прирост на естественных болотах Беларуси более чем в 14 раз.

До вмешательства человека в болотные экосистемы под влиянием только природных факторов годовой баланс торфа на территории Беларуси был обусловлен только приростом торфа на естественных болотах и составлял 3,315 млн т в год. После масштабных осушительных работ в 50–60 годы прошлого века к настоящему времени в естественном состоянии осталось 0,863 млн га болот, что повлекло уменьшение прироста торфа до 1,036 млн т в год. Использование торфяников в сельском хозяйстве и для добычи торфа привело к ежегодным потерям торфа в количестве 14,961 млн т и годовой

Таблица 1. Годовой баланс запасов торфа Беларуси под влиянием природных и антропогенных факторов

Параметры	Под влиянием природных факторов	После антропогенного воздействия
Площадь естественных болот, млн га	2,939	0,863
Годовой прирост, млн т	3,315	1,036
Площадь осушенных земель с торфяными почвами, млн га	–	1,068
Годовые потери торфа в результате минерализации сельскохозяйственного использования торфяных почв, млн т	–	10,253
Годовая добыча торфа, млн т	–	2,00–3,00
Площадь нарушенных торфяников, подлежащих реабилитации, млн га	–	0,230
Годовые потери торфа на нарушенных торфяниках, млн т	–	2,208
Общие годовые потери торфяных ресурсов в результате хозяйственной деятельности, млн т	–	14,961
Годовой баланс торфяных ресурсов, млн т	+3,315	-13,925

баланс представлен уменьшением торфяных ресурсов на 13,925 млн т в год.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Торемнов С.Н.* Торфяные месторождения и их разведка. М.: Госэнергоиздат, 1949. 464 с.
2. *Пьявченко Н.И.* / Тез. докл. Всесоюз. конф. по эволюции торфяных почв под влиянием осушительной мелиорации и ее последствия. Минск, 1983. С. 8–9.
3. *Бамбалов Н.Н.* Болотообразовательные процессы на территории Белоруссии / Н.Н. Бамбалов, А.Г. Дубовец, С.Г. Беленький // Проблемы Полесья. Вып. 13. Минск : Наука і тэхніка, 1990. С 75–90.
4. *Tanovitskaya N.* Inventory of mires in Belarus / N. Tanovitskaya, O. Ratnikova // The International Conference on ‘Necessity of peatlands protection’, 1–2 September 2011, Town Tleń located in Bory Tucholskie, central Poland.

5. Стратегия сохранения и рационального (устойчивого) использования торфяников. Утверждена постановлением Совета Министров Республики Беларусь от 30 декабря 2015 г. № 1111.

6. *Бамбалов Н.Н.* Роль болот в биосфере / Н.Н. Бамбалов, В.А. Ракович. Минск: Бел. наука. 2005. 205 с.

7. Схема распределения торфяников по направлениям использования на период до 2030 г. Утверждена постановлением Совета Министров Республики Беларусь от 30 декабря 2015 г. № 1111.

8. *Тановицкая Н.И.* Распределение торфяников Беларуси по направлениям использования. Земля Беларуси. Минск, 2016. Вып. 1. С. 34–38.

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (ДАРХАНСКО-СЕЛЕНГИНСКИЙ РАЙОН)

С.Н. Тимирева¹, Б. Очирбат², П.Г. Панин¹, С.А. Сычева¹, Ю.М. Кононов¹, Б. Ганбат²,
А.Н. Симакова³, Т. Турмух², С. Маналжав², К.Г. Филиппова¹, Е.А. Константинов¹

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, stimireva@mail.ru

² Институт географии и геоэкологии АНМ, 210620, Монголия, г. Улан-Батор, а/я-361, batkhisig@gmail.com

³ Геологический институт РАН, 119017, РФ, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, simak2001@mail.ru

В рамках совместных российско-монгольских исследований летом 2018 года на территории Дарханско-Селенгинского региона Монголии проводились полевые работы на разрезе, расположенном в низовьях р. Орхон на высоте ~ 730 м, и примерно в 150 км южнее ее впадения в р. Селенгу. Район исследований окружен невысокими горами Бурэнгийн–Нуру (до 1025 м н.у.м.), которые сложены в основном гранитами и кристаллическими сланцами. Разрез мощностью ~ 7 м находится в пределах первой надпойменной террасы левого берега р. Орхон (N 49°09'27.7" E 105°12'36.4"). В разрезе выделены пять погребенных почв, разделенных лессами и/или пролювиально-делювиальными отложениями, и шестая – современная почва (Цветная вкладка, рис. 26). Во время полевых работ были проведены трехкратные замеры магнитной восприимчивости для каждых 6 см с помощью измерителя магнитной восприимчивости ZH instruments SM-30. Наименьшие значения магнитной восприимчивости (МВ) приурочены к самой нижней части разреза (сл. 18), где усредненные значения МВ не превышают 1×10^{-3} СИ, а максимальное значение МВ зафиксировано на уровне образца, отобранного из гуму-

сированного прослоя слоя 15 и составляет $5,35 \times 10^{-3}$ СИ. Как правило, более высокие значения приурочены к палеопочвенным горизонтам и колеблются в интервале около $2 - 3 \times 10^{-3}$ СИ. Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Доля песка, представленного тонкой, мелкой и средней фракциями, составляет 25–60%. Повышенные значения приходятся на верхнюю часть разреза (слой 1), пониженные отмечаются в основании (слои 17, 18). Содержание алеврита колеблется по разрезу от 30 до 70 %, физической глины – от 5 до 20 %.

С целью оценки содержания органического вещества и карбонатов выполнено определение потерь при прокаливании (ППП). Значения ППП 550°C, отражают содержание органического вещества и в разрезе Орхон они изменяются в пределах от 2 до 4,5 (см. Цветная вкладка, рис. 26). Максимум ППП 550°C приходится на гумусовый и переходный горизонты палеопочвы PS1 (слои 3 и 4). Значения ППП 950°C – 550°C, отражающие содержание карбонатов, изменяются от 2 до 9,5%. Пиковые значения соответствуют гор. ВС палеопочвы

PSI (сл. 5), что, вероятно, связано с повышенным содержанием педогенных карбонатов. Высокое значение ППП 950°C – 550°C отмечается также в гумусовом горизонте палеопочвы PS5 (сл. 17), что, возможно, вызвано последующим диагенезом уже после погребения, так как почва PS5 отличается более тяжелым гранулометрическим составом, чем вмещающие породы. Значения кислотности (PH) отложений и электропроводности получены на приборе MULTIMETER, W/ISE 5STRW/PROBE BenchtoppH/DO. Величина pH мало меняется по всей толще, показывая слабощелочную реакцию (7,7–8,8). Электропроводность (ЕС) – это один из показателей засоленности. Отложения разреза преимущественно свободны от солей (значения ЕС < 2) и только на уровнях гумусовых горизонтов PS1 и PS3 они увеличиваются в 2,5 раза и более и могут быть отнесены к слабозасоленным.

В палинологическом составе в нижней почве PS5 (палинокомплекс (ПК) 1) доминируют зерна Cichoriaceae, Chenopodiaceae. Единично встречаются зерна *Picea*, *Pinus*, *Ulmus*, Poaceae, Polypodiaceae, *Selaginella sanguinolenta* (Цветная вкладка, рис. 27). Спектр указывает на развитие лугово-степной растительности. В почве PS4 (ПКII) возрастает количество пыльцы *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Ephedra*, что отражает аридизацию климата и широкое развитие степных ценозов. В почве PS3 (ПКIII) отмечается преобладание пыльцы *Artemisia* и Chenopodiaceae и отсутствие зерен *Pinus*, *Picea*, *Ephedra*, то есть доминировали степные ценозы. Единично встречены споры Polypodiaceae, *Diphasiastrum alpinum*, *Ophyoglossum*, *Riccia*, указывающие на наличие участков с нарушенным почвенным покровом. В спектрах почвы PS2 (ПКIV) преобладает *Artemisia*. Возрастает количество *Pinus*. Появляется пыльца Caryophyllaceae, *Ephedra*. Присутствуют зерна Polypodiaceae, *Diphasiastrum alpinum*, *Riccia*. На территории были широко развиты лугово-степные растительные ассоциации. В горах, вероятно, расширяли свои ареалы сосново-березовые леса. Наиболее благоприятные условия для накопления органики отмечены для верхней погребенной почвы PS1. Для этого времени в спектрах (ПКV) начинает доминировать пыльца Chenopodiaceae. Присутствуют *Pinus*, *Ephedra*, *Artemisia*, единично *Salix*, *Selaginella sanguinolenta*. Такие спектры указывают на расширение степных растительных ассоциаций. В тоже время на более высоких уровнях, возможно, произрастали хвойные леса, а низкие гипсометрические уровни были

покрыты степной растительностью. В ПКVI (нижняя часть современной почвы) сокращается количество соев. Доминирует пыльца ивы. Присутствуют *Artemisia*, Asteraceae, Brassicaceae. Ландшафты были покрыты луговой растительностью. По берегам реки и в пойме существовали ивовые заросли. В самой верхней части современной почвы ПКVII в спектре возрастает количество Asteraceae, т.е. луговая растительность преобладала. Единично присутствуют зерна *Pinus*, *Picea*, *Selaginella sanguinolenta*. Во всех палиносpectрах преобладает пыльца травянистой растительности, то есть на территории исследований на протяжении голоцена преобладали открытые лугово-степные, степные и, возможно, полупустынные ландшафты.

Полученные данные свидетельствуют о том, что формирование всех пяти погребенных почв и современной проходило по черноземному типу почвообразования в более благоприятных климатических условиях (фаз потепления и увлажнения климата), чем во время накопления разделяющих почвы отложений. Исходя из радиоуглеродных дат эти этапы приходятся на начало голоцена (нижняя почва PS5), бореальный и начало атлантического периода (PS4). Для двух нижних почв (PS4 и PS5) характерна наименьшая засоленность, значительное содержание карбонатов. Совокупность этих показателей также свидетельствует о черноземном типе почвообразования. Почвы среднего голоцена (PS3 и PS2) содержат наименьшее количество органики, показатель засоленности увеличен, что связано с более засушливыми климатическими условиями (даже в оптимальные периоды) по сравнению с ранним и поздним голоценом. Современная почва характеризуется отсутствием засоленности, накоплением органики и карбонатов, что свидетельствует о благоприятных теплых и относительно увлажненных условиях.

Изучение разреза показало, что климат в Дархано-Селенгинском районе Монголии на протяжении голоцена характеризовался высокой динамичностью – неоднократной сменой условий более благоприятных для почвообразования (теплых и влажных) и неблагоприятных (засушливых), когда усиливались процессы рельефообразования, включая осадконакопление.

Радиоуглеродное датирование образцов проведено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН и в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США).

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-55-91010 Монг_оми.

ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БОРИСОВСКОМ ГОРОДИЩЕ

В.С. Тимофеев, А.В. Русаков

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург,
Университетская наб., д. 7–9, themistogenes@yandex.ru; spp-06@mail.ru

Борисовское городище расположено в районном центре Борисовка Белгородской области, на высоком правом берегу р. Ворсклы, в пределах южной лесостепи Среднерусской возвышенности. Оно датируется V в. до н. э. и относится к укрепленным поселениям раннего железного века, построенным местным населением для защиты от кочевников-скифов. Хотя изучение городища началось в середине XX века, первые серьезные раскопки были проведены лишь в 2014 году [2], на основании которых археологи предположили, что данный памятник является жилым городищем скифского времени.

С 2016 года на городище проводятся палеопочвенные исследования. В частности, изучается строение насыпи внутреннего оборонительного вала, погребенная под валом почва и фоновая современная почва (Рис. 1). В строении насыпи прослеживается реверсивное залегание слоев. Ее нижняя часть (глубина 100–140 см) состоит в основном из верхних гумусовых горизонтов исходной почвы, срезанных с места сооружения вала и прилегающих поверхностей. Выше (глубина 40–90 см) преобладает материал нижних горизонтов, включая, по-видимому, верхний горизонт 2Ahkb погребенной плейстоценовой почвы [3].

В 2018 году на городище были отобраны образцы на палеокарпологический анализ. Два образца из насыпи внутреннего вала (K1 (40–90 см), K2 (100–140 см)), один образец (K3) из горизонта Ahkb погребенной почвы (Chernic Luvic Phaeozem), и два образца (K4 (15–30 см), K5 (35–50 см)) из современной почвы (Luvic Phaeozem), представляющие горизонты Ah2 и BtAh соответственно. Образцы были обработаны по общепринятой методике [1]. Для определения карпоидов использовались соответствующие атласы и коллекция современных семян, хранящаяся в лаборатории палеоботаники Ботанического института РАН. В

целях более наглядного представления о составе флоры производился подсчет остатков в каждом образце: условно для целых семян, их половинок и четвертинок; к последним относились все остатки меньше половины.

Карпологический анализ дал следующие результаты (табл. 1). Макроостатки из образца K1 (преимущественно нижние горизонты исходных почв) принадлежат 11 видам растений, которые делятся на две группы:

а) растения сухих лугов и степей с выраженным почвенным засолением;

б) растения влажных и заболоченных лесов.

Первая группа представляет растительность позднеледниковья и указывает на существование засушливых и холодных степей. Вторая группа предположительно отражает растительный покров послеледниковья, когда климат стал более влажным, и на исследуемой территории распространились широколиственные леса.

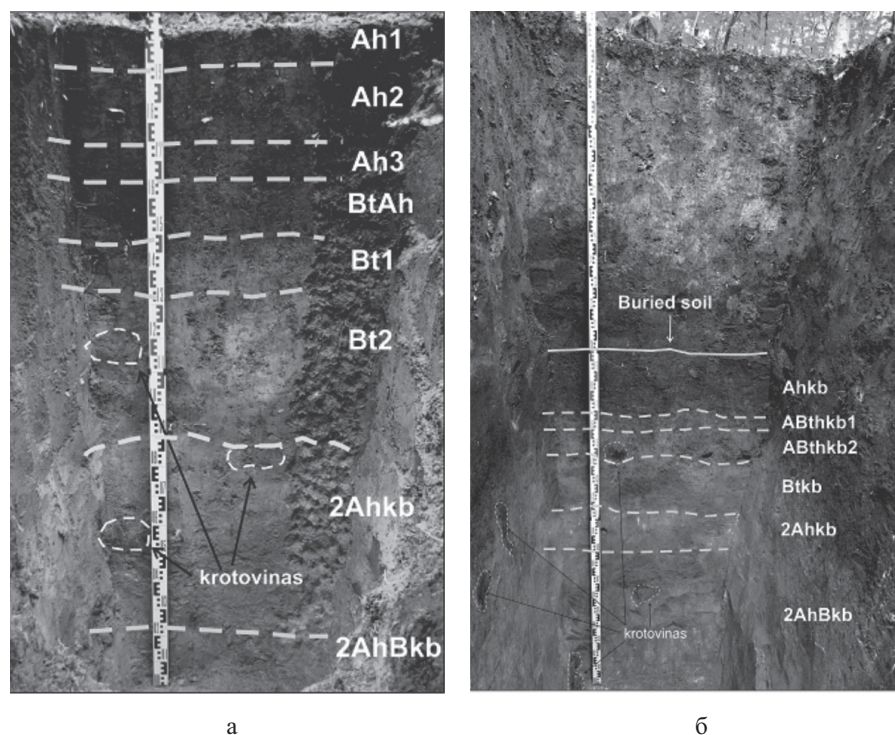


Рисунок 1. Борисовское городище, внутренний вал. Хроноряд погребенной (Chernic Luvic Phaeozem) (а) и поверхностной (Luvic Phaeozem) (б) почв.

Таблица 1. Таксономическая принадлежность растительных макроостатков

Таксоны	Основной разрез									Фоновый разрез					
	К1 (40-90)			К2 (100-140)			К3 (150-170)			К4 (15-35)			К5 (35-50)		
	1	½	¼	1	½	¼	1	½	¼	1	½	¼	1	½	¼
Cyperaceae															
<i>Carex</i> sp.										3			5		
<i>Scirpus</i> sp.	1									6					
<i>Schoenoplectus tabernaemontani</i>			1												
Amaranthaceae															
<i>Cf. sp.</i>							1								
<i>Chenopodium album</i>	1									2	2				
<i>Chenopodium hybridum</i>										1		6			
<i>Chenopodium</i> sp.										4			1	1	1
<i>Oxybasis glauca</i>	1												5		
<i>Oxybasis urtica</i>		4	1	5	19	4				∞	∞	∞	183	188	340
<i>Polycnemum arvense</i>										25	18	17		1	
<i>Suaeda prostrata</i>	1														
Asteraceae															
<i>Carduus acanthoides</i>										1					
Caryophyllaceae															
<i>Gypsophyla repens</i>										1					
Hypericaceae															
<i>Hypericum perforatum</i>										25	2				
Lamiaceae															
<i>Ajuga reptans</i>	7	3	6	1						14	33	53	1		
<i>Stachys cf. annua</i>										2					
Rosaceae															
<i>Rubus idaeus</i>										1					
Scrophulariaceae															
<i>Limosella aquatica</i>										3			1		
<i>Verbascum lychnitis</i>										19		3			1
Tiliaceae															
<i>Tilia cordata</i>			4			8						5			3
Urticaceae															
<i>Urtica dioica</i>										1	3				
Violaceae															
<i>Viola epipsila</i>	1									3		2			
<i>Viola palustris</i>	1										5	25			
<i>Viola uliginosa</i>	3	1	1							2	17				

В образце K2 (переотложенный материал гумусовых горизонтов) видовое разнообразие ограничивается 3 видами. Абсолютно преобладает марь городская (*Oxybasis urtica*), количество остатков которой сильно увеличилось по сравнению с предыдущим образцом. Поскольку она является синантропным сорным растением, можно с уверенностью предположить, что исчезновение достаточно разнообразной растительности предыдущих эпох вызвано появлением здесь человеческого поселения.

В образце K3 найдено всего одно семя неопределённого растения. Согласно ранее проведённым исследованиям [3], горизонт Ahkb погребённой почвы представляет собой нижний слой первоначального гумусового горизонта, основная часть которого была срезана при строительстве вала. Этот факт подтверждается практически полным отсутствием макроостатков в данном горизонте.

Из образца K4 (гумусовый горизонт фоновой почвы Ah2) получена относительно богатая флора, состоящая из 17 видов, входящих в 13 родов из 10 семейств. Видовое разнообразие отражает растительность разреженного влажного широколиственного леса, в последнее время находящегося под постоянным давлением со стороны человека.

Из образца K5 (горизонт VtAh фоновой почвы) выделены семена и плоды 7 видов растений. Общий облик восстанавливаемой растительности соответствует такому из образца K2, только отличается большим количеством сохранившихся остатков, и, вследствие этого, чуть большим видовым разнообразием.

Последовательность изменений растительного покрова на территории городища по данным палеокарпологического анализа может быть представлена следующим образом (в скобках — номера образцов):

- холодные и засушливые степи с выраженным почвенным засолением (K1a).
- влажные и заболоченные широколиственные леса (K1б).
- человеческое поселение в окружении широколиственного леса (K2+K3, K5).
- восстановление естественной лесной растительности (K4).

В настоящее время из тех растений, чьи семена были определены в образцах, на площадке разреза произрастает только Липа мелколистная (*Tilia cordata*). Это говорит о кардинальных изменениях в составе растительности, произошедших за последнее время.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (Грант 16-17-10280).

ЛИТЕРАТУРА

1. Никитин В.П. Палеокарпологический метод. Томск: Изд. ТГУ, 1969. 82 с.
2. Сарапулкина Т.В. Раскопочные работы в Белгородской и Орловской областях // Археологические открытия 2014 года. М.: Институт археологии РАН, 2016. С. 145–146.
3. Rusakov A., Makeev A., Khokholova O. et al. Paleoenviromental reconstruction based on soils buried under Scythian fortification in the southern forest-steppe area of the East European plain // Quaternary International. 2018. p. 1–22.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ТОРФЯНИКОВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ТЕРМОАРИДНЫЕ ЭПОХИ ГОЛОЦЕНА

С.А. Тобратов, О.С. Железнова, В.А. Кривцов

Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина, 390000, РФ, г. Рязань, ул. Свободы, д. 46, tobratovsa@mail.ru

После пожаров 2010 года еще более актуальными стали ландшафтный анализ и прогноз экстремальных природных процессов. Ценным источником сведений о палеоаналогах таких процессов служат болотные экосистемы. В бассейне Средней Оки, в зоне «гидротермического перелома» Русской равнины, следует ожидать наиболее контрастную динамику гидроморфных экосистем. Ниже изложены предварительные результаты изучения 3 торфяников разных генетических типов — верхового Красного болота в Мещере (54,79160 с.ш., 39,98840 в.д.), реликтового ожелезненного балочного

торфяника «Менёк» (54,786620 с.ш., 40,52310 в.д.), болотного содового солончака «Погорелое» (53,64200 с.ш., 40,95650 в.д.) — проведенного нами в 2007–2019 гг.

Модели «возраст — глубина» (Рис. 1) свидетельствуют о чередовании активизации и длительных периодов снижения роста торфяников, когда формируются поверхности возвратного развития (ПВР) 3 основных типов — пнёвого (обсыхание и зарастание лесом), пирогенного (прослой угля, зола не сохраняется) и минерального (испарительное концентрирование соединений Fe, P, S и Na из грунтовых вод).

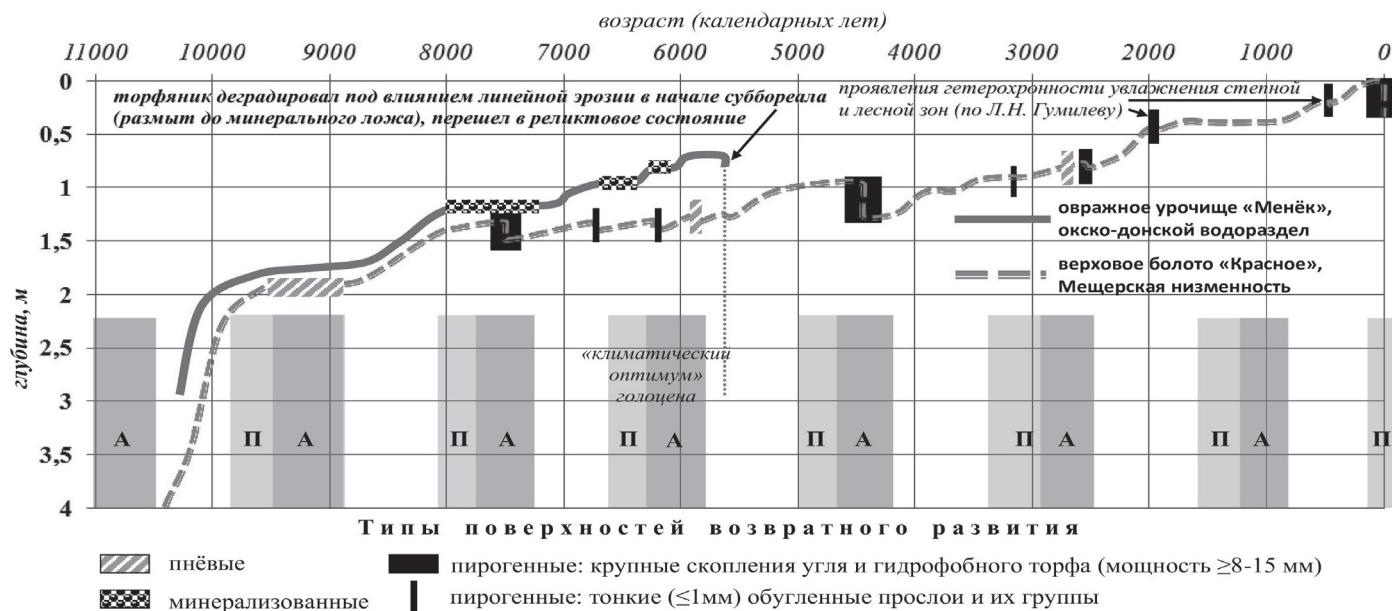


Рисунок 1. Ход вертикального роста лесостепного балочного и подтаежного верхового торфяников: сходства различия.
Примечание: П и А – фазы климатической динамики Петггесона – Шнитникова (см. Рис. 2) – соответственно переходная (нарастающая аридность) и аридная (центральная).

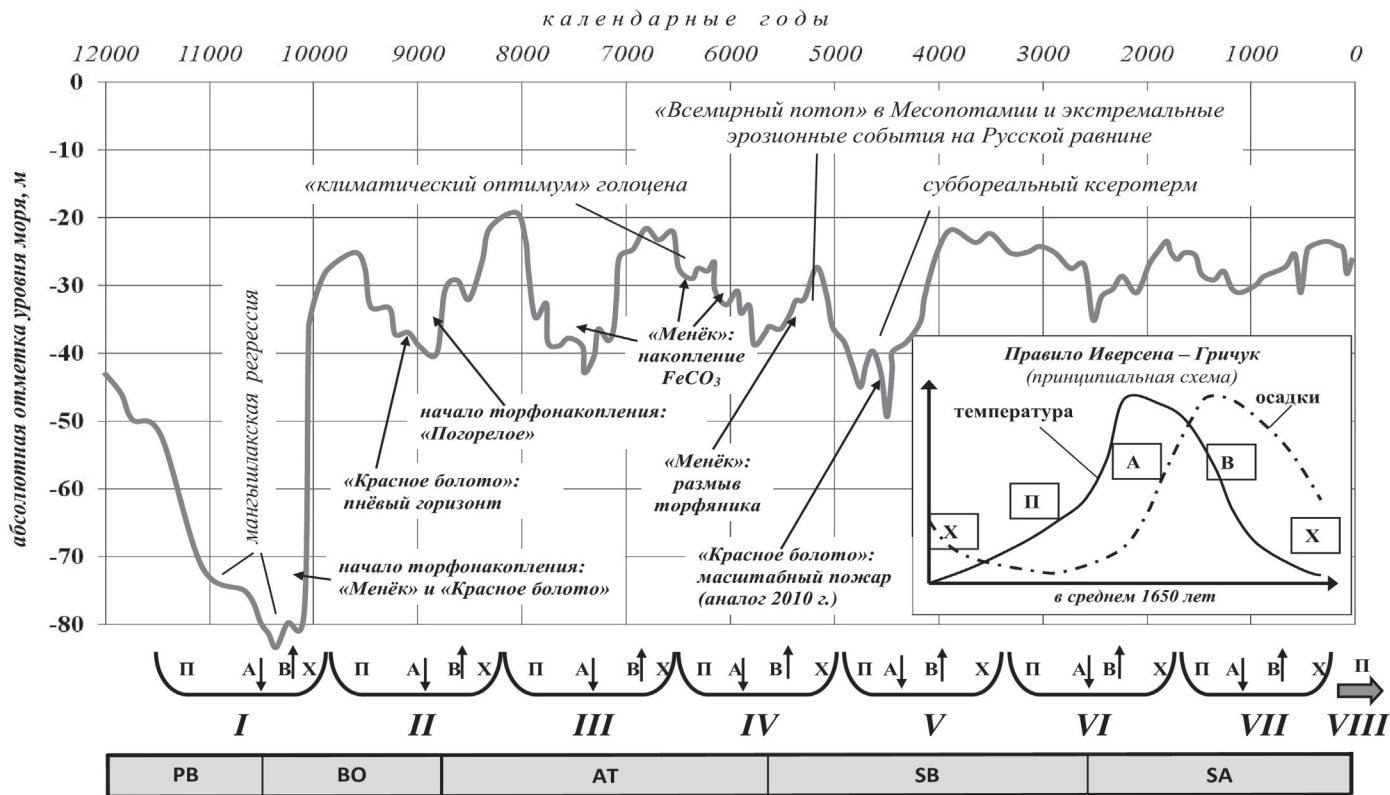


Рисунок 2.

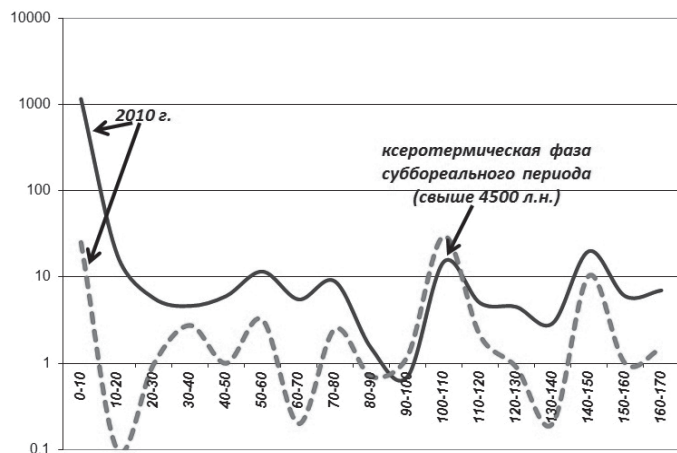


Рисунок 3. Вертикальное распределение содержания элементов в горизонтах торфяника «Красное болото» (по результатам бурения).

Как видно из рис. 1, в Мещере преобладают первые 2 разновидности ПВР (в связи с низкой трофностью песков), причем в среднем и позднем голоцене с потеплением климата преимущественное распространение получил пирогеenez, а на черноземном юге Среднеокского бассейна в аридные эпохи имеет место минерализация торфяников. При этом развитие ПВР управляется глобальной климатической цикличностью (1600–1800-летние гравигенные циклы Петтерсона — Шнитникова). Отставание динамики осадков от температуры на 0,25 цикла (правило Иверсена — Гричук) приводит к возникновению 4 фаз (Рис. 2); для вертикального роста торфяников наименее благоприятны 1 и 2 фазы П и А. Несмотря на сложность гидролого-климатических взаимосвязей, голоценовая динамика уровня Каспийского моря служит хорошим индикатором состояния болотных экосистем в бассейне Оки (Рис. 2).

Пирогенные и пнёвые ПВР в Мещере являются геохимическими барьерами (Рис. 3), способствуя накоплению как малоподвижных мигрантов (Cu и ^{232}Th), так и техногенных элементов — индикаторов вертикальной водной миграции (^{137}Cs). Причем реликтовое и современное концентрирование вещества на ПВР оказывается более мощным процессом, чем поверхностное атмотехногенное загрязнение, в связи с чем торфяники Мещеры нельзя рассматривать как планшет-индикатор техногенеза [2].

Весьма примечателен особый вид ПВР — горизонты «болотного туфа» торфяника

«Менёк» (Рис. 4а). Они на 60% состоят из сидерита FeCO_3 и образовались при испарении железных грунтовых вод (контактируют с юрскими пиритами) в 3 фазы аридизации атлантического периода (III–А, IV–П, IV–А). Существование таких ПВР подтверждает мнение А.Л. Александровского [3] о том, что «климатический оптимум» атлантика для Центра Русской равнины скорее является «термическим максимумом». Размыв торфяника «Менёк» произошел при вспышке линейной эрозии в раннем суббореале синхронно с аналогичными процессами на Среднерусской возвышенности [3], в Прибайкалье [4] и в Месопотамии («Всемирный потоп» по хронологии Септуагинты и археологическим данным).

В текущую фазу усыхания торфяников VIII–П аналогом урочища «Менёк» служит пойменный лесостепной торфяник «Погорелое» (Рис. 4б), где протекает содовое засоление (источник Na_2CO_3 — выветривание плагиоклазов в водораздельных черноземах и за-



а



б

Рисунок 4. Современные и реликтовые минерализованные ПВР в торфяниках рязанской лесостепи.

падинных подзолах). Базальные горизонты торфяной толщи мощностью 0,3–0,8 м разновозрастны (в календарных годах: 5890 ± 40 (ИГАН-4010), 8954 ± 140 (ИГАН-3770), 677 ± 25 (ИГАН-3767)), но приурочены исключительно к влажным фазам 1650-летних ритмов (соответственно II–B, IV–B и VII–B). Синхронный переход торфяника к активному засолению произошел сравнительно недавно (около 150 лет назад) с началом регрессии Каспия.

Таким образом, в динамике изученных болотных экосистем отражается глобальная климатическая цикличность, что может использоваться при палеопрогнозных оценках состояния ландшафтов в меняющемся климате. Текущая климатическая фаза VIII–II неблагоприятна для вертикального роста торфяников (аналог фаз III–A и V–A), способствует испарительному концентрированию элементов и пирогенной деградации торфяных почв.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рычагов Г.И. Уровенный режим Каспийского моря за последние 10000 лет // Вестник МГУ, Серия 5 География. 1993. №2. С. 38–49.
2. Тобратов С.А., Железнова О.С., Водорезов А.В. Ландшафтно-геохимические аспекты современных и древних торфяных аккумуляций Мещерской природной провинции // Вестник РГУ имени С.А. Есенина. 2018. № 3. С. 91–107.
3. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
4. Панин А.В. Каревская И.А. Фузеина Ю.Н. и др. Среднеголоценовая фаза оврагообразования в юго-западном Подмоскowie // Вестник МГУ, Серия 5 География. 2009. №6. С. 60–70.
5. Рыжов Ю.В. Хронология эрозионно-аккумулятивных процессов в овражно-балочных системах юго-западного Прибайкалья в голоцене // География и природные ресурсы. 2012. №4. С. 108–116.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛЕМЕН В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

Т.Ф. Трегуб¹, М.А. Волков¹, Е.В. Дороничева², Л.В. Голованова², В.Б. Дороничев²

¹ Воронежский государственный университет, 394018, РФ, г. Воронеж, Университетская пл., д. 1, ttregub108@yandex.ru

² АНО «Лаборатория доистории», 190068, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Средняя Подъяческая, д. 12, labprehistory@yandex.ru

В объеме археологических исследований в гротах Сарадж-Чуко и Сосруко в долине реки Баксан Северо-Западного Кавказа в течение двух полевых сезонов 2017–2018 гг. были проведены палинологические исследования для восстановления палеоландшафтной обстановки существования древних племен среднего-позднего палеолита, мезолита и неолита.

Литоологический состав разрезов обоих гротов близок и представлен переслаиванием суглинка от светло-серого до темно-серого или бурого цвета, с включением обломков известняка различного размера и ориентировки.

Палинологический материал для разреза восточной стенки грота Сарадж-Чуко (мощность 197 см) отражен на спорово-пыльцевой диаграмме (Рис. 1). Сопоставление, полученных данных, с палинологическими материалами стратотипических разрезов [1, 2], позволило восстановить палеоландшафтную обстановку и предварительно обосновать хронологию накопления отложений обоих гротов.

Первая I палинозона отражает разнообразие родового и видового состава голосеменных и покрытосеменных, что указывает на широкое развитие в долине грабово-дубово-вязовых ассоциаций с примесью медвежьего и грецкого орехов, бука восточного, каштана и единично гикори, магнолии, а наличие единичных зерен *Pinus sect. Strobus* и *Tsuga aff. canadensis*, указывает на то, что хвойные ассоциации на предыдущем этапе имели более богатый состав. Это обеспечивалось мягкими зимами (не ниже –9° С), где количество осадков колебалось от 800 до 1500 мм в год. В разрезах Предкавказья (Отказное) пыльца родов *Tsuga* и *Carya* отмечена только в отложениях датированных концом раннего неоплейстоцена (беловежское-мучкапское межледниковье).

Если предположить, что в глубоких ущельях представители данных родов могли сохраняться в более поздние этапы, то есть вероятность, что накопление отложений I палинозоны происходило в лихвинскую межледниковую эпоху. Археологические артефакты не

противоречат настоящему предположению, так как они датированы средним палеолитом.

II палинозоны, вероятнее всего отразила резкое похолодание, а снижение летних температур могло привести к не регулярному цветению древесных пород, и они существовали как интродуценты. Этот этап может соответствовать ранним фазам калужского похолодания.

Состав спектров **III** палинозоны близок составу зоны **I**, однако флористический состав лесной растительности изменяется. В долине получили развитие дубово-грабовые леса с участием грецкого ореха, бука, вяза, липы, медвежьего ореха, в подлеске лещины обыкновенной и на склонах – грабинников. Среднегорный ярус растительности формировался из березняков и сосняков, с можжевельниковыми зарослями.

Близкий состав палиноспектров с **I** палинозоной и возрастание влажности дает право коррелировать данный этап или с поздними теплыми фазами калужского похолодания, или с фрагментом чекалинского межледниковья.

IV палинозона, вероятно, отразила одну из фаз издринского похолодания, где доминировали березняки, а в конечные фазы появляются теплолюбивые элементы – дуб, вяз, липа.

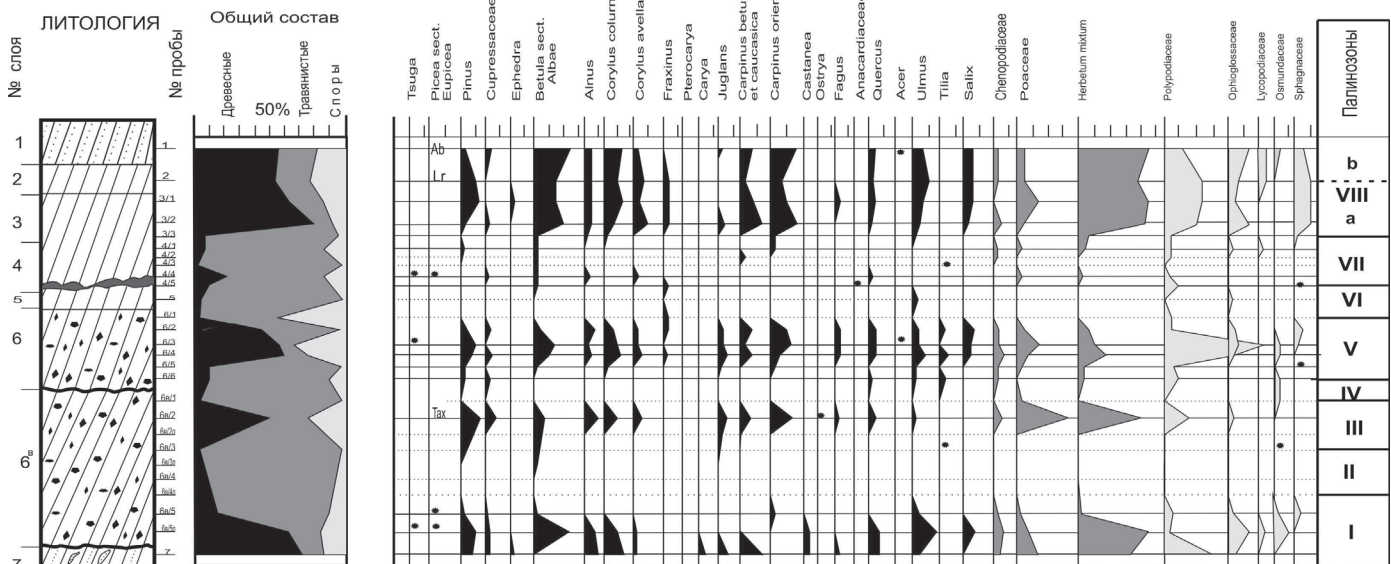
Палинозона **V** выявила развитие в долине реки Баксан грабово-дубовых лесов с участием липы, грецкого ореха, медвежьего ореха, бука, с подлеском из орешника и ясеня остролистного. По склонам были развиты грабинники, с участием кустарниковых берез. В конечную фазу заметную роль в структуре ландшафта

начинают играть ольшаники, что могло быть связано с образованием неглубоких заводей в речной долине. Описанный этап, вероятно, следует коррелировать с определенными фазами микулинского межледниковья неоплейстоцена.

Палинозоны **VI** и **VII** отражают достаточно суровые климатические условия. В нижней, и в верхней частях **VII** палинозоны отмечаются кратковременные потепления. Сопоставление полученных данных со стратотипичеким разрезом Отказное, а так же радиоуглеродные датировки слоев 5-4-3- (11365 ± 120 тыс. л. н.) позволяют этот этап соотносить с поздними фазами валдайского оледенения, где доминировали разреженные сосново-березовые леса.

В палинозона **VIII** выделены две подзоны **a** и **b**. В подзоне **a** доминируют боровые ассоциации. Появление хвойника указывает на незначительную степень аридизации климата. В долине Баксана были развиты вязово-грабовые леса с участием ореха медвежьего, грецкого ореха, бука, дуба. Боровые группировки заселяли верхние части склонов долины.

В подзоне **b** происходит перераспределение значений отдельных элементов флоры. Получают развитие широколиственные дубово-грабово-вязовые леса, с лещиной в подлеске. По склонам долины расселялись грабинники, прибрежные участки долины были заняты зарослями березы, ольхи и ивы. Описанные подзоны могут отражать отдельные фазы позднего аллёрда (подзон **a**) и один из эпизодов бореала (подзона **b**) чему.



Условные обозначения
 Tax - Taxodium
 Lr - Larix
 Ab - Abies
 * - единичные зерна

Рисунок 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза грота Сарадж-Чуко.

Из отложений грота (навеса) Сосруко, проанализирован разрез восточной стенки общей мощностью 485 см. На спорово-пыльцевой диаграмме выделено 3 палинозоны (Рис. 2).

Палинозона I выделена условно. Малое количество спор и пыльцы данного интервала возможно связано с более сухими климатическими условиями, что соотносится с поздними стадиями валдайской ледниковой эпохи. С определенной степенью условности, данный этап можно рассматривать в рамках позднего дриаса (абсолютный возраст 13720 ± 130 л. н.).

Вторая палинозона II отразила снижение линии развития хвойных лесов. Хвойник (*Ephedra*) прослеживается для всей палинозоны. Он является или реликтом предшествующего этапа валдайского оледенения, или определяет тенденцию возрастания аридизации климата. В долине были развиты широколиственных липово-вязово-дубовые леса, с ивняковыми зарослями вдоль водоемов.

С учетом абсолютного возраста (9860 ± 210 л. н.) отложения II палинозоны следует коррелировать с потеплением аллерёд. Теплообеспеченность данного этапа была слабее, чем в атлантический период голоцена, но заметнее выше бореального периода.

Третья палинозона III объединяет три подзоны. Подзона a отразила развитие в долине в основном березовых лесов с заметным участием дуба, липы, вяза, с зарослями грабинников по склонам. Конечные фазы зоны II и подзону a палинозоны III, видимо следует рассматривать в рамках бореального периода голоцена.

Подзона b зафиксировала возрастание теплообеспеченности. Широкое развитие получают ольшаники,

а состав леса в долине преобразуется в вязово-дубово-липовый с участием граба, орешника. Березняки расширяют свой ареал по сырым пониженным участкам рельефа. В хронологическом отношении подзона b соответствует фрагмент атлантического периода с теплым и достаточно влажным климатом.

Состав микрофоссилий подзоны V дает право предполагать об изменении климата в сторону похолодания. Зона хвойных лесов снижалась и вблизи грота проходила граница сосновых лесов с участием ели и можжевельных зарослей. В долине были развиты вязовые леса с участием в ранние стадии, дуба, граба орешника, единично грецкого ореха и бука. Даная палинозона может отражать переход от атлантического периода к суббореальному, с понижением среднегодовых температур и возрастанием влажности.

В заключение следует отметить, что в районе Приэльбрусья по данным палинологического анализа в разрезах грота Сарадж-Чуко и навеса Сосруко можно выделить 14 этапов развития растительного покрова, которые соответствуют климатическим этапам среднего-позднего неоплейстоцена, а так же бореальному и атлантическому периоду голоцена. Материалы археологических исследований обосновали этапы наиболее интенсивного заселения грота и навеса древними племенами [3]:

– слой 7 навеса Сосруко соответствует интерстадиалу Bølling–Allerød ($14.7–12.9$ ka cal BP) и рассматривается как эпипалеолитическая стоянка;

– начальная стадия бореального периода ($10–8.3$ ka cal BP) раннего голоцена, представленная в слое 4 навеса Сосруко синхронизируется с ранним мезолитом;

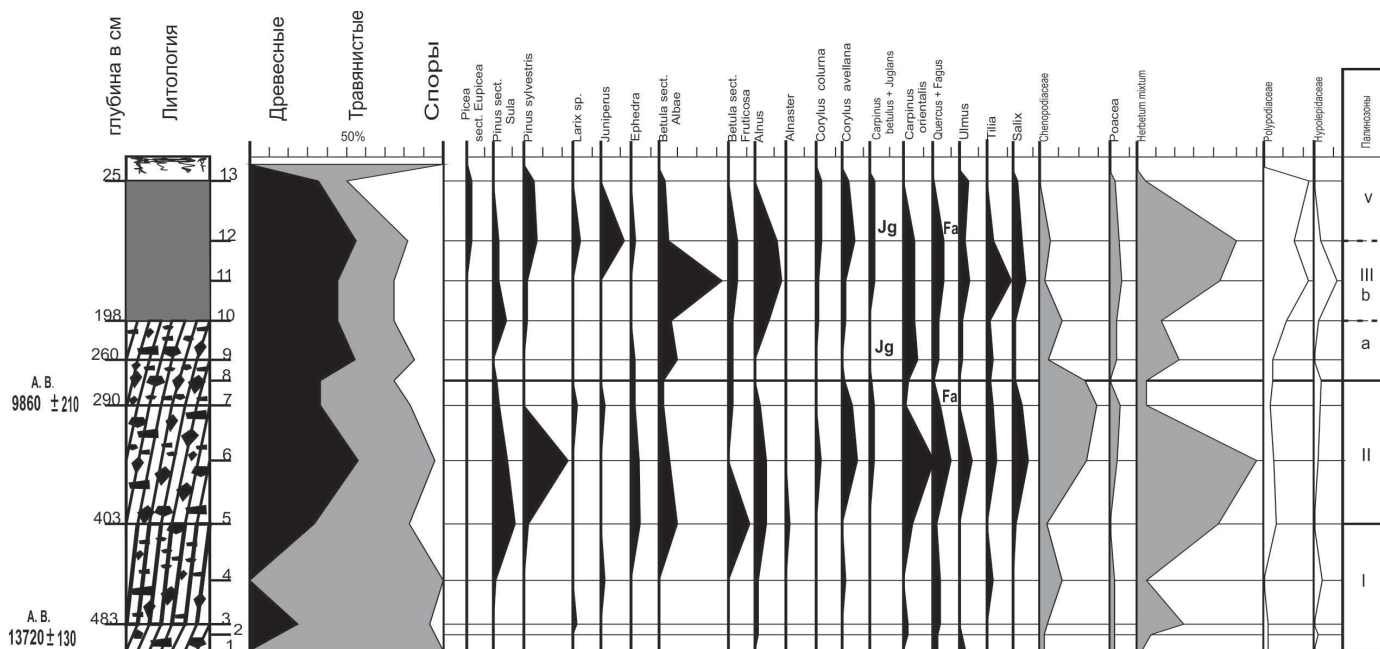


Рисунок 2. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза отложений грота Сосруко.

– фазы атлантического периода голоцена нашли отражение как в разрезе навеса Сосруко (отложения слоев 3, 2 и 1), так и грота Сарадж-Чуко (и слой 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 268 с.
2. Болиховская Н.С., Деревянко А.П., Шуньков М.В., Маркин С.В., Соболев В.М. Палеогеографические особен-

ности развития плейстоценовой растительности и климата Алтая и Восточного Предкавказья в эпохи обитания древнего человека // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Материалы Всесоюзной научной конференции «Марковские чтения 2010 года». М.: Изд-во МГУ, 2011. Вып.3. С. 373–418.

3. Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Левковская Г.М., Лозовой С.П., Несмеянов С.А., Поспелова Г.А., Романова Г.П., Харитонов В.М. Пещера Матузка. СПб.: Изд-во «Островитянин», 2006. 194 с.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ МЕРОИТСКОГО ВРЕМЕНИ (1–4 ВВ. Н.Э.) В СЕВЕРНОМ СУДАНЕ

А.А. Трошина¹, М.А. Лебедев²

¹ МБУ «Коломенский археологический центр», Коломна, allatroshina89@gmail.com

² Институт востоковедения РАН, Москва, maximlebedev@mail.ru

Современный Судан – родина древней Кушитской цивилизации, существовавшей в среднем течении Нила с 3 тыс. до н.э. до середины 1 тыс. н.э. Развиваясь в тесном контакте с хорошо известной древнеегипетской цивилизацией, культура древнего Судана сохраняла в то же время самобытность. За свою историю кушитская цивилизация прошла три основных этапа развития. В современной литературе их принято называть в честь важнейших политических центров соответствующих эпох: Керма, Напата и Мероэ (Рис. 1). Эти центры на протяжении истории Куша последовательно перемещались на юг (от 3-го нильского порога до участка между 5-м и 6-м порогами). Город Мероэ стал главным политическим, религиозным и экономическим центром кушитского государства в конце 4 в. до н.э.

Территория, на которой располагался этот столичный центр, относится сегодня к зоне тропического континентального климата с четырьмя сезонами (холодная сухая зима, жаркое и сухое раннее лето, жаркий сезон дождей и жаркая влажная осень). Эта особенность отличает климат данного района от более северных территорий, где сезон дождей отсутствует. Среднее количество осадков в районе города Мероэ составляет около 100 мм в год, однако на южных окраинах Мероитского царства оно могло достигать уже 500–900 мм в год [1]. Помимо реки Нил на данной территории важным гидрологическим объектом являлся Вади эль-Хавад. Этот сезонный водоток соединяет Нильскую долину с сельскохозяйственными районами к востоку от реки, в области Бутана, и, несомненно, играл важную роль в хозяйстве древнего населения долины Нила и прилегающих

территорий, поставляя дополнительные водные ресурсы для орошения и скота [2]. Имеющиеся сегодня данные о климате мероитского времени указывают на то, что в этот период кушитской истории уровень влажности в среднем течении Нила был выше, что позволяло, вероятно, сохраняться зимнему сезону дождей, не характерному для современного климата в этом регионе [3]. Стоит отметить, что климатические изменения, по



Рисунок 1. Нильская долина между 3 и 6 нильскими порогами с обозначением упоминаемых в тексте географических названий.

всей видимости, сыграли свою роль в переносе кушитской столицы на заключительном этапе существования этой цивилизации на юг, в район Мероз. Начавшаяся еще в конце 4 тыс. до н.э. аридизация климата способствовала уменьшению заболоченности данного региона и стабилизации уровня нильских разливов. В то время как на более северные территории этот процесс имел негативное воздействие, для района устья Вади эль-Хавад иссушение способствовало развитию земледелия.

Для сохранения поступающей из близлежащих вади воды мероиты возводили в их устьях резервуары круглой формы (хафиры). Рядом с хафиром в устье Вади эль-Хавад известно два храмовых комплекса мероитского времени – Аулиб и Абу Эртейла. Раскопки последнего ведутся Российско-итальянской экспедицией с 2009 года. Храм в Абу Эртейле существовал, судя по эпиграфическим и археологическим данным, в 1–4 вв. н.э. После упадка и частичного разрушения храмового комплекса во 2 в. н.э. на его территории поселились люди, которые продолжали поддерживать культ вплоть до 4 в. н.э. Человеческая активность на территории храма отмечается вплоть до 6–7 вв., хотя конкретно о её характере судить уже сложно, а в 10–17 вв. холм на месте разрушенного храма использовался в качестве некрополя.

Археологический памятник Абу Эртейла расположен сегодня в опустыненной саванне. Растительный покров в его округе разрежен и представлен калотрописом (*Calotropis*), гелиотропом (*Heliotropium*), сенной (*Senna italica*) и отдельными деревьями акации (*Acacia*). Максимального развития травянистый покров достигает после сезона дождей, который приходится на июль–август.

Спорово-пыльцевые исследования на археологических памятниках Северного Судана проводятся крайне редко и зачастую не являются результативными [4, 5]. Хорошей сохранности оболочек пыльцевых зерен не способствуют природные условия региона с сезонными перепадами увлажнения, нестабильность почвенного покрова и выветривание. Тем не менее при археологическом изучении храмового комплекса в Абу Эртейле была предпринята попытка исследования культурных напластований мероитского времени методом спорово-пыльцевого анализа. Целью этой работы была реконструкция растительного покрова округа памятника в начале 1 тыс. н.э. Основным объектом для изучения стали полы и так называемые «поверхности хождения», которые довольно надежно фиксируются на таких памятниках. Кроме того, была исследована погребенная поверхность, которая образовалась во время строительства храма в начале 1 в. н.э. (обр. 129). Образец 130 был отобран под жертвенным столиком, обнаруженным *in situ* перед центральным алтарем, и таким образом представлял собой поверхность, погребенную во время функционирования храмового комплекса. Образец 120 взят из прослойки (1 см), образовавшейся над каменным полом в этой же комнате, по всей видимости, в конце 2 – начале 3 вв. н.э. Были также исследованы несколько образцов, происходящих с поздних поверхностей хождения 2–3 вв. н.э. (обр. 311, 317, 319 и 320).

Результаты анализа показали (Рис. 2), что основными компонентами спорово-пыльцевых спектров мероитского времени являются пыльца злаков (*Poaceae*) и гелиотропа (*Heliotropium*). При этом в образце из погребенной почвы отмечено преобладание пыльцы якорца (*Tribulus*). Это однолетнее растение, которое предпочи-

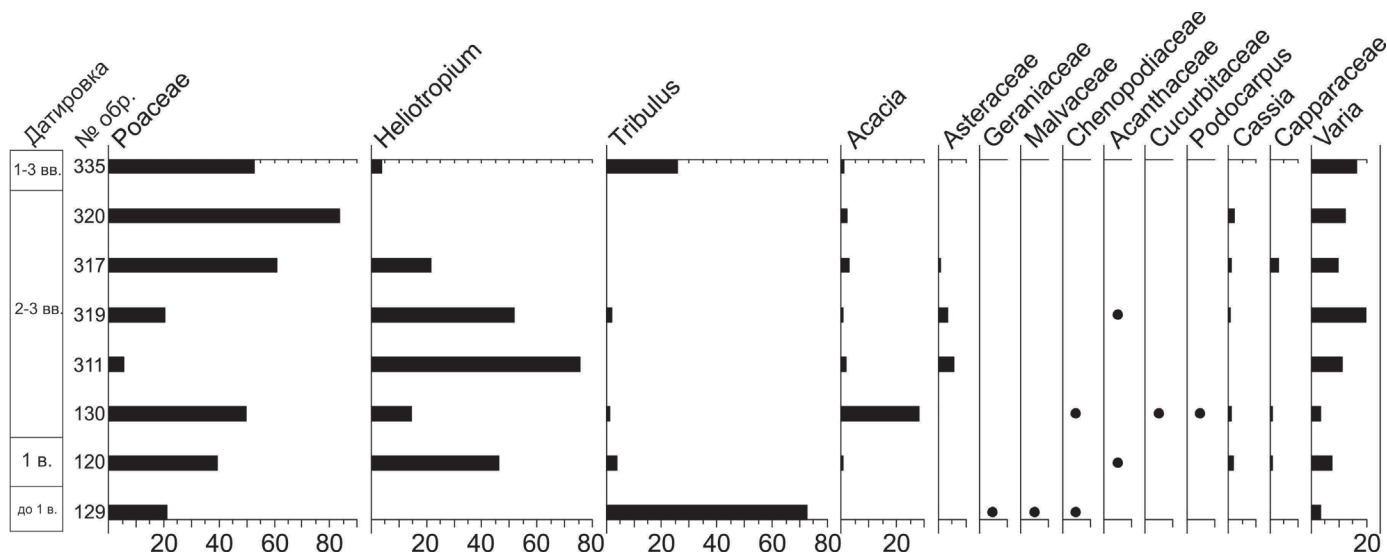


Рисунок 2. Спорово-пыльцевая диаграмма образцов из археологических контекстов храмового комплекса в Абу Эртейле.

тает уплотненные и вытопанные почвы. Стоит отметить, что в современном растительном покрове вокруг памятника якорцы не встречаются. Они произрастают ближе к Нильской долине, что может быть косвенным подтверждением более влажных условий раннемеропитского времени, тем более что в образцах из поздних контекстов пыльца якорца представлена в гораздо меньшем количестве.

Образцы из седиментов, связанных со временем функционирования храмового комплекса, содержали большое количество остатков истлевшей древесины, угольков и микроскопических волокон хлопковых тканей. В образце из-под алтаря отмечено высокое содержание пыльцы акации (*Acacia*). Образцы с поверхностей, которые сформировались в поздний период функционирования памятника, характеризует преобладание пыльцы злаков и гелиотропа.

Спорово-пыльцевой анализ образцов из Абу Эртейлы позволил, таким образом, получить первые данные о растительном покрове мероитского времени в устье Вади-эль-Хавад. Согласно этим данным, до возведения храма на исследуемой территории произрастало большое количество якорца, свидетельствующего: а) о наличии вытопанных почв в районе памятника;

б) о более влажных условиях на рубеже эр. В дальнейшем отмечается ксерофитизация растительного покрова, увеличение участия злаков, а также гелиотропа. Исходя из полученных данных, можно предварительно реконструировать растительный покров территории как сахельские акациевые саванны.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 17-06-00726.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Edwards D.N.* Archaeology and Settlement in Upper Nubia in the 1st Millennium A. D. Oxford: BAR, 1989. 243 p.
2. *Лебедев М.А.* История мероитских археологических комплексов устья Вади-эль-Хавад (Судан) // Восток (Oriens). 2019. № 2. С.6–33.
3. *Wolf P.* The Qatar-Sudan Archaeological Project – The Meroitic Town of Hamadab and the Palaeo-Environment of the Meroe Region // Sudan and Nubia. 2015. V. 19. P. 115–131.
4. *Lopez Saez J.A., Lopez Garcia P.* Pollen analysis from Early and Middle Holocene archaeological sites in the Blue Nile area, Central Sudan // Complutum. 2003. V. 14. P. 397–400.
5. *Shinnie P.L., Anderson J.R.* The Capital of Kush 2: Meroë Excavations 1973–1984. 2004. Wiesbaden: Harrassowitz Verlag. 429 p.

ПУЛЫ АЗОТА В ПОЧВАХ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ ЭКОСИСТЕМ СУХОСТЕПНОЙ ЗОНЫ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

С.Н. Удальцов, Т.В. Кузнецова

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, udaltsov@issp.serpukhov.su; tvku19@mail.ru

Роль азота и его соединений в функционировании биосферы в целом и формировании почвенного покрова невозможно переоценить. Почва представляет собой уникальную среду, в которой происходит полный цикл превращения азота: иммобилизация, минерализация (аммонификация и нитрификация), денитрификация и азотфиксация. Интенсивность того или иного звена круговорота азота обуславливает общие процессы накопления его в почвах, а климатические условия влияют на качественный и количественный состав азотных соединений, что является актуальным в связи с глобальными изменениями природной среды и климата и эволюцией почв и почвенного покрова в голоцене.

Для многих регионов России, и в частности для Нижнего Поволжья, сведений о количественном и качественном составе азотных соединений в почвах явно недостаточно. Нами проведены исследования по оцен-

ке азотного статуса почв (каштановые почвы различной степени засоленности и солонцеватости, солонцы) естественных (целина) и антропогенно-измененных (залежь, лесополоса, агроценоз) экосистем сухих степей Нижнего Поволжья (Иловлинский, Ольховский, Октябрьский р-ны Волгоградской обл.).

В исследуемых почвах содержание общего азота ($N_{\text{общ}}$) значительно различалось и находилось в пределах 56 ± 2 – 264 ± 5 мг/100 г. Однако известно, что показатели содержания $N_{\text{общ}}$ в почвах не отражают представления о запасах активного пула азота [1, 2], служащего основным источником доступного микроорганизмам и растениям азота и являющегося чувствительным индикатором изменений свойств почвы под действием антропогенных и природных факторов. Активный пул азота включает в себя подвижные формы минерального и часть азота органических соединений, способных к

минерализации (живую и отмершую микробную биомассу, растительные остатки, а также их метаболиты, не прошедшие стадию гумификации) с периодом полураспада ($T_{1/2}$) от 2–5 до 540 сут [3, 4].

Доля исходного подвижного минерального азота (обменного аммония и нитратного) от $N_{\text{общ}}$ в исследуемых почвах не превышала 1%. Известно, что фонд почвенного минерального азота иногда до 90% состоит из необменного (фиксированного) аммония, часть которого может освобождаться и быть доступной растениям. В исследуемых почвах доля азота фиксированного аммония составляла 8.1–12.8% от $N_{\text{общ}}$.

Комплексным показателем основных процессов внутрипочвенного цикла азота, представленного разными по химической природе, степени подвижности и скорости оборачиваемости пулами, является величина азотминерализующей способности почвы [4–7].

Для почв данного региона были оценены размеры потенциально-минерализуемого ($N_{\text{пм}}$) и нетто-минерализованного ($N_{\text{нм}}$) азота с использованием метода биокинетического фракционирования органического вещества почв, позволяющего определить не только количественные, но и биокинетические параметры превращений и оборота азотных пулов. Доля $N_{\text{пм}}$ от $N_{\text{общ}}$ в почвах составляла 2.5–5.3%. Содержание $N_{\text{пм}}$ и $N_{\text{нм}}$ было максимальным в почвах целинных участков, но эти пулы азота имели более низкие константы скорости минерализации по сравнению с таковыми для почв антропогенно-нарушенных экосистем. Константы скорости минерализации (k) потенциально-минерализуемого азота в исследуемых почвах составляли 0.016 ± 0.0001 – 0.047 ± 0.0002 сут⁻¹. Интенсивность минерализации $N_{\text{пм}}$ в почвах агроценозов была в 2.1–3.2 раза выше, чем в почвах других экосистем. Установлено, что содержание нетто-минерализованного азота в каштановых почвах в 3.5–16.9 раз превышало исходное содержание в них подвижного $N_{\text{мин}}$, при этом $N_{\text{нм}}$ во всех исследуемых почвах был представлен преимущественно нитратной формой.

Показано, что биогеохимические циклы азота и углерода сопряженно связаны между собой через участие микроорганизмов в процессах синтеза и разложения органического вещества [8], поэтому для более объективной оценки минерализуемости органических соединений активного пула органического вещества следует определять одновременно размеры не только углерод-, но и азотминерализующего потенциалов.

В данном исследовании мы рассчитали соотношение содержания потенциально-минерализуемого углерода ($C_{\text{пм}}$) и потенциально-минерализуемого азота ($N_{\text{пм}}$) в каштановой почве разных экосистем: $C_{\text{пм}}:N_{\text{пм}}$ для почвы целинных участков составляло 20.2–27.8,

а для почвы антропогенно-измененных экосистем эти соотношения были значительно уже и составляли 9.4–13.8. Ранее на основе данных работы [8] по содержанию Спм в черноземе выщелоченном и наших данных по содержанию $N_{\text{пм}}$ в этих же образцах почвы были рассчитаны соотношения $C_{\text{пм}}:N_{\text{пм}}$ для пахотного и залежного участков чернозема, которые составляли 12 и 38 соответственно [9, 10].

Для почв исследуемого региона определены также соотношения между размерами продуцирования $C\text{-CO}_2$ почвами и нетто-накопления $N_{\text{мин}}$ в почвах (за 150 сут инкубирования), которые составили 10.2–16.8 и увеличивались в следующем ряду: каштановая почва целинного участка < солонец целинного участка < солонец агроценоза < каштановая почва агроценоза. Рассчитано, что на 1 мг выделенного $C\text{-CO}_2$ в почвах накапливалось 0.06–0.10 мг $N\text{-NO}_3^-$.

Таким образом, показано, что почвы сухостепной зоны Нижнего Поволжья значительно различаются по содержанию $N_{\text{общ}}$ и $N\text{-NH}_4^{+}_{\text{необм}}$. Установлены количественные и скоростные параметры азотминерализующего потенциала этих почв. Выявлено, что интенсивность минерализации азотсодержащих органических соединений в почвах антропогенно-измененных экосистем значительно выше, чем в почвах естественных экосистем. На основании данных по соотношению $C_{\text{пм}}:N_{\text{пм}}$ установлено, что почва антропогенно-измененных экосистем обеднена активным органическим веществом, в сравнении с почвой естественных экосистем. Накапливаемый в почвах в нитратной форме $N_{\text{нм}}$ в периоды оптимальных гидротермических условий (например, в период летних ливневых дождей, характерных для данного региона) может быть причиной избыточного накопления нитратов в водоисточниках и растительной продукции, а также эмиссии закиси азота из почвы в атмосферу. Исследования по оценке азотного статуса почв сухостепной зоны могут быть использованы при прогнозировании состояния и разработке конкретных мер по сохранению и повышению плодородия почв в этом регионе.

Работа выполнена в рамках темы Государственного задания «Исследование почвенных предшественников, источников и стоков парниковых газов в связи с климатическими изменениями» (№ 0191-2019-0045).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кудеяров В.Н. Азотно-углеродный баланс в почве // Почвоведение. 1999. № 1. С. 73–82.
2. Семенов В.М. Современные проблемы и перспективы агрохимии азота // Проблемы агрохимии и экологии. 2008. № 1. С. 55–63.

3. Семенов В.М., Козум Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.

4. Osemwota I.O., Edosomwan N.L., Okwuagwu M. Mineralization of soil organic nitrogen – a review // *Agric. Rev.* 2004. V. 25. No 2. P. 152–156.

5. Семенов В.М., Кузнецова Т.В., Иванникова Л.А., Семенова Н.А., Лисова Е.П. Участие растительной биомассы в формировании активной фазы почвенного азота // *Агрохимия*. 2001. № 7. С. 5–12.

6. Qualls R.G., Bridgham S.D. Mineralization rate of ¹⁴C-labelled dissolved organic matter from leaf litter in soils of a weathering chronosequence // *Soil Biol. Biochem.* 2005. V. 37. P. 905–916.

7. Будажапов Л.-З.В. Биокинетический цикл азота в системе почва-удобрение-растение в условиях Забайкалья: автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 2009. 39 с.

8. Кузнецова Т.В., Тулина А.С., Розанова Л.Н., Семенов В.М., Кудеяров В.Н. О сопряженности процессов ме-

таболизма углерода и азота в почве // *Почвоведение*. 1998. № 7. С. 832–839.

9. Кузнецов А.М., Иванникова Л.А., Семин В.Ю., Надежкин С.М., Семенов В.М. Влияние длительного применения удобрений на биологическое качество органического вещества выщелоченного чернозема // *Агрохимия*. 2007. № 11. С. 21–31.

10. Кузнецова Т.В., Удальцов С.Н. Азотминерализующий потенциал чернозема выщелоченного и каштановой почвы // *Черноземы Центральной России: генезис, эволюция и проблемы рационального использования*. Сб. материалов научной конференции, посвященной 80-летию кафедры почвоведения и управления земельными ресурсами в 100-летней истории Воронежского государственного университета: под ред. Д.И. Щеглова. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2017. С. 285–289.

ГРУППА КАМЕННЫХ НАСЫПЕЙ ЗАБЕЛЬЕ 1: СВОЙСТВА ДНЕВНЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ

М.Е. Федорова, А.В. Русаков

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург,
Университетская наб., д. 7/9, mas2792@yandex.ru, spp-06@mail.ru

В 2016 г. на территории Бокситогорского района Ленинградской области был выявлен новый археологический памятник — группа каменных насыпей Забелье 1. Ровницы, каменные кучи, возникшие в результате сбора каменного материала с полей, являются частым атрибутом культурного ландшафта Северо-Запада [1]. Известны случаи, когда происхождение каменных куч затруднительно связать с расчистками сельскохозяйственных угодий. Отсутствие в памятниках археологических находок, уцелевших функциональных элементов делает установление назначения подобных конструкций непростой задачей [2].

Памятник насчитывал девять каменных сложений, располагавшихся как отдельно, так и группами. Расстояние между насыпями в пределах группы составило 3–15 м, а между группами — 60–180 м. Образования в плане имели разнообразную форму и во многих случаях были видоизменены под воздействием корневых систем крупных деревьев. В разрезе насыпь, как правило, состояла из нескольких ярусов камней, возвышавшихся над окружающей поверхностью на 0,3–0,5 м (Рис. 1). Наиболее крупные из них располагались в основании насыпи. Часто в центре нижнего яруса встречались

крупные валуны (до 1,1 м), значительно заглубленные в почву, что позволило рассматривать их как часть автотонной толщи.

В ходе раскопок под насыпями были выявлены погребенные почвы, имеющие хорошую сохранность профиля с ненарушенной последовательностью генетических горизонтов. Они были изучены в 2017 г. на примере насыпей 8 и 9, приуроченных к плоской вершине моренного холма. Почвы сформированы на водно-ледниковых отложениях, подстилаемых карбонатной мореной. Глубина смены пород в описанных разрезах варьируется от 33 до 75 см. Сравнительный анализ строения профилей погребенной и изученной в стенке раскопа дневной почвы, позволил предположить, что при сооружении каменных сложений почва не была скальпирована. Считать погребенные горизонты полностью исключенными из биологического круговорота нельзя в связи с небольшой глубиной погребения. По результатам полевого исследования морфологических признаков почвы хронорядов классифицированы как дерново-подбуры иллювиально-железистые литобарьерные супесчаные на водно-ледниковых отложениях, подстилаемых карбонатной мореной [3].



Рисунок 1. Раскоп 8. Зачистка по материка.

В ходе раскопок на территории распространения каменных насыпей не были найдены ни артефакты, ни следы погребений. Это позволило археологам предположить, что объекты являлись результатами хозяйственной деятельности человека: очистки завалуненных почв сельскохозяйственных угодий или сбора каменного сырья для строительства.

Целью нашего исследования является изучение почв хроноряда «фоновая почва – погребенная почва» для восстановления почвенно-ландшафтных условий, существовавших до момента сооружения каменных насыпей.

Для почв, погребенных под каменными насыпями, выявлены слабые изменения строения профилей, морфологических признаков почв, в частности, сложения агрегатов и проявления микроразнообразности, и некоторых свойств почв (на уровне тренда), таких как дифференциация по содержанию песчаной фракции и несиликатного железа, по сравнению с их фоновыми аналогами.

Существенные различия, зафиксированные при сравнительном анализе почв изученных хронорядов, связаны с характеристиками почвенного органического вещества. В первую очередь, наблюдалось уменьшение содержания углерода органических соединений в погребенных почвах по сравнению с дневными аналогами. В случае почв раскопа 9 отчетливо видно снижение содержания углерода в погребенных горизонтах по сравнению с фоном: 0,37–0,48 % углерода в погребенном гумусово-аккумулятивном горизонте против 0,82–1,31 % – в дневном. Однако для хроноряда раскопа 8 подобное различие не установлено. В образце из верхней части погребенного серогумусового горизонта содержание углерода органических соединений равно 1,43 %, что меньше фонового (1,74%). Но в нижележащем образце из горизонта АУ ситуация обратная: 1,06

% в почве под насыпью и 0,86 % Сорг в дневной почве. Для фоновой почвы в лесном массиве характерно наибольшее содержание углерода органических соединений в гумусово-аккумулятивном горизонте: 0,87–1,91 %. Содержание углерода в материале из засыпки каменных сложений составило 1,39 и 0,89 % в раскопах 8 и 9 соответственно. Вниз по профилю содержание Сорг во всех разрезах резко снизилось и в основном варьировалось в диапазоне от 0,2 до 0,4 %. Содержание Сорг в горизонте Dca составило 0,44–0,58 %.

Наряду с общим содержанием менялся качественный состав почвенного органического вещества. Установлено увеличение показателя СГК/СФК в погребенных горизонтах по сравнению с дневными аналогами. Впрочем, упомянутое различие не велико: образцы фоновых почв характеризовались фульватным типом гумуса, а образцы из разрезов под насыпью — гуматно-фульватным и фульватным. При этом во всех случаях значения тяготели к пограничным значениям в пределах двух классификационных групп (диапазон от 0,40 до 0,62). Соотношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот в материале заполнения насыпи в случае разреза 8 составило 0,53, что превышает соответствующие показатели из серогумусового горизонта фоновой почвы. В образце из насыпи разреза 9 данный параметр совпадает со значениями из верхних горизонтов дневных почв. По причине того, что подходы к оценке группового состава гумуса как надежного маркера биоклиматических обстановок гумусонакопления различаются, однозначно интерпретировать полученные данные не представляется возможным. Выявленная закономерность может быть связана как с несколько иными биоклиматическими условиями формирования гумусовых веществ в период, предшествовавший моменту сооружения насыпей [4, 5], так и относительным накоплением биотермодинамически более устойчивых ГК после погребения [6, 7].

Полученные для погребенных гумусово-аккумулятивных горизонтов радиоуглеродные датировки получились близкими: 5537 ± 70 лет назад (4522–4258 кал. лет до н.э.) для образца из разреза 8 и 5541 ± 70 лет назад (4526–4260 кал. лет до н.э.) для разреза 9. Сравнительный морфолого-генетический анализ почв хронорядов, а также данные радиоуглеродного датирования погребенных почв, выявили отсутствие заметных трен-

дов эволюционного развития альфегумусовых почв подзоны южной тайги во второй половине голоцена.

На основе спорово-пыльцевых спектров показано, что на окружающей территории, к которой приурочен археологический памятник, господствовали вторичные сосновые и березовые леса с примесью злаково-лугового разнотравья и трав семейства кипрейных. Результаты фитолитного анализа показали, что на участке распространения каменных насыпей, вероятно, происходили процессы трансформации открытых сообществ (с разнотравно-злаковым комплексом) с примесью деревьев в сообщества с более сомкнутым древостоем и луговой растительностью в напочвенном покрове. Упомянутые нарушения могли иметь как естественный (например, в ходе восстановительных сукцессий после природных пожаров), так и антропогенный характер.

Исследования проведены при финансовой поддержке РНФ (Грант 16-17-10280).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Потахин С.Б.* Ровницы как элемент культурного ландшафта // Мат. общенаучной конф. с межд. участием

«Северо-Запад России: Взаимодействие общества и природы» (Псков, 29–30 ноября, 2001 г.). Псков: ПГПИ, 2001. С. 45–46.

2. *Шахнович М.М.* Валунные насыпи на территории Карелии // Кижский вестник. Петрозаводск, 2005. № 10. С. 260–276.

3. *Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И.* Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

4. *Бирюкова О.Н., Орлов Д.С.* Состав и свойства органического вещества погребенных почв // Почвоведение. 1980. № 9. С. 49–64.

5. *Дергачева М.И.* Гумусовая память почв // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 692 с.

6. *Тюрин И.В.* Органическое вещество почвы и его роль в плодородии. М.: Наука, 1965. 320 с.

7. *Багаутдинова Л.В., Рюмин А.Г., Кечайкина И.О., Чуков С.Н.* Трансформация гуминовых кислот погребенных почв // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 3. 2012. Вып. 2. С. 92–108.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА КАРЕЛИИ

Л.В. Филимонова, Н.Б. Лаврова

Институт биологии КарНЦ РАН, 185035, РФ, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11, filimonovaluda@mail.ru; lavrova@krc.karelia.ru

Выполненный комплексный анализ ископаемой флоры, определение концентрации пыльцы и выявление растений индикаторов экологических условий позволили получить более достоверные реконструкции растительности и окружающей среды в позднеледниковье и раннем голоцене на территории Карелии.

Глобальное потепление климата в бёллинге (~ 13000 л.н.) вызвало деградацию ледникового покрова, образование холодных приледниковых водоемов и появление открытых участков суши. Увеличение площади последних происходило в результате освобождения территории от ледника, а также изостатического подъема Балтийского кристаллического щита и, как следствие, падения уровня водоемов. Существенное значение для формирования растительного покрова имел характер рельефа: расчлененность, ярусность и другие его особенности, которые определяли различные варианты воздействия солнечной радиации, снежного покрова, осадков и ветра. Определенную роль иг-

рали мощность, гранулометрический и геохимический состав четвертичных отложений, а также их генезис.

Реконструкции палеорастительности выполнены со среднего дриаса (DR2). Установлено, что первыми поселялись растения нетребовательные к условиям обитания, обеспеченностью водой и обладающие устойчивостью к смене температур (*Dryas octopetala*, *Eurotia ceratoides*, *Oxyria digyna*, *Saxifraga oppositifolia*, *Thalictrum alpinum*, представители родов *Artemisia*, *Draba* и семейства *Chenopodiaceae*). В пионерные кустарничково-травянистые группировки затем внедрялись новые виды растений. В условиях несомкнутого растительного покрова или его отсутствия, то есть когда не было конкуренции, некоторые из них, по-видимому, имели более широкую эколого-ценотическую амплитуду, чем в настоящее время, и поселялись там, куда попадали их диаспоры. В дальнейшем они могли быть вытеснены более приспособленными к этим условиям видами в характерные для них местообитания.

На каменистых россыпях, сложенных крупными обломками, могли встречаться дриадовые тундроподобные сообщества (*Dryas octopetala*, *Saxifraga oppositifolia*, виды рода *Draba*, семейств Caryophyllaceae и Juncaceae). К сухим повышенным местообитаниям с каменисто-щебнистыми, песчаными и супесчаными грунтами были приурочены кустарничково-лишайниковые и ксерофильные травяно-кустарничково-зеленомошные сообщества, в которые входили растения, приспособленные к недостатку воды, низким температурам и сильным ветрам (*Botrychium boreale*, *Diphasiastrum alpinum*, *Dryas octopetala*, *Huperzia appressum*, *Lycopodium pungens*, *Saxifraga oppositifolia*, *Thalictrum alpinum* и представители таксонов *Polemonium*, *Empetrum*, Ericales, Bryopsida). Более влажные местообитания на склонах гряд и холмов, небольшие депрессии рельефа занимали ерниковые и ерничково-зеленомошные ценозы (*Betula nana*, *Chamaepericlymenum suecicum*, *Dryas octopetala*, *Empetrum*, *Juniperus communis*, *Lycopodium pungens*, *Polygonum bistorta*, *Rubus chamaemorus*, *Selaginella selaginoides*, *Salix* spp., Ericales, Bryopsida и др.).

В защищенных от ветра ложбинах с обильным увлажнением, часто у подножия склонов и близ водоемов, а также в местах, где долго задерживался снег, формировались низкотравные и кустарничково-моховые тундровые ивовые сообщества (*Salix herbacea*, *S. reticulata*, *Betula nana*, *Allium*, *Chamaepericlymenum siecicum*, *Lycopodium pungens*, *Rubus chamaemorus*, виды семейств Apiaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae). К этим же местообитаниям, вероятно, были приурочены и тундровые лугоподобные сообщества, в состав которых входили *Filipendula ulmaria*, *Polygonum bistorta*, *P. viviparum*, *Sanguisorba officinalis*, *Selaginella selaginoides*, *Thalictrum alpinum*, *Valeriana officinalis*, виды из семейств Apiaceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Lamiaceae, Primulaceae, Ranunculaceae, Rosaceae и некоторые другие.

Вдоль ручьев и на берегах озер встречались ерники сфагновые, сообщества осок и злаков. Представители семейств Cyperaceae (*Scirpus sylvaticus*, *Carex* spp) и Poaceae (*Phragmites australis* и др.), а также *Myriophyllum alterniflorum*, *M. spicatum*, *M. verticillatum*, *Nymphaea alba*, *Typha angustifolia*, *T. latifolia*, *Batrachium*, *Potamogeton*, *Sparganium*, водоросли *Chara*, *Nitella*, мох *Warnstorfia exannulata* участвовали в зарастании мелководий. Этот процесс сдерживался высоким уровнем палеозер, поступлением холодных талых вод и суровыми климатическими условиями. Состав диатомовых и зеленых водорослей *Pediastrum* (*P. integrum* var. *integrum*, *P. kawraiskyi*, *P. privum*) был характерен для холодных, глубоководных, олиготрофных водоемов.

На засоленных участках с многолетней мерзлотой селились *Armeria*, *Artemisia*, *Ephedra* spp., *Hippophae*

rhamnoides, *Plantago maritima*, *Salicornia europaea*, *Salsola kali*, и некоторые другие растения, способные выносить засоление верхних слоев почв. Установлено, что в растительном покрове преобладали полыни (*Artemisia*) и маревые (Chenopodiaceae). Полыни были типичны для более или менее сухих местообитаний, а также вместе с другими галофитами произрастали на засоленных участках территории. Перигляциальные полынно-маревые палеосообщества со злаками и набором ксерофильных растений (*Artemisia*, *Botrychium boreale*, *Diphasiastrum alpinum*, *Ephedra* spp., *Eurotia ceratoides*, *Helianthemum*, *Kochia laniflora*, *K. scoparia*, *K. prostrata*, *Oxyria digyna*) встречались на песчаной и супесчаной морене. Некоторые представители маревых (*Chenopodium album*, *Ch. foliosum*, *Ch. polyspermum*, *Ch. rubrum*) выступали пионерами зарастания обводненного, более или менее засоленного, глинистого а также песчаного и супесчаного субстрата, освобождавшегося при падении уровня водоемов.

Согласно полученным данным по концентрации пыльцы, участие древесных пород в растительном покрове было незначительным. В позднеледниковых отложениях встречена пыльца *Alnaster fruticosus* и *Betula czerepanovii*, которые, легко адаптируясь к внешним условиям, принимают форму кустарника или прижатого к земле стланика. Эти растения, а также идентифицированные по пыльце и макроостаткам *Alnus incana*, *Betula pubescens*, *Larix sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Picea abies*, способные приспособливаться к низким температурам и холодным почвам, произрастать на многолетнемерзлотных грунтах, встречались единично, а также формировали небольшие лесотундровые сообщества в благоприятных для них местообитаниях.

Низкая концентрация пыльцы, присутствие в отложениях пыльцы гелиофитов и находки *Cenococum geophillum*, являющегося индикатором оголенных субстратов, свидетельствуют о том, что растительный покров Карелии в позднеледниковое время был несомкнутым: участки, занятые палеосообществами, чередовались с оголенными субстратами. Существовавшие экологические условия создали пеструю гамму местообитаний, определивших его специфичность и мозаичность. Согласно полученным данным, на протяжении всего позднеледниковья была высока роль растительных сообществ щебнистых и каменистых субстратов, а также временных группировок нарушенных и несформированных почвогрунтов.

Установлено, что для южной и юго-восточной Карелии было характерно запаздывание развития растительности по отношению ко времени дегляциации, а также длительное существование в голоцене перигляциальных травянистых и тундровых группировок, обуслов-

ленное широким распространением полей мертвого льда. Продолжительное присутствие палеосообществ, характерных для несформированных почв, было свойственно и для территорий, залитых водами приледниковых водоемов, где растения поселялись сначала на островах, поднимавшихся над водной поверхностью, а затем на новых участках суши по мере снижения уровня воды в них. В основном же формирование растительного покрова начиналось практически сразу же после отступления ледника. Согласно данным, флора позднеледниковья оставалась неизменной во время стадияльных похолоданий (средний, поздний дриас) и интерстадиального потепления (аллеред). При изменении климатических условий происходило лишь перераспределение площадей, занимаемых различными палеосообществами [1].

Голоцен характеризовался изменением всей физико-географической обстановки, в том числе увеличением влаго- и теплообеспеченности, в результате чего безлесные экосистемы позднеледниковья сменились древесной растительностью. В начале пребореального периода значительная часть территории была еще занята ерничково-зеленомошными и травяно-кустарничково-зеленомошными тундрами; вдоль ручьев встречались ерники сфагновые и ивняки. Активное распространение *Betula pubescens*, внедрение ее и других древесных пород в уже существующие тундровые фитоценозы

привело к снижению роли последних в растительном покрове. Происходит также сокращение площадей, занятых поlynно-марево-разнотравными ценозами. Преобладающими в растительном покрове становятся березовые редколесья. В межрядовых понижениях и у водоемов встречались березово-ольховые сообщества, на достаточно богатых почвах – осинники. Во второй половине пребореала распространились березовые и сосново-березовые редкостойные северотаежные леса. Уровень водоемов снизился, их мелководья начинали зарастать водными и прибрежно-водными растениями. В обмелевших водоемах начинается отложение сапропеля, но в некоторых еще продолжается накопление терригенных отложений. Отложение торфов в неглубоких депрессиях началось также в пребореале [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврова Н.Б., Филимонова Л.В. Использование анализа состава ископаемой флоры для реконструкции растительности и палеоэкологических условий позднеледниковья Карелии // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 10. Серия Экологические исследования. С. 27–43.

2. Филимонова Л.В., Лаврова Н.Б. Изучение палеогеографии Онежского озера и его бассейна с использованием комплекса методов // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 10. Серия Лимнология. С. 1–15.

ДИНАМИКА НИЗОВЫХ ПОЖАРОВ МЕЩЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПО ДАННЫМ ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Т.И. Харитонова¹, Е.Ю. Новенко^{1, 2}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, kharito2010@gmail.com

² Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, lenanov@mail.ru

Введение. Представленные исследования проведены на юго-востоке Мещерской низменности (N 55,1; E 40,9). По данным изучения пожарных слоёв в торфяных залежах болот в этом периоды с высокой частотой пожаров (от 15–20 до 120 лет) сменялись интервалами, когда пожары происходили с частотой от 500–600 до 1800 лет [1]. Однако, современная пожарная динамика лесных геосистем, частота пожаров, особенно низовых пожаров, в течение последних 100–200 лет в Мещере до настоящего времени оставались неизученными. Не менее актуальный вопрос – являются ли современные лесные пожары в Мещере естественным, климатически обусловленным природным явлением. Основной целью

работы было выявить режим низовых пожаров на территории – провести их датировку, установить связь с климатическими факторами и выявить последствия низовых пожаров для разных типов леса. Также в работе решалась важная методическая задача определения чувствительности дендрохронологического метода для реконструкции низовых пожаров.

Материалы и методы. Образцы древесины сосны отобраны буром Пресслера на трех ключевых участках, различающихся условиями увлажнения и структурой леса – в сухих условиях доминирует сосна, в более влажных в примеси появляется ель, увеличивается густота подлеска. Измерение и перекрестное датирование

годовых колец проводилось на приборе LINTAB 6 и в программе TSAP.

Датировка пожаров по кернам представляет ряд трудностей. Первое, возникновение подсушины не всегда связано с горением внешней части ствола, термический ожог может деформировать камбий, не вызывая обугливания, что лишает нас достоверного следа пожара.

Второе, повреждение камбия нарушает равномерный ход прироста древесины, и подсчет колец в керне после ожога может привести к ошибке датирования в несколько лет. В данной работе определение года пожаров произведено на основании хода прироста дерева до его повреждения.

Третье. Смолистые рубцы поврежденных деревьев могут гореть неоднократно, с этой точки зрения подсушины являются надежными летописцами пожаров. Но повторное обугливание с повторным формированием завитка вносит ошибку в подсчет количества лет между пожарами. В таких случаях мы проводили сопоставление предполагаемых дат с выявленными на всей территории исследования.

Исследование вклада климатического сигнала в изменение ширины годовых колец проводилось на основании хода прироста здоровых деревьев, для чего была проведена стандартизация исходных данных в программе ARStan. Статистическая связь радиального прироста с климатическими характеристиками проверялась как отдельно по индивидуальным деревьям, так и по обобщенным хронологиям, построенным для ключевых участков в целом. В анализе использовались величины среднемесячных температур, месячные суммы осадков

за период с мая предыдущего года по сентябрь года формирования соответствующего кольца.

Результаты и их обсуждение. Датирование низовых пожаров. В результате исследования для территории было установлено 16 пожарных лет [2]. Следует отметить редкое совпадение годов пожаров на ключевых участках и даже в кластерах одного участка, расположенными на расстоянии 200–700 м друг от друга. Различие в 4–12 лет при датировке пожаров на соседних участках свидетельствует не о возможных ошибках измерений, но о низкой интенсивности и локальном характере возгораний.

Ключевому участку елово-соснового леса на сырой моренно-водноледниковой равнине присуща наиболее выраженная согласованность хода радиального прироста и пожарных событий (Рис. 1). Последние 17–28 лет на территории не наблюдалось пожаров, и в настоящее время ель сформировала густой II ярус древостоя, сосна практически не возобновляется, а нижние ярусы леса занимают подрост ели, дуба и кустарники. Наложённые годы пожаров на построенные хронологии показывают волнообразную динамику прироста сосны, приблизительно с 20-летним периодом, которая может быть описана конкурентными отношениями с елью: постепенно снижающаяся толщина годовых колец резко повышается после пожарных событий, в которых страдает, в первую очередь, ель.

На втором участке, в условиях свежего бора лишайниково-зеленомошного, ель отсутствует в древесном ярусе, но встречается единично в подросте, поэтому здесь мы не прослеживаем регулярные конкурентные циклы сосна-ель.

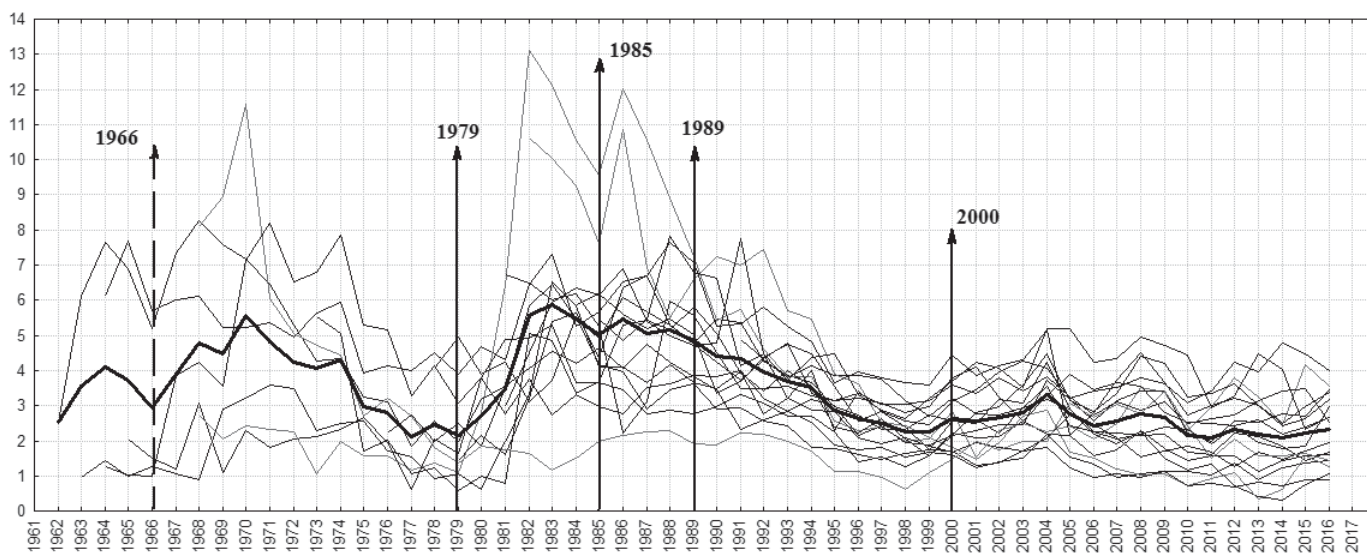


Рисунок 1. Кривые радиального прироста сосны обыкновенной на моренно-водноледниковой равнине. Жирной линией показана обобщенная хронология по ключевому участку, цифрами — годы выявленных пожаров.

На задровых равнинах, занятых сложными березово-елово-сосновыми лесами с густым подлеском, происходят низовые пожары самой высокой интенсивности, здесь сильнее всего изранены деревья, на некоторых стволах насчитывается 3–4 подсушины, в кернах датируется 2–3 обугленных кольца. Влияние пожаров здесь сказывается негативно на всю экосистему, не только на ель, мы видим значительное снижение радиального прироста сосны после каждого пожара.

Связь низовых пожаров с климатом. Многомерный регрессионный анализ показал, что ход прироста деревьев достоверно (вероятность ошибки $p < 0,05$) описывается среднегодовой температурой и осадками июня и июля, но при этом коэффициент детерминации R^2 находится в пределах 0,12–0,17, т.е. вклад климатических показателей достоверен, но крайне мал. Очевидно, что самые резкие изменения ширины годичных колец связаны с пожарными событиями, а не с засушливыми и жаркими условиями, которые служат катализаторами пожаров. Так, построенные хронологии не показывают значительных отклонений от тренда в 1972 и 2010 гг. – годы сильных засух и интенсивных пожаров в регионе, – так как они практически не затронули участки исследования.

Для проверки обусловленности выявленных пожарных событий погодными условиями анализировались следующие переменные: 1) накопленный за теплый период года комплексный показатель пожарной опасности (КППО); 2) индекс пожароопасности, рассчитанный как количество дней в году с КППО, превышающим 4000°C ; 3) количество дней в году с грозами; 4) грозовой индекс, рассчитанный как количество дней с грозами, с введенными весовыми коэффициентами для гроз низкой, средней и высокой интенсивности.

Дискриминантный и дисперсионный анализ не выявил достоверных связей пожарных событий с проверяемыми климатическими факторами. Исследование проводилось с оговоркой, что выбранный подход будет занижать количество пожаров, в том числе, в благоприятные годы. Ярким доказательством служит тот факт, что не было выявлено ни одного следа низового пожара 2010 г, хотя вблизи ключевых участков находятся боль-

шие площади выгоревших в этот год лесов. Одновременно, некоторые пожары вспыхнули на фоне низких и средних показателей пожароопасности.

Выводы: 1. Высокая периодичность низовых пожаров в юго-восточной Мещере не является естественным процессом для рассматриваемой территории. Низовые пожары наблюдаются локально, их проявление имеет слабую статистическую связь с климатическими характеристиками теплого сезона года и, очевидно, вызваны деятельностью человека. По этой причине крайне неравномерна их динамика – на некоторых участках пожары не фиксируются последние 95 лет, а на других повторяются с частотой 5–11 лет.

2. Низовые пожары с высокой долей достоверности могут быть восстановлены на основе анализа хода радиального прироста сосен. Во влажных субориях за пожаром следует увеличение годичных колец, в свежих сложных субориях за пожаром следует временное снижение прироста. В сухих и свежих борах зависимость между пожаром и шириной колец прослеживается хуже всего.

3. В местообитаниях, благоприятных для произрастания ели, при отсутствии пожаров в течение 17–28 лет, возобновление сосны прекращается, ель формирует густой II ярус древостоя, а нижние ярусы леса занимают подрост ели, дуба и кустарники. Таким образом показано, что частые пожары даже низкой интенсивности в ландшафтах полесского типа снижают ценотическое разнообразие при доминировании сосновых лесов разной степени влажности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дьяконов К.Н., Новенко Е.Ю., Мироненко И.В., Курьянов Д.А., Бобровский М.В. Роль пожаров в динамике ландшафтов юго-восточной Мещеры в голоцене // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477. № 2. С. 233–239.
2. Харитонова Т.И., Новенко Е.Ю. Причины и периодичность возникновения низовых лесных пожаров в юго-восточной Мещере (по результатам дендрохронологического анализа) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2019. № 4. С. 53–62.

ОТРАЖЕНИЕ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА В МОРОЗНЫХ КОЛЬЦАХ ДЕРЕВЬЕВ

Б.Ф. Хасанов

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва,
Ленинский просп., д. 33, bulatfk@gmail.com

Разнообразные погодные аномалии могут оказывать существенное влияние на деятельность камбия деревьев, приводя к образованию годичных колец с чётко выраженными анатомическими особенностями. Многочисленные примеры таких особенностей строения древесины собраны Ф. Швайнгрубером в каталог [1], который может быть дополнен целым рядом более поздних работ [2–4]. Данная работа посвящена изучению морозных колец в древесине дуба черешчатого (*Quercus robur* L.), формирующихся в результате повреждения камбиальной зоны во время позднеосенних заморозков. Связь возникающих при этом аномалий строения древесины и погодных экстремумов была показана экспериментально [5, 6]. Фиксация анатомических особенностей древесины во время дендрохронологического анализа позволяет составлять специализированные хронологии, показывающие изменение повторяемости погодных аномалий во времени [5, 7–11].

Образцы древесины дуба были собраны в Тверской, Калужской, Тульской, Московской и Костромской областях с помощью приростного бура. В большинстве случаев было собрано по два ядра с одного дерева, всего исследовано 151 дерево (298 ядер). Образцы обрабатывались по стандартной методике, принятой в дендрохронологии [12]. Морозные кольца выявлялись с помощью стереомикроскопа, при этом учитывался не только календарный год образования кольца, но и его камбиальный возраст. Поскольку формирование морозных колец связано с масштабными вторжениями арктических воздушных масс, дендрохронологические данные, полученные для различных географических пунктов, были объединены в единый массив, охватывающий период времени с 1748 по 2017 гг.

Данные о встречаемости морозных колец сравнивались с данными инструментальных метеорологических наблюдений на станциях в Санкт-Петербурге, Тотьме, Великих Луках, Нижнем Новгороде, Минске и Ельте. Метеорологические данные [13] были скачаны с сайта KNMI (Royal Netherlands Meteorological Institute) Climate Explorer <http://climexp.knmi.nl>. Выбор станций определялся как близостью к точкам сбора образцов древесины, так и продолжительностью периода наблю-

дений. В результате изучения рядов инструментальных метеорологических наблюдений удалось составить перечень лет, в которых заморозки происходили в мае для периода 1881–2017 гг. В течение этого 137-летнего интервала в средней полосе России заморозков в мае не было только в 40 случаях. В оставшиеся годы распределение майских заморозков по срокам выглядит так: 46 случаев в первой декаде, 37 во второй и 14 в третьей.

Сравнение метеорологических и дендрохронологических данных показало, что образование морозных колец у дуба черешчатого в средней полосе России связано именно с майскими заморозками, однако частота их встречаемости подвержена сильным колебаниям и зависит от трёх факторов. В первую очередь формирование морозных колец определяется сроками наступления заморозков. Заморозки в первую декаду мая привели к образованию морозных колец только в пяти случаях из 46 (11 %), тогда как после заморозков во второй и третьей декадах мая морозные кольца образовались в 14 случаях из 37 (38 %) и в 3 случаях из 14 (21 %) соответственно. Зависимость вероятности образования морозного кольца от сроков наступления заморозков определяется фенологической фазой, в которой находится дерево в момент адвекции арктических воздушных масс. По-видимому, в большинстве случаев заморозков, случившихся в первой декаде мая, камбиальная активность деревьев дуба ещё не возобновилась после зимнего периода покоя, тогда как в третьей декаде формирование ранней древесины, т.е. наиболее чувствительной зоны, в большинстве исследованных случаев уже закончилось.

Вероятность образования морозных колец зависит также от возраста дерева в момент заморозка и силы последнего. В XX веке температура во время майских заморозков лишь незначительно опускалась ниже 0°C, что привело к формированию морозных колец только у деревьев, чей возраст не превышал 30 лет. По мере увеличения возраста вероятность образования морозного кольца быстро уменьшается. Однако в случае заморозка 1876 года видна иная картина (Таблица), морозные кольца наблюдаются и у 40-летних, и у 50-летних деревьев. Заморозки 1847 и 1848 гг. занимают в этом отношении про-

Таблица. Сравнение частоты встречаемости морозных колец у деревьев разных возрастных классов в 1876 г. с остальными случаями (приведены данные только для тех лет, в которых число деревьев с морозными кольцами было равно трём или более). FR – количество деревьев с морозными кольцами, N – общее количество деревьев, p – результат сравнения данного года с 1876 (тест Хи-квадрат или точный тест Фишера)

Год	Возрастные классы											
	До 20 лет			До 30 лет			До 40 лет			До 50 лет		
	FR	N	p	FR	N	p	FR	N	p	FR	N	p
1847	6	25	ns	6	27	ns	6	29	0.033	6	30	ns
1848	9	27	ns	9	29	ns	9	31	ns	9	32	ns
1876	6	11	–	15	22	–	29	44	–	32	58	–
1911	4	9	ns	4	14	ns	4	20	0.048	4	27	0.021
1913	3	10	ns	3	14	ns	3	21	0.014	3	25	0.016
1916	3	11	ns	4	15	ns	4	20	0.048	4	26	0.022
1946	6	34	ns	7	46	0.007	7	51	0.001	7	58	0.001
1947	3	32	0.045	3	44	0.003	3	52	<0.001	3	58	<0.001
1959	3	20	ns	4	39	0.001	4	53	<0.001	4	61	<0.001

межуточное положение. К сожалению, данных инструментальных термометрических наблюдений для 1876 г. нам обнаружить не удалось, однако яркое описание этого события приведено А.И. Воейковым [14, стр. 485]. Заморозок случился 17–22 мая и сопровождался снегопадами в Варшаве, Кишинёве, Таганроге и Пятигорске. Это был самый холодный май за всю историю наблюдений в Санкт-Петербурге. По окончании Малого Ледникового Периода заморозков такой силы на Европейской территории России больше не наблюдалось, хотя есть все основания предполагать, что в более ранние периоды подобные события происходили неоднократно. Подтвердить это предположение можно будет, исследовав историческую и археологическую древесину дуба.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 19-04-00632).

ЛИТЕРАТУРА

1. Schweingruber F.H. Wood structure and environment. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 2007. 279 p.
2. St. George S., Nielsen E. Signatures of high-magnitude 19th century floods in *Quercus macrocarpa* tree rings along the Red River, Manitoba, Canada // *Geology*. 2000. V. 28. No 10. P. 899–902.
3. Khasanov B.F. Severe winter rings of oak trees (*Quercus robur* L.) from Central European Russia // *International Journal of Biometeorology*. 2013. V. 57. No 6. P. 835–843.
4. Battipaglia G., Campelo F., Vieira J., Grabner M., De Micco V., Nabais C., Cherubini P., Carrer M., Bräuning A., Čufar K., Di Filippo A., García-González I., Koprowski M., Klisz M., Kiryanov A.V., Zafirov N., de Luis M. Structure and function of intra-annual density fluctuations: mind the gaps // *Front. Plant Sci*. 2016. V. 7. 595. P. 1–8.
5. Land A. Holzanatomische Veränderungen als Reaktion auf extreme Umweltereignisse in rezenten und subfossilen Eichen Süddeutschlands und deren Verifizierung im Experiment. Dissertation, University of Hohenheim. 2013. 229 p.
6. Glerum C., Farrar J.L. Frost ring formation in the stems of some coniferous species // *Can. J. Bot*. 1966. V. 44. P. 879–886.
7. Кучеров С.Е. Влияние климатических факторов и дефолиации непарным шелкопрядом на радиальный прирост деревьев и состояние древостоев на южном Урале. Диссертация на соискание ученой степени доктора биологических наук, Южно-Уральский Ботанический сад-институт, 2018. 245 с.
8. Hantemirov R.M., Gorlanova L.A., Shiyatov S.G. Extreme temperature events in summer in northwest Siberia since AD 742 inferred from tree rings // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol*. 2004. V. 209. P. 155–164.
9. Stahle D.W. The tree-ring record of false spring in the southcentral USA. PhD Dissertation, Arizona State University, Tempe. 1990. 272 p.
10. Баринов В.В., Мыглан В.С., Тайник А.В. Экстремальные климатические события в Центральном Алтае за последние 1500 лет по данным древесно-кольцевой хронологии Jelo // *Известия РАН. Серия географическая*. 2017. Вып. 1. С. 106–118.
11. Омурова Г.Т., Баринов В.В., Кардаш О.В., Ваганов Е.А., Мыглан В.С. Реконструкция экстремальных палео-

климатических событий на севере Западной Сибири по археологической древесине (на примере Надымского городка) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2018. Т. 46. Вып. 3. С. 27–35.

12. Stokes M.A., Smiley T.L. An introduction to tree-ring dating. The University of Arizona Press, Tucson. 1996. 73 p.

13. Menne M.J., Durre I., Vose R.S., Gleason B.E., Houston T.G. An Overview of the Global Historical Climatology Network-Daily Database. J. Atmos. Oceanic Technol. 2012. V. 29. P. 897–910.

14. Воейков А.И. О климатах Земного шара, в особенности России. СПб. Издание картографического заведения А. Ильина. 1884. 640 с.

КОРОТКОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УСЛОВИЙ СРЕДЫ В ЭНЕОЛИТЕ-БРОНЗОВОМ ВЕКЕ ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВ

О.С. Хохлова

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, olga_004@rambler.ru

Междисциплинарное исследование археологических памятников в степной полосе Южного Приуралья позволило выявить шесть условных хронологических срезов в границах V–III тыс. до н.э. По каждому хроносрезу получена характеристика археологических материалов, а на основании палеопочвенного и микробиоморфного анализа подкурганых почв дана характеристика природно-климатических условий на весь рассмотренный период и для каждого выделенного хроносреза в отдельности. Результаты исследования конкретных археологических памятников, на основании которых сделана данная обобщающая работа, были подробно опубликованы ранее: это курганные могильники (КМ) Шумаево I и II, а также одиночный II Шумаевский курган [1, 2], КМ Мустаево V [3–5], КМ Скворцовка [6, 7], КМ Красиково I [8–10], Турганикское поселение [11–13]. При выделении хронологических этапов был использован предложенный нами ранее подход [14] к выявлению коротковременной изменчивости свойств подкурганых палеопочв и установлению относительного (раньше-позже) порядка их погребения в конкретных могильниках. Именно этот подход внес решающий вклад в решение поставленной задачи по выделению хронологических срезов в развитии археологических культур развитого-позднего энеолита и ранней бронзы. После разделения в поле почв и курганов, под которыми они были погребены, на хронологические группы, из погребений каждой группы отбирались углеродсодержащие материалы, продатированные радиоуглеродным методом. В результате были установлены конкретные временные рамки выделенных хроносрезов в развитии упомянутых культур.

I–III выделенные хроносрезы, соответствующие развитому – позднему этапам степного энеолита и раннему (репинскому) этапу ямной культуры, характеризо-

вались аридным климатом и ясно выраженной континентальностью климата, были более засушливыми, чем климат современности. Согласно археологическим материалам в этот период в степной зоне Волго-Уральского междуречья произошли кардинальные изменения, прежде всего, в экономической сфере жизнеобеспечения населения. В энеолите утвердилось скотоводство как в среде самарской, так и хвалынской культур. К началу раннего бронзового века скотоводство принимает кочевой характер и формируется ямная культура. Важным показателем ямной культуры явилось начало курганного строительства. Полагаем, что данные перемены были связаны с неблагоприятными природно-климатическими условиями рассматриваемого хроноинтервала.

Климат развитого этапа ямной культуры (IV и V хроносрезы) можно охарактеризовать как гумидный, а для завершающего VI хроносреза (финал ямной культуры) – даже более гумидный и несколько менее континентальный, чем в наши дни.

В целом, период V–III тыс. до н.э. разделился примерно пополам по времени функционирования экосистем в условиях аридного и гумидного климата на рассматриваемой территории. В первую половину на рассматриваемой территории формировались черноземы южные и темно-каштановые почвы под разнотравно-злаковыми и злаковыми с наличием элементов аридной флоры растительными ассоциациями, во вторую – черноземы обыкновенные под типичными разнотравно-злаковыми степями. Развитие ямной культуры завершилось в регионе довольно продолжительным (около 400 лет) периодом аридизации, по времени выходящим за рамки рассматриваемого в данной работе интервала [15].

Обобщенно, оптимум атлантического периода был в степной полосе Южного Приуралья наиболее засуш-

ливым, что совпадает с заключением А.Л. Александровского [16], показавшего, что именно атлантический период голоцена характеризовался для юга России наиболее засушливыми и жаркими условиями, тогда как последующие периоды были сравнительно более влажными и холодными.

Данная публикация подготовлена в рамках выполнения проекта Российского научного фонда №16-17-10280.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моргунова Н.Л., Гольева А.А., Краева Л.А., Мецераков Д.В., Турецкий М.А., Халютин М.В., Хохлова О.С. Шумаевские курганы. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Оренбургский государственный педагогический университет, 2003. 390 с.
2. Morgunova N.L., Khokhlova O.S. Kurgans and nomads: new investigations of mound burials in the southern Urals // *Antiquity*. 2006. V.80. No 308. P. 303–317.
3. Гольева А.А. Органическое сырье в погребальных обрядах Мустаевских курганов // Археологические памятники Оренбуржья. Вып. 7. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Оренбургский государственный педагогический университет, 2005. С. 70–85.
4. Моргунова Н.Л., Краева Л.А., Матюшко И.В. Курганный могильник Мустаево V // Археологические памятники Оренбуржья. Вып. 7. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Оренбургский государственный педагогический университет, 2005. С. 5–49.
5. Хохлова О.С., Хохлов А.А. Палеопочвенные исследования курганного могильника Мустаево V в Новосергеевском районе Оренбургской области // Археологические памятники Оренбуржья. Вып. 7. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Оренбургский государственный педагогический университет, 2005. С. 50–60.
6. Моргунова Н.Л., Гольева А.А., Дегтярева А.Д., Евгеньев А.А., Куцова Л.В., Салугина Н.П., Хохлова О.С., Хохлов А.А. Скворцовский курганный могильник. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Оренбургский государственный педагогический университет, 2010. 160 с.
7. Khokhlova O.S., Khokhlov A.A., Morgunova N.L., Yustus A.A. Short chronosequences of paleosols from the Skvortsovka kurgans in the Buzuluk River valley of Orenburg oblast // *Eurasian Soil Science*. 2010. V. 43. P. 965–976.
8. Моргунова Н.Л., Евгеньев А.А., Файзуллин А.А., Крюкова Е.А., Харламов П.В., Гольева А.А. Курганный могильник Красиково I. // Археологические памятники Оренбуржья. Вып. 14. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Оренбургский государственный педагогический университет, 2019. С. 4–39.
9. Хохлова О.С., Паткина А.Э., Хохлов А.А., Пузанова Т.А., Курбанова Ф.Г. Палеопочвенные исследования курганного могильника Красиковский I (ямная культура) в Оренбургской области // Археологические памятники Оренбуржья. Вып.14. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Оренбургский государственный педагогический университет, 2019. С. 49–58.
10. Papkina A., Khokhlova O., Morgunov N., Puzanova T. Evolution of soils of the southern Urals in the Early Bronze Age on the basis of archaeological data (on an example of a burial ground Krasikovo I in Orenburg region) // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference : SGEM : Surveying Geology & Mining Ecology Management*; Sofia. 2018. V. 18. No 3.2. P. 181–188.
11. Турганикское поселение в Оренбургской области. / Н.Л. Моргунова, И.Н. Васильева, М.А. Кулькова, Н.В. Рослякова, Н.П. Салугина, М.А. Турецкий, А.А. Файзуллин, О.С. Хохлова. Оренбург: ОГАУ, 2017. 299 с.
12. Khokhlova O.S., Morgunova N.L., Khokhlov A.A., Gol'eva A.A. Climate and vegetation changes over the past 7000 years in the Cis-Ural Steppe // *Eurasian Soil Science*. 2018. V. 51. No 5. P. 506–517.
13. Khokhlova O., Morgunova N., Khokhlov A., Golyeva A. Dynamics of paleoenvironments in the Cis-Ural steppes during the mid-to late Holocene // *Quaternary Research*. 2019. V. 91. P. 96–110.
14. Хохлова О.С. Внутривековая (декадная) эволюция почв и скорости изменчивости свойств в степных почвах на разных породах // *Экология и почвы. Лекции и доклады XIII Всероссийской школы, октябрь 2005 г. Пущино, 2006*. Т. V. Пущино: ОНТИ, ПНЦ РАН. 2006. С. 278–286.
15. Khokhlova O., Kuptsova L. Complex pedological analysis of paleosols buried under kurgans as a basis for periodization of the Timber-grave archaeological culture in the Southern Cis-Ural, Russia // *Quaternary International*. 2019. V. 502. Part B. P. 181–196.
16. Александровский А.Л. Изменения почв и природной среды на юге России в голоцене // *Opus. Междисциплинарные исследования в археологии*, 2002. Вып. 1–2. С. 109–119.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ ВОДОЕМОВ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ РИЗОПОДНОГО АНАЛИЗА

А.Н. Цыганов^{1,2}, А.А. Комаров², Н.Г. Мазей¹, Т.В. Борисова², Е.Ю. Новенко^{1,3}, Ю.А. Мазей¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, andrey.tsyganov@bk.ru, lenanov@mail.ru, natashamazei@mail.ru, yurimazei@mail.ru

² Пензенский государственный университет, 440026, РФ, г. Пенза, ул. Красная, д. 40, alek.89@yandex.ru, toma.borisova.1994@mail.ru

³ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29

Раковинные амебы широко используются в палеоэкологических исследованиях в качестве индикаторов поверхностной влажности болот и состояния пресноводных экосистем. Одно из важных направлений развития ризоподного анализа – реконструкция сукцессий заболачивания водоемов, что необходимо для прогнозирования развития водных экосистем в нестабильных условиях окружающей среды и возрастающей антропогенной нагрузки. Цель настоящей работы – выявление закономерностей динамики видовой структуры сообществ раковинных амеб в ходе сукцессии «водоем – болото» по результатам комплексного анализа отложений болота Мочуля (Калужская область, Россия). Для объяснения изменения видового состава раковинных амеб использовали данные по ботаническому составу, степени гумификации и зольности торфа, а также результаты радиоуглеродного и палинологического анализов. Залежь сформирована отложениями водоема, низинного и переходного болот. Возраст отложений в основании составляет 4100 кал. л. н. Сообщества раковинных амеб в отложениях, сформированных на стадии водоема, характеризовались низким обилием и видовым богатством, что может быть связано с неблагоприятными условиями для сохранения раковин. На последующих стадиях ра-

ковинные амебы формируют специфические сообщества с преобладанием эврибионтных видов (*Cyclopyxis eurystoma* и *Trinema lineare*) на стадии низинного болота и сфагнобионтных видов (*Alabasta militaris*, *Hyalosphenia papilio*, *Hyalosphenia elegans*) на стадии переходного. Динамика видовой структуры сообществ раковинных амеб в значительной мере определяется локальной растительностью, в особенности сфагновыми мхами, которые существенно преобразуют среду. Динамика обилия близкородственных видов *H. papilio* и *H. elegans* на стадии переходного болота характеризуется разнонаправленными тенденциями. Показано, что превращение водоема в низинное болото (2950 кал. л. н.), вероятнее всего, произошло в результате действия климатических (аллогенных) факторов: кратковременное иссушение и пожары, приведшие к зарастанию берегов. Трансформация низинного болота в переходное (550 кал. л.н.) может быть связана как с аутогенными факторами (накопление отложений), так и с аллогенными (снижение активности человека на прилегающей территории).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-14-00102) и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 17-04-00320 и 18-34-00909).

ЭВОЛЮЦИЯ БОЛОТООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ОСТРОВНЫХ И ПРИБРЕЖНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ТЕРРИТОРИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИХОТЬЯ

В.В. Чаков

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, 680000, РФ, г. Хабаровск, ул. Дикопольцева,
д. 56, Chakov@iver.as.khb.ru

Болотообразовательные процессы для равнинных озерно-аллювиальных поверхностей долины р. Амур, в той или иной степени, к настоящему времени обследованы достаточно подробно [1-3], чего нельзя сказать об островных территориях юго-западного Приохотья, которые до настоящего времени, с этой точки зрения, оставались белым пятном. Системно к изучению закономерностей образования и размещения водно-болотных угодий (ВБУ) на о. Большой Шантар специалисты ИВЭП ДВО РАН и ФГБУ «Заповедное Приамурье» приступили только с 2016 г. Работы велись с использованием инновационных приемов картографирования путем привязки каждого органогенного и органогенно-криогенного элемента микрорельефа к геодезическим точкам. Именно здесь впервые для Нижнего Приамурья и Южного Охотоморья были выявлены регрессивные болотные комплексы аапа-типа, ранее известные только для Европейской части страны, Сибири и территории северо-западной Камчатки [4].

Как видно по радиоуглеродным датировкам (Рис. 1), первые очаги заболачивания на современных островных территориях появились в пребореале более 10 тыс. лет назад.

Их формирование связано с термокарстовыми явлениями на участках выположенных долинных склонов южной экспозиции местных водотоков, поросших редкостойной лиственницей. За весь пребореальный период голоцена здесь произошло только две сукцессионные смены, вызванные сбросом излишков талой почвенной влаги. Очень высокая степень деструкции фитодетрита, слагающего самый нижний (350380 см), преимущественно зеленомошно-травяной, слой торфа, может быть связана только с хорошим дренажем заболачивающегося участка и общей сухостью климата пребореала. Именно сухость климата привела к смене зеленомошно-травяного фитоценоза на древесно-травяной к началу бореального периода.

Нижняя метровая толща (интервал 390-290 см), представленная торфом низинного типа высокой степени разложения, прирастала очень медленно (в среднем около 0,2 мм/год). Наиболее удобным объяснением этому явлению служит сравнительно сухой и прохладный климат для рассматриваемого отрезка времени (конец РВ1 – начальная фаза АТ 2).

Торф переходного типа преимущественно высокой степени разложения, формирующий среднюю часть профиля (инт. 290–140 см), накапливался со скоростью, превышающей 0,3 мм/год. Это обусловлено, прежде всего, активизацией на островах болотообразователь-



Рисунок 1. Стратиграфическая колонка торфяной залежи, сформировавшейся на верхнеплейстоценовой поверхности в правобережной части долины р. Тундровая.

ных процессов и наиболее благоприятными условиями торфонакопления, обычно проявляющимися во влажных и теплых климатических условиях. Основной максимум скоростей торфонакопления отмечен в торфяной колонке на глубинах 240–250 см и приходится на конец атлантического периода голоцена, в то время как более поздний максимум (200–215 см) связан с потеплением в середине суббореального периода на временном отрезке 4200–3400 лет назад [5], что не противоречит полученным радиоуглеродным датировкам.

Единственная для данного разреза прослойка верхового сфагнового торфа, сформировавшаяся в интервале глубин 110–140 см, характеризует чрезмерную насыщенность залежи влагой. В тот период времени она поступала на болота исключительно в виде атмосферных осадков, на что указывают видовой состав остатков основных растений-торфообразователей, сформировавших указанный слой, и их крайне низкая (25%) степень деструкции. Это, несомненно, следствие значительного похолодания климата, отмечающегося для дальневосточного региона в целом на границе (SB3-SA), и снижение показателей испаряемости. Датировка 2615 ± 65 л.н. свидетельствует в пользу высказанного утверждения. Для отдельных территорий региона указанное похолодание на ряде заболоченных участков (торфяник Владимирский о. Сахалин) вообще характеризовалось прекращением торфонакопления из-за крайне слабых показателей прироста биомассы лугово-болотных фитоценозов [6].

Следующий слой торфа, залегающий в интервале глубин залежи от 50 до 110 см, судя по более высокой степени деструкции представителей мезотрофных видов сфагновых мхов с вкраплениями травянистых растений и, частично, вересковых кустарничков завершает свое формирование около 800 лет назад. В целом весь этап торфонакопления протекал на фоне повышенной влажности и потепления климата, которое характерно для данного этапа голоцена в регионе [7].

Верхняя 50-сантиметровая часть разреза представлена переходным травяно-сфагновым слабо разложившимся торфом, в состав которого входят слабо разложившиеся остатки растений, широко представленных в современном растительном покрове характеризуемого болотного участка. Возраст этой толщи, согласно калиброванной дате, составляет порядка 650 лет, на основании чего можно составить представление о длительности протекания процессов торфообразования в данном конкретном месте.

Зольность торфа верхового и переходного типа, формирующего верхние 2,8 м разреза, мала (2,2–5,1%), в нижней метровой толще, выполненной торфом низинного типа, она колеблется в пределах 4,2–5,8%, что практически исключает засорение торфяника минеральным материалом в течение всего времени его функционирования [3].

Поскольку начало торфонакопления на рассматриваемом болотном массиве относится к первым стадиям голоцена (10300 радиоуглеродных л.н.), данный разрез является прекрасным объектом для сравнительного анализа эволюционного развития растительности как на островах, так и в материковой части Южного Приохотья.

Особенно важно проводить такие работы в периоды ярко проявляющихся изменений климата. Именно один из таких периодов переживает наша планета. В этой связи проведение мониторинга за состоянием динамики органогенно-криогенных элементов рельефа в границах регрессивных болотных комплексов геокриолитогенной зоны является чрезвычайно актуальным.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Прозоров Ю.С.* Закономерности развития, классификация и использование болотных биогеоценозов. М.: Наука, 1985. 195 с.
2. *Чаков В.В., Климин М.А.* Эволюция болот Среднеамериканской низменности и трансформация состава органического вещества торфа // Биогеохимические и экологические исследования природных и техногенных экосистем Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 126–134.
3. *Климин М.А., Чаков В.В.* Характеристика торфяных отложений о. Большой Шантар // Морские и прибрежные особо охраняемые природные территории – достояние России. Сборник докладов XI международной конференции по географии и картографированию океана. 2017. С. 85–92.
4. *Боч М.С.* Северо-Камчатская провинция аапа-бугристых болот // Труды 7-го съезда Всесоюзного Ботанического общества. Донецк, 1983. С. 129–130.
5. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
6. *Разжигина Н.Г., Ганзей Л.А.* Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене. Владивосток: Дальнаука, 2006. 365 с.
7. *Хотинский Н.А.* Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 12–17.

ИСТОРИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ ВЕЛИЧИНЫ И СТРУКТУРЫ ЗАПАСОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПРИРОДНО-ХОЗЯЙСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

О.В. Чернова¹, И.М. Рыжова², М.А. Подвезенная²

¹ Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, РФ, г. Москва, Ленинский просп., д. 33, ovcher@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, iryzhova@mail.ru; podvezennaya@yandex.ru

В настоящее время природные экосистемы на 30–50% земной поверхности преобразованы в результате различных видов землепользования (сельское и лесное хозяйство, индустриализация, урбанизация и др.) [1], что сильно повлияло на биогеохимический цикл углерода [2]. Основные запасы органического углерода в наземных экосистемах сосредоточены в биомассе растений (живой и отмершей) и в почвах (включая минеральные горизонты, подстилку и торф). Соотношение этих крупных пулов является важной характеристикой биологического круговорота, а его изменение свидетельствует об изменении циклов элементов. За последние годы опубликовано немало исторических реконструкций изменения биогеохимических циклов углерода при антропогенных воздействиях, неопределенность оценок которых определяется особенностями использованных методов, а также объемом и достоверностью исходной фактической информации [3–7]. К региональным оценкам предъявляются особые требования, поскольку разработка и реализация мероприятий по управлению ресурсами осуществляется в пределах конкретных территорий, что требует учета их природных и социально-экономических особенностей.

В России работ по оценке изменений запасов углерода и их структуры на региональном уровне в историческом аспекте сравнительно немного, что обусловлено недостаточностью фактической информации для большинства регионов. Расчеты изменений параметров углеродного цикла за 150 лет землепользования проведены коллективом авторов для Сибири [8, 9 и др.]. Имеются оценки долговременной динамики запасов углерода в почве при различных системах традиционного земледелия (подсечно-огневой, переложной и паровой (трехполье)) и лесопользования типичных для территории Европейской России [10, 11]. Ранее нами предпринята попытка оценить изменение запасов органического углерода в южно-таежных и лесостепных регионах европейской территории России (ЕТР) за исторический период [12]. В продолжение этой работы аналогичные расчеты проведены для южной части ЕТР.

Целью исследования было выявление тенденций изменения размеров и соотношений пулов органического углерода под влиянием антропогенного воздействия в пределах территорий южной тайги, лесостепи и степи Европейской России на примере модельных регионов.

В качестве модельных объектов выбраны Костромская (южная тайга), Курская (лесостепи) и Ростовская (настоящие и сухие степи) области, различные по составу почвенного покрова, типам землепользования и климатическим характеристикам. Предполагали, что разница между углеродными пулами территорий: потенциальными (при гипотетическом состоянии с природными комплексами аналогичными современным целинным) и актуальными (при современном состоянии экосистем и структуре землепользования) является интегральным результатом многократных разнонаправленных изменений использования земель за весь антропогенный период.

Потенциальные и актуальные запасы углерода в фитомассе и 100-см слое почвы (включая подстилку и торфяные залежи) оценивали с использованием сходных подходов на единой картографической основе, полученной путем наложения слоев векторных карт: Почвенная карта РСФСР М:1:2 500 000 (под ред. В.М. Фридланда, 1988), Карта растительности СССР М:1:4 000 000 (1990), Схема административного деления Российской Федерации М:1:1 000 000. Доисторическое состояние экосистем модельных территорий реконструировано на основе концепции потенциальной или «восстановленной» растительности, которая описывает состояние зрелых растительных ассоциаций в отсутствие вмешательства человека. При расчетах учитывали таксономическое разнообразие почв, их гранулометрический состав, типы естественной или современной растительности и актуальные данные о структуре земельных угодий (учитывали следующие основные категории земель: пашни, сенокосы и пастбища, молодые залежи (до 20–25 лет), леса и нелесная древесная растительность, болота, земли застройки и дороги, прочие). Подробно использованная методика оценки потенциальных и акту-

альных запасов углерода в почвах изложена ранее [12].

Полагая, что величина и соотношение основных углеродных пулов отражает устойчивость биологического круговорота территории, предпринята попытка на основе полученных показателей оценить природные и хозяйственные особенности рассмотренных регионов. Так, средневзвешенные запасы углерода, как потенциальные, так и актуальные, лесостепной Курской области почти в 2 раза превышают таковые Костромской (южная тайга) и Ростовской (степь) областей: потенциальные – на 43% и 41%; современные – на 44% и 42%, соответственно. При этом современные запасы углерода в Костромской и Ростовской областях ниже потенциальных приблизительно на 24 %, в Курской области – на 37% (Рис. 1). В южной тайге это практически полностью (на 98%) обусловлено снижением количества фитомассы при активном использовании лесного фонда, а незначительное уменьшение запасов углерода в почвах (включая подстилку и торф) – слабым развитием здесь сельскохозяйственного производства. В лесостепи (Курская область) высокая степень распашки территории (59%) и практически полное сведение древесной растительности привели к значительному снижению углеродных пулов как фитомассы, так и почвы (на 82 и 19 %, соответственно). На пространствах настоящих и сухих степей (Ростовская область) 93% снижения общих запасов углерода приходится на почву, поскольку в регионе, практически полностью покрытом травянистой растительностью в доантропогенный период, и потенциальные, и современные запасы органического вещества почвы в десятки раз выше, чем растительной биомассы.

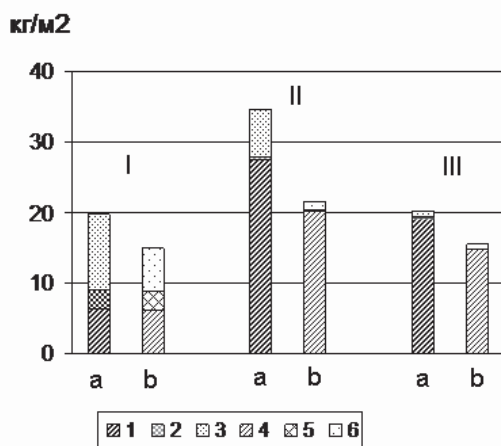


Рисунок 1. Средневзвешенные потенциальные и современные запасы органического углерода в почвах модельных областей. Условные обозначения: 1, 4 – минеральная толща, 2, 5 – органические горизонты (подстилка, торф, степной войлок), 3, 6 – фитомасса; области: I – Костромская, II – Курская; III – Ростовская; запасы углерода, кг/м²: а – потенциальные; б – современные.

Расчеты показали, что доля почв в общих запасах органического углерода экосистем возрастает с севера на юг, от южной тайги к сухим степям – от 51 до 95% – в доантропогенный период; от 62 до 96 – в настоящее время. Интенсификация антропогенного использования территории, как в лесном, так и в сельскохозяйственном производстве повышает роль почвенного покрова в поддержании углеродного баланса региона, что свидетельствует о большей устойчивости почвенного пула. Этот вывод подтверждается результатами других исследователей [3].

Высокая распаханность лесостепной и степной областей привела к заметному снижению запасов органического углерода в почве, как относительному (на 27 и 24%), так и абсолютному (на 7,2 и 4,5 кг/м²). Эти средневзвешенные показатели в 2–3 раза выше полученных другими методами данных о скорости потерь гумуса черноземов при распашке в результате усиления минерализации и уменьшения поступления биомассы, [13, 14, 15], что позволило на региональном уровне оценить масштабы водной эрозии и дефляции в снижении запасов органического углерода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Vitousek P.M., Mooney H.A., Lubchenco J., Melillo J.M. Human domination of Earth's ecosystems // *Science*. 1997. V. 277. № 5325. P. 494–499.
2. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge. UK and New York. NY. USA. 2013. P. 1–1552.
3. Woodbury P.B., Heath L.S., Smith J.E. Effects of land use change on soil carbon cycling in the conterminous United States from 1900 to 2050 // *Global Biogeochemical Cycles*. 2007. V. 21. GB3006.
4. Olofsson J., Hickler T. Effects of human land-use on the global carbon cycle during the last 6.000 years // *Veg. Hist. Archaeobot.* 2008. V. 17. P. 605–615.
5. Pongratz J., Reick C., Raddatz T., Claussen M. A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium // *Global Biogeochemical Cycles*. 2008. V. 22. P. 1–16.
6. Kaplan J.O., Krumhardt K.M., Zimmermann N.E. The effects of land use and climate change on the carbon cycle of Europe over the past 500 years // *Global Change Biology*. 2012. V. 18. P. 902–914.
7. Fuchs R., Schulp C.J.E., Hengeveld G.M., Verburg P.H., Clevers J.G.P.W., Schelhaas M.J. and Herold M. Assessing the influence of historic net and gross land changes on the carbon fluxes of Europe. // *Global Change Biology*. 2016. V. 22. P. 2526–2539.

8. Титлянова А.А., Кудряшова С.Я., Косых Н.П., Шибарева С.В. Биологический круговорот углерода и его изменение под влиянием деятельности человека на территории Южной Сибири // Почвоведение. 2005. № 10. С. 1240–1250.

9. Титлянова А.А., Кудряшова С.Я., Косых Н.П., Шибарева С.В. Базы данных «органический углерод» и «запасы растительного вещества в экосистемах Сибири» как средство оценки углеродного баланса, его моделирования и прогнозирования на геоинформационной основе // Вычислительные технологии. 2007. Т. 12. Спец. Вып. 2. С. 131–139.

10. Бобровский М.В., Комаров А.С., Шанин В.Н., Быховец С.С., Михайлов А.В., Ханина Л.Г. Моделирование динамики углерода почвы при различных системах традиционного земледелия и лесопользования в Европейской России / Математическое моделирование в экологии. Матлы конф. Пушкино, 2009. С. 40–42.

11. Bobrovsky M., Komarov A., Mikhailov A., Khanina L. Modelling dynamics of soil organic matter under different

historical land-use management techniques in European Russia // Ecological Modelling. 2010. V. 221. Iss. 6. P. 953–959.

12. Чернова О.В., Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Влияние исторических и региональных особенностей землепользования на величину и структуру запасов углерода в южной тайге и лесостепи европейской России // Почвоведение. 2018. № 6. С. 1–12.

13. Смагин А.В. Динамика черноземов: реконструкция развития и прогноз агродеградации // Проблемы агрохимии и экологии. 2012. № 3. С. 31–38.

14. Смагин А.В. Проблема агродеградации русских черноземов: причины, прогноз, поиск решений / Новые методы и результаты исследований ландшафтов в Европе, Центральной Азии и Сибири. Т. 2. Изучение и мониторинг процессов в почвах и водных объектах. М.: изд-во ФГБНУ «ВНИИ агрохимии». 2018. С. 150–154.

15. Чендев Ю.Г., Хохлова О.С., Александровский А.Л. Агрогенная эволюция автоморфных черноземов лесостепи (Белгородская область) // Почвоведение. 2017. № 5. С. 515–531.

КЛАСТЕРНЫЙ АНАЛИЗ КЕРНОВЫХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

Г.А. Черняков¹, V. Vitelli², М.Ю. Александрин¹, А.М. Грачев¹, В.Н. Михаленко¹,
А.В. Козачек³, О.Н. Соломина¹

¹ Институт географии РАН, 119017, РФ, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, glchern@igras.ru

² University of Oslo, PO BOX 1072, Norway, Oslo, Blindern, 0316

³ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 199397, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38

В последнее десятилетие на Северном Кавказе в ходе экспедиционных работ с участием Института географии РАН были получены новые палеоклиматические архивы. Среди них ледниковые керны Западного плато Эльбруса [1], донные осадки озёр Каракель, Донгуз-Орун, Хуко [2, 3] и др. Полученные керны были исследованы и датированы лабораторными методами, определён их элементный и изотопный состав. До настоящего времени из числа статистических методов к новым данным применялся в основном корреляционно-регрессионный и компонентный анализ [3]. Среди применений кластерного анализа к этим данным известны только работы по изучению обратных траекторий воздушных масс и переносу пыли [4].

Кластерный анализ используется для разбиения некоторого множества объектов на относительно однородные группы (кластеры). В данной работе процедура кластеризации применяется независимым

образом к нескольким синхронным временным рядам, характеризующим динамику природной среды на Северном Кавказе в XX в. В результате выполнения этой процедуры каждый временной ряд оказывается разделённым на промежутки, соответствующие разным кластерам. Таким образом, возникает временная последовательность кластеров или их частей в каждом ряду данных. Задача нашей работы – исследовать степень согласованности получившихся кластерных структур для геохимических, изотопных и метеорологических рядов данных и на этой основе выделить характерные или близкие временные рубежи в различных рядах.

В работе были использованы следующие данные:

1) Данные об элементном составе керна годично стратифицированных донных отложений оз. Донгуз-Орун. Используемая верхняя часть керна (160 мм) содержит годовые слои, сформировавшиеся в период

1922–2010 гг. [3]. Из числа присутствующих в образце химических элементов для кластерного анализа был выбран терригенный элемент титан (Ti), т.к. вариации его содержания наиболее сильно коррелируют с рядами метеорологических наблюдений в регионе [3].

2) Вертикальный профиль содержания изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в кернах льда Западного плато Эльбруса (глубина – до 182 м; датированная часть – с 1774 по 2013 г.) [1, 5].

3) ежемесячные данные о средней температуре воздуха и суммах осадков по наблюдениям на метеостанциях Теберда (с 1926 г.) и Терскол (с 1951 г.).

Для данных (1) и (2) вертикальные профили были переведены в распределение по времени на основе известного соответствия «глубина–возраст». Кластеризация временных рядов проводилась отдельно для двух периодов:

1) 1926–2010 гг. – максимальный промежуток времени, обеспеченный одновременно геохимическими, изотопными и метеорологическими данными. Метеостанция Теберда была выбрана как обладающая наиболее длинными рядами наблюдений в регионе.

2) 1951–2010 гг. – период наблюдений на метеостанции Терскол и одновременного наличия ледникового и озёрного кернов. Метеостанция Терскол выбрана как ближайшая к оз. Донгуз-Орун.

Имеющимся временным рядам данных была придана функциональная форма. Для этого ряд каждого параметра (концентрация Ti, $\delta^{18}\text{O}$, температура, осадки) был разбит на подряды наблюдений за отдельные годы. Далее каждый годовой ряд был преобразован в непрерывную функцию путём сглаживания гармониками Фурье. Таким образом, была получена серия кривых годового хода для каждого параметра. Это позволило применить к нашим данным непараметрический метод кластеризации функциональных данных Bagging Voronoi K-Medoid Alignment (BVKMA), который наряду с кластеризацией осуществляет выравнивание данных по фазе (alignment) и использует при этом информацию о пространственной зависимости (порядке следования) элементов данных. Метод BVKMA реализован в виде алгоритма на языке программирования R. Данный метод кластеризации и его использование для изучения донных осадков подробно изложены в [6].

Результаты кластеризации отражают смену преобладающих типов внутригодовой динамики для каждого из исследуемых индикаторов изменений природной среды и климата. Полученные результаты сопоставлены с динамикой среднегодовых температур в регионе.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №17-05-01170 А.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Mikhaleiko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P.* Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. No 6. P. 2253–2270.

2. *Соломина О.Н., Калугин И.А., Александрин М.Ю., Бушуева И.С., Дарин А.В., Долгова Е.А., Жомелли В., Иванов М.Н., Мацковский В.В., Овчинников Д.В., Павлова И.О., Разумовский Л.В., Чепурная А.А.* Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 102–111.

3. *Alexandrin M., Darin A., Kalugin I., Grachev A., Dolgova E., Solomina O.* Annual sedimentary record from lake Donguz-Orun (Central Caucasus) constrained by high resolution SR-XRF analysis and its potential for climate reconstructions // *Frontiers in Earth Science*. 2018. V. 6. P. 158.

4. *Хайрединаева А.Г., Кутузов С.С., Жино П., Михаленко В.Н.* Сравнительный анализ коротких кернов Казбека и Эльбруса для получения информации об окружающей среде // *Современные подходы к изучению проблем в физической и социально-экономической географии: X Международная молодёжная школа-конференция; 24–28 мая 2017 г.; Курская биосферная станция ИГ РАН: Сборник статей. М.: 11-й ФОРМАТ, 2017. С. 110–121.*

5. *Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С.* Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 35–49.

6. *Abramowicz K., Arnqvist P., Secchi P., de Luna S.S., Vantini S., Vitelli V.* Clustering misaligned dependent curves applied to varved lake sediment for climate reconstruction // *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 2017. V. 31. No 1. P. 71–85.

РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ Р. ТОРОПЫ В ГОЛОЦЕНЕ И ЕЁ ОСВОЕНИЕ ЧЕЛОВЕКОМ

Л.В. Шашерина

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва,
Ленинские горы, д. 1, lida.sh.vs@gmail.com

Долина р. Торопы (приток Западной Двины) появилась на стадии дегляциации последнего оледенения. Многие морфологические особенности долины унаследованы от первичного ледникового или водно-ледникового рельефа. Например, чётковидные расширения, занятые проточными озёрами (Яссы, Кудинское, Шниткино и др.) и прилегающие к ним широкие террасы [1]. В голоцене облик долины менялся под действием климатических колебаний и остаточных гляциоизостатических движений.

На протяжении голоцена Тороба находится на этапе формирования поймы. Несмотря на большую длительность накопления пойменного аллювия, его мощность невелика (1-6 м), а распространение фрагментарно, что связано с общей тенденцией к врезанию русла, сопровождающей всю историю развития долины. Большая мощность (до 12 м) современного аллювия наблюдается на участках долины, где река протекает по ложбинам стока талых ледниковых вод через озеровидные расширения [1].

Ключевым участком для исследования долины стали окрестности археологического памятника Шниткино (Рис. 1). Комплекс археологических памятников от 4 тысячелетия до н.э. до 17 века н.э. расположен на берегу озера Шниткино, в пределах озёрной террасы, её склона и низкой заболоченной поймы.

Для реконструкции истории развития долины было выполнено ручное бурение на левом берегу долины (всего 24 скважины, по 3 профилям, Рис. 1). Бурением фиксируются две стадии развития долины: врезание после формирования озёрной террасы (русловой аллювий высокой поймы на глубинах 2-4 м от дневной поверхности), которое произошло ранее 3,1 тыс.л.н., что следует из даты в скв. ТБ-5, и последующая аккумуляция (пойменный аллювий высокой и низкой пойм, русловой аллювий низкой поймы). Аккумуляция происходила большую часть голоцена и продолжается до настоящего времени. Причины тенденции аккумуляции в долине еще предстоит выяснить. Установленный тренд может быть локальным явлением, захватывающим лишь изучаемый участок долины, но может быть и откликом на региональные события, например, на уменьшение

уклона долины в результате послеледниковых гляциоизостатических деформаций земной коры. Судя по имеющимся данным, озеро Шниткино образовалось в ходе голоценовой аккумуляции.



Рисунок 1. Исследуемый участок долины Торопы. Западновинский район Тверской области.

История освоения данного региона человеком началась в мезолите, на финальном рубеже плейстоцена. В пределах трёх районов Тверской области, по которым протекает река Тороба, по литературным источникам (в основном по [2]) изучено 196 археологических памятников поселенческого типа. Проанализировано гео-

морфологическое положение памятников и их удельное число (количество памятников, отнесённое к продолжительности каждой эпохи, выраженной в столетиях) за мезолит, неолит, эпоху бронзы, ранний железный век, средневековье. Выявлено, что климатические колебания почти однозначно отразились на расселении людей в пределах долины Торопы: в тёплые эпохи (теплее современной) населённость территории становилась больше, а поселения спускались ниже к речным руслу и урезам озёр.

ЛИТЕРАТУРА

1. Третьяков Г.С., Третьякова М.А., Ильина О.И., Кабанов Ю.Н., Солдатов В.С. Отчет Торопецкой партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:200000, проведенной на территории листа О-36-XXXII. (Торопец) в 1964–1966 гг. (Калининская, Псковская области), Москва, 1967.
2. Нефёдов В.С. Археологическая карта России. Тверская область. Ч. 2. Под ред. Кашкина А. В., Король Г.Г. М.: Институт археологии РАН, 2007. 440 с.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

**М.В. Шитов¹, Т.Э. Багдасарян², Е.М. Бобровникова³, Ф.Е. Максимов³,
А.А. Потапович⁴, И.В. Сумарева⁵**

¹ Без аффилиации, envigeo@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, tanya.bagdasaryan@yandex.ru

³ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, РФ, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7/9, lzbbvknkv@gmail.com, maksimov-fedor@yandex.ru

⁴ АО «Северо-Западное ПГО», 199155, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Одоевского, д. 24, a.geol@yandex.ru

⁵ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского, 199106, РФ, г. Санкт-Петербург, В.О., Средний пр., д. 74, isumareva@yandex.ru

По данным о высотных отметках трансгрессивно-регрессивных контактов в 88 разрезах береговых образований (Рис. 1), обеспеченных 247 ¹⁴С-датировками (86 из них – авторов), а также изоляционных контактов в 16 колонках донных отложений малых озер, возраст которых обоснован 24 ¹⁴С-датировками (6 из них – авторов) получена высокоточная палеогидрологическая кривая голоценовых изменений относительного уровня Ладожского озера (Рис. 2). На основе этой кривой с учетом данных о современных вертикальных движениях земной поверхности [1] идентифицированы области распространения и определены направления, а также скорости дифференцированных движений в голоцене Приладожья, контролирующие главные закономерности развития ладожских палеобассейнов. Знак и амплитуды локальных дифференцированных движений Приладожья определялись путем уравнивания отметок одновозрастных трансгрессивных/регрессивных контактов и приведения высоты субаэральных образований к синхронному уровню воды. Для уравнивания, в качестве реперных, использовались регрессивные ранне- и позднеголоценовые контакты в разрезах на левом берегу р. Волхов у с. Старая Ладога и дер. Ивановский Остров (№ 6–8, 53; Рис. 1, 2) – территории, которая на

протяжении всего голоцена не испытала заметных тектонических движений [2].

В результате установлено, что уже в раннем голоцене проявляется региональная специфика в хронологии и параметрах трансгрессивно-регрессивных событий, по крайней мере, в пределах трех районов Приладожья: Южного, Северо-Западного и Северо-Восточного. Так, на южном побережье от истоков Невы до низовий р. Свирь в период 9,61–9,15 тыс. ¹⁴С-л.н. (Рис. 1, 2; разрезы № 9, 26, 40, 53) произошла быстрая регрессия ниже отметок 10,0–7,0 м абс. высоты. На восточном (р. Тулема, № 59) и западном (р. Бурная № 74, 75) побережьях 9,43–9,32 тыс. ¹⁴С-л.н. проявляются кратковременная регрессия ниже 9,5 м абс. и последующий подъем уровня воды около 9,37–9,18 тыс. ¹⁴С-л.н. (№ 59, 70, 72). Эта кратковременная регрессия около 9,2–9,3 тыс. ¹⁴С-л.н. фиксируется также изоляционными контактами в донных отложениях оз. Искровское (№ 103) и в гиттиях Нижнеосиновского болота (№ 86); она связана, вероятно, с прохождением «кормовой волны» гляциоизостатического поднятия.

Финальная регрессия раннеголоценового палеобассейна в Северо-Западном Приладожье и снижение уровня воды ниже 13,5 м абс. имеет ¹⁴С-возраст 8,81–8,65

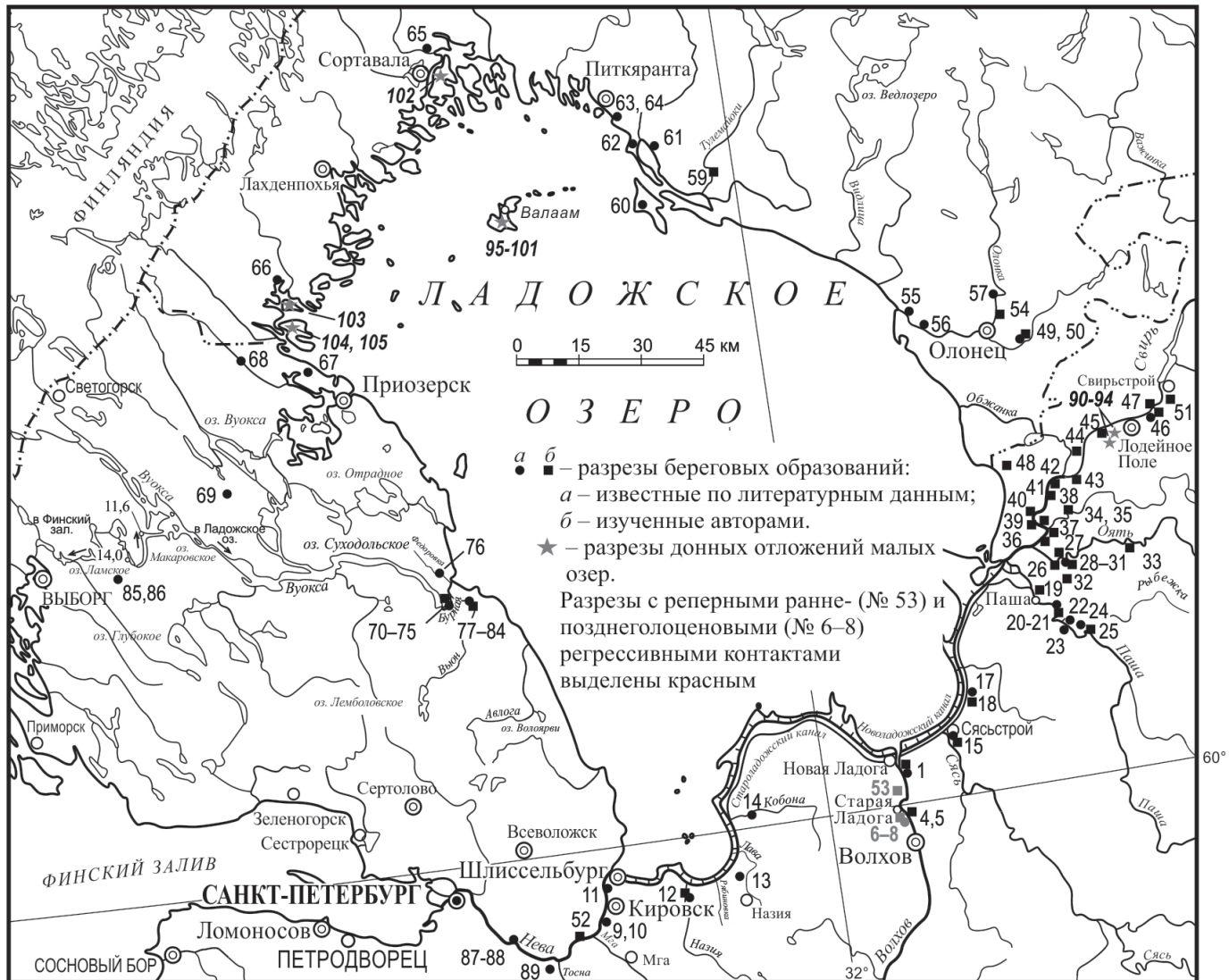


Рисунок 1. Опорные разрезы голоценовых отложений Приладожья.

тыс. лет (№ 67, 86, 103). Тогда же около 8,8–8,7 тыс. ¹⁴C-л.н. оз. Суходольское отделилось от Ладоги и стало развиваться самостоятельно вплоть до позднеголоценовой трансгрессии. На северо-восточном побережье регрессия запаздывает – бассейновая седиментация на отметках 15–18 м абс. там продолжается до времени 8,17 тыс. ¹⁴C-л.н. (№ 61), а завершается около 7,81 тыс. ¹⁴C-л.н. (№ 63), что, очевидно, связано с меньшей скоростью раннеголоценовых поднятий. Около 8,0 тыс. ¹⁴C-л.н. на отметках выше 7,0 м абс. по всему ладожскому побережью начинается формирование атлантических торфяников. Ниже 6,5 м абс. высоты уровень Ладожского озера опустился около 6,95 тыс. ¹⁴C-л.н. (№ 45, 46) и ниже 5,5–6,0 м – в период 5,73–5,47 тыс. ¹⁴C-л.н. (№ 39).

Ранняя фаза ладожской трансгрессии (ЛТ) – начало бассейновой седиментации на отметках 5,5–6,0 м абс. высоты 5,34 тыс. ¹⁴C-л.н., подъем уровня воды выше 6,0 м 5,13 тыс. ¹⁴C-л.н., выше 6,5–7,0 м – 4,75–4,85 тыс. ¹⁴C-л.н. и до высоты 8,0–8,5 м абс. около 4,56–4,48 тыс. ¹⁴C-л.н. надежно и весьма детально реконструируется по разрезам на р. Свирь (Рис. 2; № 39, 40, 46, 47; см. также заметку Е.М. Бобровниковой в настоящем сборнике). Дальнейшее развитие ЛТ реконструируется по трансгрессивным контактам в кровле погребенных торфяников. На высотах 11–12 м в Южном Приладожье они имеют ¹⁴C-возраст от 3,17 до 2,81 тыс. л. (№ 17, 18, 28, 30, 50), а в Северо-Восточном на высоте 18,0–18,5 м – от 3,24 до 2,98 тыс. ¹⁴C-лет (№ 60, 64), то есть в этих районах они являют-

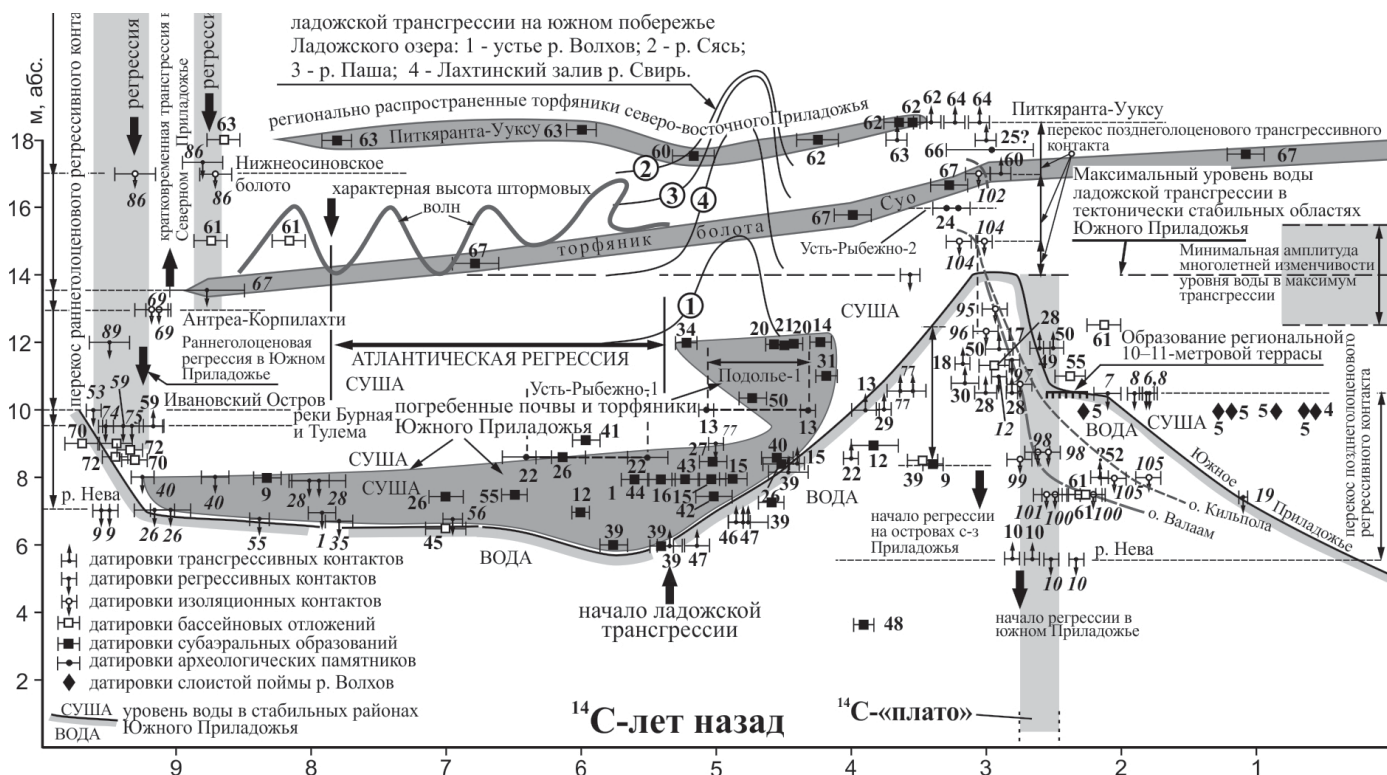


Рисунок 2. Голоценовые изменения относительного уровня Ладожского озера и расчет амплитуды молодых тектонических движений в некоторых районах Приладожья.

ся синхронными. Как видно на рис. 2, ^{14}C -возраст изоляционных (регрессивных) контактов в донных отложениях озер на о. Кильпола и Валаам, фиксирующих снижение уровня воды ниже 15,0–10,8 м абс. высоты (№ 104, 97) составляет от 3,2–3,0 до 2,74 тыс. ^{14}C -лет, то есть в пределах погрешности равен возрасту трансгрессивных контактов Южного и Северо-Восточного Приладожья. Это указывает на растянутость максимума трансгрессии и его омоложение на южном и северо-восточном побережьях. Известные молодые трансгрессивные – 2,61–2,54 тыс. ^{14}C -л.н. (№ 49, 50) и регрессивные датировки – 2,59 – 2,48 тыс. ^{14}C -л.н. (№ 98, 100, 101) попадают на «радиоуглеродное плато» [3]. Самая молодая из известных датировок вне этого «плато» – 2,74 тыс. ^{14}C -л.н. (№ 36), которую и следует принять за верхний возрастной предел максимума трансгрессии в стабильных районах, где, судя по результатам изучения донных отложений малых озер (№ 90–93), уровень воды не превышал 14 м абс.

Завершение ЛТ и снижение уровня воды ниже 10–11 м абс. высоты надежно фиксируется в Южном Приладожье регрессивными контактами с ^{14}C -возрастом 1,80–2,13 тыс. лет (№ 6, 7, 8), ниже 7,0 м – с возрастом 1,1 тыс. ^{14}C -лет (№ 19), а приближение к современному уровню – «слоистой поймой» р. Волхов с возрастом 0,65–0,57 тыс. ^{14}C -лет (№ 4, 5). Береговые валы с осно-

ванием на высоте 7,5 м абс. у пос. Ууксу (№ 61) имеют ^{14}C -возраст 2,28–2,17 тыс. лет, что близко к возрасту изоляционного контакта на той же высотной отметке на о. Валаам – 2,57–2,21 тыс. ^{14}C -лет (№ 100, 101) и древнее, чем в южном Приладожье, что указывает на большую скорость регрессии; о. Кильпола (№ 105) занимает промежуточное положение (Рис. 2).

Как видно на рис. 2, при сравнении, например, высотных отметок позднеголоценового регрессивного контакта в разрезах на Неве (№ 10) и на Волхове (№ 6–8) надежно выявляется опускание истоков Невы не менее чем на 4,5 м за последние 2,5–2,3 тыс. ^{14}C -лет. Следовательно, высотная отметка раннеголоценового регрессивного контакта с возрастом 9,5 тыс. ^{14}C -л.н. в разрезах на Неве (№ 9) была выше современной не менее чем на 4,5 м и составляла более 11,5 м абс. высоты, что близко к отметкам одновозрастного контакта в других разрезах (№ 26, 40, 53), откуда следует, что раннеголоценовое поднятие региона имело слабо дифференцированный характер. Точно также, например, по высотам позднеголоценового трансгрессивного контакта в Северо-Восточном Приладожье получаем (Рис. 2) амплитуды поднятий за последние 3,0 тыс. ^{14}C -лет, не менее 4,5–5,5 м.

Голоценовая история Ладожского озера, закономерности развития и полнота проявления в геологической

летописи трансгрессивно-регрессивных перемещений его береговой линии контролируется локальными дифференцированными движениями. Классическая модель гляциоизостатического поднятия Приладожья с ее параллельными изобазамы почти постоянного заложения опровергается неразрешимыми противоречиями при интерпретации палеогидрологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плишивцева Э.С., Сумарева И.В., Ядута В.А. Пост-микулинская тектоника Приладо-

жья // Проблемы тектоники и геодинамики Земной коры и мантии. Мат. L Тектонического совещания. Т. 2. М.: Геос, 2018. С. 341–345.

2. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плишивцева Э.С., Потанович А.А., Сумарева И.В., Стоянки А.А. Иностранцева и голоценовая тектоника Южного Приладожья. Геологический контекст // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. № 3. В печати.

3. Stuiver M., Reimer P.J., Braziunas T.F. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples // Radiocarbon. 1998. V. 40(3). P. 1127–1151.

ФЕНОМЕН КУНГУРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ: ПРИРОДА ИЛИ ЧЕЛОВЕК?

Л.С. Шумиловских, П.Ю. Санников

Georg-August-University of Göttingen, 37073 Wilhelm-Weber-Str. 2a, Göttingen, Germany,
shumilovskikh@gmail.com

Кунгурская лесостепь расположена в пределах подтаежного пояса еловых и пихтово-еловых лесов с примесью широколиственных на юго-востоке Пермского края в междуречье Ирени и Сылвы. В связи с совместным произрастанием бореальных, неморальных и степных видов территория характеризуется высоким биоразнообразием. Происхождение Кунгурской лесостепи и роль факторов её развития, таких как геология, климатическая ситуация прошлого и антропогенное влияние давно дискутируются [1–6]. Однако всего две палинологические работы, касающиеся истории Кунгурской лесостепи, были опубликованы в 1950х гг. [7, 8]. Отсутствие радиоуглеродных датировок и небольшое временное разрешение не позволяют детально проследить историю растительности Кунгурской лесостепи и решить вопрос о ее естественном или антропогенном происхождении.

Мой проект направлен на изучение феномена Кунгурской лесостепи на предмет ее происхождения и динамики внутри подтаежной зоны Предуралья [9]. Для этого проводится палинологическое изучение болотных и озерных отложений, отобранных в северной и южной частях Кунгурской лесостепи в сравнении с подобными архивами южнотаежных и широколиственно-хвойных лесов. Пыльца используется для реконструкции динамики растительности, а непыльцевые палиноморфы (НПП) – пастбищной активности, эрозии, эвтрофикации [10, 11].

Полученные архивы из болот района южнотаежных елово-пихтовых лесов охватывают около 9000 лет. Озерные и болотные керны из северной части Кунгур-

ской лесостепи охватывают до 5000 лет. Первые данные свидетельствуют в пользу гипотезы антропогенного происхождения открытых ландшафтов, высказанную С.П. Коржинским [1, 2], а также П.Н. Красовским и А.М. Сергеевой [3]. В докладе будут представлены актуальные данные проекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский С.И. Предварительный отчет о почвенных и геоботанических исследованиях 1886 года в губерниях Казанской, Самарской, Уфимской, Пермской и Вятской // Труды общества естествоиспытателей при Казанском университете. 1887. Т. 16. С. 1–72.

2. Коржинский С.И. Северная граница черноземно-степной области восточной полосы Европейской России в ботанико-географическом и почвенном отношении: II Фитогеографические исследования в губерниях Симбирской, Самарской и отчасти Вятской // Труды общества естествоиспытателей при Казанском университете. 1891. Т. 22. С. 1–201.

3. Красовский П.Н., Сергеева А.М. Об ошибочности отнесения к лесостепи Красноуфимской и Кунгурской территорий Приуралья // Известия Пермского биологического научно-исследовательского института. 1933. Т. 8. С. 265–276.

4. Малеев К.И., Усольцев В.А., Бараковских Е.В. Леса Пермского края, состояние и пути оптимизации // Ботанические исследования на Урале. Материалы региональной с международным участием конференции, посвященной памяти П.Л. Горчаковского. 2009. С. 220–223.

5. *Овеснов С.А.* Кунгурская лесостепь: феномен или фантом? // Ботанические исследования на Урале. Материалы региональной с международным участием конференции, посвященной памяти П.Л. Горчаковского. 2009. С. 270–275.

6. *Пономарев А.Н.* Лесостепной комплекс северной окраины Кунгурской лесостепи // Известия Естественнонаучного института при Пермском университете. 1948. Т. 12. С. 225–233.

7. *Генкель А.А.* Торфяники воронок Кунгурского карста // Землеведение. 1957. Т. 4. С. 81–98.

8. *Голубева Л.В.* Результаты спорово-пыльцевых анализов некоторых четвертичных отложений в Кишертском районе Молотовской области // Известия Естественнонаучного института при Молотовском государственном университете им. Горького. 1956. Т. 13. С. 175–190.

9. *Шумиловских Л.С., Санников П.Ю.* История Кунгурской лесостепи в голоцене: проблематика, подходы и первые результаты // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки. 2018. Т. 42. С. 487–496.

10. *Shumilovskikh L.S., Schlütz F., Achterberg I., Bauerochse A., Leuschner H.H.* The development of the raised bog «Borsteler Moor» (Lower Saxony, Germany) based on non-pollen palynomorph data // *Studia Quaternaria*. 2015. V. 32. P. 5–18.

11. *Shumilovskikh L.S., Schlütz F., Lorenz M., Tomaselli, B.* Non-pollen palynomorphs notes: 3. Phototrophic loricated euglenoids in palaeoecology and the effect of acetolysis on *Trachelomonas loricata* // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2019. V. 270. P. 1–7.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ИНТРАЗОНАЛЬНОЙ СТЕПНОЙ ЭКОСИСТЕМЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ (НИЗОВЬЯ Р. КОЛЫМА) – РЕЛИКТА МАМОНТОВОЙ СТЕПИ ПЛЕЙСТОЦЕНА

М.В. Щелчкова¹, С.П. Давыдов², Д.Г. Федоров-Давыдов³, А.И. Давыдова², Г.Г. Боескоров⁴

¹ Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, 677007, РФ, г. Якутск, ул. Кулаковского, д. 42, mar-shchelchkova@yandex.ru

² Северо-Восточная научная станция Тихоокеанского института географии ДВО РАН, 678830, РФ, пос. Черский, а/я 18, davydoffs@mail.ru

³ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, РФ, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2, корп. 2, muss-96@yandex.ru

⁴ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677000, РФ, г. Якутск, пр. Ленина, д. 39, gboeskorov@mail.ru

В позднем плейстоцене на территории Берингии были широко распространены холодные степи, получившие название «тундростепь». Они являлись средой существования мамонтовой фауны, значительную часть которой составляли крупные пастбищные животные (шерстистый мамонт, шерстистый носорог, степной бизон, лошадь, сайгак, и др.). Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что около 40 видов животных с большим весом населяли плейстоценовые высокоширотные лугопастбищные угодья в Голарктике, что указывает на высокую продуктивность растительности [1]. В настоящее время в Арктике преобладают кустарниковые тундры с осоками и мхами. Лишь небольшие фрагменты экстразональной степной растительности сохранились со времени плейстоцена на южных склонах с высокой инсоляцией и низким снежным покровом [2, 3]. Эти реликтовые сообщества могут служить моделью для изучения продуктивности ныне исчезнувшей «тундростепи» и палеореконструкций.

Наша работа была направлена на исследование экосистемы реликтовой петрофитной степи Колымской низменности (северо-восток Азии) и оценку продуктивности степных сообществ.

Остепненная растительность петрофитной степи представлена разнотравьем с участием злаков и осок и насчитывает 62 вида сосудистых растений. Среди них много видов, которые Б.А. Юрцев [4] считал наиболее вероятными компонентами бывшей плейстоценовой тундростепи (например, *Calamagrostis purpurascens*, *Carex pediformis*, *Festuca kolymensis* и др.). Щебнистые почвы петрофитной степи характеризуются низкой влажностью, контрастным температурным режимом и весьма высокими летними температурами. От зональных северотаежных почв они отличаются наличием гумусово-аккумулятивных горизонтов с высоким содержанием корней и порошистой водопрочной структурой; фульватно-гуматным и гуматно-фульватным типом гумуса; пониженной актуальной и потенциаль-

ной кислотностью; несколько более высоким содержанием обменных оснований, карбонатов, легкорастворимых солей и органического азота; более узким отношением концентраций оксалаторастворимого железа к дитиониторастворимому. Почвы петрофитных степей Колымской низменности имеют много общих черт с криоаридными почвами более южных регионов Сибири. Примерным их аналогом в классификации WRB можно считать таксон Calcic Someric Kastanozems (Cambic).

Изучение биологической активности показало, что микробоценозы почв петрофитной степи обладают особенностями, характерными для аридных почв. Их профиль отличается большей насыщенностью микроорганизмами и активным развитием актиномицетов, устойчивых к высокой инсоляции и недостатку влаги. По запасам микроорганизмов разных эколого-трофических групп почвы петрофитной степи на один-два порядка превосходят почвы соседствующих с ними листовенных редколесий. Степные почвы характеризуются также относительно высокими запасами ферментов дегидрогеназы и полифенолоксидазы, принимающих участие в реакциях биогенеза гумуса.

Реликтовая петрофитная степь характеризуется высокой продуктивностью. По скорости прироста наземной фитомассы (ANP) она сопоставима с настоящими степями Центральной Азии (Китай, Внутренняя Монголия, Забайкалье, Хакасия) [5] и существенно превосходит современные арктические и субарктические тундры Америки и Азии [6]. Это показывает относительно большую емкость экосистемы для крупных популяций млекопитающих. Таким образом, результаты исследования подтверждают мнение [1, 4] о том, что продуктивность плейстоценовых высокоширотных степей была более схожа с таковой современных умеренных степей.

На Колымской низменности различными специалистами были проведены многочисленные палинологические исследования местонахождений мамонтовой фауны и изучение содержимого желудочно-кишечных трактов замороженных мумий животных мамонтовой фауны. Палинологические данные района исследований, относящиеся ко времени зырянского и сартанское оледенений (MIS4, MIS2), а также, холодных фаз каргинского (=молотковского, MIS3) интерстадиала подтверждают факт широкого развития вплоть до доминирования, травянистых осоково-злаковых и злаково-попынных ассоциаций с участками наземного мохового покрова. Эти ландшафты интерпретировались как: «перигляциальная растительность», «травянистые луго-тундры с преобладанием злаков», «злаковые и злаково-попынные тундростепи», «холодные степи», «ар-

ктические степи» и т.д. Все эти представления в целом отражают преобладание на равнинных территориях открытых травянистых биотопов (степных, остепненных, луговых) с пятнами тундровой растительности и кустарниками, а в горных районах – горных тундр и степей, создававших в рельефе своеобразную мозаику биотопов, способствовавшую сосуществованию разных видов крупных фитофагов [1, 4, 7]. Исследованная нами петрофитная степь низовий Колымы воспроизводит один из элементов мозаики мамонтовой степи.

Высокая продуктивность травянистых сообществ мамонтовой степи подтверждается составом населяющих ее крупных млекопитающих. Так, на местонахождениях мамонтовой фауны Колымской низменности резко преобладают остатки лошадей и степных бизонов – типичных травоядных видов. Количество остатков шерстистого мамонта, питавшегося как травой, так и кустарниками, занимает обычно третье – четвертое место, примерно наравне с остатками северного оленя. Среди этой фауны, как известно, были и другие крупные растительноядные виды (степной вид – сайгак; арктические виды – овцебык, северный олень; горный вид, обитавший в позднем плейстоцене на равнинах, снежный баран). Интересен пример еще одного представителя мамонтовой фауны – шерстистого носорога. Этот широко распространенный в мамонтовой степи, но обычно малочисленный вид носорога, был преимущественно травоядным [8, 9]. В правобережье низовьев р. Колыма в районе предгорий, где нами проводились исследования реликтовой петрофитной степи, обнаружено беспрецедентно большое количество остатков шерстистых носорогов. Это место является богатейшим по находкам остатков данного вида. По-видимому, носорогов здесь привлекали степные ландшафты, отдельные участки которых сохранились и в настоящее время на южных склонах возвышенностей. В 2007 г. в районе исследований найдена замороженная мумия шерстистого носорога времени начала каргинского интерстадиала (39140 ± 390 л.н.). Палинологический анализ отложений, вмещавших труп, показал доминирование пыльцы растений степных и лугово-степных ценозов, на которых, по-видимому, и паслось животное перед своей гибелью [9].

На рубеже плейстоцена и голоцена в результате потепления и увлажнения климата холодные степи Берингии начали фрагментироваться и деградировать и постепенно заместились тундрой и тайгой, что явилось основным фактором вымирания индикаторных видов мамонтовой фауны.

Работа выполнена в рамках следующих научных программ: НИР FSRG-2017-0015 (Щелчкова М.В.);

проекта АААА-А16-116110810014-2 Тихоокеанского института географии ДВО РАН (Давыдов С.П. и Давыдова А.И.); программ АААА-А18-218012490093-1, РР55 и АААА-А18-118013190182-3 Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (Федоров-Давыдов Д.Г.); проекта № 0381-2019-0002 по госзаданию ИГАБМ СО РАН (Боекоров Г.Г.).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Guthrie R.D.* Frozen Fauna of the Mammoth Steppe: The Story of Blue Babe. Chicago: University of Chicago Press, 1990. 323 p.

2. *Юрцев Б.А.* Реликтовые степные комплексы Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.

3. *Walker D.A., Bockheim J.G., Chapin F.S. III, Eugster W., Nelson F.E., Ping C.L.* Calcium-rich tundra, wildlife, and the Mammoth Steppe // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 149–163.

4. *Yurtsev B.A.* The Pleistocene tundra-steppe and the productivity paradox: the landscape approach // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 165–174.

5. *Базилевич Н.И.* Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М.: Наука, 1993. 293 с.

6. *Johnson P.L., Kelley J.J., Jr.* Dynamics of carbon dioxide and productivity in an arctic biosphere // *Ecology*. 1970. V. 51. P. 73–80.

7. *Hopkins D.M., Matthews J.V., Schweger C.E., Young S.B.* (Eds.). *Paleoecology of Beringia*. New York: Academic Press, 1982. 450 p.

8. *Гарумм В.Е., Метельцева Е.Н., Тихомиров Б.А.* Новые данные о пище шерстистого носорога в Сибири // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Наука, 1970. С. 113–125.

9. *Boeskorov G.G., Lazarev P.A., Sher A.V., Davydov S.P., Bakulina N.T., Shchelchkova M.V., et al.* 2011. Woolly rhino discovery in the lower Kolyma River // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. No 17–18. P. 2262–2272.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ПРОБЫ РАЗНОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ – МЕТОДОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА РЕКОНСТРУКЦИЙ КЛИМАТА И РАСТИТЕЛЬНОСТИ ГОЛОЦЕНА ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Г.Ю. Ямских, Д.Е. Макаrchук, В.О. Брунгардт, В.В. Бочка

Сибирский федеральный университет, 660041, РФ, г. Красноярск, пр. Свободный, д. 79,
yamskikh@mail.ru, bolkunova91@mail.ru, bruvika@mail.ru, sher.shinigami@gmail.com

Методологической основой реконструкций растительности и климата голоцена является принцип актуализма, согласно которому в прошлом между климатом и растительностью существовала такая же связь, как и в настоящее время. Корректная интерпретация ископаемых спектров не может проводиться без сравнительной оценки их сходства и различий с субфоссильными пробами, так как нет иного критерия для разделения климатической и локально-экологической информации. Из-за отсутствия практически единственной формы объективного контроля – учета закономерностей распределения пылицы и спор при современном состоянии растительного покрова, появляется возможность неоднозначной трактовки результатов, а значит и «вольной» интерпретации палинологических данных.

Степень отражения современной растительности в спектрах поверхностных проб разных генетических типов отложений зависит от многих факторов формирования самого спорово-пыльцевого спектра: пыльцевой

и споровой продуктивности растений, путей переноса, степени целостности микрофоссилий при их захоронении в различных типах осадков и способности пыльцевых и споровых оболочек сохраняться в течение длительного времени. Большинство этих закономерностей было изучено советскими и зарубежными учеными еще в конце 20 века.

На территории Приенисейской Сибири изучением поверхностных проб занимались немногие исследователи – А.И. Пермяков [1] изучал разногенетические пробы по долине р. Енисей, Н.И. Пьявченко [2] анализировал состав спорово-пыльцевых спектров в поверхностных проб торфяных отложений, С.А. Сафарова [3], Г.Ю. Ямских [4] работали на территории Минусинской котловины и Кольцова В.А., Савина Л.Н. [5–7] – изучали поверхностные пробы почв в различных типах леса. Для решения вопросов реконструкции растительности и климата, в контексте современных методов интерпретации материала, этого оказалось крайне

крайне недостаточно, в связи с чем была выполнена работа по изучению поверхностных проб разногенетических типов отложений по всей долине р. Енисей и его притоков (Рис. 1).

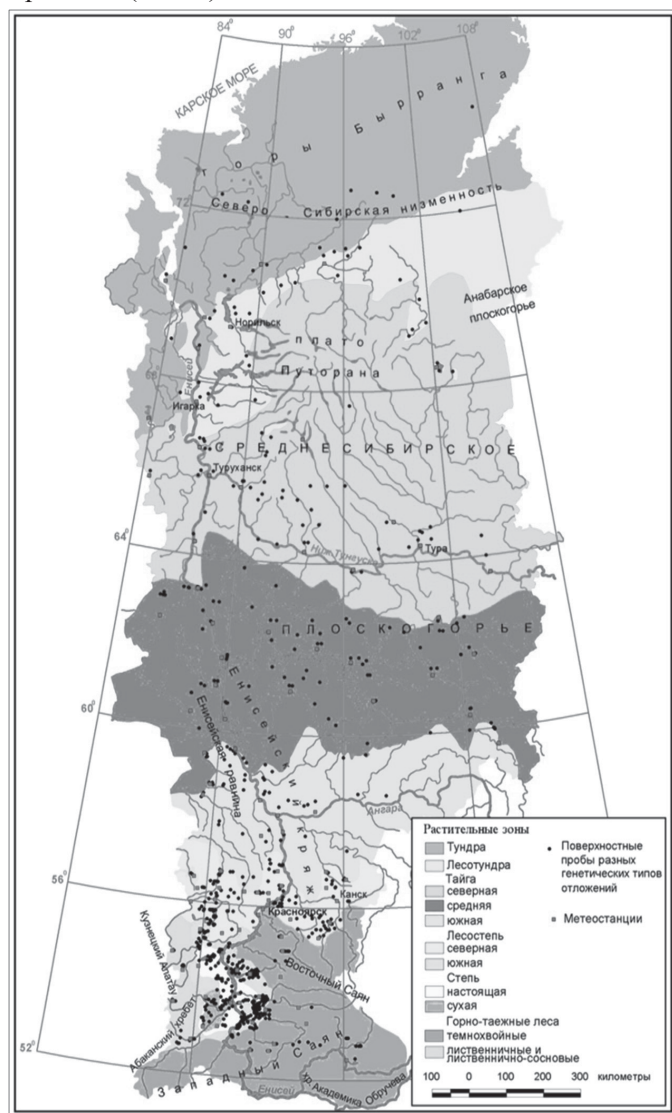


Рисунок 1. Карта-схема мест отбора поверхностных проб на территории Приенисейской Сибири [8].

Необходимо было выявить закономерности формирования субфоссильных спектров и особенности их состава, отражающего ландшафтные особенности региона, а также характер распространения основных групп растений и их ассоциаций. Результаты этих исследований приведены на рисунке 28 цветной вкладки.

В результате изучения поверхностных проб разногенетических типов отложений Приенисейской Сибири были получены спорово-пыльцевые спектры по всем

растительным зонам долины Енисея, котловинам и их горного обрамления.

В спорово-пыльцевых спектрах руслового аллювия отражается состав растительности более широкого региона, включающего предгорья и окружающих степь горных систем. Это влияние особенно проявляется в составе и соотношении пыльцы древесных и кустарниковых растений.

В русловом аллювии р. Енисей и его притоков на территориях котловин наблюдаются колебания в соотношениях пыльцы древесных и травянистых растений, что свидетельствует о неравномерном насыщении аллювия пылью с окружающих долину склонов. Для мелких рек местная составляющая пыльцевого спектра проявляется сильнее, и уменьшается роль приносного регионального компонента (пыльца темнохвойных пород, берез, ольхи, лесных травянистых растений). Спорово-пыльцевые спектры из озерных отложений также отражают влияние регионального состава растительности, но в меньшей мере, чем аллювиальные. Характеристика степной составляющей спектров и оценка соотношения степной и лесной растительности региона по спектрам должна производиться с учетом ряда особенностей спектров. Поскольку многие определения пыльцы травянистых растений не могут быть определены до вида, а порой и до рода, особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в торфяных отложениях таковы, что результаты их анализа носят интегральный характер и позволяют восстанавливать лишь общую закономерность смен растительного покрова на территории крупных регионов.

Спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб в зоне тундры чрезвычайно изменчивы и зависят не только от продуцирующих их фитоценозов, но и от условий формирования осадка. Чрезвычайно изменчив и пыльцевой дождь, формирующийся над открытыми пространствами тундры. Обнаружение пыльцы того или иного вида не всегда может означать безусловное произрастание его в данном месте и в данное время [9]. Следует согласиться с мнением С.А. Сафаровой [3], подчеркивающей, что в составе спорово-пыльцевых спектров (СПС) «краевых зон» межгорных котловин происходит замещение в СПС растительностью смежных формаций.

Спорово-пыльцевые спектры хорошо соответствуют современной растительности в южной полосе северной тайги, в лесотундре и южных тундрах, тогда как в арктических тундрах и северной полосе северной тайги они искажены заносной пылью. В лесных регионах разнос пыльцы и спор происходит, как правило, на небольшие расстояния, особенно у травянистых и прочих низкорослых растений.

На основании изучения поверхностных проб разнотипных типов отложений можно сказать, что спорово-пыльцевые спектры оказываются сходными в пределах зоны (подзоны) независимо от генезиса отложений, и их можно использовать для интерпретации палинологических материалов с учетом поправочных коэффициентов и создания моделей для реконструкции климата и растительности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Пермяков А.И.* Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров современных континентальных осадочных отложений (на примере бассейна р. Енисей) // Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности: труды ИГиГ. Вып. 25. Новосибирск: Изд-во ИГиГ Со Ан ССР, 1964. С. 82–91.
2. *Пьявченко Н.И.* Результаты палинологического изучения торфяников Енисейской полосы Сибири // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 232–238.

3. *Сафарова С.А.* Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в условиях межгорных котловин // Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973. С. 143–152.
4. *Ямских Г.Ю.* Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск, 1995. 180 с.
5. *Кольцова В.Г.* Спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб некоторых типов лесов заповедника «Столбы» // Изучение природы лесов Сибири: материалы III конф. молодых ученых. Красноярск: ИЛИД, 1972. С. 276–279.
6. *Савина Л.Н.* Новейшая история лесов Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.
7. *Савина Л.Н.* Таяжные леса Северной Азии в голоцене. Новосибирск: Наука, 1986. 190 с.
8. *Ямских Г.Ю.* Реконструкция растительности и климата голоцена внутриконтинентальных территорий Приенисейской Сибири: дис... докт. геогр. наук : 25.00.23, 25.00.25 / Галина Юрьевна Ямских. Барнаул, 2006. 420 с.
9. *Васильчук А.К.* Палинология и хронология повторно-жильных льдов : дис... докт. геогр. наук : 25.00.31. Москва, 2009. 362 с.

ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Т.А. Янина¹, В.М. Сорокин¹, Н.Т. Ткач¹, Г. Хошраван²

- ¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, РФ, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, paleo@inbox.ru; vsorok@geol.msu.ru; nikola1543@yandex.ru
² Caspian Sea National Research and Study Center, Иран, Тегеран, h_khoshravan@yahoo.com

Динамика природной среды Каспийского моря в палеоэпоху зависела от комплекса причин: глобальных и региональных климатических изменений, оледенений и межледниковий Восточно-Европейской равнины и горных территорий, перестройки гидрографической сети, неотектонических процессов, объема поступления подземных и поровых вод, осадконакопления в бассейне и других факторов. На разных этапах геологической истории Каспия уровень влияния этих причин был разным. В голоцене определяющая роль принадлежала изменениям климата. В современную эпоху все большее влияние на природные системы Каспийского моря оказывает антропогенный фактор.

Представленные результаты основаны на обобщении полученных в ходе реализации каспийских проектов РНФ № 16-17-10103 (Северный Каспий и Прикаспий, западное побережье Среднего Каспия), РФФИ № 18-00-00470 (восточное побережье) и РФФИ № 17-55-560012 (прибрежная зона Ирана) материалов об эволюции природной среды Каспия в голоцене.

Начало голоцена ознаменовалось мангышлакской регрессией. На сейсмоакустических профилях она отражена палеодепрессиями, заполненными слабо консолидированными глинами, торфом, сапропелем, алевроитово-песчаными осадками. Анализ мангышлакских отложений, включающий особенности их распространения, состав, включенный растительный детрит, раковины пресноводных и наземных моллюсков, привели к заключению об их накоплении в речных врезках и многочисленных палеопонижениях субширотного направления, преимущественно в пресноводных водоемах. Радиоуглеродный возраст осадков, заполняющих палеопонижения, находится в интервале ^{14}C 9,86–6,35 тыс. (~11,40–7,30 тыс. кал.) лет [1]. Положение палеоавандельты на современных глубинах 45–60 м служит свидетельством снижения уровня Каспия до этих отметок. Северный Каспий, прибрежные участки западного и восточного шельфов были осушены. Мангышлакская регрессия имела место в бореальную эпоху раннего голоцена, характеризовавшуюся сравнительно высокой

теплообеспеченностью и сухостью [2, 3]. Результаты палинологического анализа свидетельствуют о ксерофитизации растительного покрова в Каспийском регионе в эпоху мангышлакской регрессии [4, 5, 6]. Среднегодовое количество осадков меньше современных в бассейне Волги реконструировано Е.Ю. Новенко [7].

Малакофаунистические группировки по видовому составу сходны с новокаспийскими, но без морского вселенца *Cerastoderma glaucum*. В мангышлакских осадках Северного Каспия определены многочисленные *Theodoxus pallasi*, *Caspia gmelini*, *Monodacna edentula* и единичные *Didacna barbotdemarnii*. Появление крассоидных дидакн и резкое сокращение тригоноидных с очевидностью свидетельствует о повышении солености Среднего (по-видимому, и Южного) Каспия в мангышлакскую эпоху. Одновременно Северный Каспий с понижением уровня опреснялся волжскими водами, в результате чего в нем исчезали относительно стеногалинные виды дидакн. Вполне очевидно и повышение температуры воды, обусловленное общепланетарным потеплением в голоцене

В развитии новокаспийской трансгрессии, сменившей мангышлакскую регрессию, выражены три трансгрессивные стадии. Первая из них, датируемая интервалом 8,20–5,60 тыс. лет назад, развивалась большей частью в эпоху теплого и влажного климата атлантического оптимума голоцена [2, 7]. Существование продолжительного этапа (8,50–7,60 тыс. л.н.) потепления и увлажнения климата в Нижнем Поволжье реконструировано Н.С. Болиховской [5]. Ею же позднеатлантический интервал 6,10–5,00 тыс. л.н. охарактеризован как главный климатический оптимум голоцена для этой территории. Вторая стадия, охватывающая временной интервал 3,60–3,40 тыс.л.н, явилась откликом на эпоху позднесуббореального похолодания и высокой увлажненности на Восточно-Европейской равнине [2, 5], флювиальной активности малых и средних рек на территории водосборного бассейна Волги [8]. В развитии третьей стадии, охарактеризованной двумя группами дат 1700–1100 и 700–360 л.н., хиатус между ними дает основание к предположению о снижении уровня Каспия в теплый сухой период средневековья, а вторая группа дат отвечает трансгрессивному подъему Каспия в прохладный и влажный климатический эпизод (малый ледниковый период) [9]. Первая регрессивная стадия, имеющая возрастные рамки 5,60–3,70 тыс.л.н., в климатическом отношении отвечающая периоду суббореального термического максимума голоцена для Восточно-Европейской части России [2], фазе иссушения в Нижнем Поволжье [5], периоду низкой флювиальной активности на территории бассейна Волги [8]. Вторая регрессивная стадия, датируемая периодом 3,08–2,30

тыс.л.н., явилась откликом Каспия на этап потепления и сокращения количества осадков в бассейне Волги [7].

Трансгрессивные стадии охарактеризованы разными малакофаунистическими сообществами: в раннем новокаспийском бассейне господствовали слабо солоноватоводные виды при незначительном участии моллюсков рода *Didacna*; средняя стадия отличалась широким развитием моллюсков рода *Didacna* и появлением *Cerastoderma glaucum*; видовой состав поздней стадии аналогичен современному, на последних этапах ее развития появились черноморские виды *Mytilaster lineatus* (случайно занесен с судами в начале XX века) и *Abra ovata* (акклиматизирован в середине XX века для питания осетровых). В регрессивные стадии усиливалось влияние пресных вод, следствием чего отмечалось широкое распространение слабо солоноватоводных и пресноводных видов.

Состав моллюсков Каспийского моря представляет собой результат эволюционных процессов в плейстоценовых фаунах, происходивших в условиях климатических изменений и трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейна. Каждый водоем был охарактеризован своей неповторимой природной средой. Обширные трансгрессивные бассейны отличались пониженной соленостью в целом для водоемов (с разным ее ходом внутри них), «малые трансгрессии» характеризовались самой высокой среди каспийских трансгрессий соленостью. В температурном отношении в Каспии выделялись «холодные» (обширные) и «теплые» (малые) трансгрессии. Каспийские бассейны в плейстоцене были заселены солоноватоводной фауной немногочисленных родов, из них кардииды (четыре рода) являются каспийскими автохтонами. Малакофаунистический анализ показал, что, несмотря на трансгрессивно-регрессивную ритмику Каспия значительной амплитуды, родовой состав моллюсков оставался неизменным. В основном происходили эволюционные изменения на видовом и подвидовом уровне в составе рода *Didacna* – каждому каспийскому бассейну отвечал уникальный состав дидакн. И лишь в голоценовом новокаспийском бассейне отмечается широкое расселение морского вида *Cerastoderma glaucum*.

Малакофаунистические исследования голоценовых отложений разных районов Каспийского региона показали первое появление этого вида в осадках второй стадии новокаспийской трансгрессии и его постепенное распространение и увеличение численности. Авторы считают проникновение *Cerastoderma glaucum* в Каспий из новочерноморского бассейна Понта обязательным фактору распространения *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. В настоящее время в донных биоценозах Кас-

пия часто доминируют *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus*, *Cerastoderma glaucum*, все они имеют средиземноморское происхождение.

Таким образом, можно заключить, что динамика природной среды Каспийского моря в голоцене отвечала динамике климатических событий глобального и регионального масштаба. Состав моллюсков представляет собой результат эволюционных процессов в плейстоценовых фаунах, происходивших в условиях климатических изменений и трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейна. Новокаспийские (голоценовые) комплексы, в отличие от плейстоценовых, отражают смену биотических условий бассейна – вселение черноморских видов. Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами. Естественные экосистемы претерпели антропогенную трансформацию, превращая уникальные экосистемы Каспия, сформированные за его плейстоценовую историю, в подобие азово-черноморских.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bezrodnykh Yu.P., Sorokin V.M.* On the age of the Mangyshlakian deposits of the Northern Caspian Sea // *Quaternary Research*. 2016. № 85(2). P. 245–254.
2. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
3. *Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2014. № 2. С. 5–20.
4. *Абрамова Т.А.* Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М., 1974. 24 с.
5. *Болеховская Н.С.* Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2011. № 2. С. 13–27.
6. *Вронский В.А.* Стратиграфия и палеогеография Каспийского моря в голоцене // *Известия РАН, серия геолог.* 1987. № 2. С. 73–82.
7. *Новенко Е.Ю.* Изменения растительности и климата центральной и восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. Автореф. дис. ... докт. геогр. н., 2016. 44 с.
8. *Panin A., Matlakhova E.* Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. 2015. № 130. P. 46–61.
9. *Безродных Ю.П., Янина Т.А., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф.* Строение осадочной толщи голоцена Северного Каспия как отражение изменений климата и уровня моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2018. № 5. С. 52–60.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Hang T., 204
 Markin M.S., 213
 Rosentau A., 204
 Tomson P., 33
 Vitelli V., 345
 Абатуров Б.Д., 15
 Адаменко О.Н., 17
 Алейников А.А., 19
 Александрин М.Ю., 187, 345
 Александровский А.Л., 21
 Алексеева В.А., 191
 Алиев Р.А., 239
 Амосова А.А., 39
 Андреева О.В., 24
 Антонов С.И., 304
 Арсланов Х.А., 79, 265
 Архипов В.В., 271
 Асеева Е.Н., 182
 Афанасьева Н.Б., 26
 Афонин А.С., 286
 Бабешко К.В., 28, 251
 Багдасарян Т.Э., 348
 Бадюкова Е.Н., 29
 Бажина Н.Л., 85
 Базарова В.Б., 31
 Бакуменко В.О., 33
 Баталова В.А., 36
 Бачура О.П., 151
 Баширова Л.Д., 38
 Безрукова Е.В., 39, 159
 Беличенко А.Е., 271
 Беляев В.Р., 41, 278
 Беляев Н.А., 239
 Беляев Ю.Р., 278
 Белянин П.С., 43, 265
 Белянина Н.И., 43,
 Бланье Т., 63
 Бобровникова Е.М., 45, 348
 Бобровский М.В., 48
 Боескоров Г.Г., 50, 166, 352
 Бойнагрян В.Р., 170
 Болиховская Н.С., 52
 Борисов А.В., 120, 288
 Борисова О.К., 55
 Борисова Т.В., 340
 Бородин А.В., 172
 Бочка В.В., 354
 Бричева С.С., 148
 Брунгардт В.О., 354
 Будаев Р.Ц., 141
 Буравская М.Н., 57
 Бухонов А.В., 60
 Валлелонга П.Т., 63
 Венегас-Гонсалес А., 219
 Веркулич С.Р., 301
 Винтер Б.М., 63
 Владимирова Д.О., 63
 Власов Б.П., 107
 Волков М.А., 322
 Волкова Е.М., 64
 Володин Е.М. 226
 Волчатова Е.В., 39
 Газизова Т.Ю., 66
 Галанин А.А., 249
 Галимов А.Т., 69, 172
 Галка М., 28
 Ганбат Б., 315
 Ганзей К.С., 149
 Ганзей Л.А., 79, 149, 265
 Гаранкина Е.В., 41, 278
 Гасилин В.В., 71,
 Гимранов Д.О., 73
 Гкинис В., 63
 Голованова Л.В., 322
 Гололобова М.А., 235
 Голубева Ю.В., 57
 Гольева А.А., 76, 78
 Горячкин С.В., 258
 Грачев А.М., 187, 345
 Гребенникова Т.А., 79, 149, 265
 Гренадерова А.В., 276
 Григорьева Н.В., 21
 Губин С.В., 100
 Гурина А.А., 81
 Гуринов А.Л., 278
 Давыдов С.П., 352
 Давыдова А.И., 352
 Двуреченская С.О., 83
 Девяшин М.М., 71
 Денисова Е.А., 211, 280
 Дергачева М.И., 85
 Добровольская Е.В., 87
 Долгих А.В., 21, 258
 Долгова Е.А., 89
 Дороничев В.Б., 322
 Дороничева Е.В., 322
 Дружинина О.А., 91
 Дудко Р.Ю., 81
 Дэльмар Р., 63
 Евстигнеев В.П., 92, 197
 Еловичева Я.К., 94
 Ергина Е.И., 96
 Ершова Е.Г., 98, 228, 274
 Железнова О.С., 319
 Зазовская Э.П., 258
 Занина О.Г., 100
 Зарецкая Н.Е., 103, 271
 Зенина М.А., 106
 Зерницкая В.П., 107
 Зиновьев А.В., 108
 Зиновьев Е.В., 81
 Зюганова И.С., 110, 136
 Иванов Д.Л., 114
 Иванов Е.В., 159
 Иванов И.В. 112
 Иванов С.Н., 233, 286
 Иванова Е.В., 118
 Идрисов И.А., 120, 288
 Изварин Е.П., 123
 Измайлов Я.А., 125
 Изюмова Е.И., 128
 Ильяшук Б.П., 295
 Ильяшук Е.А., 295
 Инишева Л.И., 129
 Истигечев Г.И., 48
 Каганский В.Л., 131
 Кадулин М.С., 207
 Калинин П.И., 133
 Каримов Т.Д., 134
 Карпухина Н.В., 136, 148
 Каширская Н.Н., 260
 Кербер Е.В., 159
 Кирпичников А.Н., 21
 Кисагулов А.В., 137
 Киттель П., 98
 Клементьев А.М., 139
 Климин М.А., 265
 Кобак К.И., 129
 Ковалёва Г.В., 218
 Кожанова Д.А., 118
 Козачек А.В., 345
 Колесников Р.А., 260
 Коломиец В.Л., 141, 143
 Колька В.В., 145, 153
 Комаров А.А., 340
 Кононов Ю.М., 308, 315
 Константинов А.О., 181, 199
 Константинов Е.А., 148, 187,
 315
 Конюшкова М.В., 15
 Копотева Т.А., 265
 Корнюшенко Т.В., 149, 265
 Корона О.М., 189
 Корсакова О.П., 145
 Косинцев П.А., 151
 Косорукова Н.В., 73
 Костромина Н.А., 153
 Косых Н.П., 156
 Котов А.А., 158
 Крайнов М.А., 159
 Кренке Н.А., 98
 Кривокорин И.Г., 162
 Кривцов В.А., 319
 Крикунова А.И., 153
 Кропачева Ю.Э., 164
 Крылович О.А., 166, 299
 Кублицкий Ю.А., 204, 271
 Кудреватых И.Ю., 133
 Кудрявцева Е.П., 149, 265
 Кузнецов Д.Д., 103, 168, 170
 Кузнецов Э.Д., 172
 Кузнецова Т.В., 327
 Кузьмина Д.М., 199
 Кузьмина Е.А., 174
 Кузьмичева Е.А., 176, 290
 Кулагина Н.В., 159
 Кулешова Л.А., 38
 Кулижский С.П., 181
 Куприянов Д.А., 178
 Курасова А.О., 181, 199
 Курбанов Р.Н., 195
 Курбанова Ф.Г., 182, 211, 280
 Куст Г.С., 24
 Куст П.Г., 182, 211
 Кутенков С.А., 103
 Къер Х., 63
 Лавренев Н.Г., 98
 Лаврова Н.Б., 145, 185, 331
 Лазукова Л.И., 148, 187
 Лаптева Е.Г., 189
 Лапшин В.А., 21
 Ларин С.И., 191, 193
 Ларина Н.С., 191, 193
 Лаухин С.А., 191
 Лбова Л.В., 143
 Лебедев М.А., 325
 Лебедева М.П., 195
 Лебедева Н.В., 209
 Левина О.В., 159
 Легалов А.А., 81
 Лемешко Н.А., 92, 197
 Ленц М., 153
 Леонтьев П.А., 271
 Летунова П.П., 159

МАТЕРИАЛЫ V ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ «ДИНАМИКА ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ»

- Лойко С.В., 181, 199
Локтев Р.И., 260
Лопатина Д.А., 100
Лудикова А.В., 103, 170, 202, 204
Лящевская М.С., 31
Мазей Н.Г., 340
Мазей Ю.А., 28, 205, 251, 340
Макаров М.И., 207
Макаров С.А., 282
Макарчук Д.Е., 209, 354
Макеев А.О., 182, 195, 211, 280
Максимов Ф.Е., 79, 265, 348
Малашина М.С., 96
Мальшева Т.И., 207
Маналжав С., 315
Мантке Н., 292
Маркова А.К., 215, 263
Мартин Т., 215
Матишов Г.Г., 218
Мацковский В.В., 219
Меллес М., 153, 292
Мергелов Н.С., 258
Миронова А.В., 28
Миронычева-Токарева Н.П., 222
Михаленко В.Н., 345
Моргун Е.Н., 260
Морозова О.В., 224
Морозова П.А., 226
Мохова Л.М., 265
Муртазалиев Р.А., 120
Мухаметшина Е.О., 227
Мягкая А.В., 228
Найдина О.Д., 230
Напреенко М.Г., 232, 248
Напреенко-Дорохова Т.В., 232, 248
Насонова Э.Д., 233, 288
Неплюхина А.А., 235
Новенко Е.Ю., 178, 237, 246, 333, 340
Новичкова Е.А., 118, 239
Носевич Е.С., 241
Носова М.Б., 243
Овчинников И.Ю., 141, 282
Ольчев А.В., 246
Опекунова М.Ю., 282
Орлов А.В., 248
Остроумова Л.П., 92
Очирбат Б., 315
Очур К.О.
Павлова М.Р., 249
Пампура Т.В., 251
Панин А.В., 55
Панин П.Г., 315
Пейн Р., 28
Пендеа И., 227
Песочина Л.С., 254
Петраков Н.А., 241
Петров А.Ю., 79, 255, 265
Петров Д.В., 255
Петров Д.Г., 258
Петросян А.А., 260
Пильгуй Л.В., 133
Писарева В.В., 136
Пластеева Н.А., 71
Плеханова Л.Н., 260
Подвезенная М.А., 343
Польшин В.В., 218
Пономарева В.В., 227
Пономаренко Е.В., 274
Попов А.И., 280
Порохина Е.В., 129
Потапович А.А., 348
Пузанова Т.А., 182
Пузаченко А.Ю., 263
Разжигаева Н.Г., 79, 149, 265
Разумовский В.Л., 267
Разумовский Л.В., 269
Ратникова О.Н., 313
Рейхард Л.Е., 239
Репкина Т.Ю., 271
Родинкова В.Е., 274
Родионова А.Б., 276
Романенко Ф.А., 271, 278
Романис Т.В., 195
Рудинская А.И., 148, 278
Русаков А.В., 195, 211, 280, 297, 317, 329
Русаков В.Ю., 310
Рыжов Ю.В., 141, 282, 284
Рыжова И.М., 343
Рябогина Н.Е., 233, 286, 288
Сабирова Р.В., 207
Савельева Л.А., 153, 255, 301
Савина К.А., 290
Савинецкий А.Б., 3, 166, 299
Садоков Д.О., 292
Санников П.Ю., 351
Сапелко Т.В., 170, 292, 295
Северова Е.Э., 28, 290, 299
Семенова Л.Р., 241
Семеняк Н.С., 89
Сидорчук А.Ю., 55
Симакова А.Н., 315
Симонова Ю.В., 297
Симонсен М.Ф., 63
Смирнов М.В., 284
Смирнов Н.Г., 164
Смышляева О.И., 299
Соловьёва Д.А., 301
Соломина О.Н., 89
Сорокин В.М., 356
Соуэрс Т., 63
Стародымова Д.П., 239
Степанова В.А., 156, 222
Субетто Д.А., 204, 248
Судакова Н.Г., 304
Сумарева И.В., 348
Сыроватко А.С., 36
Сычева С.А., 274, 306, 308, 315
Талденкова Е.Е., 310
Тановицкая Н.И., 313
Терехов А.В., 292, 295
Тимирева С.Н., 308, 315
Тимофеев В.С., 280, 317
Титов В.В., 218
Ткач Н.Т., 356
Ткаченко Л.Л., 159
Тобратов С.А., 319
Трегуб Т.Ф., 322
Трошина А.А., 325
Тупахин Д.С., 260
Тупахина О.С., 260
Турмух Т., 315
Турчинович И.Е.
Удальцов С.Н., 327
Улитко А.И., 123, 174
Фатюнина Ю.А., 251
Фаустова М.А., 136
Федоров Г.Б., 153
Федорова М.Е., 280, 329
Федоров-Давыдов Д.Г., 352
Филимонова Л.В., 331
Филинов И.А., 159
Филиппова К.Г., 308, 315
Харитоновна Т.И., 333
Хасанов Б.Ф., 299, 336
Ходашова М.Л., 3
Хохлова О.С., 182, 211, 338
Хошраван Г., 359
Цыганов А.Н., 28, 205, 251, 340
Чаков В.В., 341
Чендев Ю.Г., 112
Черенкова Е.А., 89
Чернова О.В., 343
Черняков Г.А., 345
Чудаев Д.А., 235
Шалаумова Ю.В., 172
Шаталова А.Е., 204
Шашерина Л.В., 347
Шварёв С.В., 103
Шелехова Т.С., 145, 185
Шилова О.С., 271
Шитов М.В., 255, 348
Шоркунов И.Г., 41
Шумиловских Л.С., 351
Шутелева И.А., 78
Щелчкова М.В., 166, 352
Щербаков Н.Б., 78
Щетников А.А., 159
Яковлева А.П., 271
Ямских Г.Ю., 209, 354
Янина Т.А., 195, 356
Яшина О.В., 17

МАТЕРИАЛЫ V ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ
«ДИНАМИКА ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ»
(К 100-ЛЕТИЮ Л. Г. ДИНЕСМАНА)

Компьютерная верстка и техническое редактирование *Г.О. Нефедова*

Подписано в печать 07.11.19. Формат 60 × 90/8. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 45,0. Тираж 180 экз.

Изготовление оригинал-макета, компьютерная верстка, цветоделение. ООО «Медиа-ПРЕСС». 101000, г. Москва, Покровский б-р, д. 4/17, стр. 5.
Тел.: (495) 624-76-66. E-mail: media-press@mail.ru

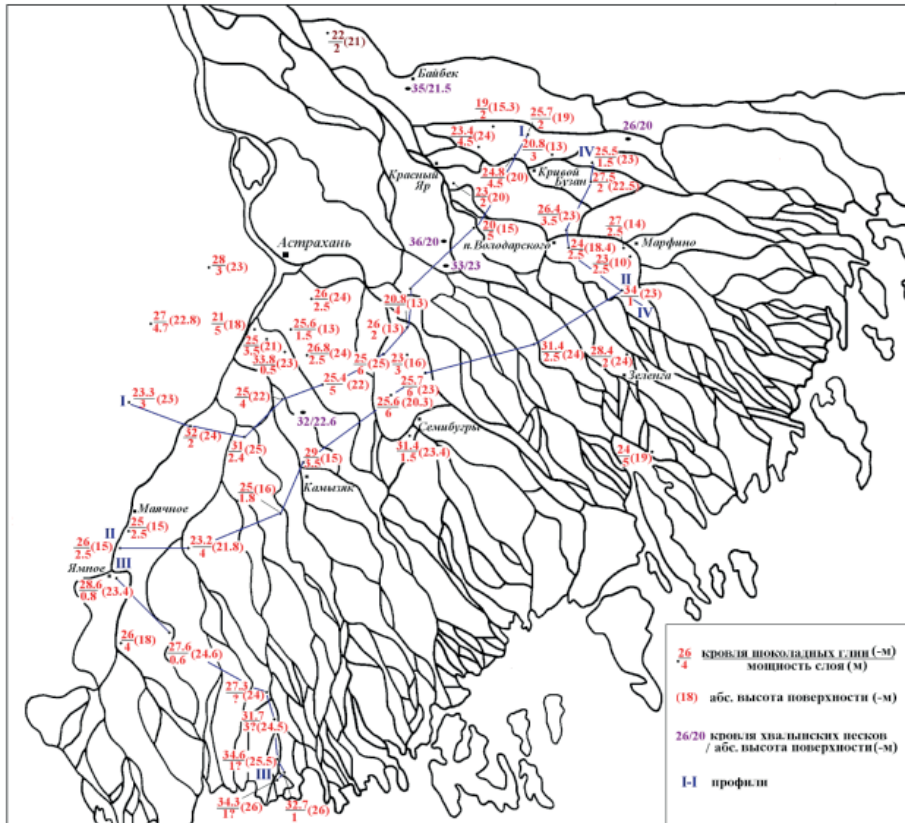


Рисунок 1. Скважины и разрезы в дельте Волги.

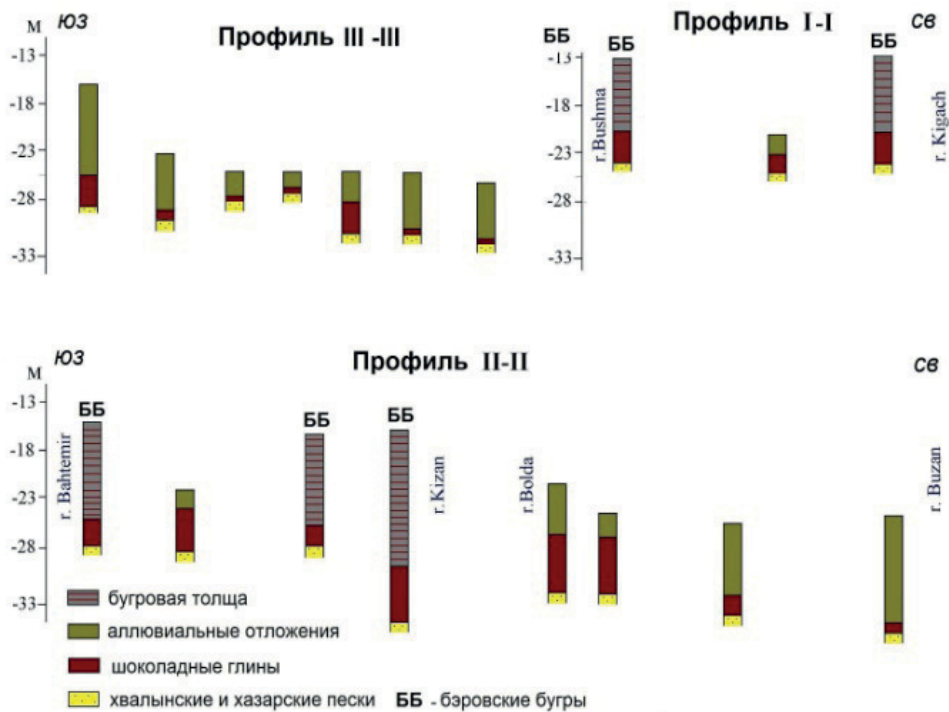


Рисунок 2. Отложения, вскрывающиеся в скважинах.

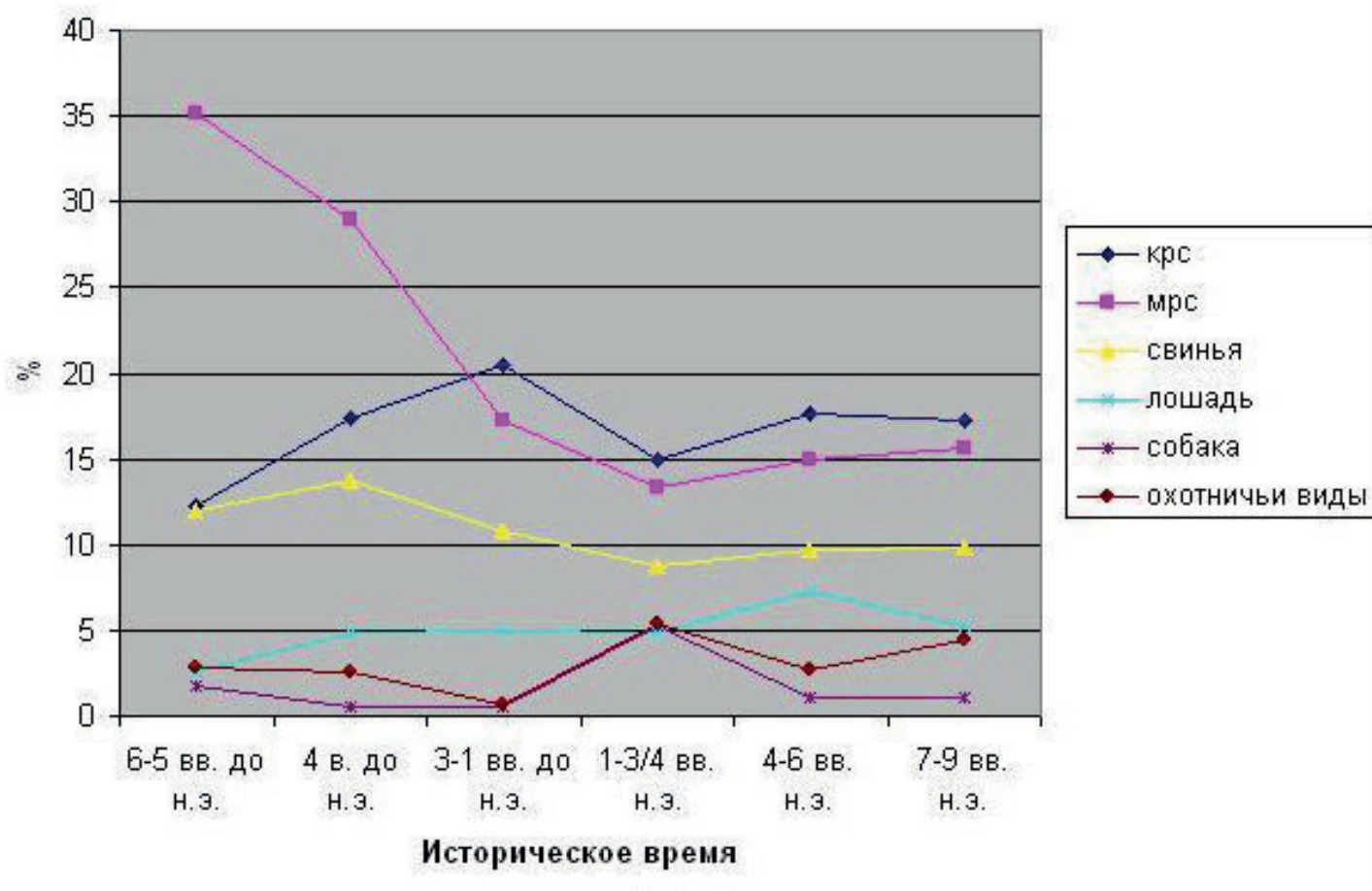


Рисунок 3. Изменение численности обнаруженных костных остатков различных животных на протяжении полутора тысяч лет.

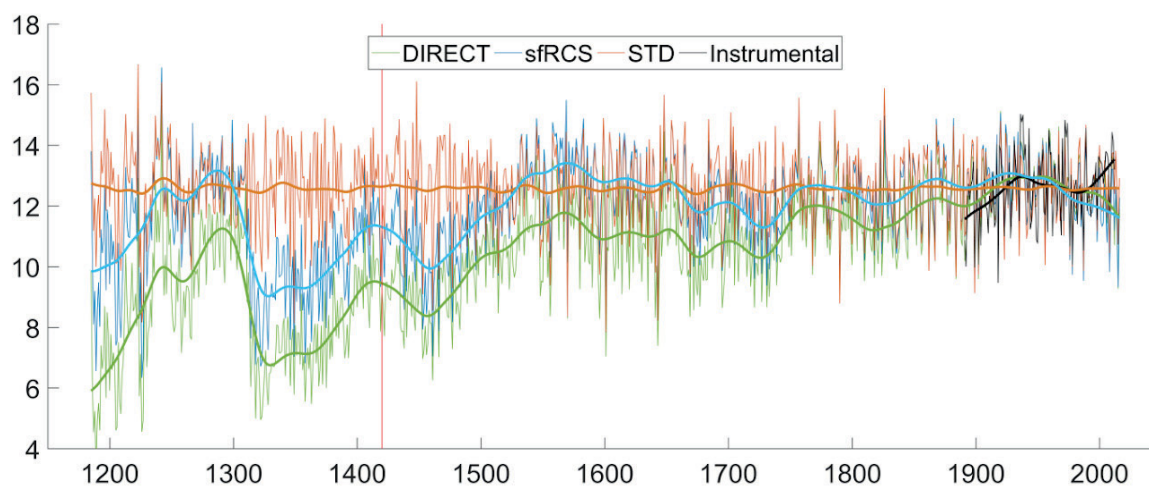


Рисунок 4. Реконструкции температуры воздуха июня-августа различными методами и их сравнение с инструментальными данными. Реконструкция надежна после 1420 г. (отмечен красной вертикальной линией), где наполненность хронологий превышает 10 серий. На панели внизу показан только инструментальный периодлет.

corr Jun–Aug averaged JJA index
with Jun–Aug averaged CRU TS4.02 temperature 1901:2016 $p < 10\%$

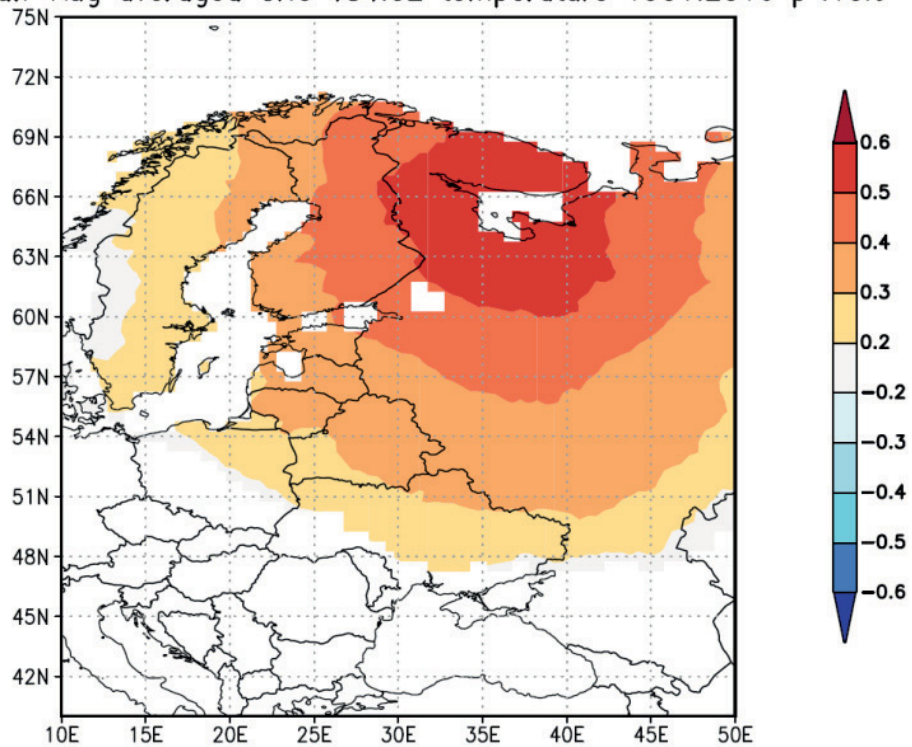


Рисунок 5. Пространственная корреляция реконструкции летней температуры методом DIRECT с сеточными данными CRU TS 4.02 (июнь-август).

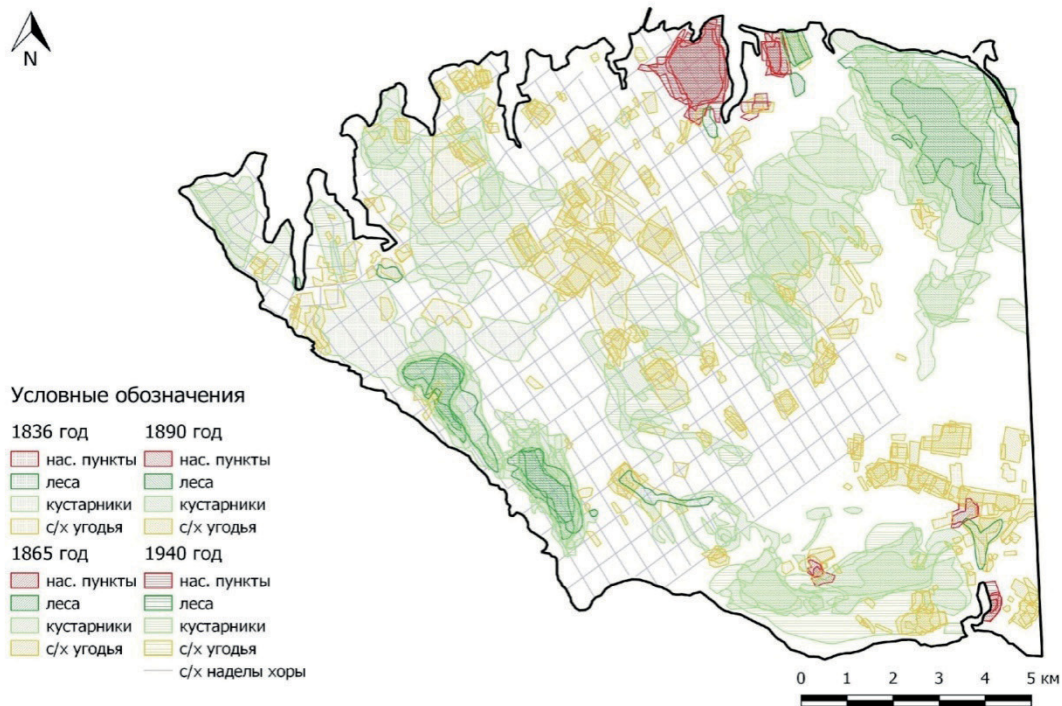


Рисунок 6. Сопряженный картографический анализ территории Гераклеийского полуострова с наложением границ земельных наделов хоры Херсонеса.

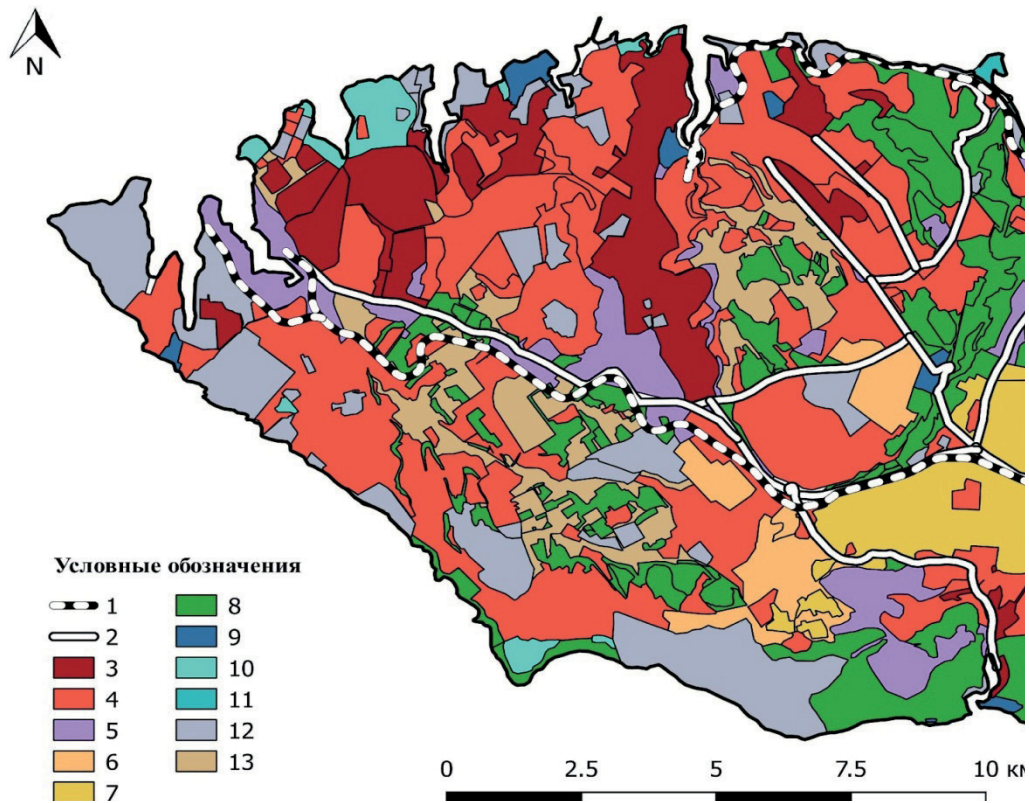


Рисунок 7. Карта-схема хозяйственной подсистемы антропогенных ландшафтов Гераклейского полуострова в 2019 году. Условные обозначения: транспортные ландшафты: 1- железные дороги, 2- дороги, селитебные ландшафты: 3-высокоэтажная застройка, 4- малоэтажная застройка, 5- промышленно-коммунальные ландшафты, сельскохозяйственные ландшафты: 6- сельскохозяйственные территории, 7- виноградники, средостабилизирующие ландшафты: 8-лесопосадки, 9- территории исторического значения, 10- зоны рекреации, 11- водные объекты, 13- незанятые земли; 12- беллигеративные ландшафты и территории специального назначения.

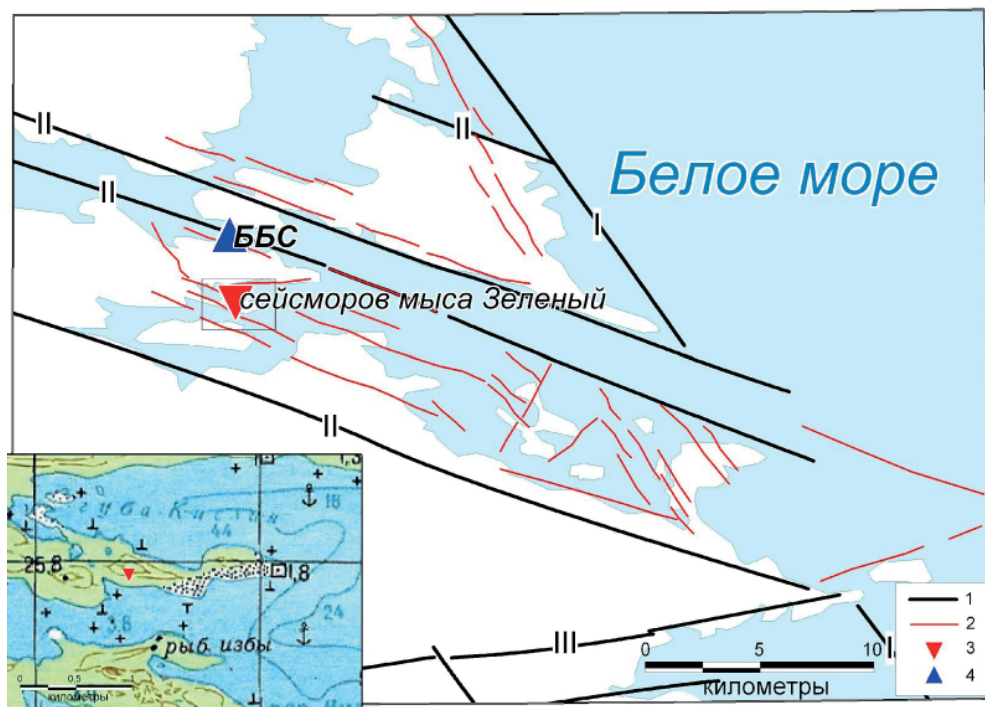


Рисунок 8. Расположение сеймотектонического рва на мысе Зеленый. Условные обозначения: морфолинеаменты, определяющие блоковую структуру территории: 1 – основные, 2 – второстепенные; 3 – расположение сейсморова; 4 – Беломорская биологическая станция. На врезке – крупномасштабная топографическая карта участка.

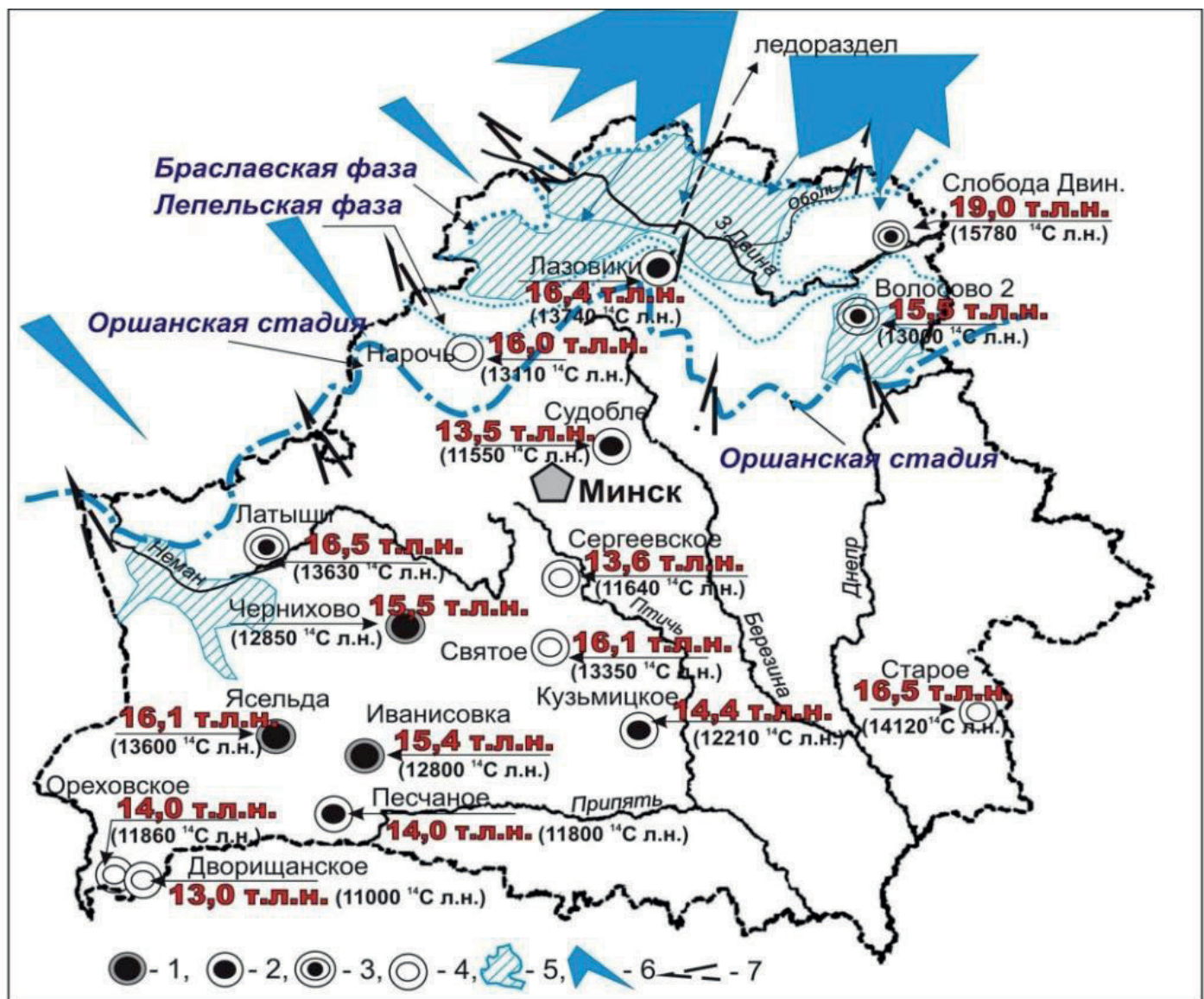


Рисунок 9. Структура поозерского ледника и схема расположения датированных (кал.л.н.) верхнепоозерских отложений. 1 – озерные отложения, залегающие под торфом позднеледникового и голоценового возраста; 2 – подсапропелевый торф, 3 – позднеледниковые озерно-аллювиальные отложения, 4 - сапропель, 5 – приледниковые бассейны, 6 – основные направления ледниковых потоков, 7 – межлопастные массивы.

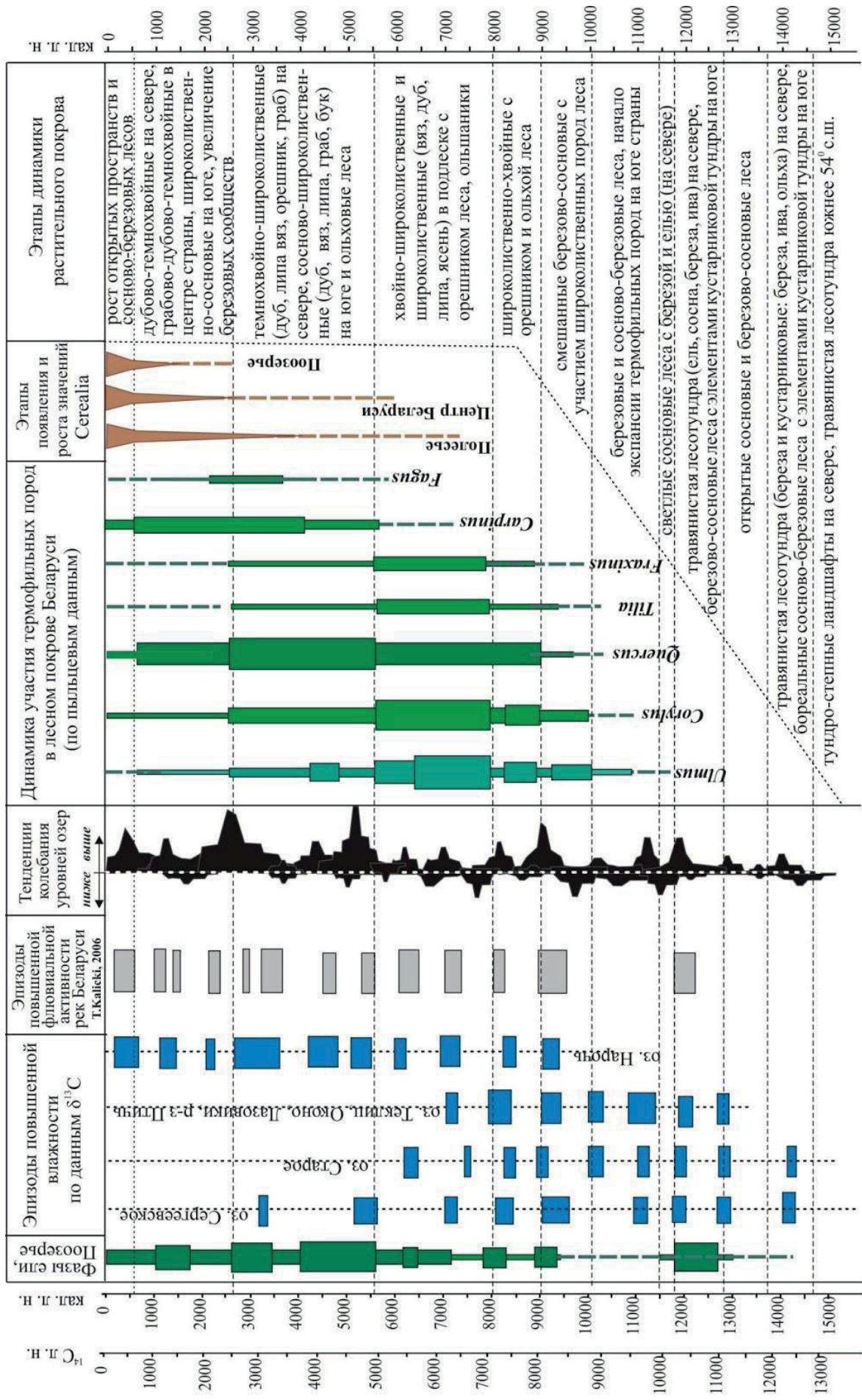


Рисунок 10. Запись климатических событий в позднеледниково-голоценовых отложениях Беларуси.

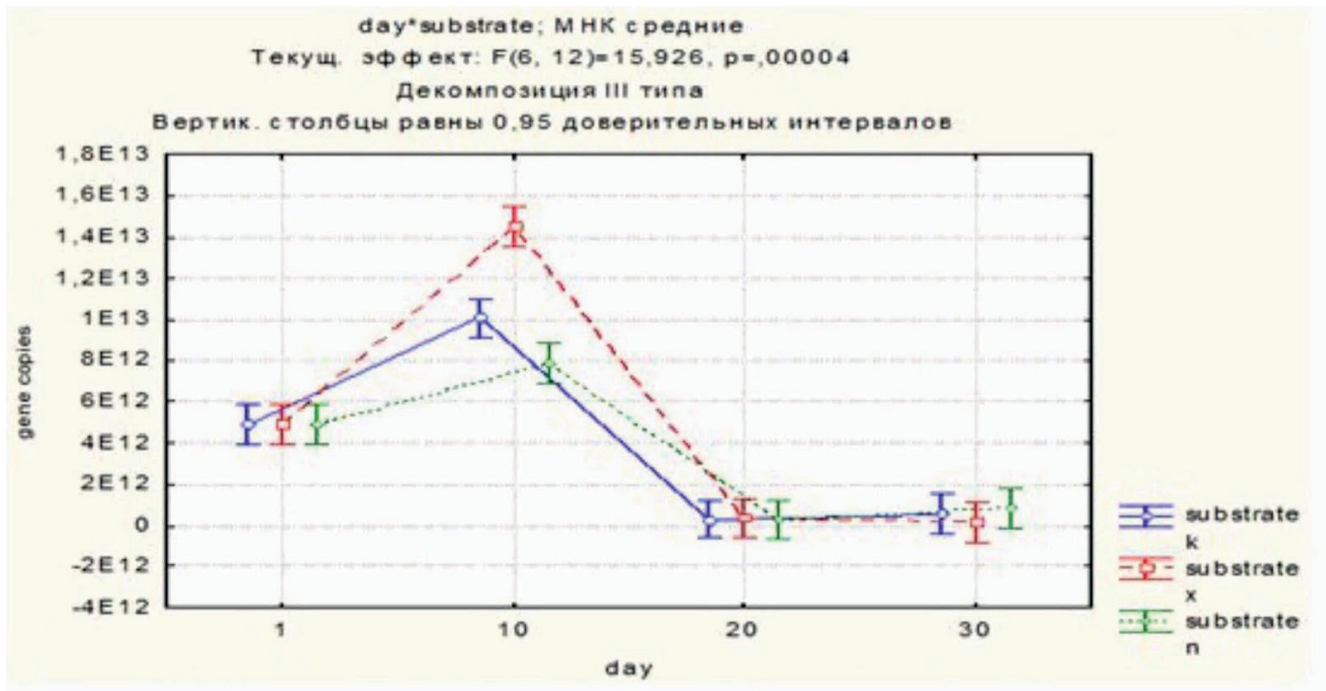


Рисунок 11. Динамика числа копий гена 16sDNA в погребенной слоисто-пепловой почве в ходе сукцессии. Условные обозначения: k – контроль, x – хитин, n – нефть.

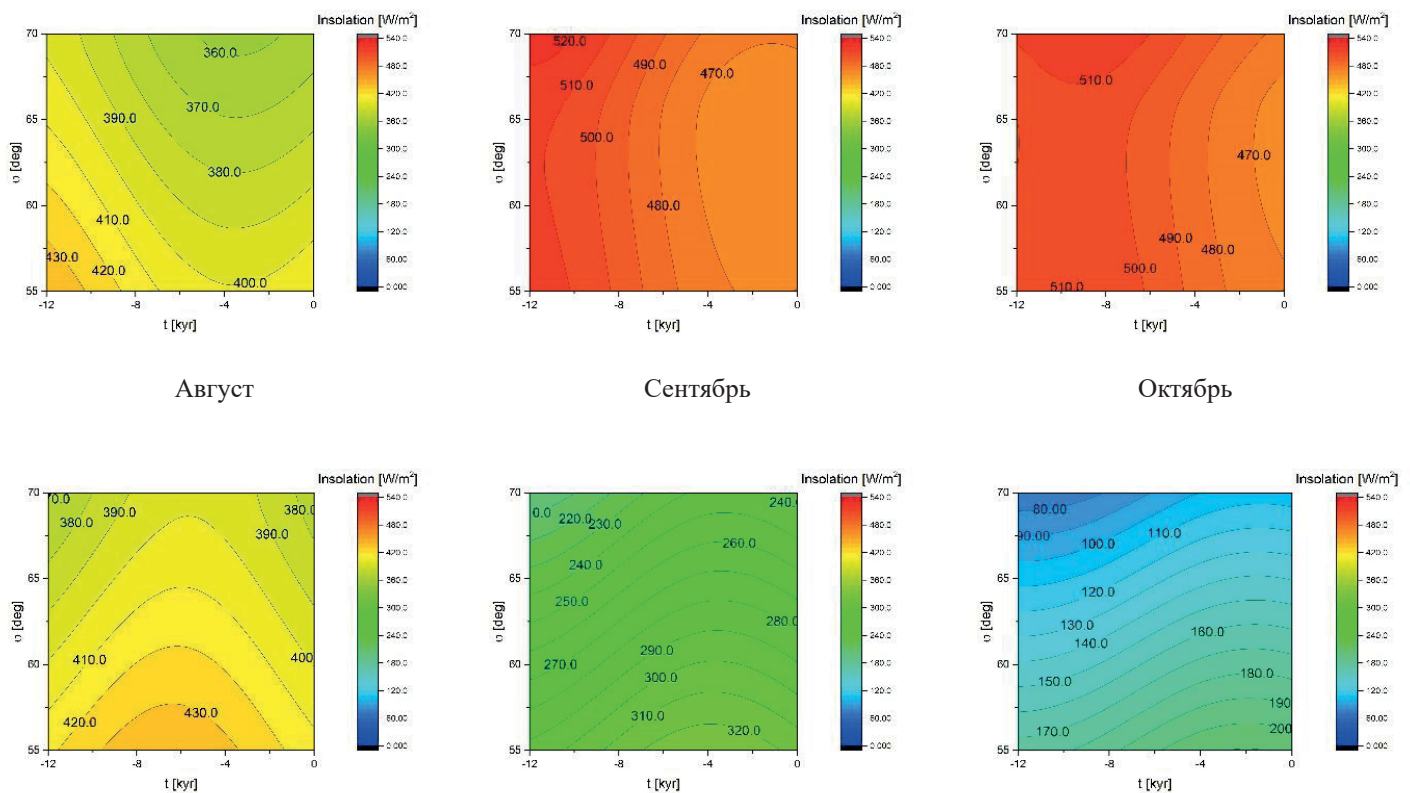
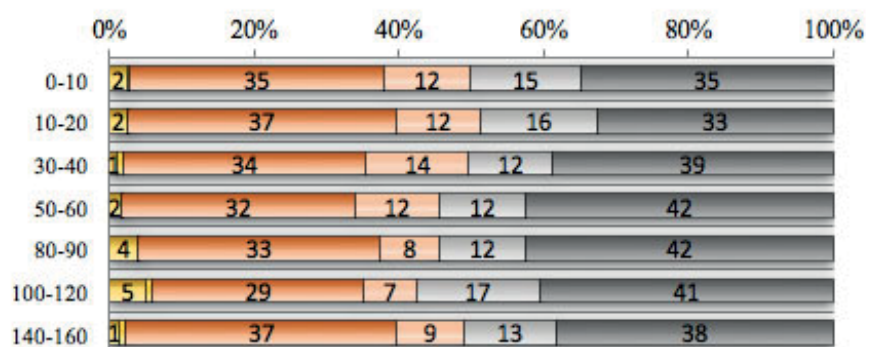
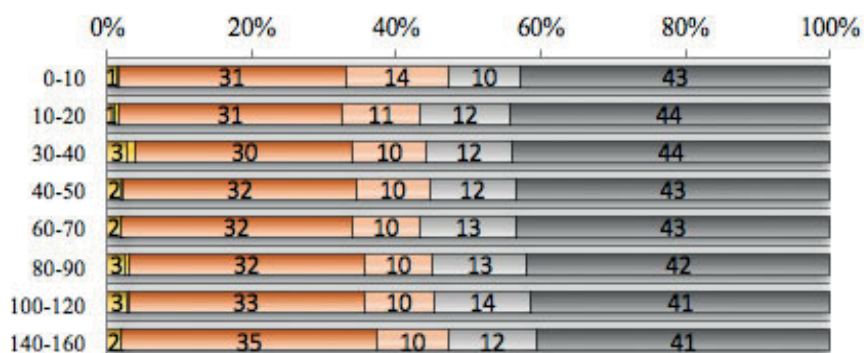


Рисунок 12. Месячная инсоляция в голоцене.

Погребённая почва 2500 л.н.



Погребённая почва 1500 л.н.



■ 1,0-0,25 ■ 0,25-0,05 ■ 0,05-0,01 ■ 0,01-0,005 ■ 0,005-0,001 ■ <0,001

Фоновая почва

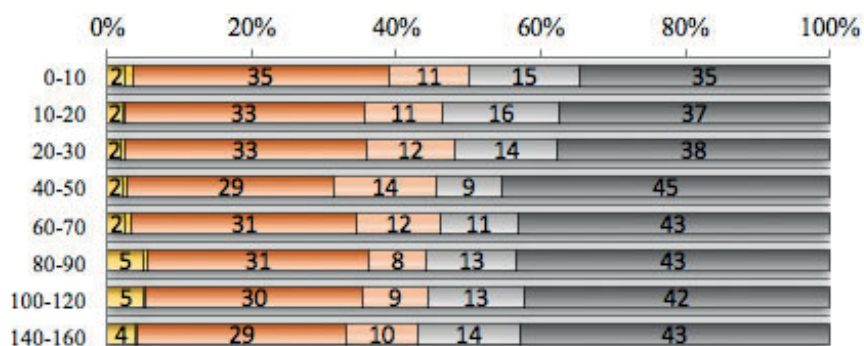


Рисунок 13. Гранулометрический состав погребённых и фоновой почв.

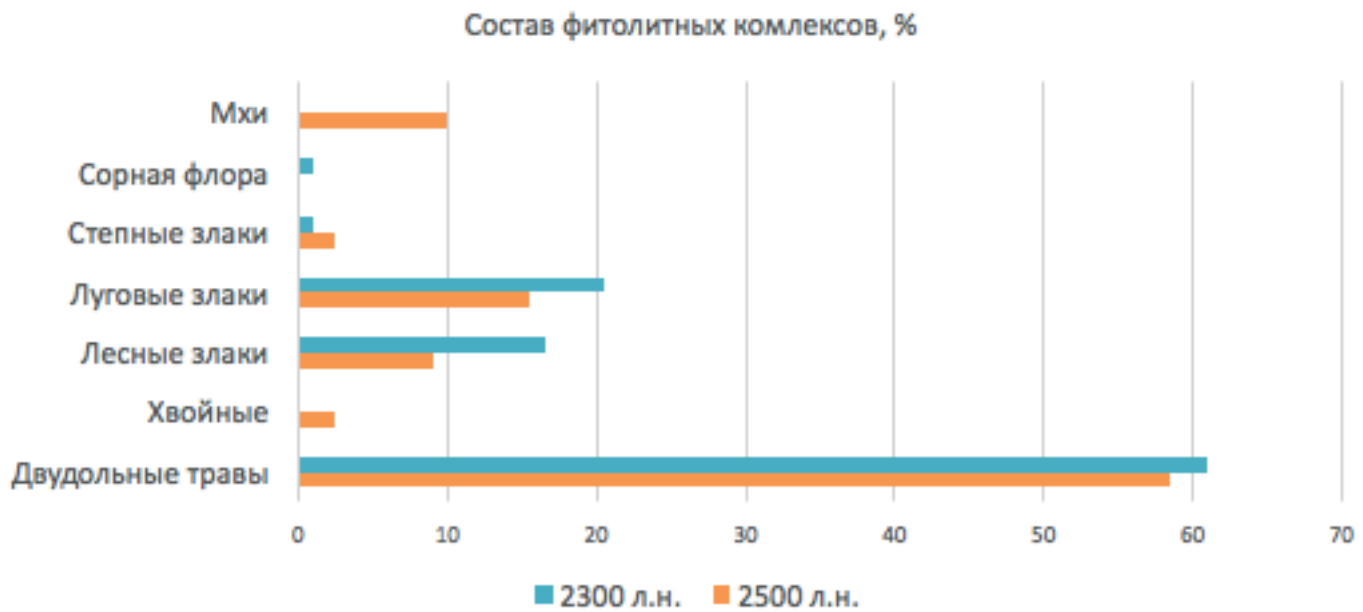


Рисунок 14. Фитоолитный спектр погребённых почв под валами городища Дегтевое.

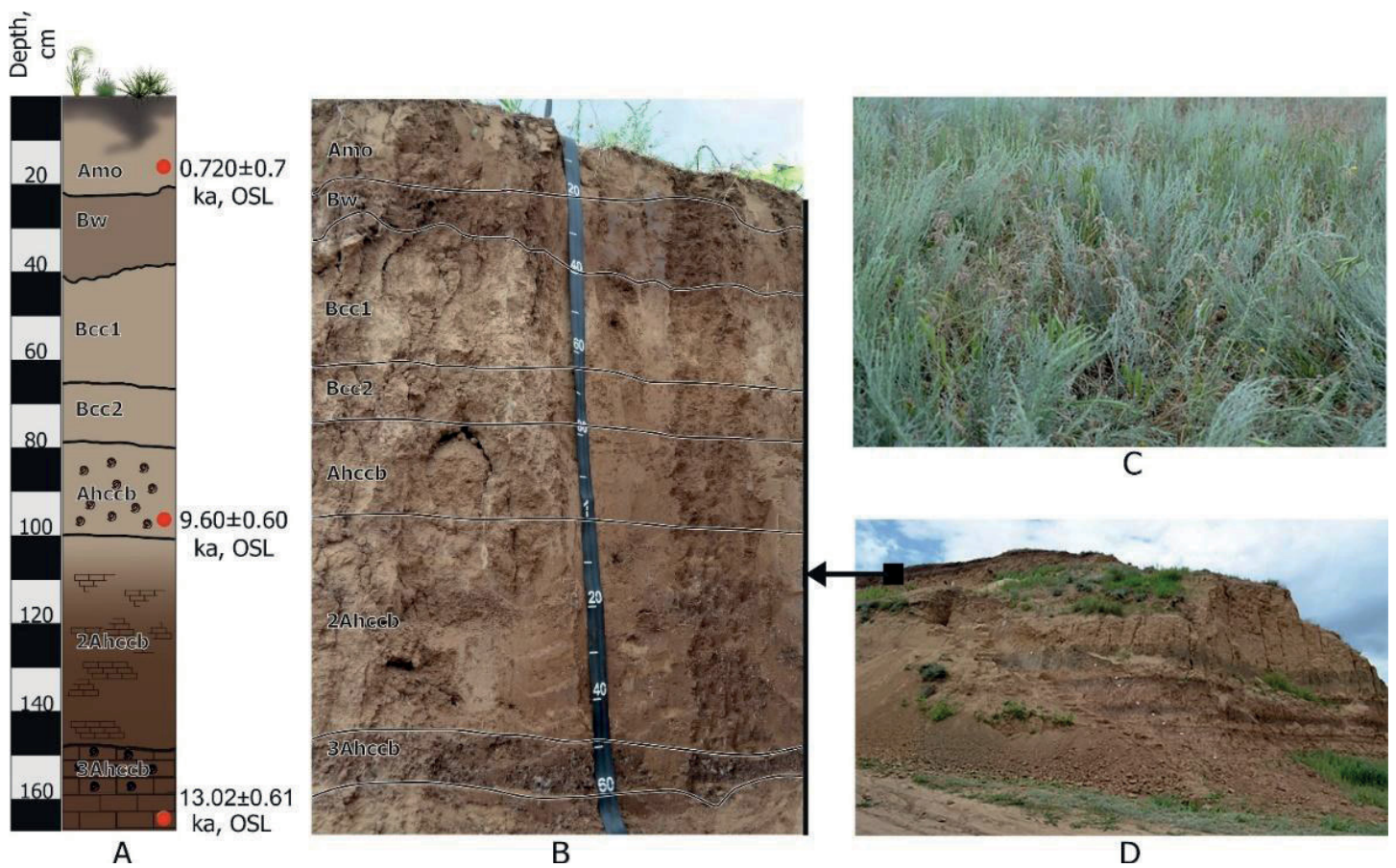


Рисунок 15. Профиль каштановой почвы (А, В) при близком подстилании ШГ в обнажении Средня Ахтуба (D) в сухостепной зоне (С).

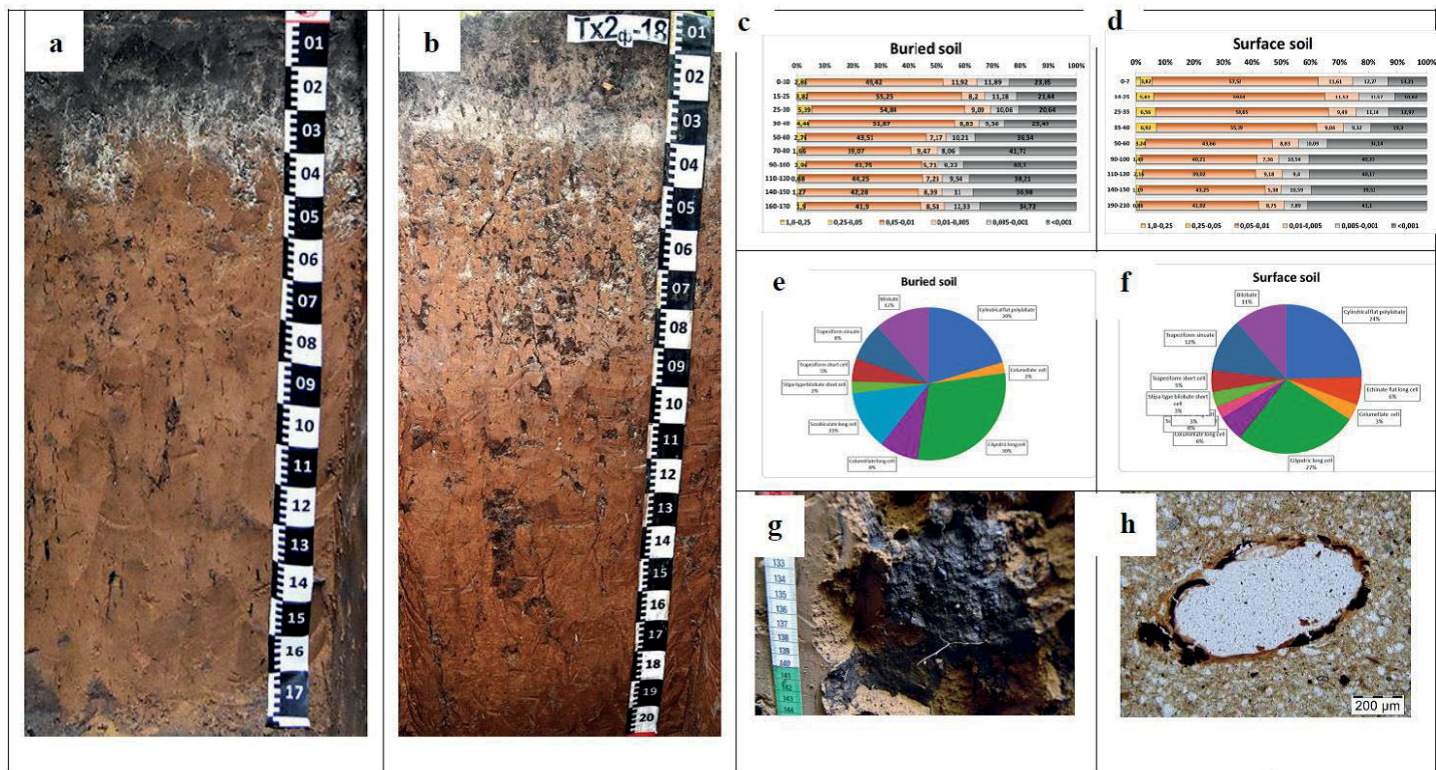


Рисунок 16. а – погребенная почва; б – поверхностная почва; с, d – гранулометрический состав погребенной (с) и поверхностной (d) почв; е, f – фитолитные спектры верхних горизонтов погребенной (е) и поверхностной (f) почв; г – черные гумусовые лаки в горизонтах Вт погребенных почв; h – черные гумусовые пленки поверх бурых глинистых кутан в погребенной почве, PPL.

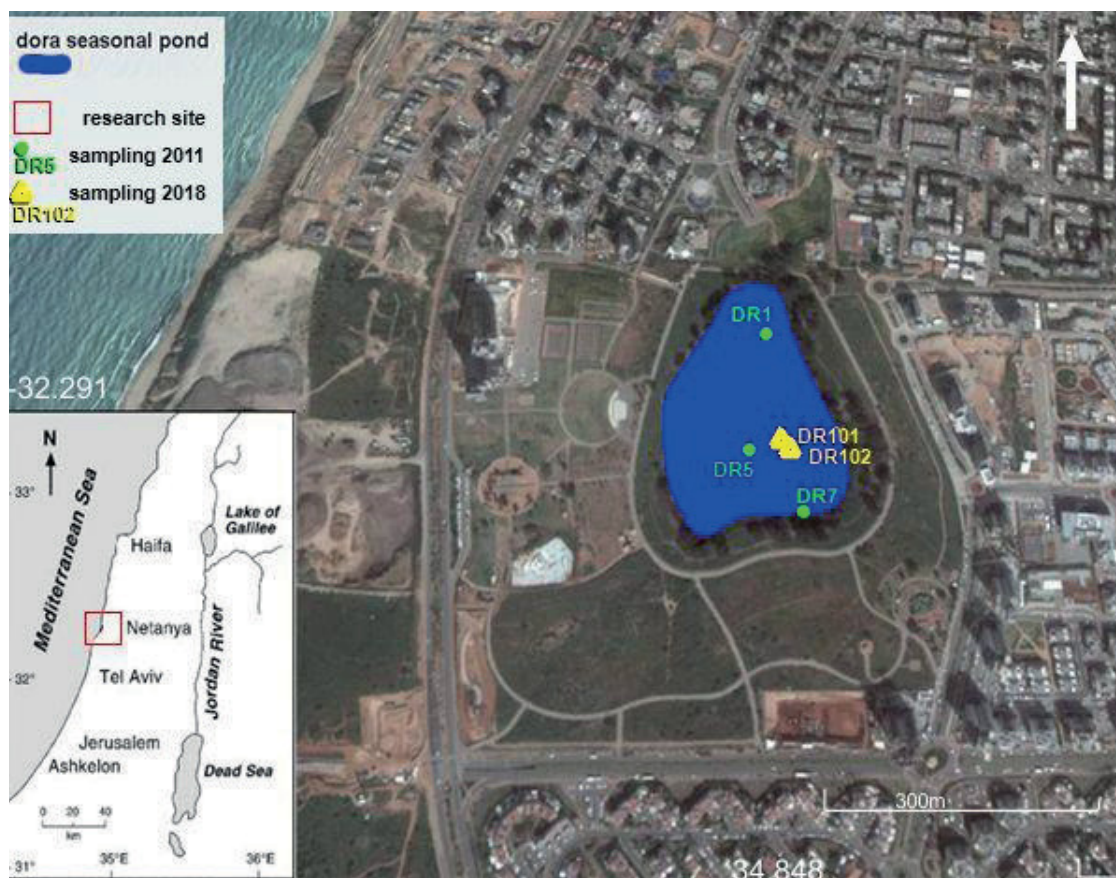


Figure 17. Location map of the study area.

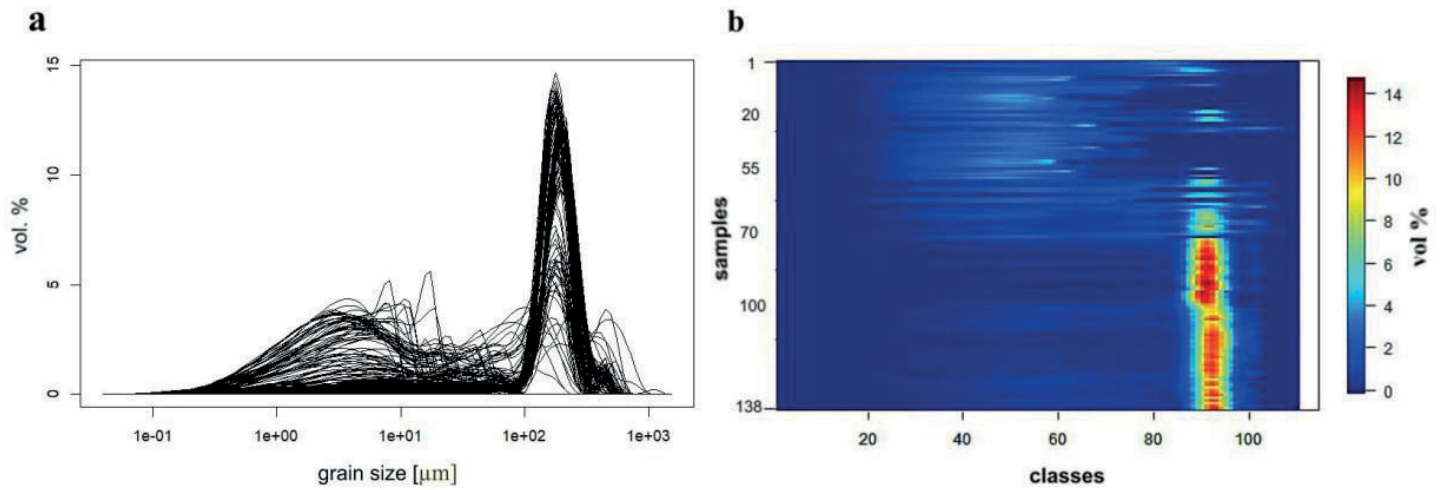


Figure 18. Multimodal grain size distribution: a – linear mapping, b – spatial mapping.

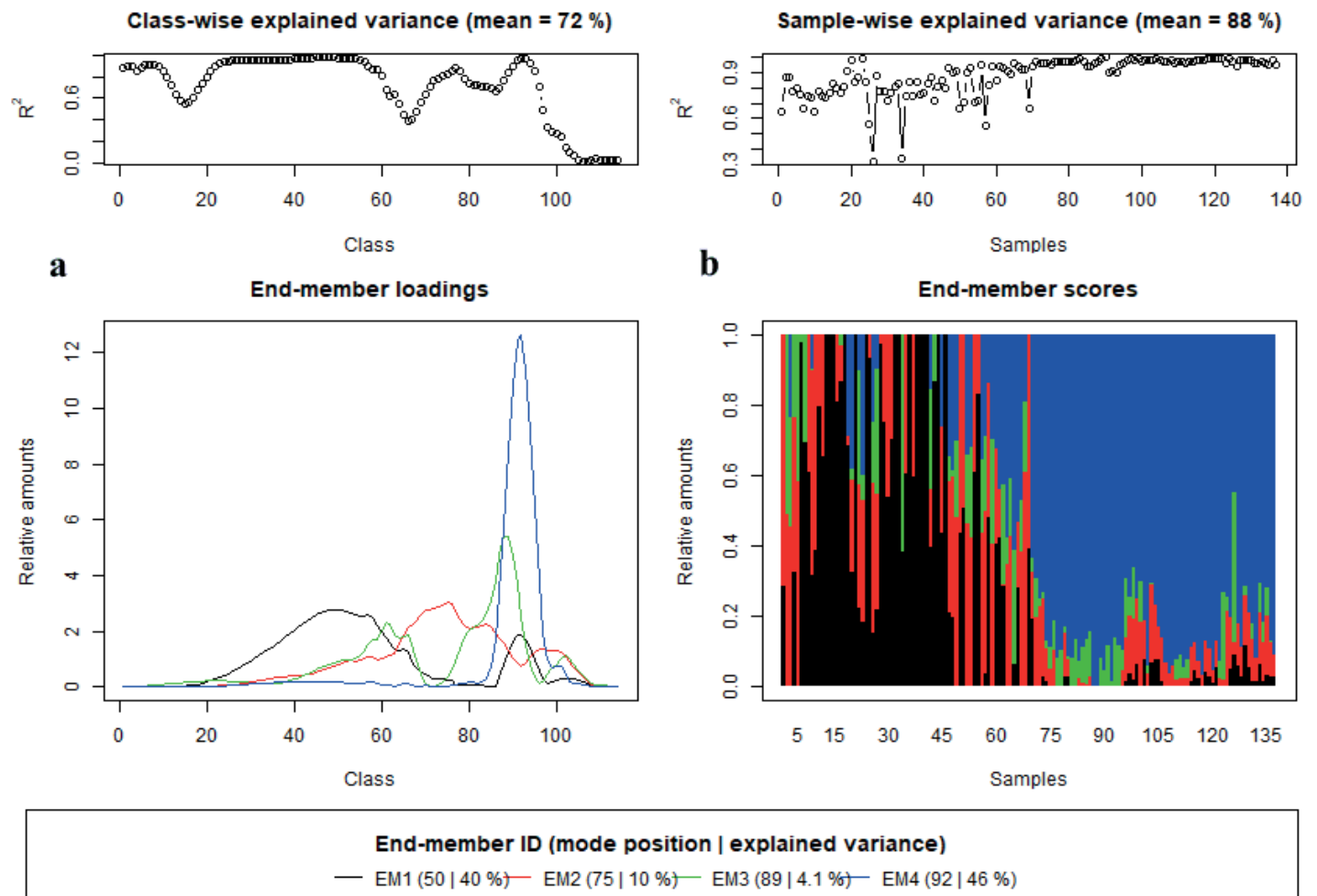


Figure 19. End-member interpretation: a - modelled loadings, b - modelled scores.



Рисунок 20. Реконструкция акватории Азовского моря в период максимума Фанагорийской регрессии.

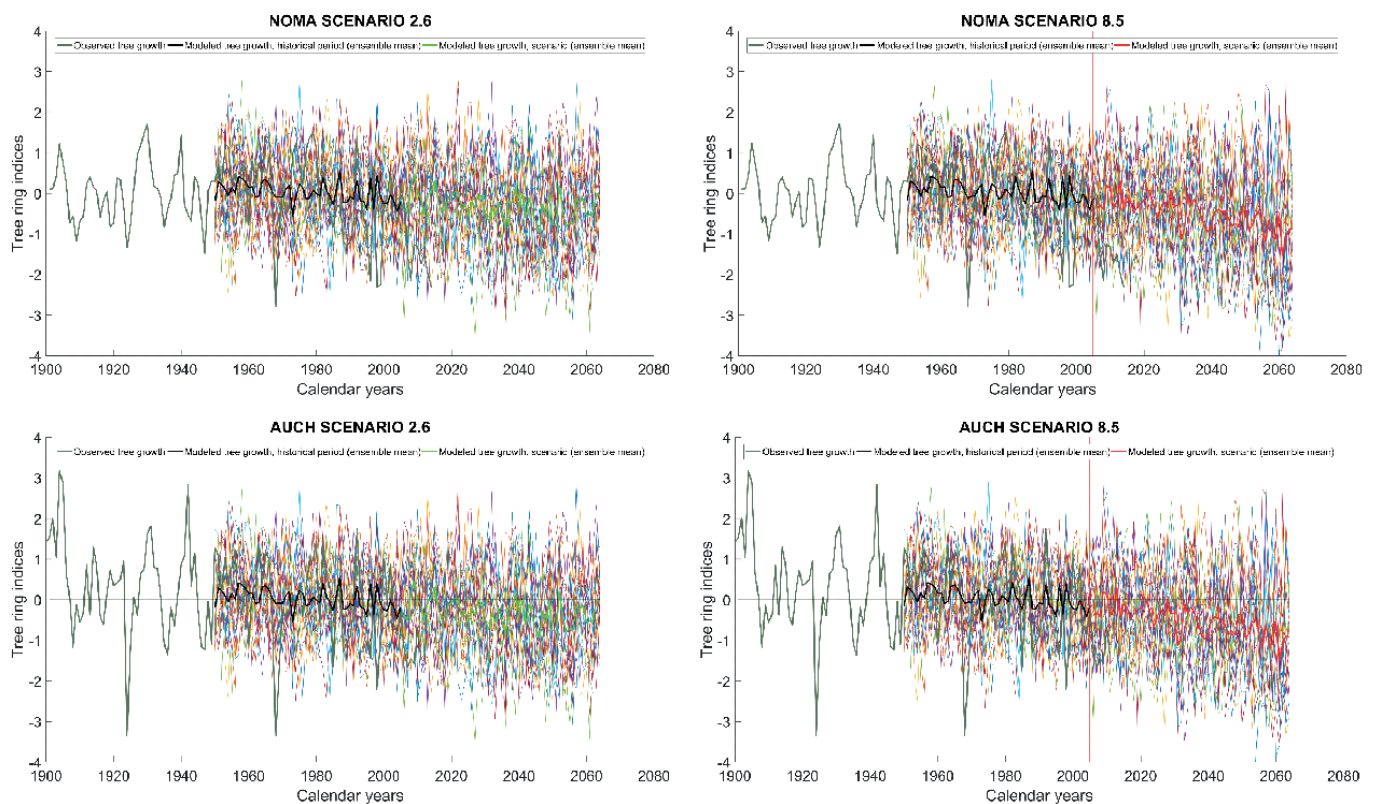


Рисунок 21. Измеренные и модельные индексы годичного прироста. Сверху показаны результаты для *Nothofagus macrocarpa*, снизу – для *Austrorcedrus chilensis*. Справа показаны результаты для сценария эмиссии парниковых газов RCP 2.6, слева – для RCP 8.5. Темно-зеленым показаны измеренные приросты. Тонкие цветные линии – модельные приросты для каждой из климатических моделей. Жирная черная линия – ансамблевое значение для исторического периода, жирные зеленая и красная линии – ансамблевые значения для сценариев RCP 2.6 и RCP 8.5 соответственно.

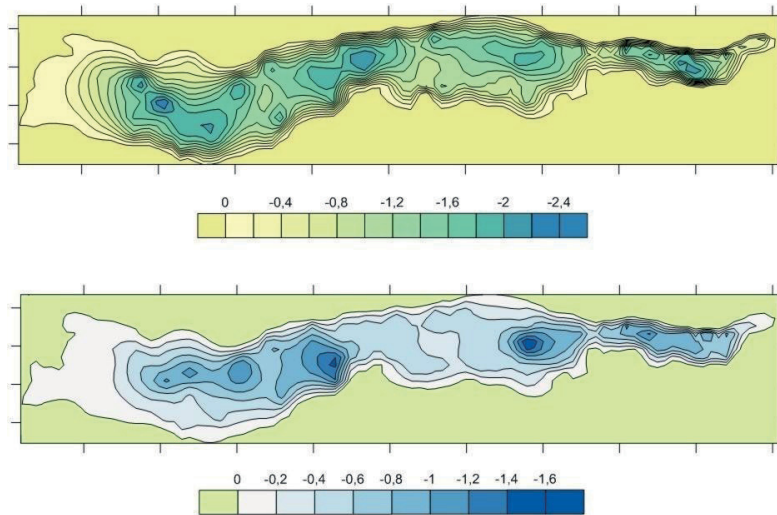


Рисунок 20. Реконструкция акватории Азовского моря в период максимума Фанагорийской регрессии.

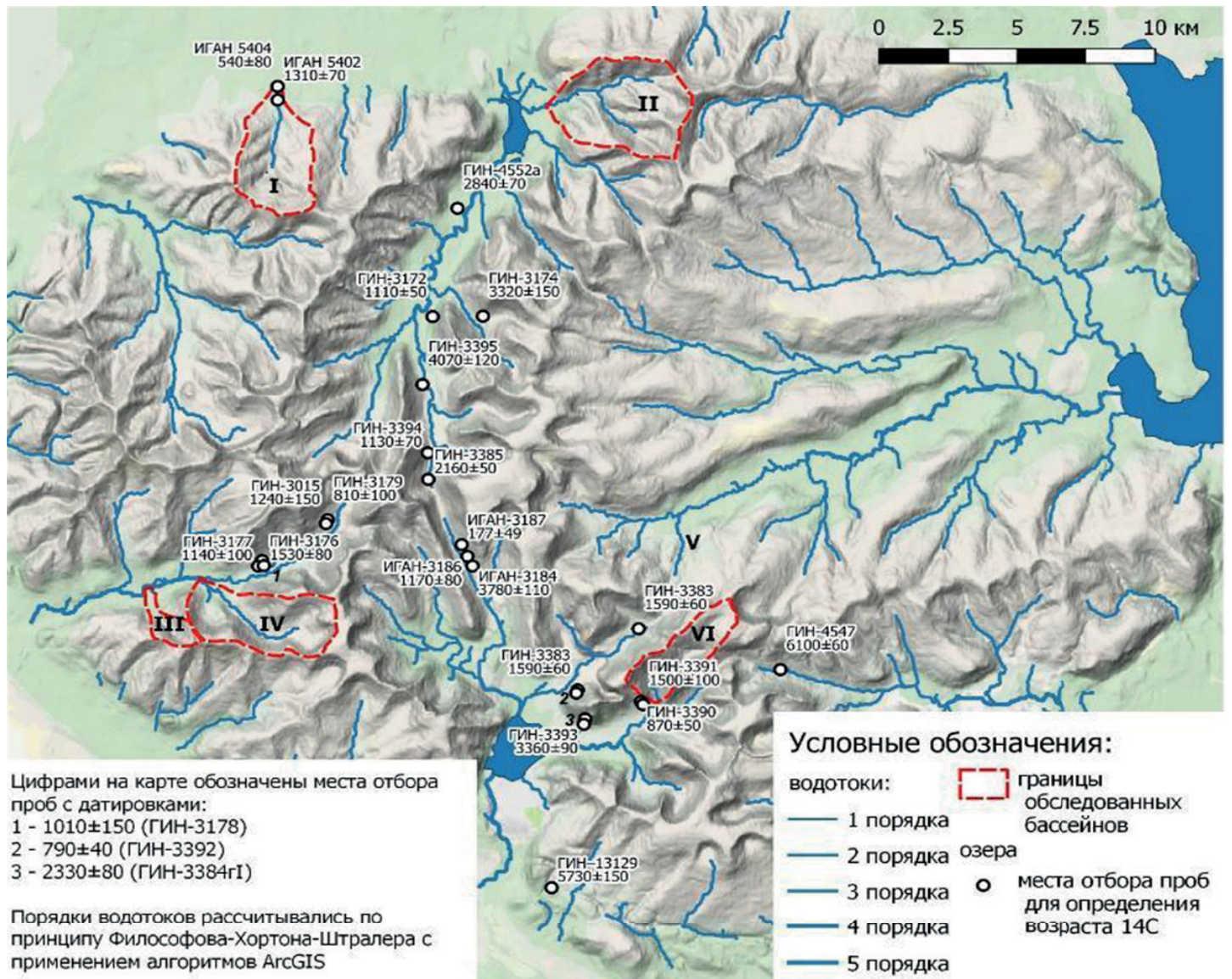


Рисунок 23. Датированные погребённые гумусированные и оторфованные горизонты в коллювиальных и пролювиальных конусах Хибин [4-7], характеризующие интервалы снижения интенсивности склоновых и селевых процессов. Ключевые бассейны: I – Маннепахкуай; II – Северный Лявойок; III – Алявумйок; IV – Ледниковая; V – верховья Тульйока; VI – Гакмана.

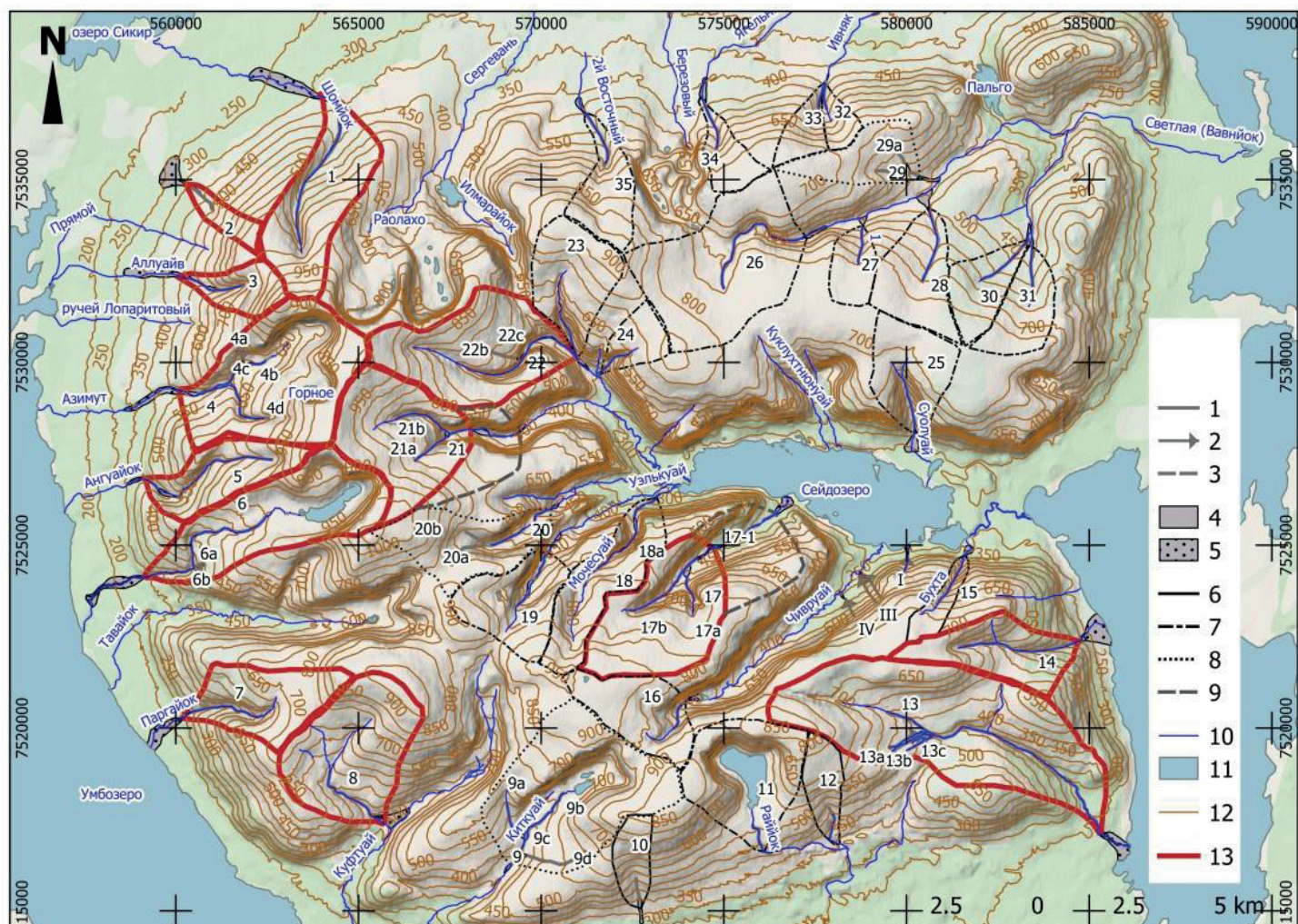


Рисунок 24. Селевые бассейны Ловозерских тундр (1 – современные зоны транзита, 2 – небольшие склоновые бассейны, 3 – предполагаемые древние пути транзита, 4 – современные зоны внутриваловой аккумуляции и конусы выноса, 5 – реликтовые голоценовые конусы выноса, 6 – границы элементарных простых бассейнов, 7 – границы простых долинных бассейнов, 8 – границы сложных долинных бассейнов, 9 – границы прекративших функционировать участков сложных долинных бассейнов, 10 – водотоки, 11- озера, 12 –горизонталы, 13 – границы ключевых бассейнов).

Горизонт	№ сл.	обр. на магнитную восп-сть	Цвет по Манселла
A	1	1-9	10YR 7/1
	2a	10-11	10YR 3/2
	2b	12-15	10YR 3/1
AU1	2c	16-30	10YR 2/2
	AU2	31-44	10YR 6/4
		45-58	7,5YR 5/4
AB1	59-63	7,5YR 4/4	
	AB2	64-79	7,5YR 5/4
сг1о2		80-86	7,5YR 4/4
	сг1о1	87-87	7,5YR 3/3
s		88-96	10YR 6/6

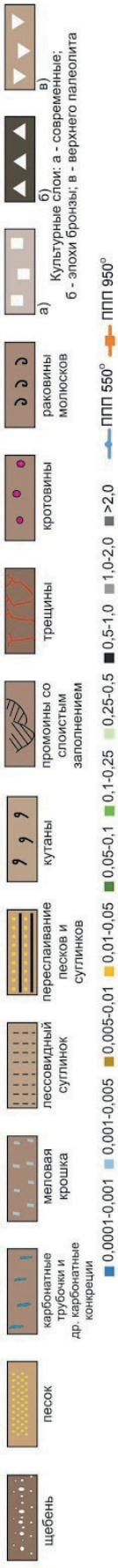
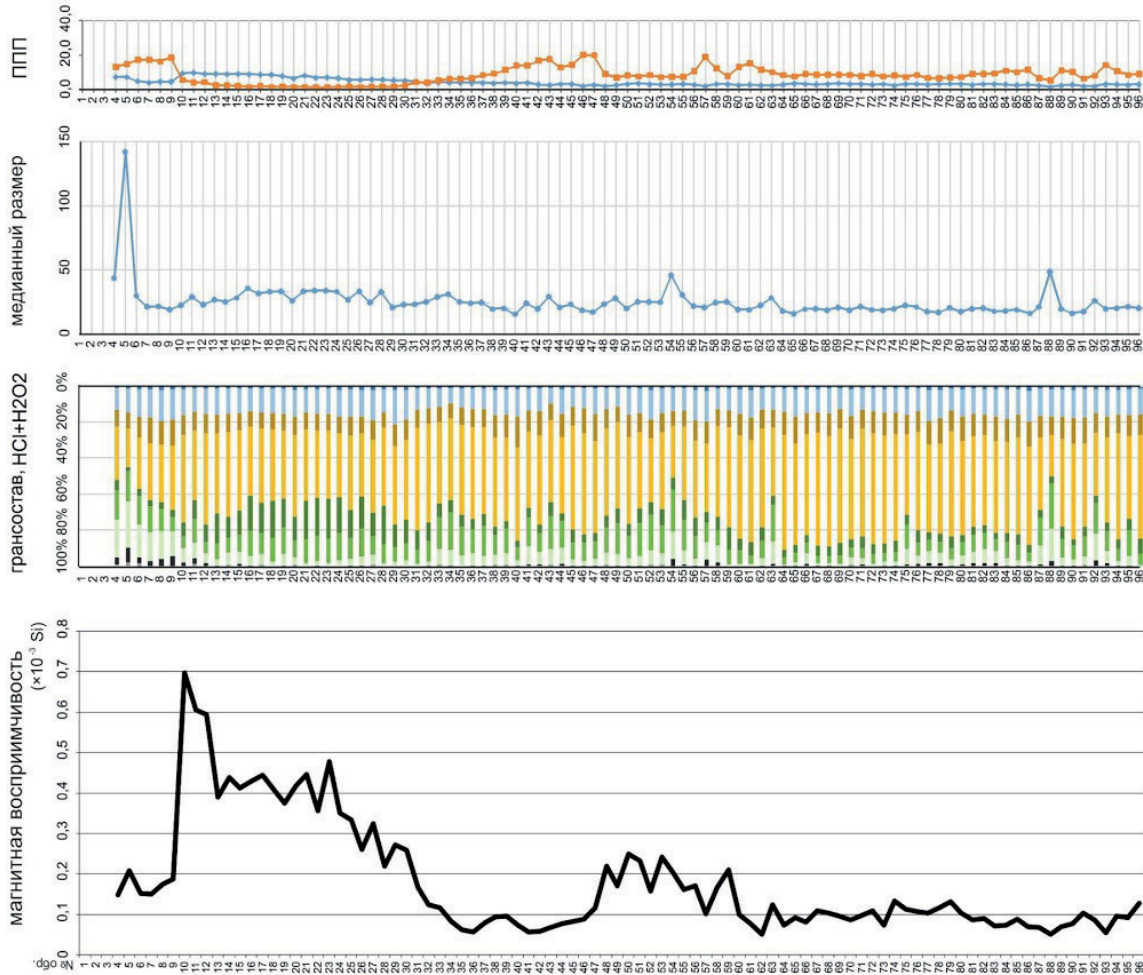
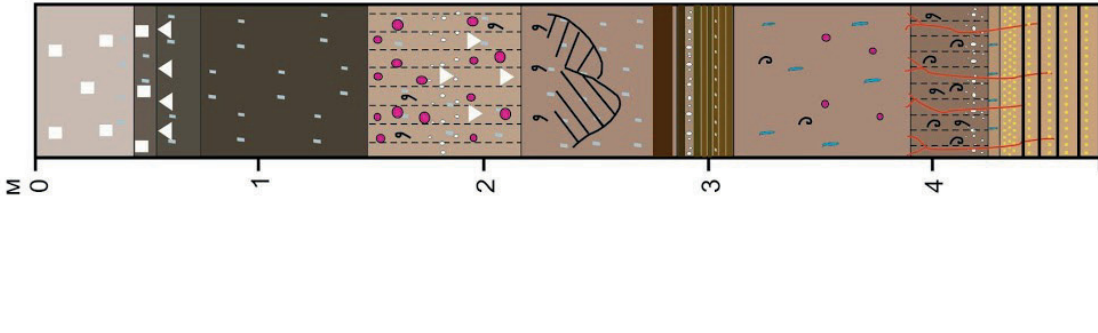


Рисунок 25. Результаты литологического исследования.

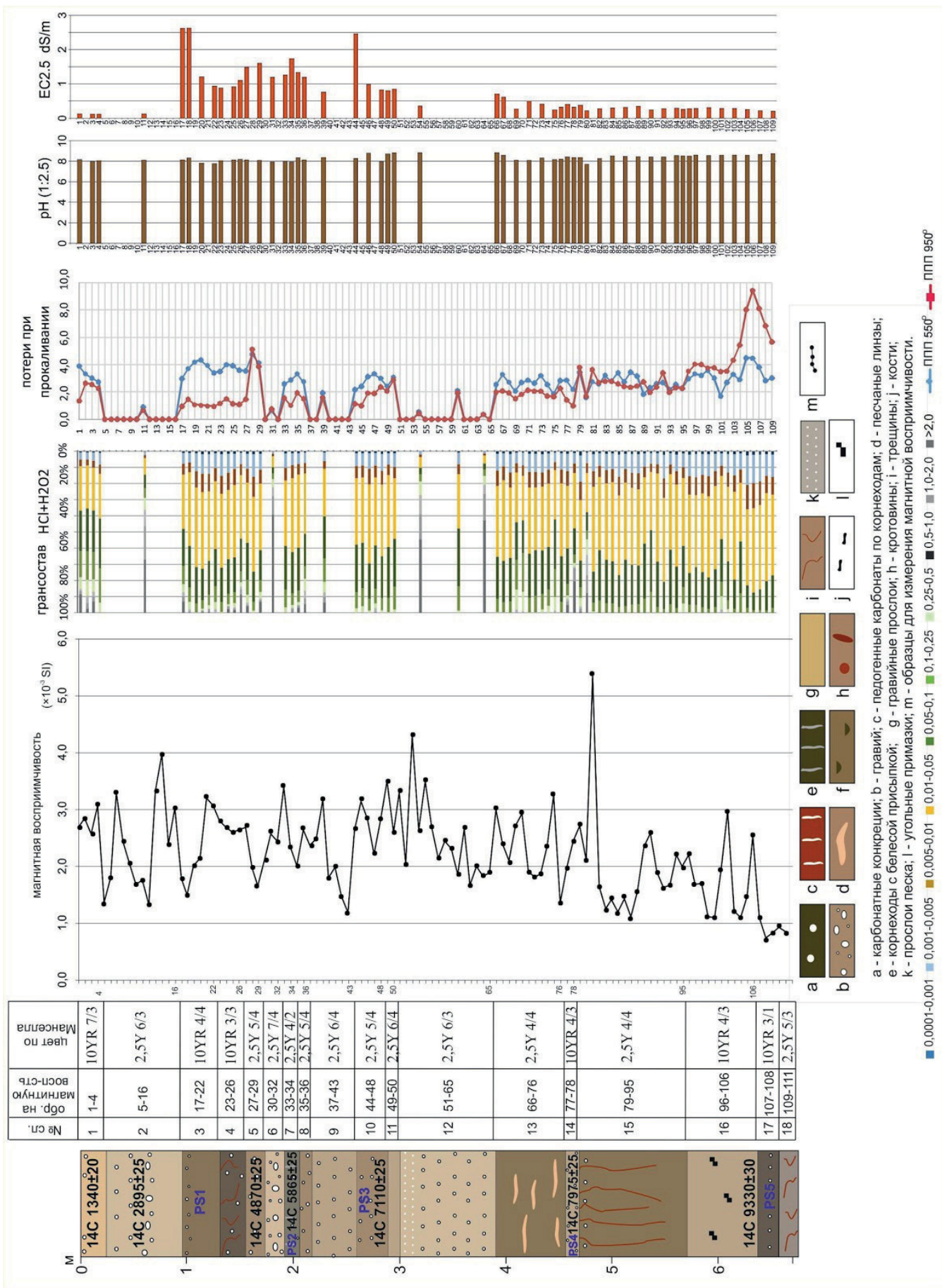


Рисунок 26. Литологическая характеристика

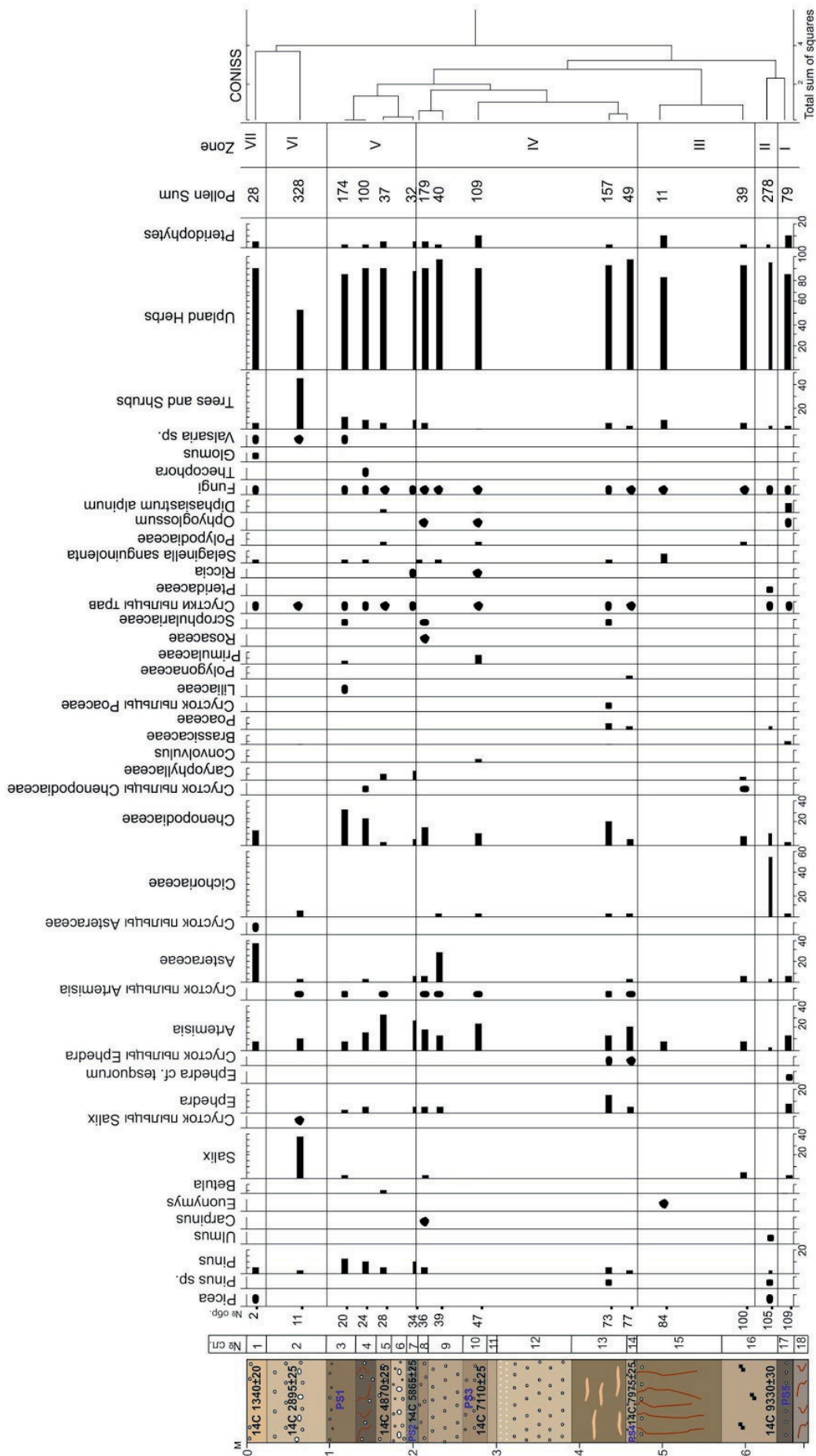


Рисунок 27. Пыльцевая диаграмма.

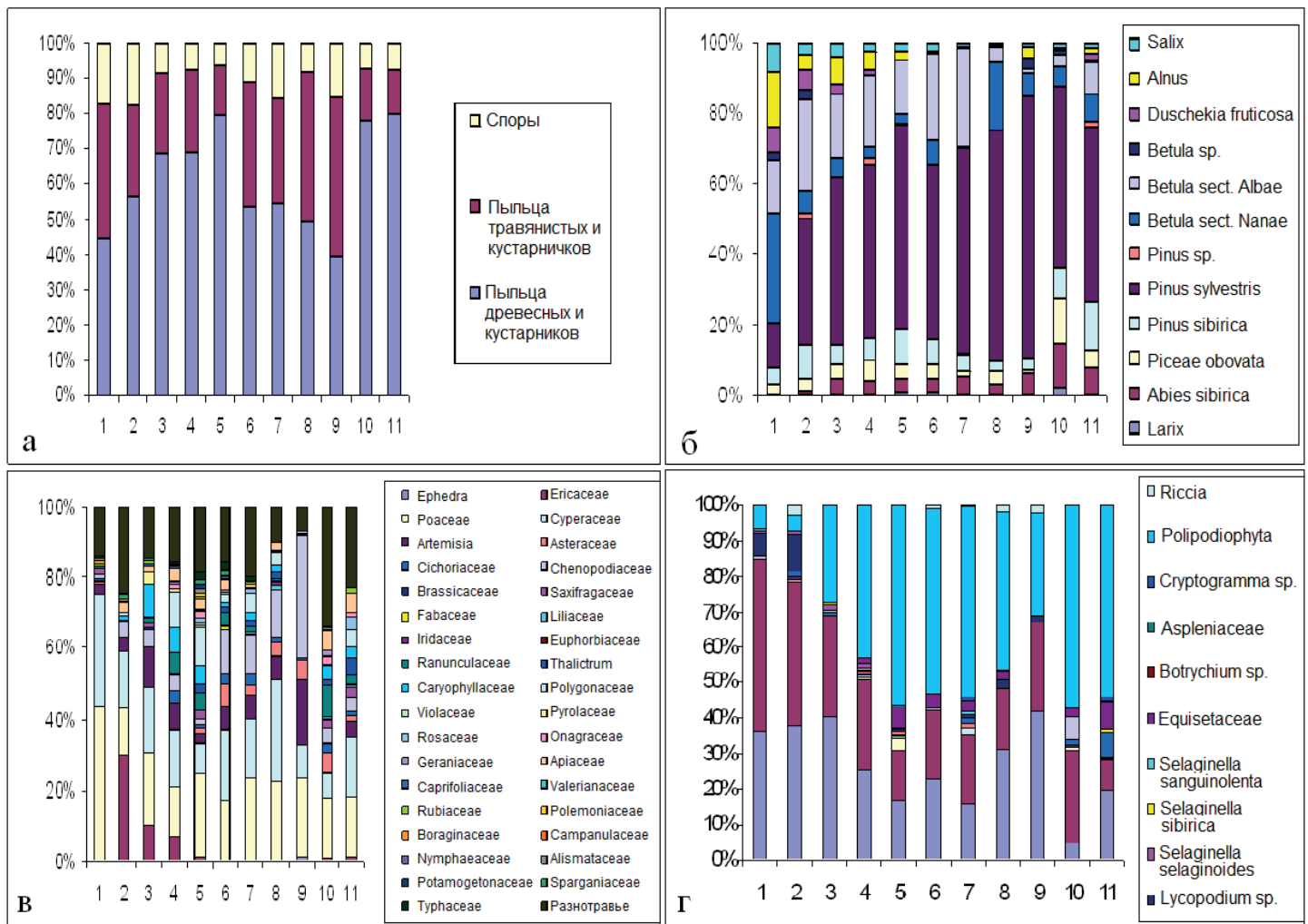


Рисунок 28. а) Общий состав пыльцы и спор в поверхностных пробах разных генетических типов отложений растительных зон на территории Приенсейской Сибири; б) Состав пыльцы древесных пород; в) Состав пыльцы травянистых растений; г) Состав спор. 1-тундра; 2-лесотундра; 3-тайга северная; 4 -тайга средняя; 5-тайга южная; 6-лесостепь северная; 7-лесостепь южная; 8-степь настоящая; 9-степь сухая; 10-горно-таежные лиственничные и лиственнично-сосновые леса; 11-горно-таежные темнохвойные леса.