

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОБСТАНОВОК ОЗЕРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2016 г. А. В. Масленникова*, В. Н. Удачин**, Д. В. Пирогов***, П. В. Хворов*

*Институт минералогии УрО РАН
456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник
E-mail: adenophora@inbox.ru

**Южно-Уральский государственный университет
454080, г. Челябинск, пр. Ленина, 76

***Контрольно-аналитический центр "АНК-сервис"
624131, Свердловская обл., г. Новоуральск, ул. Дзержинского, 7

Поступила в редакцию 06.07.2016 г.

Принята к печати 30.08.2016 г.

На основе изучения геохимии, минералогии, радиоуглеродного датирования и палинологии колонки донных отложений оз. Таватуй реконструированы обстановки осадконакопления позднеледниковья и голоцена Среднего Урала. Особенности спорово-пыльцевых комплексов позднеледниковой глины позволили сделать вывод о неоднородных климатических условиях периода ≈ 13.25 – 11.7 тыс. календарных лет назад (к.л.н.). Существенные изменения палинологии и вещественного состава донных отложений, накопленных в течение голоцена, свидетельствуют о сменах обстановок осадконакопления ≈ 11.2 тыс. к.л.н., ≈ 10.6 – 10.4 , ≈ 9.8 , ≈ 8.5 – 7.5 , ≈ 5.8 , ≈ 4.2 , ≈ 3.5 и ≈ 2.3 – 2.2 тыс. к.л.н. Исследование геохимии донных отложений этапа антропогенного воздействия выявило возрастание содержания Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V и Ga в отложениях, соответствующих времени искусственного повышения уровня водоема (1914–1915 гг.), что позволило использовать эту группу элементов в качестве индикаторов колебаний уровня озера в голоцене.

Ключевые слова: донные отложения, голоцен, позднеледниковье, антропогенное воздействие, палеolimнологические реконструкции, палинология, геохимия, Средний Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкции обстановок голоценовой эпохи Среднего Урала ранее выполнялись главным образом на основе палинологического и ботанического анализов верховых торфяников [1, 3, 10, 25]. Озерные отложения обладают важным преимуществом, связанным с возможностью комплексного исследования, включающего применение микропалеонтологического анализа и изучение вещественного состава методами геохимии и минералогии. С помощью спорово-пыльцевого анализа (СПА) определяются физико-географические условия озерного седиментогенеза. Спорово-пыльцевые спектры (СПС) озерных осадков в отличие от СПС торфяных отложений характеризуются меньшим влиянием локального фактора, что позволяет с большей уверенностью судить о региональных изменениях растительности и климата [9]. Изучение геохимии и минералогии донных отложений озер позволяет оценивать величину терригенного сноса, колебания уровня и продуктивность озер, реконструировать минерализацию озерных вод. Составленная ранее колонка донных отложений оз. Иткуль [8] характеризовалась неравномерным распределением

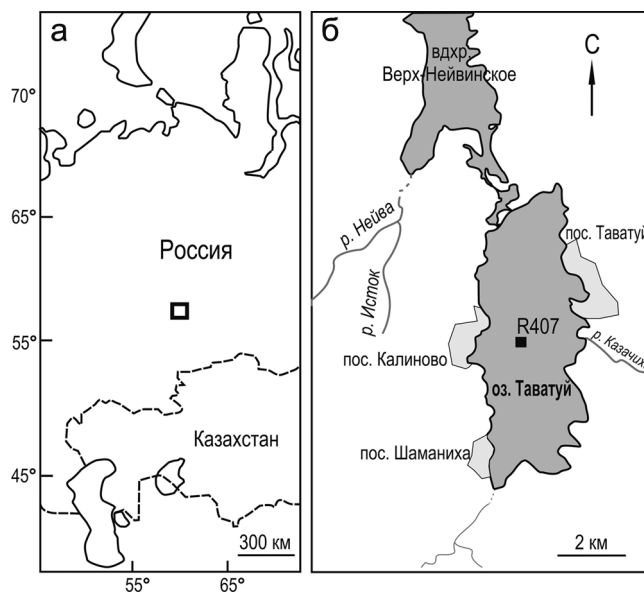
радиоуглеродных датировок и охватывала лишь часть голоцена, исключая индустриальный период. В настоящем исследовании сопоставление результатов изучения донных отложений оз. Таватуй, накопленных в течение периода антропогенного воздействия, с историческими данными позволило выявить ряд геохимических индикаторов изменения обстановок озерного седиментогенеза. Исследование полной колонки донных отложений этого озера, охватывающей позднеледниковье и голоцен, дает материал для реконструкции условий ранее не изученного для Среднего Урала позднеледникового этапа. Кроме того, комплексное исследование датированных донных осадков оз. Таватуй позволило получить информацию об изменениях условий в голоцене, провести сравнение с палеогеографическими схемами Северного полушария и определить сходство и различие реакций природных систем на глобальные климатические осцилляции.

Озеро Таватуй ($57^{\circ}08'01.97''$ с.ш., $60^{\circ}10'57.43''$ в.д., 259 м над уровнем моря) является одним из самых глубоких и крупных озер Среднего Урала (табл. 1, рис. 1). До XVIII в. озеро было значительно меньше. После строительства Прокофием Демидовым в 1762 г. завода, возле которого на р. Нейва

Таблица 1. Лимнологические характеристики оз. Таватуй**Table 1.** Limnological characteristics of Lake Tavatui

Лимнологические характеристики	Поверхностные воды	Донные воды
Площадь зеркала, км ²	21	
Максимальная глубина, м	9	
Средняя глубина, м	6	
Площадь водосбора, км ²	104	
Мощность колонки, м	3.5	
Минерализация, мг/л	108	109
ЕС, mS	120	122
Общая жесткость, ммоль/л	1.21	1.15
Общая щелочность, мг-экв/л	0.84	0.80
pH, ед. pH	7.46	7.62
Eh, mV	255	250
Содержание кислорода, мг/дм ³	9.23	8.78
Перманганатная окисляемость, мг O ₂ /дм ³	4.74	4.74
HCO ₃ ⁻ , мг/л	51.24	48.6
Cl ⁻ , мг/л	7.09	7.09
SO ₄ ²⁻ , мг/л	22.08	22.34
NO ₂ ⁻ , мг/л	0.005	0.008
NO ₃ ⁻ , мг/л	0.1	0.3
NH ₄ ⁺ , мг/л	0.11	0.11
PO ₄ ³⁻ , мг/л	<0.01	<0.01
Ca ²⁺ , мг/л	14.83	14.88
Mg ²⁺ , мг/л	5.71	4.98
K ⁺ , мг/л	2.32	2.19
Na ⁺ , мг/л	5.3	5.4
Fe, мкг/л	18.3	24.1
Mn, мкг/л	4.06	6.15
Sr, мкг/л	92.2	84.0

была построена плотина, уровень воды в оз. Таватуй поднялся на 2–3 м с существенным увеличением площади водного зеркала. В 1914–1915 гг. в связи со строительством Калиновского завода восточнее старой протоки, соединяющей оз. Таватуй с Верх-Нейвинским прудом, был сделан искусственный проход [5]. Озеро Таватуй окружено сосновым лесом с пихтой и березой. Удаленность региона от Атлантического океана определяет общую континентальность климата. Среднегодовая температура составляет +1.8°C; средняя температура января: –14.8°C; средняя температура июля: +18°C, за год выпадает около 550 мм осадков. Преобладает западный перенос воздушных масс, кроме того, открыт путь для южных ветров, арктических воздушных масс и выхолаженного воздуха Западно-Сибирской равнины [4]. Породы водосбора озера представлены в основном биотитовыми гранитами, с севера аллювиальными песками, галечниками и глинами [2].

**Рис. 1.** Расположение оз. Таватуй (а) и детальная карта-схема района исследований (б).**Fig. 1.** Location of Lake Tavatui, the Middle Urals (a) and detailed map of the Lake Tavatui region (b).

Вода в озере субнейтральная, сульфатно-гидрокарбонатная магниевая-кальциевая, пресная, с низкой минерализацией. Ее химический состав характеризуется формулой Курлова:

$$M0.11 \frac{HCO_3 56 SO_4 31 [Cl 13]}{Ca 48 Mg 30 [Na 21]} pH 7.46$$

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Хронология

Хронология донных отложений оз. Таватуй определена на основе ускорительной масс-спектрометрии (AMS ¹⁴C), выполненной для пяти образцов (лаборатория радиоуглеродного датирования университета г. Лунд, Швеция) (табл. 2). Расчет календарного возраста произведен с помощью калибровочной кривой IntCal13 [28]. Для верхней части колонки донных отложений (28 см) выполнен анализ профиля активности ²¹⁰Pb по 8 образцам (табл. 3). Активность ²¹⁰Pb измерена с помощью γ-спектроскопии с использованием германиевого детектора на приборе Ortec HPGe GWL. Возраст определен с применением модели постоянной скорости потока (CRS) к полученному профилю активности ²¹⁰Pb [11]. Вся хронологическая информация использована для построения возрастной модели в программном комплексе Bacon (version 2.2) [13] (рис. 2). Основание колонки донных отложений, представленное глиной с низким содержанием

Таблица 2. Данные AMS ^{14}C датирования донных отложений оз. Таватуй. Интервал калиброванного возраста приведен с 95.4% вероятностью

Table 2. AMS ^{14}C measurements from Lake Tavatui. Calibrated ages are given with 95.4% probability

Глубина, см	Лабораторный номер	Датированный материал	AMS ^{14}C возраст, л.н.	Калиброванный возраст, к.л.н.
65	LuS 10988	Сапропель	2590 ± 40	2502–2781
166	LuS 10989	Фрагмент растения	5310 ± 40	5950–6207
211	LuS 10990	Сапропель	7350 ± 45	8028–8310
270	LuS 10991	Сапропель	8950 ± 50	9914–10225
302	LuS 9102	Сапропель	9850 ± 65	11164–11599

Таблица 3. Удельная активность избыточного ^{210}Pb и возраст отложений верхней части колонки озера Таватуй, рассчитанный по CRS-модели

Table 3. ^{210}Pb excess measurements and CRS ages of the Lake Tavatui core upper part

Номер пробы	Средняя глубина, см	Удельная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{избыт}}$, Бк/кг	CRS-возраст
R 407/1	1	310 ± 119	2009
R 407/2	3	289 ± 74	2003
R 407/3	5	226 ± 77	1996–1997
R 407/5	9	208 ± 50	1982–1983
R 407/7	13	141 ± 52	1960–1964
R 407/9	17	104 ± 40	1928–1938
R 407/11	21	< 38	–
R 407/13	28	< 38	–

ем органического углерода, не охвачено радиоуглеродными датировками. Модель возраст–глубина в этой части была продолжена на основе данных палинологического анализа. Хронологические границы подразделений голоцена приведены согласно [32].

Минералогия

Минералогия донных отложений изучалась с помощью рентгенофазового анализа на дифрактометре ДРОН-2.0 (Cu-анод, графитовый монохроматор). Определение содержаний минеральных составляющих проведено методом Петера–Кальмана с расчетом на 100%, без учета содержания рентгеноаморфной фазы. Расчетные коэффициенты получены экспериментальным путем в лаборатории ФМАНС Института минералогии УрО РАН. Пробы содержат большое количество рентгеноаморфной составляющей, что приводит к исключительно оценочному характеру минерального состава. Для определения содержания рентгеноаморфной компоненты было взято пять опорных проб, в которых методом добавок определялось количество кварца или альбита. Затем полученные данные сравнива-

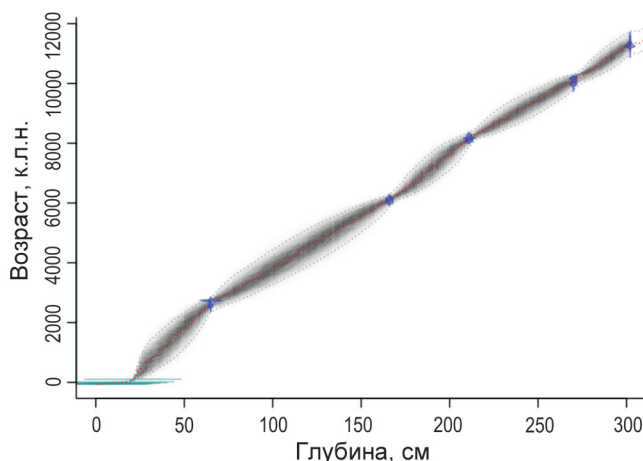


Рис. 2. Модель возраст–глубина колонки донных отложений озера Таватуй, полученная с помощью программного комплекса Bacon (версия 2.0) [13].

Пунктирная центральная кривая соответствует “лучшей” модели, построенной на основе среднего взвешенного возраста. Затенение вокруг центральной кривой показывает все возможные модели возраст–глубина.

Fig. 2. Age-depth model of Lake Tavatui sediment core produced by the Bacon software package [13].

Grey shading indicates all likely age–depth models; stippled central curve shows single “best” model based on the weighted mean age for each–depth.

лись с результатами расчетов методом корундовых чисел на 100%. Вычисленная величина сопоставлялась с высотой гало на дифрактограмме, после чего строился калибровочный график зависимости высоты гало от рентгеноаморфной составляющей. Образцы глины имеют не органический состав, как в сапропелевой части колонки, а преимущественно силикатный рентгеноаморфной фазы (показано на рис. 3 пунктирной линией).

Геохимия

Определение концентрации химических элементов в донных отложениях озер проводилось с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ELAN-6000, Perkin Elmer (США). Схема анализа включала: анализ “холостой” пробы, анализ градуировочных растворов и построение градуировочных прямых с тремя точками для концентраций 10, 100 и 1000 мкг/л; анализ 30 проб с повторной градуировкой в середине измеряемой партии проб. Пределы обнаружения в пересчете на первичную навеску составляли от 20 до 100 мкг/кг. Для метрологического контроля качества анализа использовались международные стандарты донных отложений озер Glk – 1 и LSD – 2. Систематические погрешности в ходе метрологической оценки не обнаружены.

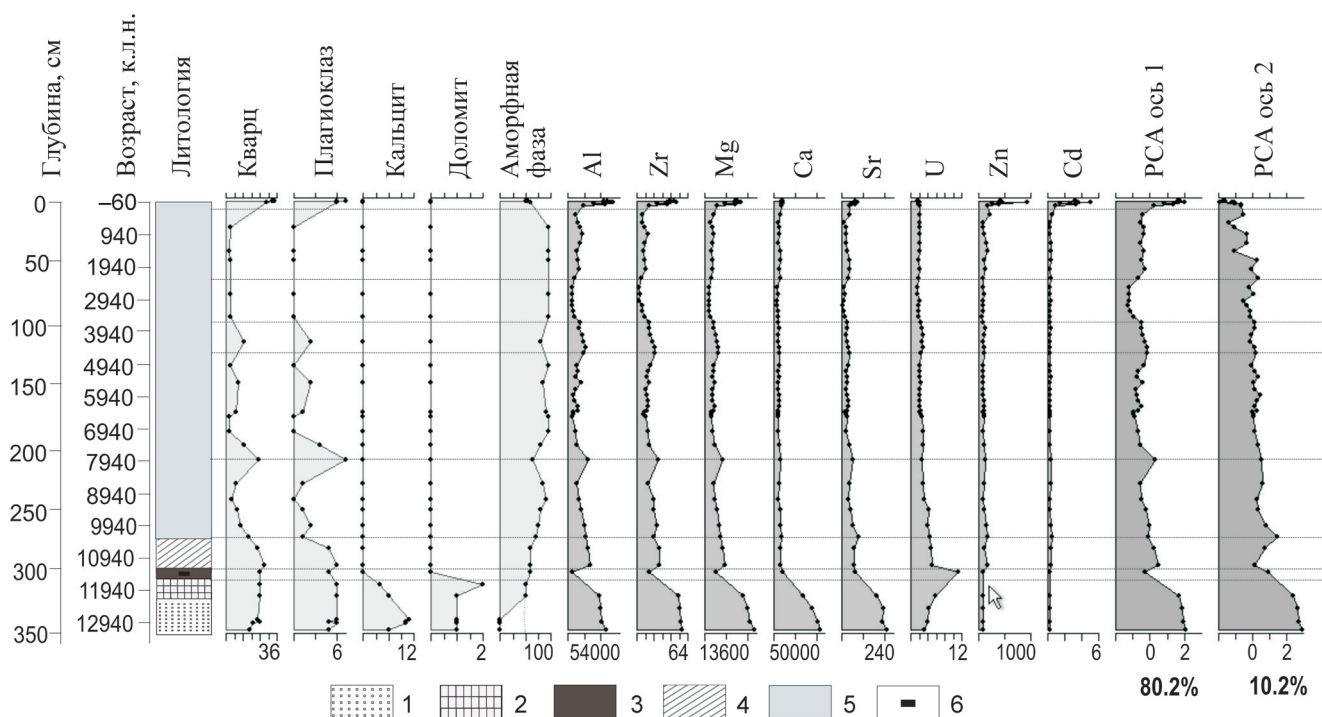


Рис. 3. Литология, геохимия и минералогия донных отложений оз. Таватуй, совмещенные с графиками осей PCA 1–2. Процент дисперсии, объяснимый осями PCA, расположен под X-осью каждого из PCA-графиков.

1 – палеяя глина; 2 – бежевый глинистый сапропель; 3 – бурый плотный сапропель; 4 – темно-серый сапропель; 5 – оливковый и буро-оливковый сапропель; 6 – место отбора проб для AMS¹⁴C датирования. Расчет минералов – в %, элементов – в г/т.

Fig. 3. Lithology, geochemistry, mineralogy of the Lake Tavatui sediment core and PCA axis 1–2 sample scores. The % variation explained by the PCA axes is noted below the X-axes (sample scores).

1 – pale clay; 2 – beige clay gyttja; 3 – brown gyttja; 4 – dark grey gyttja; 5 – olive and brown olive gyttja; 6 – radiocarbon dated (AMS¹⁴C, BP) sediment samples (minerals, %; elements, ppm).

Для интерпретации данных геохимического анализа использованы недавно полученные результаты изучения химического состава вод и донных отложений 31 озера Среднего и Южного Урала [6]. В частности, статистически значимое повышение концентраций Ca и Sr в озерных отложениях степных ландшафтов, а также прямая связь их содержания в донных отложениях с электропроводностью и минерализацией вод озер ($r = 0.70–0.73$) позволили рассматривать Ca и Sr в качестве индикаторов изменений минерализации и электропроводности воды озера.

Палинология

Спорово-пыльцевой анализ проводился по стандартным методикам [15]. В каждом препарате подсчитывалось не менее 300 пыльцевых зерен. Доля пыльцы и спор вычислялась от общего количества.

Статистическая обработка данных

Оценка изменения геохимии и состава СПС проводилась с помощью анализа главных компонент (PCA) [30] в программе CANOCO 4.5 [31]. Геохимические и палинологические данные были логарифмически трансформированы по формуле, приведенной в работе [22]. Полученные координаты спорово-пыльцевых комплексов и геохимических данных для разновозрастных образцов (sample score) в PCA-ординационном пространстве отображались в стратиграфическом порядке в виде графиков в программе Tilia [16]. Применение PCA-анализа позволило определить суммарные изменения спорово-пыльцевых комплексов и выявить основные этапы развития растительности, что дало дополнительную информацию к опубликованным ранее данным об отражении некоторых глобальных климатических событий в палинологической летописи оз. Таватуй [7].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Хронология

Относительно небольшое количество радиоуглеродных датировок сапропеля колонки донных отложений оз. Таватуй компенсируется гомогенностью отложений, не предполагающей резких изменений скоростей осадконакопления (см. рис. 2). Поскольку последняя датировка, полученная на основе изотопии ^{210}Pb , недостаточно надежна (1847 г.), среднюю скорость осадконакопления ($\text{SAR} = 2.207 \text{ мм/год}$) верхней части колонки донных отложений рассчитывали на основе предпоследней датировки (1933 г.) (см. табл. 3). Хронологию основания колонки донных отложений, представленного глиной, оценивали, исходя из предположения, что два нижних пика пыльцы трав отвечают, соответственно, событиям GI-1b (13.25–13.05 тыс. к.л.н.) и GS-1 (12.85–11.65 тыс. к.л.н.), зафиксированным в летописях ледовых кернов Гренландии: NGRIP, GRIP, GISP2 [27].

Литология, минералогия и геохимия донных отложений

Основание колонки донных отложений оз. Таватуй представлено позднеледниковой палевой глиной, переходящей в бежевый глинистый сапропель (табл. 4). Для нее характерно высокое содержание аллотигенных минералов (кварц, плагиоклаз) и карбонатов (кальцит, доломит), а также литофильных (Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V и Ga) и карбонатфильных (Ca и Sr) химических элементов (см. рис. 3). В основании толщи голоценового сапропеля расположен контрастный слой бурого сапропеля (≈ 11.7 тыс. к.л.н.), характеризующийся резким уменьшением содержания почти всех химических элементов, за исключением урана и молибдена. Темно-серый плотный сапропель, начавший накапливаться ≈ 11.2 тыс. к.л.н., отличается возрастанием содержания аллотигенных минералов и литофильных элементов. Около 10.4 тыс. к.л.н. темно-серый сапропель переходит в оливковый сапропель. Сравнение описаний колонки донных отложений, составленных В.В. Дерягиным и А.В. Масленниковой, выявило значительную долю субъективности в оценке стро-

ения толщи сапропеля, накапливающегося с 10.4 тыс. к.л.н. до настоящего времени. Последующий геохимический и минералогический анализ оливкового сапропеля не определил резких колебаний содержания химических элементов и минералов, совпадающих с описанными ранее изменениями литологии. Поэтому в дальнейшем мы рассматривали эту часть колонки как одну литологическую единицу, представленную буро-оливковым и оливковым сапропелем различной степени консолидированности (см. табл. 4). Для оливкового сапропеля характерны увеличение доли рентгеноаморфной составляющей (органическое вещество) и уменьшение содержания большинства элементов-примесей. Около 8.0 тыс. к.л.н. и в интервале 4.7–4.2 тыс. к.л.н. содержание литофильных элементов и аллотигенных минералов заметно возрастает, а затем снижается, увеличивается роль аморфной компоненты. Между 3.5 и 2.3 тыс. к.л.н. снижается содержание кварца и плагиоклаза, а также Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V и Ga. В донных отложениях антропогенного этапа начиная с глубины 21 см отмечается возрастание содержания литофильных (Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V и Ga) и халькофильных (Cu, Sb, Te, Sn, Pb, Cd и Zn) элементов. Если исходить из средней скорости осадконакопления, рассчитанной для верхней части колонки донных отложений на основе данных изотопного анализа ^{210}Pb , то этот осадок формировался в 1914–1915 гг.

Палинология донных отложений

На основе данных СПА выделено пять палинозон (P-I–P-V). Для СПС первой палинозоны (P-I, ≈ 13.25 –11.2 тыс. к.л.н.) характерно высокое содержание пыльцы анемофильных трав (до 80%), большей частью представленных *Artemisia* sp., *Roacea* и *Chenopodiaceae* (рис. 4). Причем в нижней части зоны преобладает пыльца травянистых растений, на фоне которой встречается немногочисленная пыльца древесных пород: ели (*Picea obovata* Ledeb.), лиственницы (*Larix sibirica* Ledeb.) и березы (*Betula sect. Albae*). Затем отмечается снижение содержания пыльцы анемофильных трав до 60% и подъем кривых содержания таковой березы и ели. После чего концентрация пыльцы трав вновь возрастает до 76%.

Таблица 4. Литология колонки донных отложений оз. Таватуй

Table 4. The lithology of the Lake Tavatui core

Глубина, см	Возраст, к.л.н.	Описание
0–278	60–10400	Оливковый, буро-оливковый сапропель различной степени консолидированности
278–300	10400–11200	Темно-серый плотный сапропель
300–310	11200–11700	Бурый плотный сапропель, в нижней части более светлый
310–350	11700–13250	Палевая глина: в нижней части с сизыми примазками, в верхней – переходящая в бежевый глинистый сапропель

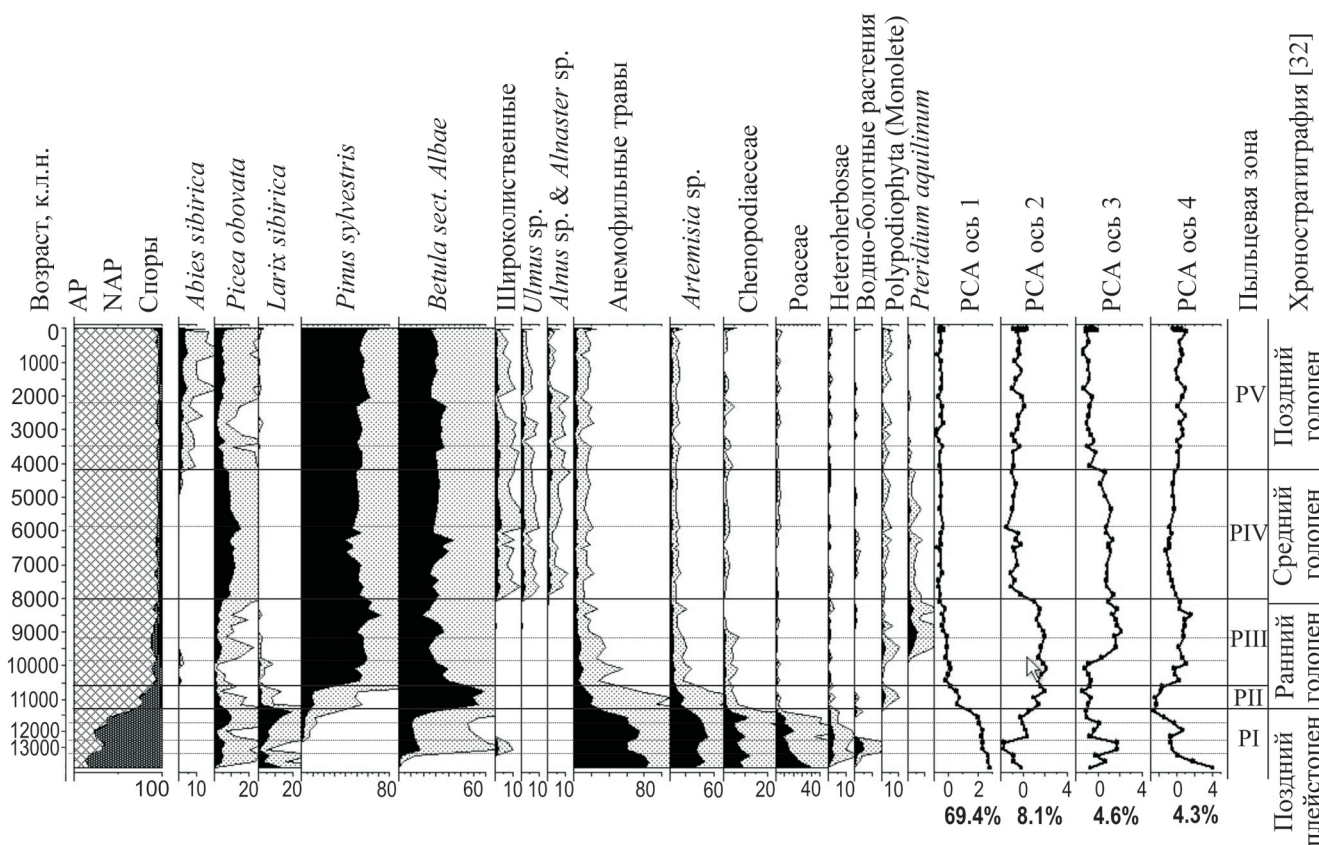


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма, совмещенная с графиками координат спорово-пыльцевых комплексов в PCA-ординационном пространстве 1–4, отображенных в стратиграфическом порядке.

Процент дисперсии, объяснимый осями PCA, расположен под X-осью каждого из графиков. Сокращения: AP – древесные растения и кустарники; NAP – травянистые растения.

Fig. 4. Spore-pollen diagram and PCA axis 1–4 sample scores.

The % variation explained by the PCA axes is noted below the X-axes (sample scores). Abbreviations: AP – trees and shrubs; NAP – herbs.

Ближе к верхней границе пыльцевой зоны P-I (11.65–11.2 тыс. к.л.н.) отмечается подъем кривых пыльцы ели и лиственницы, а также появление пыльцы сосны (*Pinus sylvestris* L.) и снижение содержания пыльцы анемофильных трав.

Спорово-пыльцевой комплекс второй зоны (P-II, ≈ 11.2–10.6 тыс. к.л.н.) характеризуется преобладанием пыльцы березы, а также резким снижением концентрации пыльцы лиственницы и ели.

СПС третьей зоны (P-III, ≈ 10.6–8.0 тыс. к.л.н.) отражают смену березовых лесов березово-сосновыми на фоне продолжающейся тенденции потепления климата. Роль пыльцы ели в спорово-пыльцевых спектрах уменьшается. Около 9.8 тыс. к.л.н. отмечается появление спор орлеца (*Pteridium aquilinum*).

Основной особенностью четвертой палинозоны (P-IV, интервал 210–110 см, ≈ 8.0–4.2 тыс. к.л.н.) является относительно высокое содержание пыльцы ели и широколиственных пород (*Ulmus* sp.,

Quercus sp., *Tilia* sp.). Примерно 5.8 тыс. к.л.н. отмечается снижение содержания пыльцы ели.

Нижняя граница пятой палинозоны (P-V, интервал 110–0 см, ≈ 4.2–0 тыс. к.л.н.) совпадает с рациональной границей¹ пихты (*Abies sibirica* Ledeb.). Около 3.5 тыс. к.л.н. возрастает роль березы, а ≈ 3.0–2.2 тыс. к.л.н. заметно снижается доля ели, ≈ 2.2 тыс. к.л.н. отмечается повышение содержания пыльцы сосны и ели. Уменьшение содержания *Abies sibirica* в СПС, соответствующих индустриальному периоду, может быть связано с антропогенным воздействием.

Следует отметить, что в колонке донных отложений, начиная с позднеледниковой глины, обнаружены микроводоросли родов *Pediastrum*, *Botryococcus*, *Tetraedron*, а также цисты *Chrysophyta*.

¹ Рациональная граница – уровень, с которого начинается резкое повышение кривой содержания пыльцы данного вида.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изменения вещественного состава донных отложений этапа антропогенного воздействия

Несмотря на раннее начало антропогенного воздействия на оз. Таватуй (1762 г.), интервал отбора проб позволил зафиксировать изменения в летописях донных отложений только с 1914–1915 гг. Именно в это время в связи со строительством Калиновского завода был создан искусственный проход между озером Таватуй и Верх-Нейвинским прудом, что вызвало увеличение глубины озера, размывание его берегов, накопление аллотигенных минералов и литофильных элементов в донных отложениях. Увеличение содержания Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V и Ga в результате возрастания глубины озера позволяет рассматривать данные химические элементы как индикаторы не только терригенного сноса в целом, но и колебаний уровня озера в голоцене в частности. Влияние техногенного фактора (деятельность Кировградского и Красноуральского медеплавильных заводов), а также наличие сложно объяснимых пиков концентрации Cu, Sb, Te, Sn, Pb, Cd и Zn в донных отложениях доиндустриального этапа не позволяет включить их в группу химических элементов индикаторов терригенного сноса и изменения глубины озера, несмотря на повышение концентрации этих элементов в сапропеле 1914–1915 гг.

Реконструкции палеообстановок озерного осадконакопления

Позднеледниковье (13.25–11.65 тыс. к.л.н.). Присутствие микроводорослей в позднеледниковой глине доказывает ее озерное происхождение. В целом донные отложения оз. Таватуй, накопленные в позднем плейстоцене, характеризуются достаточно однородными геохимией и минералогией. Высокое содержание литофильных элементов и аллотигенных минералов связано со значительным терригенным сносом в озеро в условиях холодных степей. Концентрация Ca и Sr свидетельствует о том, что минерализация воды озера в это время была значительно выше, чем в течение последующего периода развития. Колебания содержания пыльцы древесных растений и трав в донных отложениях позволяют сделать вывод о чередовании потеплений-похолоданий климата. Спорово-пыльцевые спектры нижней части колонки донных отложений указывают на холодные и сухие условия, существовавшие в данный период осадконакопления. Снижение содержания пыльцы анемофильных трав и подъем кривых содержания пыльцы березы и ели связаны с потеплением климата. Последующее снижение роли древесных пород свидетельствует о похолодании, а уменьшение участия

ели с одновременным возрастанием доли лиственницы – об аридизации климата. Особенности изменения СПС позволяют предположить, что нижняя часть пыльцевой зоны P-I соответствует холодному эпизоду интерстадиала GI-1 (GI-1b, $\approx$ 13.25–13.15 тыс. к.л.н.), затем происходит событие, отвечающее теплomu эпизоду интерстадиала GI-1 (GI-1a, $\approx$ 13.15–12.85 тыс. к.л.н.). Последнее возрастание содержания пыльцы трав, судя по всему, соответствует стадиалу GS-1 ($\approx$ 2.85–11.65 тыс. к.л.н.) [26]. В ранее опубликованной работе [7] хронологические рамки палинозон, соответствующих GS1, GI-1a,b, были указаны исходя из предположения, что средние скорости накопления сапропеля равны скоростям накопления глины. В данной работе мы отказались от экстраполяции возраста глины путем продолжения модели возраст-глубина сапропелевой части колонки и использовали хронологические рамки, предложенные в [27]. Это позволило сделать вывод, что осадконакопление в оз. Таватуй началось около 13.25 тыс. к.л.н.

Ранний голоцен (11.65–8.0 тыс. к.л.н.). Переход позднеледниковье-голоцен (11.7–11.5 тыс. к.л.н.), зафиксированный во многих палеолетописях Северного полушария, включая Южный Урал [8, 23, 26], отражается в значительных изменениях СПС, литологии и вещественного состава донных отложений оз. Таватуй. Особенности спорово-пыльцевых спектров указывают на возрастание роли древесных пород и развитие елово-лиственничных лесов на территории водосбора озера, что свидетельствует о потеплении и увлажнении климата в начале голоцена. Палевая глина сменяется на бурый плотный сапропель. Снижение в осадке содержания Sr и Ca указывает на уменьшение минерализации вод озера. Понижение концентрации химических элементов терригенного сноса связано с распространением лесов на территории водосбора оз. Таватуй. Возрастание доли рентгеноаморфной компоненты, соответствующей содержанию органического вещества, увеличение содержания урана и молибдена, накапливающихся в донных отложениях путем восстановления и сорбции органическим веществом, указывают на увеличение биопродуктивности озера.

Событие, произошедшее 11.2–11.0 тыс. к.л.н., привело к резкому снижению роли елово-лиственничных лесов с последующим распространением древесной березы. С этого времени начинает накапливаться темно-серый сапропель с возросшим содержанием аллотигенных минералов и литофильных элементов, что свидетельствует об увеличении глубины озера во время широкого распространения березовых лесов.

Исследование торфяников Среднего Урала выявило существование сухих и теплых условий около 10.2–9.5 и 9.4–8.9 тыс. к.л.н. [1, 3, 25]. Данные комплексного анализа озер Южного Урала [23] свиде-

тельствуют об аридизации климата $\approx 10.4\text{--}9.0$ тыс. к.л.н. Кроме того, повышение континентальности климата ≈ 10.4 тыс. к.л.н. отмечается и в более удаленных регионах, например на Камчатке [20]. Летопись донных отложений оз. Таватуй также фиксирует в это время аридизацию климата. Около $10.6\text{--}10.4$ тыс. к.л.н. уменьшается роль ели (особенно $10.4\text{--}9.8$ тыс. к.л.н.), березовые леса вытесняются сосновыми. Темно-серый сапропель сменяется оливковым с низким содержанием литофильных элементов и аллотигенных минералов, что свидетельствует о достаточно спокойных условиях осадконакопления в озере в этот временной период.

Средний голоцен (8.0–4.2 тыс. к.л.н.). Около $7.5\text{--}8.5$ тыс. к.л.н. отмечается возрастание содержания **Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V и Ga, кварца и плагиоклаза**, что свидетельствует об увеличении глубины озера. Уменьшается роль аморфной компоненты, что может быть связано либо с похолоданием климата, либо с разбавлением осадка терригенным веществом. Такие же изменения отмечаются $4.7\text{--}4.2$ тыс. к.л.н. Начиная с 8.0 тыс. к.л.н. на территории водосбора распространяются ель и широколиственные деревья, что указывает на потепление и увлажнение климата. Снижение содержания пыльцы ели ≈ 5.8 тыс. к.л.н. связывается с аридизацией, также выявленной в верховых торфяниках Среднего Урала [25]. Возрастание континентальности климата в это время можно объяснить орбитальными изменениями, начавшимися 6.0 тыс. к.л.н. и приведшими к статистически значимому повышению летней температуры в Северной Евразии в связи с увеличением летней инсоляции [19].

Поздний голоцен (4.2–0.0 тыс. к.л.н.). Данные по оз. Таватуй не отражают сухого похолодания $4.2\text{--}3.8$ тыс. к.л.н., отмеченного в результате изучения спорово-пыльцевых диаграмм торфяников Среднего Урала [25]. Несмотря на небольшое снижение содержания пыльцы ели ≈ 4.2 тыс. к.л.н., состав СПС (повышение содержания пыльцы пихты и широколиственных пород) свидетельствует, скорее, об увлажнении климата, что отмечено также для Южного Урала [23] и для других регионов Северного полушария [17, 24].

Изменения природной среды $\approx 3.5\text{--}2.2$ тыс. к.л.н. отмечались как похолодание на западном побережье Гренландии [18], Северо-Западе России [29] и юге Сибири [12, 21]. На Камчатке ≈ 3.5 тыс. к.л.н. реконструированы теплые и сухие условия [14]. Согласно нашим данным, около $3.5\text{--}2.2$ тыс. к.л.н. происходит уменьшение содержания пыльцы ели, что может быть связано с возрастанием континентальности климата. Снижение концентрации минералов и химических элементов-индикаторов терригенного сноса указывает на спокойные условия осадконакопления в это время. Около $2.2\text{--}2.3$ тыс.

к.л.н. возрастает роль еловых лесов, в донных отложениях увеличивается концентрация литофильных элементов. Эти изменения свидетельствуют об увлажнении климата и небольшом возрастании глубины озера.

ВЫВОДЫ

1. На основе геохимического и минералогического анализа донных отложений периода антропогенного воздействия определено резкое увеличение содержания **Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V и Ga**, кварца и плагиоклаза в донных отложениях в результате искусственного повышения глубины озера в 1914–1915 гг. Изменения содержания данных литофильных элементов и аллотигенных минералов в сапропеле свидетельствуют о колебаниях уровня озера.

2. Спорово-пыльцевой анализ позднеледниковой глины позволил предположить, что осадконакопление в озере началось не позднее 13.25 тыс. к.л.н. Выявлены существенные изменения растительности в период $13.25\text{--}11.7$ тыс. к.л.н., связанные с позднеледниковыми климатическими колебаниями.

3. Определены хронологические рубежи смены фаз развития растительности: ≈ 11.2 тыс. к.л.н., ≈ 10.6 , ≈ 8.0 , ≈ 4.2 тыс. к.л.н. В палинологической летописи отражены также события ≈ 9.8 тыс. к.л.н., ≈ 9.0 , ≈ 5.8 , ≈ 3.5 и ≈ 2.2 тыс. к.л.н. Существенные изменения вещественного состава донных отложений происходили ≈ 11.7 , ≈ 11.2 тыс. к.л.н. и в 1914–1915 гг. Кроме того, зафиксированы изменения геохимии и минералогии осадка ≈ 10.4 тыс. к.л.н., $\approx 7.5\text{--}8.5$, $\approx 4.5\text{--}4.0$, $\approx 3.5\text{--}2.3$ тыс. к.л.н.

Авторы выражают благодарность В.В. Дерягину за отбор колонки донных отложений, Г.Ф. Лонщиковой, Л.Г. Удачиной, М.Н. Маляренко, Ю.Ф. Мельниковой, Т.В. Семеновой, К.А. Филипповой, М.С. Свиренко за помощь в анализе донных отложений.

Анализ геохимии и минералогии колонки донных отложений выполнен при финансировании гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00691), статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60039 мол.а.дк; для интерпретации результатов геохимического анализа использованы данные, полученные при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00103 мол.а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипина Т.Г., Панова Н.К., Чаиркина Н.М. (2013) Динамика природной среды в голоцене по данным комплексного анализа VI разреза Горбуновского торфяника. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, 4(16), 89–97.
2. *Геологическая карта Урала*. 1 : 200 000. (1967) Лист О-41-XXVG (Ред. М.А. Поярков). ГУГК.

3. Зарецкая Н.Е., Панова Н.К., Жилин М.Г., Антипина Т.Г., Успенская О.Н., Савченко С.Н. (2014) Геохронология, стратиграфия и история развития торфяных болот Среднего Урала в голоцене (на примере Шигирского и Горбуновского торфяников). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **22**(6), 84-108.
4. Комар И.В. (1959) Урал. Экономико-географическая характеристика. М.: Изд-во АН СССР, 366 с.
5. Ложкин В.А. (1971) Озеро Таватуй. *Человек и стихия. Научно-популярный гидрометеорологический сборник*. СПб.: Гидрометеиздат, 115 с.
6. Масленникова А.В., Удачин В.Н., Аминов П.Г. (2016) Первые данные о факторах формирования химического состава озерных отложений Южного и Среднего Урала. *Труды V Междунар. конф. молодых ученых: "Водные ресурсы: изучение и управление"*. Петрозаводск: Кар НЦ РАНб, 307-313.
7. Масленникова А.В., Удачин В.Н., Анфилов В.Н., Дерягин В.В. (2016) Отражение глобальных осцилляций палеоклимата позднеледникового и голоцена в палинологической летописи донных отложений озера Таватуй (Средний Урал). *Докл. АН*, **468**(4), 433-436.
8. Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. (2014) Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 136 с.
9. Сладков А.Н. (1967) Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 270 с.
10. Хотинский Н.А. (1977) Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 200 с.
11. Appleby P.G. (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. *Tracking environmental change using lake sediments*. Dordrecht, Kluwer, 171-203.
12. Bezrukova E.V., Krivonogov S.K., Takahara H. et al. (2008) Lake Kotokel as a stratotype for the late glacial and Holocene in Southeastern Siberia. *Dokl. Earth Sci.*, **420**(1), 658-663.
13. Blaauw M., Christen A.J. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, **6**(3), 457-474.
14. Brooks S.J., Diekmann B., Jones V.J. et al. (2015) Holocene environmental change in Kamchatka: A synopsis. *Global and Planetary Change*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.004>.
15. Faegri K., Iversen J. (1989) Textbook of pollen analysis. Chichester, John Wiley and Sons, 328 p.
16. Grimm E.C. (1991) Tilia 1.12, Tilia Graph 1.18. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield.
17. Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Kolka V.V., Hammarlund D. (2013) Holocene climate variability on the Kola Peninsula, Russian Subarctic, based on aquatic invertebrate records from lake sediments. *Quarter. Res.*, **79**, 350-361.
18. Jennings A.E., Knudsen K.L., Hald M. et al. (2002) A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene*, **12**(1), 49-58.
19. Kerwin M.W., Overpeck J.T., Webb R.S. (1999) The role of oceanic forcing in mid-Holocene Northern Hemisphere climatic change. *Paleoceanography*, **14**(2), 200-210.
20. Klimaschewski A., Barnekow L., Bennett K.D. et al. (2015) Holocene environmental changes in southern Kamchatka, Far Eastern Russia, inferred from a pollen and testate amoebae peat succession record. *Global Planet. Change*, **134**, 142-154.
21. Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M. et al. (2012) Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: Evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloye. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **331-332**, 177-193.
22. Leps J., Smilauer P. (2003) Multivariate analysis of ecological data using CANOCO. Cambridge, Cambridge University press, 267 p.
23. Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2015) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the Lake Syrytkul sediments. *Quaternary International*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.0.062>.
24. Nazarova L., de Hoog V., Hoff U., Dirksen O., Diekmann B. (2013) Late Holocene climate and environmental changes in Kamchatka inferred from the subfossil chironomid record. *Quaternary Sci. Rev.*, **67**, 81-92.
25. Panova N.K., Antipina T.G. (2015) Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia. *Quaternary International*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>.
26. Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. (2005) A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* D06102. DOI: 10.1029/2005JD006079.
27. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P. et al. (2014) 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 Sci. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>.
28. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50 000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4), 1869-1887.
29. Salonen J.S., Seppä H., Välranta M. et al. (2011) The Holocene thermal maximum and late-Holocene cooling in the tundra of NE European Russia. *Quaternary. Res.*, **75**, 501-511.
30. Ter Braak C.J.F., Prentice I.C. (1988) A theory of gradient analysis. *Advances Ecol. Res.*, **18**, 271-317.
31. Ter Braak C.J.F., Smilauer P. (2002) CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide: Software for Canonical Community Ordination (Version 4.5). Ithaca, Microcomputer Power, 500 p.
32. Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al. (2012) 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). *J. Quaternary. Sci.*, **27**(7), 649-659.

Paleolimnological reconstruction of Late Glacial and Holocene environments of Middle Urals

A. V. Maslennikova*, V. N. Udachin**, D. V. Pirogov***, P. V. Khvorov*

*Institute of Mineralogy UB RAS

**South Ural State University

***Testing and Analytical Center "ANC-service"

The paleolimnological study of the Lake Tavatui sedimentary record based on a multi-proxy approach provides reconstruction of the Late Glacial and Holocene environments of the Middle Urals. Spore-pollen spectra of the Late Glacial clay reflect several climate shifts between 13.25 and 11.7 ka cal BP. Lithology, mineralogy, geochemistry and spore-pollen spectra of the lake sediment core show follows Holocene environmental changes: ≈ 11.2 ka cal BP, ≈ 10.6 – 10.4 ka cal BP, ≈ 9.8 ka cal BP, ≈ 8.5 – 7.5 ka cal BP, ≈ 5.8 ka cal BP, ≈ 4.2 ka cal BP, ≈ 3.5 ka cal BP and ≈ 2.3 – 2.2 ka cal BP. Lake sediments accumulated since the beginning of human-induced lake level increase (1914–1915 AD) characterized by an increase in Al, K, Rb, Zr, Cs, Be, Sc, V and Ga. These lithophil elements were used as the lake-level fluctuations indicators for the Holocene lake sediments.

Key words: *lake sediments, Holocene, Lateglacial, human-impact, paleolimnological reconstruction, palynology, geochemistry, Middle Urals.*

REFERENCES

1. Antipina T.G., Panova N.K., Chairkina N.M. (2013) The dynamics of the environment in the Holocene according to the multi-proxy analysis of the VI core of Gorbunovo Peat Bog. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **4**(16), 89-97. (In Russian)
2. *Geologicheskaja karta Urala*. (1967) 1 : 200 000. List O41XXVG (Red. M.A. Pojarkov) [Geological map of the Urals (In Russian). 1 : 200 000. List O41XXVG (Ed. M.A. Pojarkov)]. GUGK. (In Russian)
3. Zaretskaja N.E., Panova N.K., Zhilin M.G., Antipina T.G., Uspenskaya O.N., Savchenko S.N. (2014) Geochronology, Stratigraphy, and Evolution of Middle Uralian Peatlands during the Holocene (Exemplified by the Shigir and Gorbunovo Peat Bogs). *Stratig. Geol. Correl.*, **22**(6), 632-654. (In Russian)
4. Komar I.V. (1959) *Ural. Ekonomiko-geograficheskaja kharakteristika* [The Urals. Economic and geographic characteristic]. Moscow, AN SSSR Publ., 366 p. (In Russian)
5. Lozhkin V.A. (1971) *Ozero Tavatui. Chelovek i stikhija. Nauchno-populjarnyj gidrometeorologicheskij sbornik* [Tavatui Lake. Man and element. Scientific-popular collection]. St.Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 115 p. (In Russian)
6. Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) First data on chemical composition factors of the Southern and Middle Urals lake sediments. *Trudy V Mezhdunarodnoi Konferentsii: "Vodnye resursy: izuchenie i upravlenie"* [Proc. 5-th International Conference: "Water Resources: Research and Management"]. Petrozavodsk, Karelian NTs RAS, 307-313. (In Russian)
7. Maslennikova A.V., Udachin V.N., Anfilogov V.N., Deryagin V.V. (2016) Reflection of global Late Glacial and Holocene paleoclimate oscillations in the palynological record from Tavatui Lake sediments (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **468**(4), 433-436. (In Russian)
8. Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. (2014) *Paleoekologija i geokhimija ozernoj sedimentatsii golotsena Urala* [Paleoecology and geochemistry of the lake sedimentation of the Urals]. Ekaterinburg, UB of RAS Publ., 136 p. (In Russian)
9. Sladkov A.N. (1967) *Vvedenie v sporovo-pyl'cevuyu analiz* [Introduction into spore-pollen analysis]. Moscow, Nauka Publ., 270 p. (In Russian)
10. Khotinskiy N.A. (1977) *Golotsen severnoy Evrazii* [The Holocene of Northern Eurasia]. Moscow, Nauka Publ., 200 p. (In Russian)
11. Appleby P.G. (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. *Tracking environmental change using lake sediments*. Dordrecht, Kluwer, 171-203.
12. Bezrukova E.V., Krivonogov S.K., Takahara H. et al. (2008) Lake Kotokel as a stratotype for the late glacial and Holocene in Southeastern Siberia. *Dokl. Earth Sci.*, **420**(1), 658-663.
13. Blaauw M., Christen A.J. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, **6**(3), 457-474.
14. Brooks S.J., Diekmann B., Jones V.J. et al. (2015) Holocene environmental change in Kamchatka: A synopsis. *Global and Planetary Change*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.004>.
15. Faegri K., Iversen J. (1989) Textbook of pollen analysis. Chichester, John Wiley and Sons, 328 p.
16. Grimm E.C. (1991) Tilia 1.12, Tilia Graph 1.18. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield.
17. Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Kolka V.V., Hammarlund D. (2013) Holocene climate variability on the Kola Peninsula, Russian Subarctic, based on aquatic invertebrate records from lake sediments. *Quarter. Res.*, **79**, 350-361.
18. Jennings A.E., Knudsen K.L., Hald M. et al. (2002) A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene*, **12**(1), 49-58.

19. Kerwin M.W., Overpeck J.T., Webb R.S. (1999) The role of oceanic forcing in mid-Holocene Northern Hemisphere climatic change. *Paleoceanography*, **14**(2), 200-210.
20. Klimaschewski A., Barnekow L., Bennett K.D. et al. (2015) Holocene environmental changes in southern Kamchatka, Far Eastern Russia, inferred from a pollen and testate amoebae peat succession record. *Global Planet. Change*, **134**, 142-154.
21. Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M. et al. (2012) Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: Evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloye. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **331-332**, 177-193.
22. Leps J., Smilauer P. (2003) Multivariate analysis of ecological data using CANOCO. Cambridge, Cambridge University press, 267 p.
23. Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2015) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the Lake Syrytkul sediments. *Quaternary International*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.0.062>.
24. Nazarova L., de Hoog V., Hoff U., Dirksen O., Diekmann B. (2013) Late Holocene climate and environmental changes in Kamchatka inferred from the subfossil chironomid record. *Quaternary Sci. Rev.*, **67**, 81-92.
25. Panova N.K., Antipina T.G. (2015) Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia. *Quaternary International*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>.
26. Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. (2005) A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* D06102. DOI: 10.1029/2005JD006079.
27. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P. et al. (2014) 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 Sci. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>.
28. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4), 1869-1887.
29. Salonen J.S., Seppä H., Välranta M. et al. (2011) The Holocene thermal maximum and late-Holocene cooling in the tundra of NE European Russia. *Quaternary Res.*, **75**, 501-511.
30. Ter Braak C.J.F., Prentice I.C. (1988) A theory of gradient analysis. *Advances Ecol. Res.*, **18**, 271-317.
31. Ter Braak C.J.F., Smilauer P. (2002) CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide: Software for Canonical Community Ordination (Version 4.5). Ithaca, Microcomputer Power, 500 p.
32. Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al. (2012) 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). *J. Quaternary Sci.*, **27**(7), 649-659.