



УДК 551.3. 051 (282. 256. 341)

Реконструкция голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на Академическом хребте (оз. Байкал)

Е. Г. Вологина (vologina@crust.irk.ru),
С. С. Воробьева (iana@lin.irk.ru),
Н. В. Кулагина (kulagina@crust.irk.ru)*

Аннотация. В статье приводятся результаты комплексного исследования вещественного состава донных осадков, вскрытых грунтовой трубкой на Академическом хребте Байкала. Установлено, что голоценовые и позднеплейстоценовые отложения значительно отличаются между собой по ряду признаков (литологическое строение, магнитная восприимчивость, диатомовый, палинологический, химический, гранулометрический и минеральный составы), что связано с различными обстановками их накопления. Преобладающим способом переноса осадочного материала в позднем плейстоцене служили талые воды ледников. Кроме того, в это время эоловый перенос, как фактор осадконакопления, играл более значительную роль. Высокие концентрации микрофоссилий (диатомей, цист золотистых водорослей, спикул губок, пыльцы и спор) в голоценовых илах указывают на высокую биопродуктивность в течение голоцена.

Ключевые слова: озеро Байкал, Академический хребет, голоценовые илы, позднеплейстоценовые глины, гранулометрия, минеральный состав, диатомей, пыльца и споры, химический состав.

Введение

Исследования последних десятилетий показали, что в донных отложениях оз. Байкал отражены изменения климата прошлых эпох. Для проведения палеоклиматических реконструкций наиболее подходят ненарушенные отложения, накопленные в спокойных условиях. Примером района со спокойным осадконакоплением является подводный Академический хребет, представляющий собой тектоническое поднятие, отделяющее Северную котловину Байкала от Средней.

В статье приводятся результаты комплексного исследования вещественного состава осадков, вскрытых грунтовой трубкой на Академическом хребте Байкала.

* Авторы благодарны доктору М. Штурму за помощь в отборе керна и обсуждение результатов, И. А. Калашниковой и Т. С. Филевой за выполнение минералогического анализа и обсуждение полученных материалов, С. П. Сумкиной за проведение гранулометрического анализа, Е. Г. Колтуновой и Н. Ю. Царевой – за силикатный анализ, Т. О. Железняковой за помощь в диатомовом анализе, О. Н. Шестаковой за подготовку образцов для палинологического анализа.

Материалы и методы

Керн 04-2 (длина – 94 см) был отобран на глубине 258 м в точке с координатами 53°35,743' с. ш. 107°57,745' в. д. Отбор отложений осуществлялся грунтовой трубкой EAWAG-63/S с борта научно-исследовательского судна ЛИН СО РАН «Верещагин». После отбора колонка была разрезана по вертикали, сфотографирована, выполнено литологическое описание, сопровождаемое просмотром смер-слайдов. Описание смер-слайдов проводилось на световом микроскопе марки SK14 (увеличение $\times 100$) и включало определение основных родов ископаемых диатомовых водорослей, качественного гранулометрического состава терригенной составляющей осадков.

Выполнен гранулометрический анализ отложений (7 проб). При этом глинистая фракция была выделена методом отмучивания, а песчано-алевритовый материал рассеян на ситах. Исследован минеральный состав песчаной составляющей (фракция 0,25–0,05 мм). Минералы легкой и тяжелой фракций, разделенные в бромформе с удельным весом 2,7, определялись в иммерсионных препаратах на микроскопе МИН-8.

Минералогический анализ пелитовой фракции (7 проб) был выполнен на аппарате ДРОН-3.

Проведен диатомовый анализ осадков (89 проб; шаг опробования – 1 см; сплошное опробование) по методике, описанной в работе [8].

Для палинологического анализа отобрана 21 проба. Органическая часть осадка, содержащая пыльцу и споры, отделялась кипячением в 10 % растворе КОН с последующей сепарацией в тяжелой жидкости KJ+KdJ (удельный вес – 2,2 г/см³). Число зерен изменялось от 2 до 1168. Процентное содержание таксонов определялось от суммы пыльцы и спор. Для образцов в интервале 49–93 см проценты не подсчитывались, ввиду малочисленности пыльцы и спор.

Выполнены определения химического состава тонкопелитовой фракции осадков методом силикатного анализа (7 проб).

Результаты и обсуждение

Отложения представлены биогенно-терригенными илами и подстилающими их глинами (рис. 1). Мощность илов составляет 40 см. В интервале 0–30,5 см осадки окислены. Они имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием полос коричневого, темно-коричневого и коричневатого-черного цветов. К границе между окисленными и восстановленными отложениями приурочены уплотненные корковые стяжения (см. рис. 1). Цвет восстановленных осадков главным образом оливково-серый. Глины (интервал 40–94 см) представляют собой вязкие пластичные породы с линзами песка и алеврита.

Результаты диатомового анализа приведены на рис. 1. В поверхностных илах наблюдается голоценовый комплекс диатомей: *Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica*, *Cyclotella minuta*, *C. baicalensis*, *Synedra acus* var.

radians, *Stephanodiscus meyerii*, *St. inconspicuus*, *Cyclostephanos dubius* [20, 22, 9]. К верхней части горизонта глин приурочен пик содержания позднеплейстоценового вида *Stephanodiscus flabellatus* [20, 9]. Таким образом, установлено, что грунтовой трубкой вскрыты голоценовые илы и позднеплейстоценовые глины. Суммарная концентрация диатомей существенно изменяется по разрезу – от почти полного отсутствия в позднеплейстоценовых отложениях до 210 млн створок на грамм (млн ств./г) сухого осадка в голоценовых осадках. Подобная закономерность проявлена также в распределении цист золотистых водорослей (см. рис. 1).

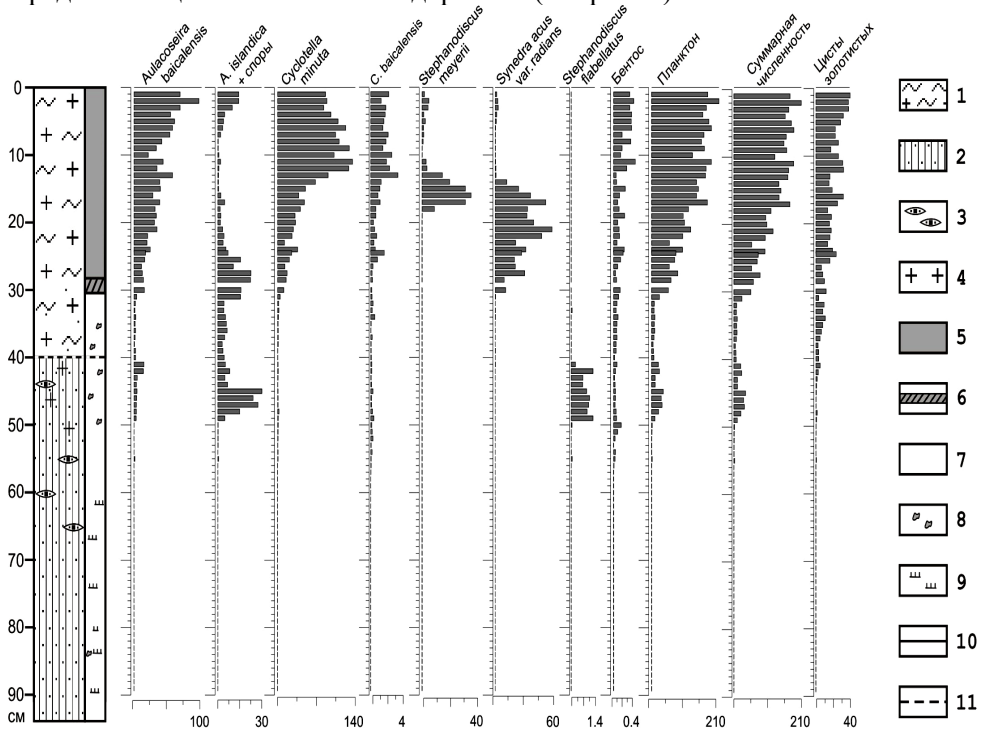


Рис. 1. Распределение видов диатомовых (млн ств./г) по колонке 04-2 (Академический хребет).

Литологическая характеристика: левый столбец: 1 – голоценовый ил, 2 – позднеплейстоценовая глина, 3 – линзы песка, 4 – диатомеи; правый столбец: 5 – окисленный осадок, 6 – окисленная корка, 7 – восстановленный осадок, 8 – пятна окисленного осадка, 9 – полосы гидротроилита. Границы между слоями: 10 – четкие, 11 – нечеткие

В целом по разрезу преобладают планктонные диатомеи, доля бентосных не превышает 0,03–1,0 % (0,01–0,43 млн ств./г). Встречаются цисты золотистых водорослей (0,01–40,6 млн экз. на 1 грамм сухого осадка) и спикулы губок (10–60 тыс. экз./г). Руководящий комплекс состоит из *Cyclotella minuta* (до 80,1 %), *Aulacoseira baicalensis* (до 45,7 %), *A. islandica* + споры (до 67,8 %), *Synedra acus* var. *radians* (до 47,2 %), *Stephanodiscus meyerii* (до 25,8 %), *St. flabellatus* (до 12,2 %). В число сопутствующих ви-

дов вошли *Cyclotella baicalensis*, *Cyclostephanos dubius*, *Stephanodiscus inconspicuus*, *Synedra ulna* var. *danica*.

В интервале 58–89 см (позднеплейстоценовые глины), содержание микрофоссилий минимальное (до 60 тыс. ств./г) (см. рис. 1). Изменение климата в конце плейстоцена [3] привело к заметному развитию организмов. На глубине 41–57 см отмечается увеличение их численности: диатомей – до 36,6 млн ств./г, цист – до 5,2 млн экз./г, спикул – до 50 тыс. экз./г. Здесь отмечается *Stephanodiscus flabellatus* – 0,01–1,3 млн ств./г (0,64–12,2 %), возраст которого составляет около 14 тыс. лет [20, 9]. Кроме того, в этом интервале присутствуют створки видов *Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica* + споры, *Cyclotella minuta*.

На глубине 32–40 см (нижняя часть голоценовых илов, см. рис. 1) происходит снижение численности диатомей (5,0–10,5 млн ств./г). Содержание цист золотистых водорослей составляет 2,5–11,2 млн экз./г, спикул губок – 20–60 тыс. экз./г.

В интервале 20–32 см концентрация микрофоссилий повысилась: диатомей – до 122,2 млн ств./г, цист – до 24,1 млн экз./г. В состав доминантов вошла *Synedra acus* var. *radians* с максимальной численностью 56,1 млн ств./г. Согласно [20, 21] возраст этого пика от 2 до 4 тыс. лет, что соответствует суббореальному периоду голоцена [18].

На глубине 10–20 см содержание створок диатомей в осадках увеличивается до 186 млн ств./г, происходят изменения в соотношении доминантов – снижается доля *Synedra acus* var. *radians* и *Aulacoseira islandica* + споры в осадках, и возрастает доля *Cyclotella minuta*, *Aulacoseira baicalensis*, появляется *Stephanodiscus meyerii*.

В интервале 0–10 см численность створок диатомей (127–210 млн ств./г) и цист (18–41 млн экз./г) высокая. Преобладают виды родов *Aulacoseira* и *Cyclotella*.

Таким образом, изменение климата во время формирования осадков отразилось на составе, обилии и распределении микрофоссилий в разрезе.

Гранулометрический анализ показал, что отложения представлены пелитом (77–91 %) с примесью алевролита (7–18 %) и песка (1,6–7 %) (табл. 1). Песок главным образом мелко- и тонкозернистый. При этом содержание мелкозернистого материала повышено в позднеплейстоценовых глинах и на границе голоценовых и позднеплейстоценовых отложений. Кроме того, здесь также наблюдаются средне- и крупнозернистые разности (см. табл. 1). Вероятно, это связано с возросшим таянием ледников в это время [10] и, как следствие – переотложением более крупнозернистого терригенного материала [23].

Минеральный состав песчаной (0,25–0,05 мм) фракции в целом отражает соотношение минералов в донных осадках Байкала и его горного окружения [15]. Минералы легкой фракции представлены кварцем, плагиоклазом, калиевыми полевыми шпатами, слюдами (биотит, мусковит), хлоритом и графитом (табл. 2). Отмечено значительное количество (14–75 %) глинисто-слюдистых и слюдисто-глинистых агрегатов, характерных для байкальских отложений и образующихся при коагуляции глинистого ма-

териала [15]. В голоценовых илах наблюдаются наземные растительные остатки (до 0,8 %), в позднеплейстоценовых глинах они отсутствуют. По всему разрезу в составе легкой фракции встречаются спикулы губок, при этом их количество в поверхностных илах составляет 1,2–1,6 %, в глинах – 0,4 %. Содержание диатомей и общее содержание легкой фракции также значительно выше в голоценовых осадках (см. табл. 2), а позднеплейстоценовые глины характеризуются присутствием обломков пород и повышенным содержанием кварца и плагиоклаза.

Таблица 1

Гранулометрический состав донных осадков Академического хребта (колонка 04-2)

Глубина, см	Песок, %				Алеврит, %	Пелит, %
	кр./з.	ср./з.	м./з.	т./з.		
0–9	–	–	0,33	6,67	16	76,5
15–24	–	–	0,33	2,90	15	81,5
30–40	0,17	0,33	0,67	2,77	18	77,8
40–46	0,33	0,43	0,40	0,40	13	84,8
55–60	–	0,33	1,17	0,83	7	90,3
70–75	–	0,17	1,00	1,27	8	89,4
85–89	–	0,17	0,93	0,37	7	90,7

Примечание: в интервалах 0–9, 15–24, 30–40 см – голоценовый ил, в интервалах 40–46, 55–60, 70–75, 85–89 см – позднеплейстоценовая глина.

Сокращения: кр./з. – крупнозернистый, ср./з. – среднезернистый, м./з. – мелкозернистый, т./з. – тонкозернистый.

Таблица 2

Состав и содержание (%) легкой фракции (0,25–0,05 мм) в донных отложениях Академического хребта (колонка 04-2)

Состав	Глубина, см						
	0–9	15–24	30–40	40–46	55–60	70–75	85–89
Кварц	1,2	6,4	14	35,2	61,2	30	39,2
Плагиоклаз	0,8	3,2	3,2	10,4	10,4	6	10
Калишпаты	2,4	р. зн.	0,4	4,8	5,6	1,2	2
Биотит	0,4	2	4	7,2	3,2	3,2	13,6
Мусковит	0,4	0,4	0,8	0,4	0,8	1,2	0,8
Хлорит	0,8	–	0,8	0,8	0,8	0,8	1,2
Графит	0,4	0,4	0,8	0,8	0,8	0,4	0,8
Угл. раст. остатки	0,8	0,4	0,8	0,8	–	–	–
Углистый материал	0,4	2,4	0,8	0,4	0,4	0,4	знаки
Агрегаты	32	75,2	73,2	36,8	14	55,2	32
Обломки пород	знаки	–	–	0,4	2	1,2	знаки
Диатомей	60	8	знаки	1,6	0,8	–	–
Спикулы губок	1,6	1,6	1,2	0,4	–	0,4	0,4
Вес легкой фракции, г							
	2,0978	0,9656	1,0227	0,2347	0,5859	0,6774	0,3875

Примечание: характеристика отложений дана в табл. 1.

Сокращения: угл. раст. – углифицированные растительные остатки, р. зн. – редкие знаки.

Тяжелая фракция представлена амфиболами (главным образом роговой обманкой), минералами группы эпидота, пироксенами (в основном диопсидом), ильменитом, сфеном, магнетитом, гранатом, хлоритоидом, лейкоксеном, апатитом, цирконом и др. (табл. 3). Содержания минералов меняются по разрезу, что, скорее всего, связано с различными источниками сноса материала. В поверхностных илах повышены содержания роговой обманки, диопсида и сфена. В глинах несколько больше эпидота и лейкоксена. Однако наиболее четко различие состава тяжелой фракции голоценовых и позднеплейстоценовых отложений проявлено по ильмениту и хлоритоиду. Повышенные концентрации этих минералов приурочены к позднеплейстоценовым глинам. Наличие хлоритоида в осадках Академического хребта, возможно, связано с ветровым переносом [17, 4]. Источником этого минерала могли служить хлоритоидные сланцы анайской свиты (верхний протерозой), имеющие локальное распространение на северо-западном побережье Среднего Байкала [6]. Есть данные, указывающие на то, что в ледниковое время эоловый перенос, как фактор осадконакопления, играл более значительную роль [4] за счет повышенной силы ветров и более продолжительного периода ледостава озера [19]. По-видимому, это и определило повышенное содержание хлоритоида в пробах позднеплейстоценовых осадков (см. табл. 3).

Таблица 3

Минеральный состав и содержание (%) минералов тяжелой фракции (0,25–0,05 мм) в донных отложениях Академического хребта (колонка 04-2)

Минералы*	Глубина**, см						
	0–9	15–24	30–40	40–46	55–60	70–75	85–89
Роговая обманка	33,6	38	30,2	39,6	20	7,2	6,2
Диопсид	11,4	17,2	14,8	14,6	11	8	8
Гиперстен	4	4	3,2	3,2	2,8	0,6	2
Эпидот	11,6	9,2	9,6	8,4	15	13,2	13,6
Ильменит	9	4,6	6	5,2	14,6	31,2	28,4
Сфен	12	10,6	17,4	8,8	2,8	3	3,2
Магнетит	5	4	3,6	4	4	8	14
Гранат	6	5,6	9	6,6	2	2,6	5,4
Хлоритоид	1,2	1	0,6	3,2	14,4	14,6	5,4
Лейкоксен	0,8	0,4	0,4	0,8	7	5,4	10,4
Апатит	1,2	2,8	2,6	3	2	0,6	0,4
Циркон	1,8	1,2	1	1	0,6	1,4	2
Вес тяжелой фракции, г							
	0,0022	0,0044	0,0073	0,0053	0,0141	0,0026	0,0025

Примечания:

* кроме того, встречаются: гетит, пирит, рутил, тремолит, турмалин, ставролит;

** характеристика отложений дана в табл. 1.

Содержания тяжелой фракции варьируют от 0,0022 до 0,0073 г в голоценовых илах и от 0,0025 до 0,0141 г в позднеплейстоценовых глинах. Установлено, что величина магнитной восприимчивости в отложениях, сформированных в ледниковые периоды, больше чем в межледниковых интервалах [13, 23]. Это связано как с уменьшением количества биогенного немагнитного материала в холодные периоды [13], так и с увеличением содержания минералов тяжелой фракции [23], среди которых преобладают среднемагнитные разности (см. табл. 3) [12].

Тонкопелитовая фракция имеет полиминеральный состав: гидрослюды, смектиты, хлорит, следы каолинита (рис. 2). Согласно [11] глинистые минералы донных осадков Байкала являются главным образом терригенными. При этом в позднеплейстоценовых глинах содержание глинистых минералов выше, чем в голоценовых отложениях (см. рис. 2), что связано, вероятно, с наличием ледников в горном окружении озера в это время [16] и, как следствие, с повышенным выносом терригенного материала ледниковыми тальми водами в Байкал [10]. При этом скорость осадконакопления в ледниковые периоды значительно возросла [1, 7].

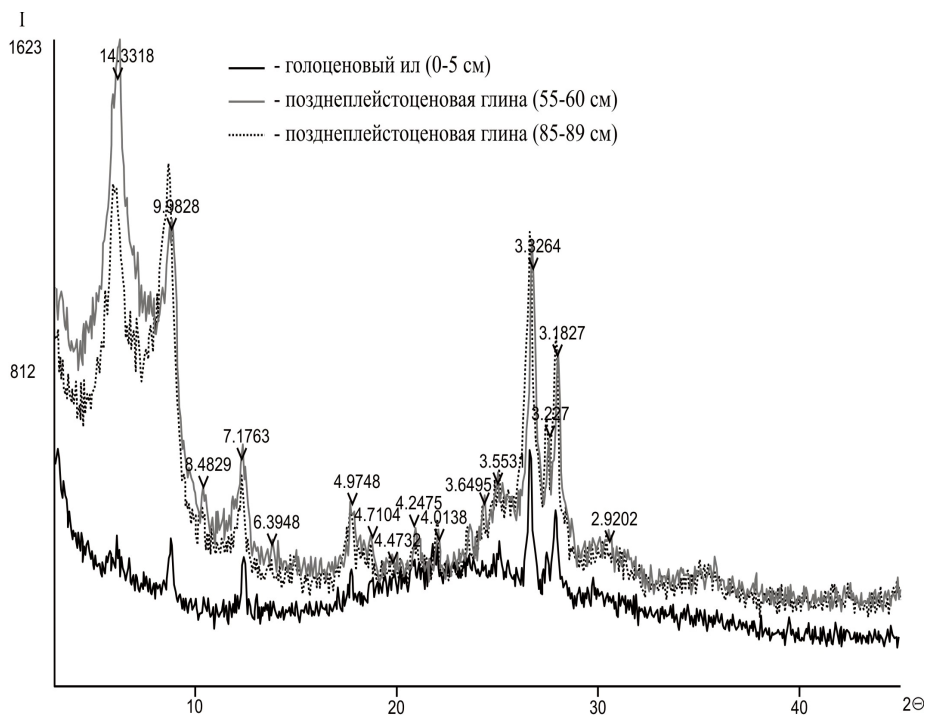


Рис. 2. Диафрактограммы проб осадков, отобранных по колонке 04-2 (Академический хребет).

Условия съемки: аппарат ДРОН-3.0, излучение – Cu, Ka, Ni – фильтр, V = 25 kV, I = 20 mA. Образцы ориентированные воздушно-сухие

Палинологический анализ показал низкое содержание пыльцы и спор (от 2 до 59 зерен) в нижнем интервале 49–93 см (рис. 3), что согласуется с полученными ранее данными [2] и объясняется низкой продуктивностью растительности позднеплейстоценового (сартанского) времени.

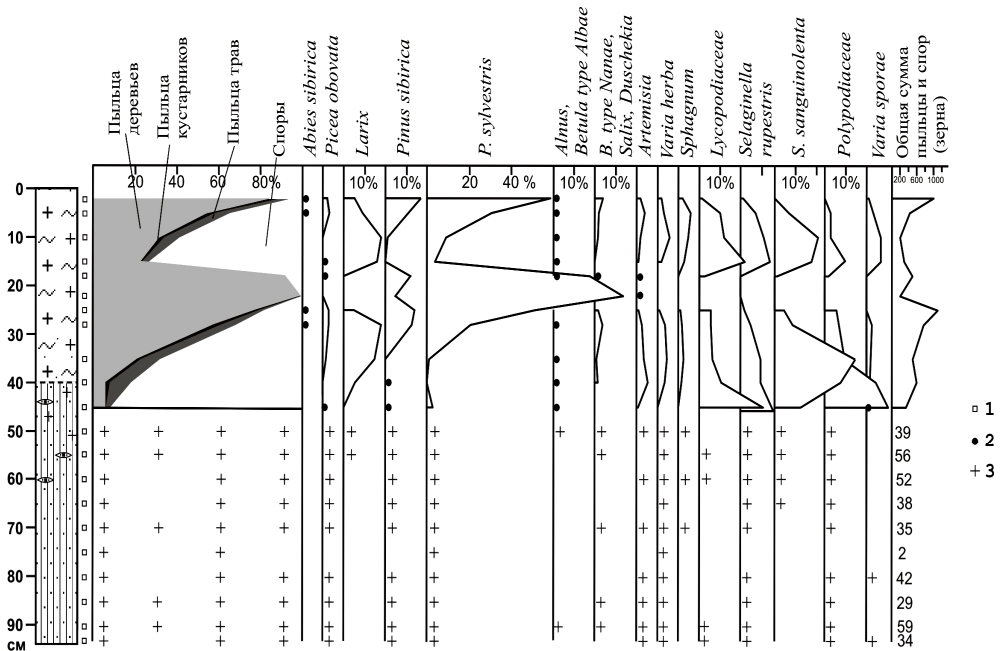


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений (колонка 04-2, Академический хребет):

1 – точки отбора проб, 2 – содержание пыльцы и спор до 1 %, 3 – единичное содержание пыльцы. Условные обозначения к литологической колонке см. на рис. 1

Выше по разрезу по видовому составу и количественным соотношениям доминантов в палиносpectрах выделяются следующие слои (доминанты указаны последними):

39–46 см – *Larix* – *Artemisia* – *Lycopodiaceae*, *Selaginella*, *Polypodiaceae*. Абсолютное господство спор – 81–93 % (*Polypodiaceae* 25–31 %, *Lycopodiaceae* 11–31 %, *Selaginella rupestris* 10–15 %, *S. sanguinolenta* 13–23 % и редко *Sphagnum*, *Bryales*), пыльца древесных пород (*Picea obovata*, *Larix*, *Pinus sibirica*, *P. sylvestris*, *Betula type Albae*) составляет 5–7 %, кустарников 0–2 % (*Betula type Nanae*, *Duschekia*, *Salix*), трав 2–10 % (*Artemisia* до 6 %, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*, *Lamiaceae*, *Valeriana*, *Onagraceae*, *Primulaceae*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae*). Преобладание видов споровых растений, экологическая приуроченность которых связана и с хвойными лесами, и со щебнистыми склонами, и высокогорной, альпийской зонами, представителей степных и лугового-степных сообществ среди трав, присутствие небольшого числа древесных пород указывает на лесотундровый характер растительности. Очевидно,

сказывается влияние холодных и более сухих условий переходного периода к голоцену.

35–36 см – *Selaginella* – *Larix*. На фоне многочисленных спор (70 %), особенно плаунков (*Selaginella sanguinolenta* 39 %, *S. rupestris* 10 %) отмечается значительное участие *Larix* (15 %) среди пыльцы деревьев (20 %). Пыльца других древесных пород принадлежит *Picea obovata*, *Pinus sylvestris*, *P. sibirica*, *Betula type Albae*. Кустарники (*Duschekia*, *Betula type Nanae*, *Salix*) единичны. Число пыльцы трав немного уменьшилось (9 %) и она представлена степными и лугово-степными растениями. Открытые участки, занятые плаунковыми, степными и лугово-степными группировками, чередовались с лиственничными редколесьями с примесью ели. Происходит постепенное возрастание лесной составляющей в растительном покрове.

24,5–28,5 см – *Sporae* – *Pinus sibirica* – *Larix*, *Pinus sylvestris*. В общем составе спектров резко увеличивается содержание пыльцы древесных пород (56–76 %), соответственно сокращается роль спор (20–33 %), а пыльцы трав (2–8 %) и кустарников (2–4 %) по-прежнему немного. Площади светлохвойных сосново-лиственничных и темнохвойных кедровых с участием ели и пихты лесов составляют существенную часть ландшафта, что свидетельствует о достаточно благоприятных условиях развития растительности.

16–22 см – *Pinus sibirica* – *P. sylvestris*. Спектр характеризуется господством пыльцы древесных (92–99 %), в частности *Pinus sylvestris* (78–94 %) и *P. sibirica* (5–12 %), на фоне сильного сокращения других представителей. К данному интервалу приурочены находки единичных палеозойских спор и *Yuglans sp.*, что может служить признаком изменения условий осадконакопления. Эти изменения, возможно, привели к разреженности растительного покрова и обогащению спектров пыльцой сосны ветровым заносом с западного берега Байкала.

9–15 см – *Lycopodiaceae*, *Selaginella* – *Larix*. Вновь главенствуют споры 59–74 % (*Selaginella sanguinolenta* 18–21 %, *S. rupestris* 11–14 %, *Polypodiaceae* 3–10 %, *Lycopodiaceae* 12–22 % и единично *Sphagnum*, *Bryales*). Среди пыльцы деревьев (22–31 %) ведущее положение занимает *Larix* (16–18 %), ей сопутствуют *Pinus sylvestris* (4–9 %) и единично *Picea obovata*, *P. sibirica*, *Alnus*, *Betula type Albae*. Пыльца кустарников (1–2 %) соответствует *Betula type Nanae*, *Duschekia*, *Salix*, а трав (3–8 %) – *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Brassicaceae*, *Ericales*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Cyperaceae*. Происходит возобновление лиственничных лесов с участием сосны и примесью кедра, ели, ольхи и березы, чередующихся с остепненными и открытыми участками с плаунковыми сообществами. Возможно, с этого времени начинается формирование современного растительного покрова.

4–6 см – *Sporae* – *Larix*, *Pinus sibirica* – *P. sylvestris*. В спектре увеличивается роль пыльцы деревьев (54 %), особенно хвойных пород: *Pinus sylvestris* (31 %), *P. sibirica* (11 %), *Larix* (10 %), *Picea* (3 %), *Abies*, а также

спор (37 %): *Lycopodiaceae* (11 %), *Selaginella selaginoides* (7 %), *S. rupestris* (7 %), *Sphagnum* (6 %) и другие. Содержание пыльцы трав (7 %) и кустарников (2 %) невелико. Лиственнично-сосновые, кедровые с участием ели и пихты леса с хорошо развитым травянистым покровом имеют значительное распространение.

0–2 см – *Larix* – *Pinus sibirica* – *P. sylvestris*. Основу спектра составляет пыльца деревьев (84 %), остальные группы: кустарники (4 %), травы (4 %), споры (7 %) уступают им. Пыльца деревьев представлена *Pinus sylvestris* (59 %), *P. sibirica* (17 %), *Larix* (5 %), *Picea* (2 %), *Abies* (1 %). Характер ландшафтов определяют лесные формации: светлохвойные – лиственничные, сосновые и темнохвойные – кедровые с участием ели, пихты.

По результатам палинологического анализа можно судить о процессе становления растительного покрова на протяжении голоцена. В холодных условиях позднего плейстоцена растительность была сильно разрежена и не могла продуцировать достаточное количество пыльцы и спор. Спектры голоценовой части разреза показывают постепенное развитие лесных формаций, близких к современным лесам западного побережья Байкала.

Химический состав тонкопелитовой фракции также свидетельствует о различии между голоценовыми и позднеплейстоценовыми осадками. Потеря при прокаливании больше в пределах голоценовых биогенно-терригенных илов (до 12,63 %). Этот показатель в целом отражает количество органического вещества [14]. Кроме того, в голоценовых осадках также наблюдаются повышенные содержания P_2O_5 (до 0,51 %). Для позднеплейстоценовых глин характерны более высокие концентрации Al_2O_3 (16,97–18,09 %), K_2O (2,49–3,66 %) и TiO_2 (0,58–0,75 %) по сравнению с голоценовыми илами (10,05–16,23 %, 1,41–2,23 %, 0,35–0,58 % соответственно), что, очевидно, обусловлено значительным количеством гидрослюд и смектитов. Кроме того, в интервале 15–25 см (окисленный осадок, см. рис. 1) наблюдается максимальное содержание MnO (3,08 %), связанного, скорее всего, с наличием бёрнессита ($Mn_7O_{13} \cdot 5H_2O$) [5].

Заключение

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что голоценовые и позднеплейстоценовые осадки значительно отличаются между собой по ряду признаков (литологический состав, магнитная восприимчивость, диатомовый, палинологический, химический, гранулометрический и минеральный составы), что связано с различными климатическими обстановками их накопления. Низкие содержания диатомей, цист золотистых водорослей, спикул губок, наземных растительных остатков, пыльцы и спор в позднеплейстоценовых отложениях связаны с низкой продуктивностью этого периода. Преобладающим способом переноса осадочного материала в это время служили талые воды ледников, о чем свидетельствует преимущественно терригенный состав отложений, повышенное содержание песчаной примеси, глинистых минералов и обломков пород. Кроме того,

имело место усиление эолового переноса вследствие повышенной силы ветров и более продолжительного периода ледостава озера [19]. Все это определило повышенные скорости осадконакопления в позднем плейстоцене [1, 7].

В голоценовых илах отмечаются значительные концентрации $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$, $\text{C}_{\text{орг.}}$ и $\text{N}_{\text{орг.}}$ [23], диатомей, цист золотистых водорослей, спикул губок, пыльцы и спор, повышенные содержания наземных растительных остатков, что указывает на высокую биопродуктивность в течение голоцена.

Список литературы

1. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене / Е. В. Безрукова [и др.] // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 321, № 5. – С. 1032–1037.
2. Безрукова Е. В. Палинологии позднеледниковых и голоценовых отложений озера Байкал // География и природные ресурсы. – 1998. – № 3. – С. 54–61.
3. Безрукова Е. В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене / Е. В. Безрукова. – Новосибирск : Наука, Сиб. издат. фирма РАН, 1999. – 128 с.
4. Вологина Е. Г. Характеристика эолового переноса в зимний период в районе Академического хребта озера Байкал / Е. Г. Вологина, В. Л. Потемкин // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1–2. – С. 254–257.
5. Вещественный состав голоцен-позднеплейстоценовых отложений (на примере колонковой трубки, отобранной на подводной возвышенности в Северном Байкале) / Е. Г. Вологина [и др.] // Сб. избр. тр. науч.-тех. конф. фак-та геологии, геоинформатики и геоэкологии. – Вып. 6. – Иркутск : ИрГТУ, 2006. – С. 62–65.
6. Геологическая карта Прибайкалья / ред. П. М. Хренов ; М-во геологии СССР, Восточносибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья АН СССР, Сибирское отд-ние, Ин-т земной коры. – 1 : 1 000 000. – Иркутск, 1983.
7. Урановый сигнал влажности палеоклиматов в осадках озера Байкал / Е. Л. Гольдберг [и др.] // Докл. АН. – 2005. – Т. 400, № 1. – С. 72–77.
8. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал / М. А. Грачев [и др.] // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 5. – С. 957–980.
9. Регулярные осцилляции климата в масштабе тысячелетий и видообразование в озере Байкал / М. А. Грачев [и др.] // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири – Вып. 1. – Новосибирск : ИАЭТ СО РАН, 2002. – С. 107–121.
10. Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) / Е. Б. Карabanов [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – № 1–2. – С. 48–63.
11. Кашик С. А. Генетические типы глинистых минералов в донных отложениях Южной котловины озера Байкал / С. А. Кашик, Т. К. Ломоносова, Т. С. Филева // Геология и геофизика. – 2001. – № 1–2. – С. 164–174.
12. Копченова Е. В. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов / Е. В. Копченова. – М. : Недра, 1979. – 247 с.
13. Палеоклиматическая запись осадков озера Байкал по данным магнитной восприимчивости / М. А. Крайнов [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – № 1–2. – С. 87–97.

14. *Ломтадзе В. Д.* Методы лабораторных исследований физико-химических свойств горных пород // Руководство к лабораторным занятиям по инженерной геологии. – Л.: Недра, 1972. – 312 с.
15. Сопоставление состава и геохимических особенностей коренных пород и твердого стока крупных рек водосборного бассейна озера Байкал / И. С. Ломоносов [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – № 1–2. – С. 278–297.
16. *Мац В. Д.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история / В. Д. Мац, Г. Ф. Уфимцев, М. М. Мандельбаум. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.
17. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона) / С. М. Попова [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1989. – 111 с.
18. *Хотинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии / Н. А. Хотинский. – М.: Наука, 1977. – 198 с.
19. *Шимараев М. Н.* Опыт реконструкции гидрофизических условий в Байкале в позднем плейстоцене и голоцене / М. Н. Шимараев, Н. Г. Гранин, Л. Н. Куимова // Геология и геофизика. – 1995. – № 8. – С. 97–102.
20. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal / J. P. Bradbury [et al.] // *J. Paleolimnol.* – 1994. – Vol. 10. – P. 213–252.
21. A new record of Holocene climate changes from the bottom sediments Lake Baikal / E. V. Karabanov [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2000. – Vol. 156. – P. 211–224.
22. Diatom succession trends in recent sediments from Lake Baikal and their relation to atmospheric pollution and to climate change / A. W. Mackay [et al.] // *Philosophical Transactions of the Royal Society.* – London, 1998. – Vol. 353. – P. 1011–1055.
23. *Vologina E. G.* Holocene – Late Pleistocene sedimentation in Lake Baikal / E. G. Vologina, M. Sturm, S. S. Vorobyeva // Abstract volume of the 7th International Symposium on Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas – High resolution environmental records of terrestrial sediments (Ulaanbaatar-Hatgal, Mongolia, August, 23–29, 2008). – Ulaanbaatar, 2008. – P. 94–98.

Работа выполнена при поддержке проекта ПФИП РАН 16.17 «Реконструкция последовательности событий аридизации климата Центральной Азии и Сибири в позднем кайнозое на основе комплексного исследования озерных и торфяных отложений» и ЕАВАГ (Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды), грант № 85145.

Reconstruction of Holocene – Late Pleistocene sedimentation at Akademicheskii Ridge (Lake Baikal)

E. G. Vologina, S. S. Vorobyeva, N. V. Kulagina

Abstract. The results of complex investigations of composition of bottom sediments, recovered on Akademicheskii Ridge of Lake Baikal, are presented in the paper. It was determined that Late Pleistocene and Holocene deposits are clearly distinguishable by characteristic features: lithological composition, magnetic susceptibility, diatom, pollen and spores, chemical, grain size and mineral composition. It related with different con-

ditions of sedimentation. Glacial melt waters were predominant process of transport of sedimentary material in Late Pleistocene. Moreover wind transport was very important factor of sedimentation in this time. High concentrations of microfossils (diatoms, spicules of sponges, chrysophyte cysts, pollen and spores) within Holocene mud show high productivity during the Holocene.

Key words: Lake Baikal, Akademicheskii Ridge, Holocene mud, Late Pleistocene clay, grain size analysis, mineral composition, diatoms, pollen particles and spores, chemical composition.

Вологина Елена Геннадьевна
кандидат геолого-минералогических наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
старший научный сотрудник
тел.: 89500995400

Воробьева Светлана Семеновна
кандидат биологических наук
Лимнологический институт СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3,
а/я 4199
старший научный сотрудник
тел.: 42-53-12

Кулагина Наталья Валентиновна
кандидат геолого-минералогических наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
старший научный сотрудник
телефон: 89149083980