

ПАЛЕОКЛИМАТ

УДК 551.3.051 (282.256.341)

**ХЛОРИТОИД В ДОННЫХ ОСАДКАХ АКАДЕМИЧЕСКОГО ХРЕБТА ОЗЕРА БАЙКАЛ —
ИНДИКАТОР ЭОЛОВОГО ПЕРЕНОСА**

Е.Г. Вологина, А.П. Федотов*

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, п/я 4199, Россия*

Приводятся результаты исследования голоценовых и позднеплейстоценовых отложений, вскрытых на подводном Академическом хребте Байкала. Изменение минерального и гранулометрического составов в разрезе донных осадков тесно согласуется со сменой ведущих диатомовых комплексов, маркирующих границу голоцена и позднего плейстоцена. В составе тяжелой фракции песчаной составляющей позднеплейстоценовых глин обнаружено значительное содержание (до 14.6 %) хлоритоида. В голоценовых илах концентрации этого минерала не превышают 1.2 %. Источником хлоритоида являются хлоритоидные сланцы анайской свиты (верхний протерозой), широко распространенные в водораздельной области Приморского хребта в верховьях Лены и Аная. В район подводного Академического хребта Байкала хлоритоид транспортировался преобладающими западными и северо-западными ветрами, на что также указывает отсутствие механических воздействий на поверхности зерен хлоритоида. Повышенные содержания хлоритоида в позднеплейстоценовых осадках связаны с более интенсивным эоловым переносом в это время по сравнению с голоценом.

Эоловый перенос, донные отложения, минералы, хлоритоид, палеоклимат, озеро Байкал.

**CHLORITOID IN THE BOTTOM SEDIMENTS OF THE AKADEMICHESKII RIDGE
OF LAKE BAIKAL, AN INDICATOR OF EOLIAN TRANSPORTATION**

E.G. Vologina and A.P. Fedotov

We present results of study of Holocene and Late Pleistocene deposits recovered on the underwater Akademicheskii Ridge in Lake Baikal. The change in mineral composition and grain size in the bottom sediment core is closely consistent with the change of major diatom complexes marking the Holocene–Late Pleistocene boundary. A high content of chloritoid (up to 14.6 %) has been found among the heavy minerals of the sand fraction of Late Pleistocene clays. The concentration of chloritoid in Holocene mud is no higher than 1.2%. The source of chloritoid is chloritoid shales of the Anaya Formation (Upper Proterozoic), widespread in the watershed of the Primorskii Ridge in the upper reaches of the Lena and Anaya Rivers. Chloritoid was transported to the area of the Akademicheskii Ridge by predominant western and northwestern winds, which is also evidenced from the absence of mechanical impacts on the surface of its grains. The high contents of chloritoid in the Late Pleistocene sediments are due to the more intense eolian transportation at that time as compared with the Holocene.

Eolian transportation, bottom sediments, minerals, chloritoid, paleoclimate, Lake Baikal

ВВЕДЕНИЕ

Современный ветровой перенос и его влияние на осадконакопление в Байкале рассматривались рядом исследователей [Вотинцев, Мещерякова, 1961; Вотинцев, 1967; Галкин, Галкина, 1977; Агафонов, 1990]. По данным К.К. Вотинцева и А.И. Мещеряковой [1961], за счет ветрового сноса в течение года озеро получает минеральных частиц в среднем 300 мг/м², что в пересчете на весь водоем дает 9.0—9.5 тыс. т. (грубый подсчет). По оценке Б.П. Агафонова, ориентировочно в Северную и Среднюю котловины Байкала поступает соответственно не менее 20 и 15 %, а в Южную — не более 65 % эолового материала от общего его количества [Агафонов, 1990].

Роль эолового переноса при накоплении голоценовых и плейстоценовых отложений изучалась применительно к подводному Академическому хребту Байкала [Скляров и др., 1999]. Выбор района исследования неслучаен. Подводный Академический хребет представляет собой тектоническое поднятие в центральной части Байкала, отделенное от берегов глубокими котловинами. Низкие скорости осадконакопления и относительно спокойная обстановка седиментации делают этот объект крайне интересным для проведения палеоклиматических реконструкций [Грачев и др., 1997; Кузьмин и др., 2001; Вологина, Штурм, 2009]. Установлено, что зимний эоловый перенос в районе Академического хребта более эффективный, чем летний, так как характеризуется более продолжительными и сильными ветрами, а также тем, что наряду с транспортировкой частиц по воздуху, существует возможность передвижения зерен по льду озера [Скляров и др., 1999; Вологина, Потемкин, 2001]. Поскольку в ледниковые периоды ледовый покров сохранялся более длительный промежуток времени, а сила и скорость ветра были больше [Шимараев и др., 1995], эоловый перенос терригенного материала в это время играл, вероятно, более значительную роль, чем в наши дни [Скляров и др., 1999; Вологина, Потемкин, 2001]. Сделан вывод о значительном вкладе ветрового переноса в отложении песчаных и алевритовых частиц в донных осадках Академического хребта за последние 200 тыс. лет [Скляров и др., 1999].

Основная цель работы — реконструкция условий накопления аллохтонной составляющей донных отложений оз. Байкал за последние 20 тыс. лет. В статье приводятся новые данные, подтверждающие повышенный вклад эолового переноса при образовании позднеплейстоценовых осадков по сравнению с голоценовыми отложениями на подводном Академическом хребте Байкала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Керн 04-2 (длина 94 см) был отобран на Академическом хребте в точке с координатами 53°35,743' с.ш. 107°57,745' в.д. (рис. 1). Отбор отложений осуществлялся грунтовой трубкой EAWAG-63/S с борта научно-исследовательского судна ЛИН СО РАН «Верещагин». Затем колонка была разрезана, сфотографирована, выполнено литологическое описание, сопровождаемое просмотром смер-слайдов. Описание смер-слайдов проводилось на световом микроскопе марки SK14 (увеличение ×100) и включало определение основных родов ископаемых диатомовых водорослей, качественного гранулометрического состава терригенной составляющей осадков.

Литологический состав осадков и данные диатомового и палинологического анализов позволили установить, что керном были вскрыты голоценовые и позднеплейстоценовые отложения [Вологина и др., 2009].

Выполнен гранулометрический анализ осадков. Проанализировано 7 проб (навеска — 30 г), в том числе 3 пробы — из голоценовой части разреза, 4 — из позднеплейстоценовой. Глинистая фракция была выделена методом отмучивания, а песчано-алевритовый материал рассеян на ситах. В основе анализа лежит классификация обломочных частиц по размеру, предложенная Л.Б. Рухиным [Рухин, 1969]. 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.

Для детального изучения поверхности зерен были отобраны частицы кварца и хлоритоида из песчаной фракции 0.25—0.05 мм. Исследования проводились на электронном сканирующем микроскопе PHILIPS M525 в ЦПК «Электронная микроскопия» при ЛИН СО РАН по методике, описанной В.М. Георгиевым [Георгиев, 1982]. Изучено 20 зерен кварца из голоценовых осадков, 20 зерен кварца и 10 зерен хлоритоида из позднеплейстоценовых отложений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Литологическая характеристика осадков, вскрытых керном 04-2. Верхняя часть колонки (0—40 см) представлена биогенно-терригенными илами, а нижняя (40—94 см) — вязкими пластичными глинами с линзами песка и алеврита (см. рис. 1). Известно, что на подводных возвышенностях толща байкальских осадков представлена ритмичным чередованием слоев, обогащенных остатками диатомовых водорослей, сформированных в теплые межледниковые периоды, и терригенных глин, накопленных в холодные ледниковые периоды [Безрукова и др., 1991; Грачев и др., 1997; Хурсевич и др., 2001; Кузьмин и др., 2009]. Таким образом, можно считать, что граница между голоценовыми и позднеплейстоценовыми отложениями соответствует границе между поверхностными биогенно-терригенными илами и глинами. В осадках самого верхнего слоя колонки 04-2 (глубина 0—40 см) наблюдается голоценовый комплекс диатомей: *Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica*, *Cyclotella minuta*, *C. baicalensis*, *Synedra acus* var. *radians*, *Stephanodiscus meyerii*, *St. inconspicuus*, *Cyclostephanos dubius* [Bradbury et al., 1994; Mackay et al., 1998; Грачев и др., 2002; Вологина и др., 2009]. Повышенные содержания позднеплейстоценового вида *Stephanodiscus flabellatus* приурочены к верхней части глинистого слоя, возраст которого, по дан-

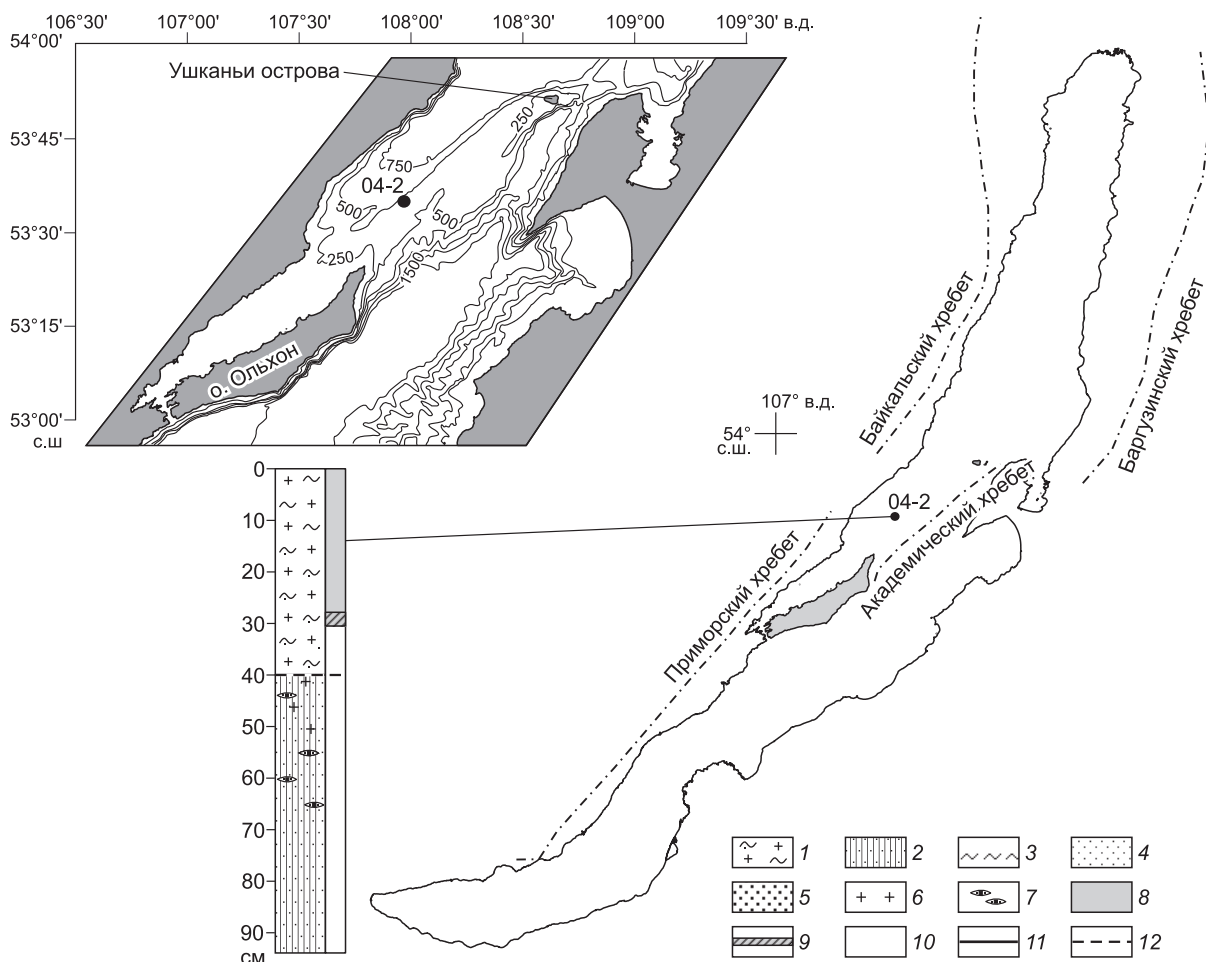


Рис. 1. Схема оз. Байкал с точкой отбора ядра и литологическое строение разреза 04-2 (Академический хребет).

1 — голоценовый ил, 2 — позднеплейстоценовая глина; 3—5 — типы осадков (фракции): 3 — пелит, 4 — алеврит, 5 — песок; 6 — диатомеи; 7 — линзы песка и алеврита; 8 — окисленный осадок, 9 — окисленная корка, 10 — восстановленный осадок; 11, 12 — границы между слоями (11 — четкие, 12 — нечеткие). Изобаты даны в метрах.

ным радиоуглеродного датирования, составляет 14 000 календарных лет [Bradbury et al., 1994; Кузьмин и др., 2009]. Суммарная концентрация диатомей существенно изменяется по разрезу — от незначительного содержания в глинах до 210 млн створок на грамм сухого осадка в биогенно-терригенных илах [Вологина и др., 2009]. Таким образом, литологический состав осадков и данные диатомового анализа свидетельствуют, что граница между голоценовыми и позднеплейстоценовыми осадками в данной колонке находится на глубине 40 см. Результаты палинологического анализа подтверждают этот вывод [Вологина и др., 2009].

Результаты гранулометрического анализа приведены в табл. 1. Отложения представлены пелитом (77—91 %) с примесью алеврита (7—18 %) и песка (1.6—7 %). Песок главным образом мелко- и тонкозернистый. Факторный анализ, выполненный по данным гранулометрического состава осадков, отчетливо показывает, что интервалы ядра, относящиеся к позднему плейстоцену, контрастно отличаются от вышележащих интервалов голоцена (рис. 2, а). При этом содержание мелкозернистого песка и пелита повышено в позднеплейстоценовых глинах. Кроме того, здесь отмечается среднезернистый материал. Примечателен интервал 40—46 см, содержащий средне- и крупнозернистый песок (см. табл. 1). Хронологически отложения этого отрезка ядра сформировались на границе голоцена и позднего плейстоцена. Известно, что ледники горного обрамления Байкала спускались в озеро с формированием айсбергов [Карabanов и др., 2001; Osipov, Khlystov, 2010] около 14 000 календарных лет назад [Horiuchi et al., 2004]. Поэтому увеличение доли крупнозернистой составляющей в позднеплейстоценовых глинах и на границе голоценовых и позднеплейстоценовых отложений, вероятно, можно объяснить айсберговым разномом.

Таблица 1. Гранулометрический состав (%) донных осадков Академического хребта (колонка 04-2)

Глубина, см	Песок				Алеврит	Пелит
	кр./зер.	ср./зер.	м./зер.	т./зер.		
0—9	—	—	0.33	6.67	16	76.5
15—24	—	—	0.33	2.9	15	81.5
30—40	0.17	0.33	0.67	2.77	18	77.8
40—46	0.33	0.43	0.4	0.4	13.33	84.8
55—60	—	0.33	1.17	0.83	7	90.27
70—75	—	0.17	1	1.27	7.83	89.4
85—89	—	0.17	0.93	0.37	7.33	90.73

Примечание. В интервалах 0—9, 15—24, 30—40 см — голоценовый ил; 40—46, 55—60, 70—75, 85—89 см — позднелайстоценовая глина; кр./зер. — крупнозернистый, ср./зер. — среднезернистый, м./зер. — мелкозернистый, т./зер. — тонкозернистый.

Минеральный состав песчаной (0.25—0.05 мм) фракции. Главными компонентами песчаной составляющей донных осадков являются минералы легкой фракции — кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, слюды (биотит, мусковит), хлорит и графит (табл. 2). Отмечено значительное количество (14—75 %) глинисто-слюдистых и слюдисто-глинистых агрегатов, характерных для байкальских отложений и образующихся при коагуляции глинистого материала [Ломоносов и др., 2001]. В голоценовых илах наблюдаются наземные растительные остатки (до 0.8 %), в позднелайстоценовых 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. Позднелайстоценовые глины характеризуются присутствием обломков пород (до 2 %) и повышенным содержанием кварца и плагиоклаза (см. табл. 2). 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 тяжелой фракции варьируют от 0.0022 до 0.0073 г в голоценовых илах и от 0.0025 до 0.0141 г в позднелайстоценовых глинах (см. табл. 3). В целом минеральный состав песчаной (0.25—0.05 мм) фракции байкальских осадков из различных районов озера аналогичен и отражает соотношение минералов в его горном окружении [Голдырев, 1982; Кашик, Мазилев, 1997; Ломоносов и др., 2001; Вологина и др., 2007]. Однако в ряде районов в составе донных отложений обнаружены минералы, имеющие локальное распределение. Одним из таких минералов является хлоритоид ($(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2[\text{OH}]_4$), отмеченный в отложениях, вскрытых скважиной BDP-93 на Бугульдейской перемычке вблизи северо-западного берега Байкала [Кашик, Мазилев, 1997] и в осадках Академического хребта (см. табл. 3). Зерна хлоритоида имеют пластинчатую форму, серовато-зеленый и бледно-зеленый цвета. Это достаточно тяжелый (удельный вес — 3.4—3.6) и хрупкий минерал [Бетехтин, 2008].

Содержания минералов варьируют по разрезу в широких пределах (см. рис. 2, б). Наибольшая изменчивость характерна для роговой обманки, диопсида, ильменита, сфена, хлоритоида, кварца, калиевых полевых шпатов и плагиоклаза. Минералы, имеющие значимые колебания в содержании вдоль разреза, мы объединили в две группы (см. рис. 2, в). 1-я группа — кварц, плагиоклаз, эпидот, ильменит и хлоритоид. Содержания этих минералов повышены в позднелайстоценовых осадках (интервалы 40—46, 55—60, 70—75, 85—89 см). Минералы 2-й группы представлены роговой обманкой, диопсидом, гиперстеном, сфеном и гранатом. Они имеют высокий процент присутствия в голоценовых отложениях (интервалы 0—9, 15—24, 30—40 см). Примечательно, что период смены минеральных групп на глубине 40—46 см тесно согласуется со сменой ведущих диатомовых комплексов, маркирующих границу голоцена и позднего плейстоцена.

Эти данные позволяют предположить, что источники сноса кластического материала в Байкал были разные в финале позднего плейстоцена и в голоцене. На наш взгляд, минералом-маркером источников сноса может являться хлоритоид. В позднелайстоценовых отложениях содержание хлоритоида достигает 14.6 %, а в голоценовых осадках — не более 1.2 % (см. табл. 3). Источником этого минерала могли служить хлоритоидные сланцы анайской свиты (верхний протерозой), которые слагают водораздельные пространства Приморского хребта в верховьях Лены и Аная [Геологическая карта..., 1983; Мац и др., 2001]. Повышенные содержания хлоритоида были зафиксированы также в кайнозойских отложениях о. Ольхон, при этом в составе коренных пород острова хлоритоид отсутствует [Мац и др., 2001]. Авторы утверждают, что зерна этого минерала транспортировались ураганными северо-западными вет-

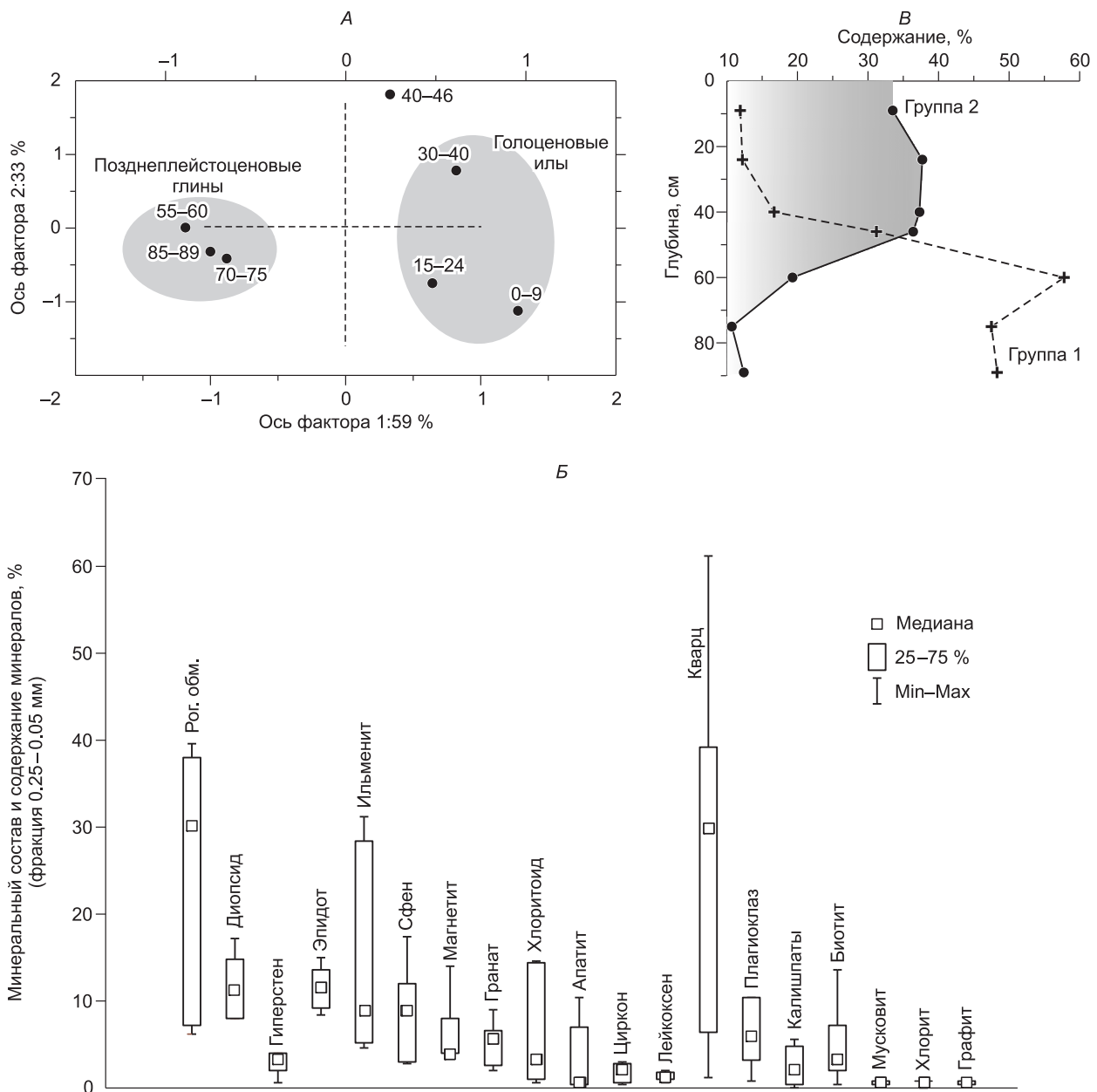


Рис. 2. Данные гранулометрического и минерального анализов, обработанные статистическими методами.

А — результаты факторного анализа, показывающие различие позднеплейстоценовых и голоценовых отложений по гранулометрическому составу. *Б* — вариации содержаний минералов легкой и тяжелой фракции по разрезу. *В* — изменение минерального состава вдоль керна (группа 1 включает суммарное содержание кварца, плагиоклаза, эпидота, ильменита и хлоритоида; группа 2 включает суммарное содержание роговой обманки, диопсида, гиперстена, сфена и граната).

рами с Приморского хребта, где широко распространены мономинеральные хлоритоидные сланцы [Мац и др., 2001].

Ветры западного и северо-западного направлений широко проявлены над котловиной Байкала [Атлас..., 1993; Вологина, Потемкин, 2001]. Максимальные скорости ветров по многолетним данным для метеостанции о. Большой Ушканий, являющегося частью Академического хребта, достигают 25 м/с. Расчетные скорости ветра, способного переносить кварцевые зерна диаметром 250 мкм с Байкальского хребта в район подводного Академического хребта, составляют 22 м/с [Вологина, Потемкин, 2001]. Таким образом, перенос минеральных зерен, в том числе песчаной размерности, с северо-западного берега в район Академического хребта в целом возможен. В зимний период существует также возможность

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
Диатомеи	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. Р. зн. — редкие знаки.

Таблица 3. Минеральный состав и содержание (%) минералов тяжелой фракции (0.25—0.05 мм) в донных отложениях Академического хребта (колонка 04-2)

Минерал*	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

* Кроме того, встречаются гетит, пирит, рутил, тремолит, турмалин, ставролит.

передвижения зерен ветром по льду озера, что наряду с более сильными ветрами, делает зимний эоловый перенос более эффективным, чем летний [Скляров и др., 1999; Вологина, Потемкин, 2001]. В ледниковые периоды ледовый покров сохранялся более длительный промежуток времени, а сила и скорость ветра были больше [Шимараев и др., 1995]. Благоприятным фактором также являлась лучшая обнаженность гор, окружающих Байкал, в ледниковые периоды [Безрукова и др., 1991; Безрукова, 1999]. Поэтому повышенное содержание хлоритоида в пробах позднеплейстоценовых осадков, на наш взгляд, связано с более интенсивным ветровым переносом в это время. На большую интенсивность физического выветривания горного обрамления озера и эолового переноса в финале позднего плейстоцена также указывает высокое содержание кварца, плагиоклаза и полевых шпатов в позднеплейстоценовых отложениях.

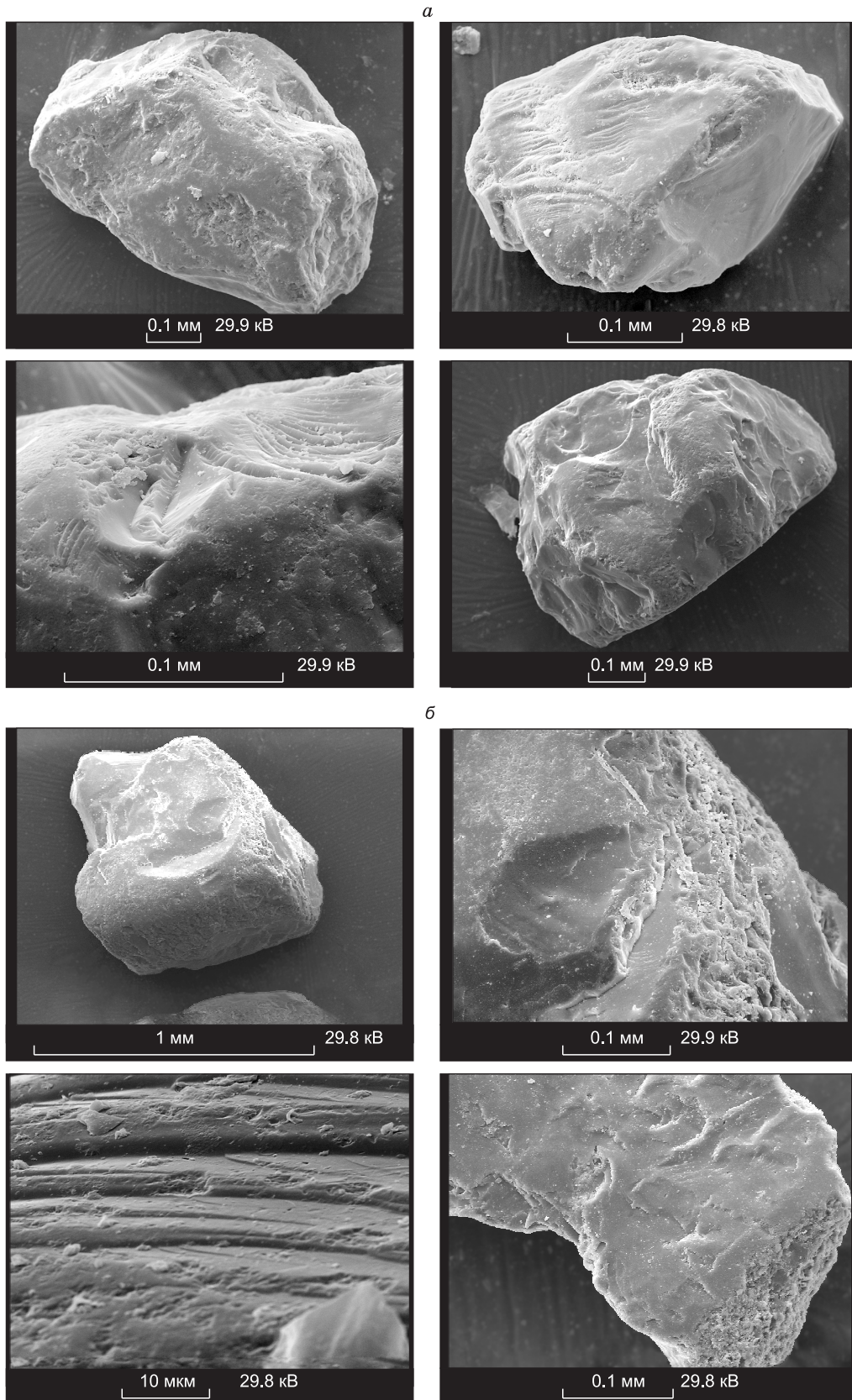


Рис. 3. Фотографии зерен кварца, сделанные на электронном сканирующем микроскопе PHILIPS M525 в ЦПК «Электронная микроскопия» при ЛИН СО РАН.

a — из голоценовых осадков, *б* — из позднеплейстоценовых отложений; колонка 04-2.

Изучение поверхности зерен кварца и хлоритоида. Традиционно с помощью техники электронной сканирующей микроскопии исследуются зерна кварца [Георгиев, 1982], однако изучение минералов тяжелой фракции (гранат, сфен, циркон, рутил, ильменит и др.) показывает, что их поверхности также могут нести следы механической обработки в различных средах [Склярков и др., 1999; Gandhi et al., 2008].

Поверхности изученных нами зерен кварца как из голоценовой, так и из позднеплейстоценовой частей разреза имеют следы обработки в условиях субаквальной (зона пляжа), эоловой и гляциальной сред (рис. 3, а, б). При этом субаквальная среда отражается в хорошей окатанности зерен, поверхности которых характеризуются низким выровненным микрорельефом, наличием V-образных структур, прямых и изогнутых борозд. Основным признаком воздействия эоловой среды является наличие углублений в виде мелких ямок на поверхности зерен, формирующихся при ударах частиц друг о друга. Гляциальные зерна выделяются своей угловатостью. Поверхности таких зерен имеют высокий рельеф, раковистый излом, почти параллельные ступени (образуются при обработке нажимом), иногда дугообразные ступени, а также беспорядочные зазубрины [Георгиев, 1982]. В исследованных зернах часто наблюдается наложение следов различных воздействий, при этом зачастую вторичными являются следы обработки в эоловой среде. Численно доминируют зерна кварца с микроструктурами, характерными для прибрежно-пляжевой зоны. Примечательно обнаружение зерен, несущих следы обработки ледником при его движении. В позднем плейстоцене ближайшие к точке отбора керна ледники располагались примерно на 200 км севернее [Osipov, Khlystov, 2010], что делает маловероятной эоловую транспортировку песчаных частиц из этого района. Следовательно, присутствие зерен с поверхностными микроструктурами гляциальной среды может являться подтверждением предположения о существовании айсбергового разноса.

Поверхности зерен хлоритоида характеризуются «свежестью» сколов, на них не обнаружено явных следов механических воздействий (рис. 4). Это может быть связано с достаточно быстрым их переносом ветром к месту отложения, чему, вероятно, способствует пластинчатая форма зерен хлоритоида,

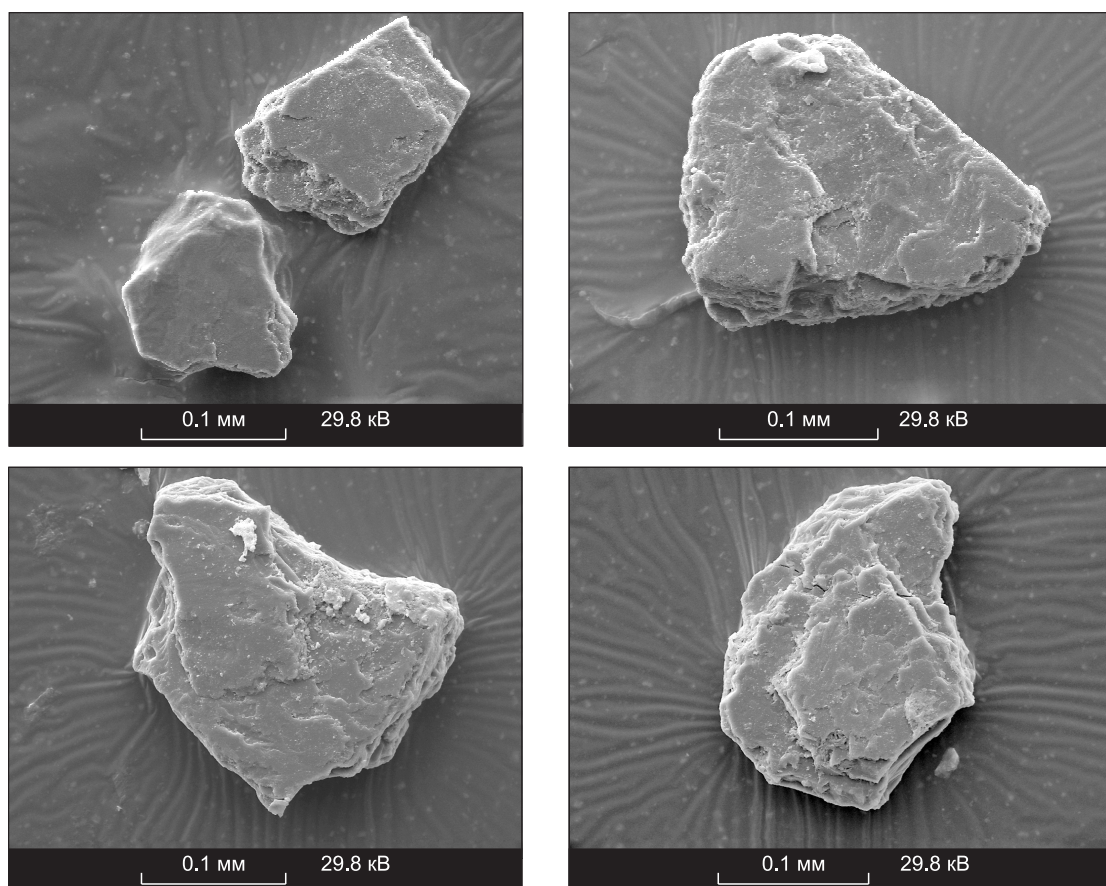


Рис. 4. Фотографии зерен хлоритоида из позднеплейстоценовых отложений (колонка 04-2), сделанные на электронном сканирующем микроскопе PHILIPS M525 в ЦПК «Электронная микроскопия» при ЛИН СО РАН.

обуславливающая «летучесть» чешуек этого минерала. Благоприятным фактором для ветрового сноса является хорошая обнаженность гор, особенно на водораздельных участках гольцов [Агафонов, 1990].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные, полученные в процессе исследования минерального состава песчаной составляющей (фракция 0.25—0.05 мм) голоценовых и позднеплейстоценовых осадков подводного Академического хребта Байкала, позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Минеральный состав песчаной (0.25—0.05 мм) фракции байкальских осадков из различных районов озера в целом аналогичен и отражает соотношение минералов в его горном окружении. Однако источники сноса кластического материала в Байкал были разные в конце позднего плейстоцена и в голоцене. При этом смена минеральных групп в колонке донных осадков, вскрытых на Академическом хребте, тесно согласуется со сменой ведущих диатомовых комплексов, маркирующих границу голоцена и позднего плейстоцена.

2. Минералом-индикатором источников сноса является хлоритоид. В тяжелой фракции позднеплейстоценовых глин отмечены значительные содержания (до 14.6 %) хлоритоида. В этой фракции голоценовых илов его концентрация не превышает 1.2 %.

3. Источником хлоритоида являются хлоритоидные сланцы анайской свиты (верхний протерозой), широко распространенные в водораздельной области Приморского хребта. В район подводного Академического хребта Байкала хлоритоид транспортировался преобладающими западными и северо-западными ветрами как по воздуху, так и, вероятно, по льду озера в зимний период.

4. Повышенные содержания хлоритоида в пробах позднеплейстоценовых осадков связаны с более интенсивным ветровым переносом в это время по сравнению с голоценом. Благоприятными факторами являлись повышенные сила и скорость ветров, более продолжительный период ледостава, а также лучшая обнаженность гор, окружающих Байкал, в ледниковые периоды.

5. Исследование поверхностей зерен кварца, отобранных как из голоценовых, так и из позднеплейстоценовых отложений, показало присутствие одновременно микроструктур, характерных для субаквальной (зона пляжа), эоловой и гляциальной сред. При этом зачастую вторичными являются следы обработки в эоловой среде. Присутствие зерен с ледниковой обработкой, вероятно, является подтверждением вывода о существовании айсбергового разноса. На поверхности зерен хлоритоида не обнаружено следов механических воздействий, что может быть связано с достаточно быстрым их переносом ветром к месту отложения. Этому способствовала пластинчатая форма зерен хлоритоида, обуславливающая «летучесть» чешуек этого минерала.

Авторы искренне благодарны доктору М. Штурму за неоценимую помощь в проведении работ по отбору донных осадков и обсуждение полученных материалов, д.г.-м.н. В.Д. Мацу за обсуждение полученных материалов, И.А. Калашниковой и С.П. Сумкиной за аналитические работы, В.И. Егорову за работы на СЭМ, экипажу НИС ЛИН «Верещагин» за помощь в отборе донных отложений. Авторы также глубоко признательны Э.П. Солотчиной и В.А. Макрыгиной за ознакомление с рукописью статьи и высказанные конструктивные замечания, позволившие улучшить ее содержание.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 34, гранта РФФИ № 12-05-98090-р_сибирь_а.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Б.П.** Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1990, 176 с.
Атлас Байкала. М., Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993, 160 с.
Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск, Наука, 1999, 128 с.
Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н.В., Карабанов Е.Б., Купцов В.М., Курылев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.В., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Якушин А.О. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321 (5), с. 1032—1037.
Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие. М., КДУ, 2008, 736 с.
Вологина Е.Г., Потемкин В.Л. Характеристика эолового переноса в зимний период в районе Академического хребта озера Байкал // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 254—257.
Вологина Е.Г., Штурм М. Типизация голоценовых отложений и районирование бассейна озера Байкал // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (8), с. 933—940.
Вологина Е.Г., Кашик С.А., Штурм М., Воробьева С.С., Ломоносова Т.К., Калашникова И.А., Храмова Т.И., Тоцаков С.Ю. Результаты седиментологических исследований голоценовых отложе-

ний Южной и Средней котловин озера Байкал (на примере скважины ВДР-97 и колонковых трубок) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (4), с. 401—413.

Вологина Е.Г., Воробьева С.С., Кулагина Н.В. Реконструкция голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на Академическом хребте (оз. Байкал) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле», 2009, т. 2 (1), с. 35—47.

Вотинцев К.К. К вопросу о современном осадкообразовании в Байкале // Докл. АН СССР, 1967, т. 174 (2), с. 419—422.

Вотинцев К.К., Мещерякова А.И. Роль эолового переноса в формировании донных отложений и химического состава вод Байкала // Докл. АН СССР, 1961, т. 141 (6), с. 1426—1428.

Галкин В.И., Галкина В.И. О возможности переноса каменного материала льдом Байкала // Круговорот вещества и энергии в водоемах: Тез. докл. 4-го Всесоюзного лимнологического совещания. Иркутск, 1977, с. 80—84.

Геологическая карта Прибайкалья. Масштаб 1:1000000 / Ред. П.М. Хренов. ВостСибСНИИГ-ГиМС АН СССР, ИЗК СО АН СССР, 1983.

Георгиев В.М. Методика исследования микроструктур кластического кварца в осадках при помощи электронного микроскопа // Литология и полезные ископаемые, 1982, № 6, с. 37—48.

Голдырев Г.С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск, Наука, 1982, 182 с.

Грачев М.А., Лихошвай Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Безрукова Е.В., Вейнберг Е.В., Гольдберг Е.Л., Гранина Л.З., Корнакова Е.Г., Лазо Ф.И., Левина О.М., Летунова П.П., Отинцов П.В., Пирог В.В., Федотов А.П., Яскевич С.А., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Резчиков В.И., Федорин М.А., Золотарев К.В., Кравчинский В.А. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (5), с. 957—980.

Грачев М.А., Горшков А.Г., Азарова И.Н., Гольдберг Е.Л., Воробьева С.С., Железнякова Т.О., Безрукова Е.В., Крапивина С.М., Летунова П.П., Хлыстов О.М., Левина О.В., Чебыкин Е.П. Регулярные осцилляции климата в масштабе тысячелетий и видообразование в озере Байкал // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Выпуск 1. Новосибирск, ИАЭТ СО РАН, 2002, с. 107—121.

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В. Оледенения и межледниковья Сибири — палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика, 2001, т. 52 (1—2), с. 48—63.

Кашик С.А., Мазилев В.Н. Литология четвертичных отложений в разрезе глубокой скважины в акватории озера Байкал // Литология и полезные ископаемые, 1997, № 5, с. 484—491.

Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубоководное бурение на Байкале — основные результаты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 8—34.

Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Феденя С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал: морфология, систематика, стратиграфическое распространение, этапность развития (по материалам глубоководного бурения). Новосибирск, Акад. изд-во «ГЕО», 2009, 375 с.

Ломоносов И.С., Антипин В.С., Ломоносова Т.К., Гапон А.Е. Сопоставление состава и геохимических особенностей коренных пород и твердого стока крупных рек водосборного бассейна озера Байкал // Геология и геофизика, 2001, т. 52 (1—2), с. 278—297.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., Недра, 1969, 703 с.

Склярков Е.В., Федотов А.П., Вологина Е.Г., Потемкин В.Л. Гранаты из донных отложений Академического хребта (оз. Байкал) — индикаторы механизмов переноса и источников сноса кластогенного материала // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1341—1352.

Хурсевич Г.К., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Вильямс Д.Ф., Кузьмин М.И., Феденя С.А., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В. Детальная диатомовая био-стратиграфия осадков озера Байкал в эпоху Брюнес и климатические факторы видообразования // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 108—129.

Шимараев М.Н., Гранин Н.Г., Куимова Л.Н. Опыт реконструкции гидрофизических условий в Байкале в позднем плейстоцене и голоцене // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (8), с. 97—102.

Bradbury J.P., Bezrukova Ye.V., Chernyaeva G.P., Colman S.M., Khursevich G., King J.W., Likoschway Ye.V. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal // *J. Paleolimnol.*, 1994, v. 10, p. 213—252.

Gandhi M. Suresh, Solai A., Chandrasekaran K., Rammohan V. Sediment Characteristics and Heavy Mineral Distribution in Tamiraparani Estuary and Off Tuticorin, Tamil Nadu-SEM Studies *Journal Earth Science India*, v. I (III), 2008, p. 102—118.

Horiuchi K., Matsuzaki H., Osipov E., Khlystov O., Fujii S. Cosmogenic Be-10 and Al-26 dating of erratic boulders in the southern coastal area of Lake Baikal, Siberia // *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. B*. 2004, 223(24), p. 633—638.

Mackay A.W., Flower R.J., Kuzmina A.E., Granina L.Z., Rose N.L., Appleby P.G., Boyle J.F., Batarbee R.W. Diatom succession trends in recent sediments from Lake Baikal and their relation to atmospheric pollution and to climate change // *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, 1998, v. 353, p. 1011—1055.

Osipov E.Y., Khlystov O.M. Glaciers and meltwater flux to Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, v. 294 (1), p. 4—15.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию
13 февраля 2012 г.*