

УДК 551.243.(571.53/55)

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

© 2015 г. Н. И. Акулов, И. М. Мащук, В. В. Акулова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

e-mail: akulov@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 09.07.2013 г., получена после доработки 03.02.2014 г.

Рассмотрены кайнозойские отложения озера Байкал, вскрытые скважинами подводного бурения и исследованные с помощью обитаемых подводных аппаратов “Пайсис”, и разновозрастные отложения в береговых обнажениях, горных выработках и скважинах прибрежного бурения. Основное внимание сосредоточено на донных плейстоценовых отложениях, изучение которых проведено по керну скважины ВDP-99-2. Приведены результаты их детального литологического (гранулометрия, иммерсионная минералогия легкой и тяжелой фракций, рентгеноструктурный анализ глинистой фракции) и палинологического исследования. Уточнены литологическая принадлежность изученных отложений и их стратиграфические подразделения. Выполнена корреляция всех известных стратиграфических подразделений кайнозойских отложений аквальной зоны озера Байкал с их аналогами из прибрежной части Байкальской рифтовой зоны и составлен сводный разрез. Отмечено, что (1) все плейстоценовые отложения имеют гидрослюдисто-сметитовый состав глинистой фракции с незначительной примесью каолина; (2) в составе минералов тяжелой фракции донных осадков доминирует неустойчивая к процессам выветривания терригенная эпидот-амфиболовая ассоциация; (3) плейстоценовые осадки озера, кроме уже широко известных железомарганцевых конкреций, содержат сидеритовые, вивианитовые, пиритовые и гетитовые конкреции, а также микрометеориты; (4) наличие древних реликтовых спорово-пыльцевых форм в составе плейстоценовых осадков Байкала связано с их вымыванием из миоценовых и плиоценовых кавернозных глин, обнаженных на подводных склонах Посольской банки, и последующим переотложением совместно с плейстоценовыми палинологическими комплексами.

Ключевые слова: Центральная Азия, озеро Байкал, кайнозойские отложения, плейстоцен, литология, палинология, стратиграфия, корреляция, вещественный состав.

DOI: 10.7868/S0869592X15010020

ВВЕДЕНИЕ

В марте 1999 г. в рамках международного проекта “Байкал-бурение” в Южной котловине озера Байкал проведено бурение еще двух рядом расположенных скважин ВDP-99-1 и ВDP-99-2 (Коллектив..., 2004). С помощью бурового комплекса, смонтированного на вмороженной в лед установке, на глубине 201 м от поверхности озера осуществлено бурение скважин глубиной до 350 м от поверхности его дна. Место бурения располагалось на Посольской банке в точке с координатами 52°05'23" с.ш., 105°50'24" в.д. (рис. 1). Выполненное ранее литологическое изучение керна было проведено по smear-слайдам, а палинологическое изучение — только по верхней части разреза в интервале от 0 до 21 м (Деревянко, 2008). Основная задача исследований заключалась в литологическом и палинологическом изучении керна скважины ВDP-99-2 с целью выявления особенностей вещественного состава плейстоценовых отложе-

ний и корреляции их стратиграфических подразделений с ранее изученными донными отложениями в разрезах скважин ВDP-93-1, ВDP-96 и ВDP-98, а также с кайнозойскими образованиями прибрежной части Байкальской рифтовой зоны.

Исследования, проведенные нами ранее (Мащук, Акулов, 2012), показали, что летопись озера Байкал начинается с момента возникновения озерно-болотных отложений танхойской свиты в раннем олигоцене. По мнению В.Д. Маца (2013), заложение Байкальской рифтовой зоны произошло на рубеже мел-ранний олигоцен (70–30 млн лет), когда образовалась “формация коры выветривания в широком понимании”, с чем мы не согласны. Если следовать этой точке зрения, то время заложения рифтовой зоны можно определить еще раньше — с позднеюрской эпохи (около 150 млн лет назад), когда образовались первые фрагменты переотложенной коры выветривания. Тем не менее ни

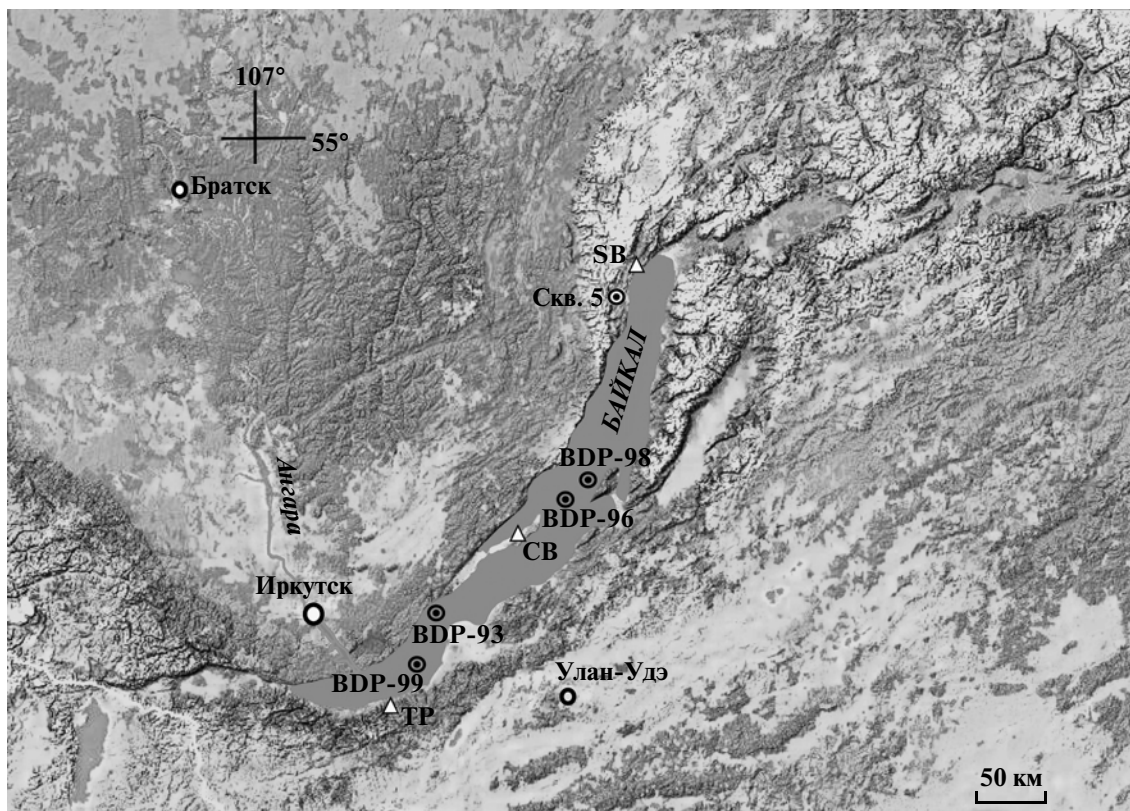


Рис. 1. Спутниковый снимок озера Байкал с указанием мест расположения скважин подводного бурения, в том числе и детально исследуемой скважины BDP-99.

Опорные разрезы: СВ – Северный Байкал (г. Северобайкальск); СВ – Центральный Байкал (остров Ольхон); ТР – Танхойское поле (пос. Танхой). В основу положен снимок МПР России, Байкальский РИКЦ, www.geol.irk.ru

озерных, ни болотных отложений этого возраста пока не обнаружено.

Вслед за танхойской свитой произошло накопление озерных, палеонтологически насыщенных отложений тагайской толщи, последовательно перекрытой озерными глинами и смешанными глинисто-песчаными породами халагайской и других свит и их стратиграфическими аналогами, в том числе и посольской свитой, детально описанной в данной статье. Впервые плейстоценовые отложения из акватории озера Байкал рассмотрены совместно со всем кайнозойским комплексом донных и прибрежных образований Байкальской рифтовой зоны, и проведена корреляция их стратиграфических подразделений. При расчленении кайнозойской мегаформации использовалась схема, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом (Решения..., 1981).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выполнен отбор 297 проб из керна скважины BDP-99-2. Это позволило провести литологические (146 проб на гранулометрический и минера-

логический анализы, 32 пробы на глинистый анализ) и палинологические (119 проб) исследования. Гранулометрический состав донных осадков получен методом отмучивания (0.05–0.01 и <0.001 мм) и последующего отсева на ситах (>1.0, 1.0–0.5, 0.5–0.25, 0.25–0.1 и 0.1–0.05 мм) из исходной навески в 30 г (100%) по традиционной методике (Страхов, 1957). Минералы легкой и тяжелой фракций изучали в иммерсионных препаратах, легкие (с удельным весом менее 2.88 г/см³) – во фракциях 0.25–0.1 мм, тяжелые – во фракциях 0.25–0.1–0.05 мм, так как они наиболее представительны по набору и содержанию отдельных минералов. Количественное процентное содержание минералов в пробе определяли из расчета 500 проанализированных зерен – 100%.

Минералогическая систематика донных отложений проведена с использованием классификационной схемы (полевой шпат–кварц–обломки пород), предложенной Р.Л. Дотом, с изменениями, ориентированными на вакки (Pettijohn et al., 1972). Изучение минеральных ассоциаций глинистой компоненты проводили параллельно в исходной породе и во фракции <0.001 мм рентгенометрическим методом. Рентгенометрические опреде-

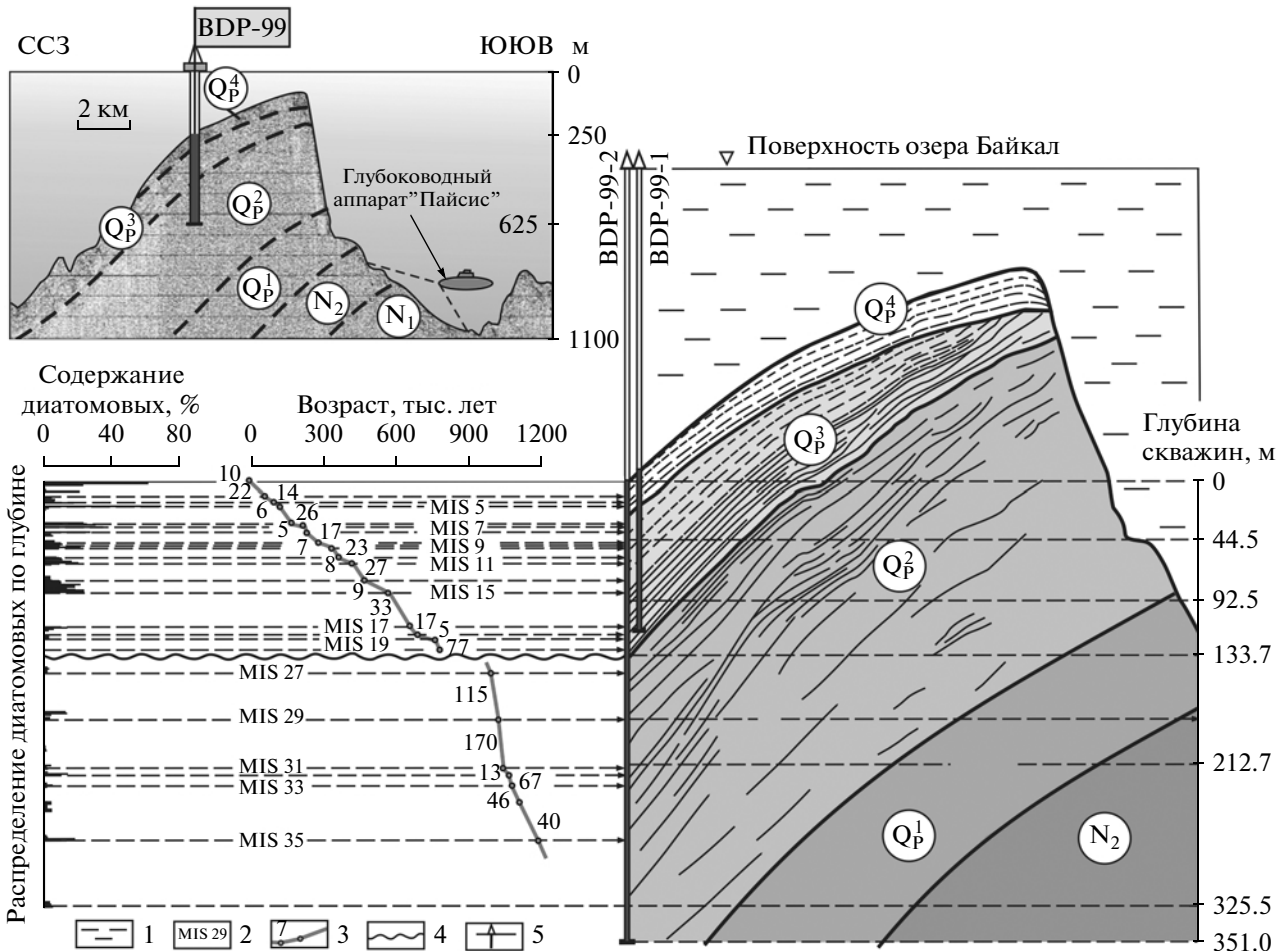


Рис. 2. Разрез непрерывного сейсмического профилирования через вершину Посольской банки и интерпретация последовательности напластования отложений по (BDP Members, 2005; Богданов, Зоненшайн, 1991), с изменениями. 1 – акватория озера Байкал; 2 – морская изотопно-кислородная стадия (MIS – Marine Oxygen Isotope Stage); 3 – возрастная линия (цифры отражают продолжительность MIS интервалов); 4 – стратиграфический перерыв осадконакопления; 5 – места расположения скважин.

ления выполнены на дифрактометре ДРОН-3.0 (CoK_α излучение, Fe-фильтр). Ориентированные препараты глинистых минералов сняты в воздушно-сухом, насыщенном этиленгликолем, диметилсульфоксидом и прокаленным (550 и 600°C) состояниях.

Электронно-микроскопические исследования микрометеоритов выполнены на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200, РЭМ-5ЕМ-525М. Статистическая обработка результатов гранулометрических и минералогических анализов заключалась в определении следующих параметров: среднего арифметического значения (X_{mean}), среднего квадратичного отклонения (σ) и коэффициента вариации (V). Последний показатель отражает степень неоднородности распределения в выборке проб. При $V > 30\%$ распределение считалось разнородным. Степень корреляционной связи между минералами

тяжелой фракции определялась методом кластер-анализа, показавшим хорошие результаты при литологических исследованиях донных отложений (Кашик, Ломоносова, 2006).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Посольская банка, в пределах которой располагаются изученные скважины, представляет собой подводную возвышенность в виде одно-стороннего горста северо-восточного простирания (рис. 2). Ее размер 40 × 30 км. По данным многоканального сейсмического профилирования (Зоненшайн и др., 1992), геологический разрез Посольской банки сложен слоистыми осадками, суммарная мощность которых превышает 1000 м. Вблизи северо-западного основания горста обнаружены крупные тела подводных оползней. Исследование, проведенное на подводном обитаемом аппарате “Пайсис”, пока-

зало, что на приподнятой части горста отсутствует современное осадконакопление, при этом господствуют процессы эрозии (Богданов, Зоненшайн, 1991). Местами эродируемые плотные глины перекрыты хорошо окатанными галечно-песчаными отложениями с включениями многочисленных валунов. Посольская банка — это реликтовый блок Байкальской рифтовой зоны, опущенный вдоль литрических разломов. По данным Ю.А. Богданова и Л.П. Зоненшайна (1991), в подошве Посольской банки залегают миоценовые (N_1) алевропесчаники и мелкозернистые песчаники, которые перекрыты плиоценовыми (N_2) серыми кавернозными плотными глинами и плейстоценовыми (Q_p) глинисто-алевритовыми осадками (рис. 2). Сведения о литологическом составе миоцен-плиоценовых отложений были уже опубликованы (Кашик, Ломоносова, 2006), поэтому детально остановимся на перекрывающих их плейстоценовых осадках.

Посольская свита

Весь комплекс плейстоценовых отложений, залегающий стратиграфически согласно на верхнеплиоценовых образованиях, объединен нами в составе посольской свиты. Посольская свита почти на всю глубину вскрыта скважиной ВDP-99-2 и по возрастным датировкам разделена на три пачки: Q_p^2 , Q_p^3 и Q_p^4 (рис. 3). Деление посольской свиты на пачки проведено по ярусам международной стратиграфической шкалы GTS2004 (Gradstein et al., 2005), на основании возрастных датировок, полученных по ^{10}Be (Horiuchi et al., 2003; Sapota et al., 2004), радиоуглероду (Колман и др., 1993; Colman et al., 1996a, 1996b, 1999; Prokopenko et al., 2001), палеомагнитным данным (Коллектив..., 2000, 2004; Кузьмин и др., 2001; Antipin et al., 2001; Kashiwaya et al., 2001) и результатам диатомового анализа (Коллектив..., 2004; Дервянко, 2008). Нижнеплейстоценовые (Q_p^1) образования посольской свиты ранее были вскрыты скважинами ВDP-96 и ВDP-98 на подводном Академическом хребте и детально исследованы (Коллектив..., 2000; Кашик, Ломоносова, 2006), а перекрывающие их верхнеплейстоценовые отложения (Q_p^4 — бугульдейская толща) дополнительно изучались по керну скважины ВDP-93-1, пройденной в районе Бугульдейской перемычки (Коллектив..., 1995).

Донные осадки, вскрытые скважинами на Посольской банке, преимущественно серые, иногда с ярко выраженными зеленовато-черными оттенками. Они горизонтально-слоистые, местами с включением песчаных линз, гальки и гравия. Единичные включения галечников и гравия представлены кварцитами, сланцами, гнейсами и

гранитоидами. В осадках разреза отмечены линзы и мелкие (до 1.2 см) конкреции землистого вивианита. В свежем изломе они имеют серовато-белый цвет, но при окислении на воздухе приобретают эффектный синевато-голубой цвет.

Гранулометрический состав. Проведенный количественный анализ гранулометрического состава отложений, вскрытых скважинами на Посольской банке (BDP-99-2), показал, что пачка Q_p^2 , мощность которой достигает 191 м, представлена преимущественно алевритовыми глинами и глинами (рис. 4, 5). Незначительная часть этой пачки сложена песчано-алевритовыми глинами и песчано-глинистыми образованиями. Пачка Q_p^3 , мощность которой 112 м, состоит из алевритовых глин, глин, песчано-алевритовых глин и алеврито-песчаных глин, а 22-метровая пачка Q_p^4 — из глин, алевритовых глин и небольшого количества песчано-алевритовых глин. Граница между пачками Q_p^2 и Q_p^3 проведена по стратиграфическому перерыву продолжительностью около 200 тыс. лет, выявленному ранее (Коллектив..., 2004).

Общей особенностью гранулометрического состава донных отложений посольской свиты является существенное доминирование зерен алевритовой и пелитовой фракций над песчаной. При этом распределение глинистых частиц (среднее содержание $X_{mean} = 73.9\%$) по всему разрезу имеет однородный характер (коэффициент вариации $V = 14\%$). Детальное рассмотрение соотношений содержания алевритовой (листой и пылевой) и глинистой фракций в донных отложениях выделенных пачек позволило установить следующие особенности: 1) пачка Q_p^4 отличается максимальным содержанием глинистых частиц ($X_{mean} = 75.3\%$, $V = 20\%$) и минимальным — алевритовых ($X_{mean} = 17.3\%$, $V = 39\%$); 2) пачка Q_p^3 характеризуется промежуточными значениями обеих фракций (глинистая $X_{mean} = 70.9\%$, $V = 27\%$; алевритовая $X_{mean} = 18.7\%$, $V = 40\%$); 3) в подстилающей ее пачке Q_p^2 выявлено минимальное содержание глинистого материала ($X_{mean} = 70.8\%$, $V = 20\%$) при максимальном количестве алевритового ($X_{mean} = 22.7\%$, $V = 38\%$). Распределение содержаний глинистой и алевритовой фракций в посольской свите носит линейный характер с удовлетворительными коэффициентами корреляции. Так, для глинистой фракции $y = -2.245x + 76.833$, $R^2 = 0.7634$, а для алевритовой $y = 2.735x + 14.083$, $R^2 = 0.9274$. Кроме того, для пачки Q_p^2 отмечены интервалы с аномально высокими содержаниями алевритового материала — до 45%.

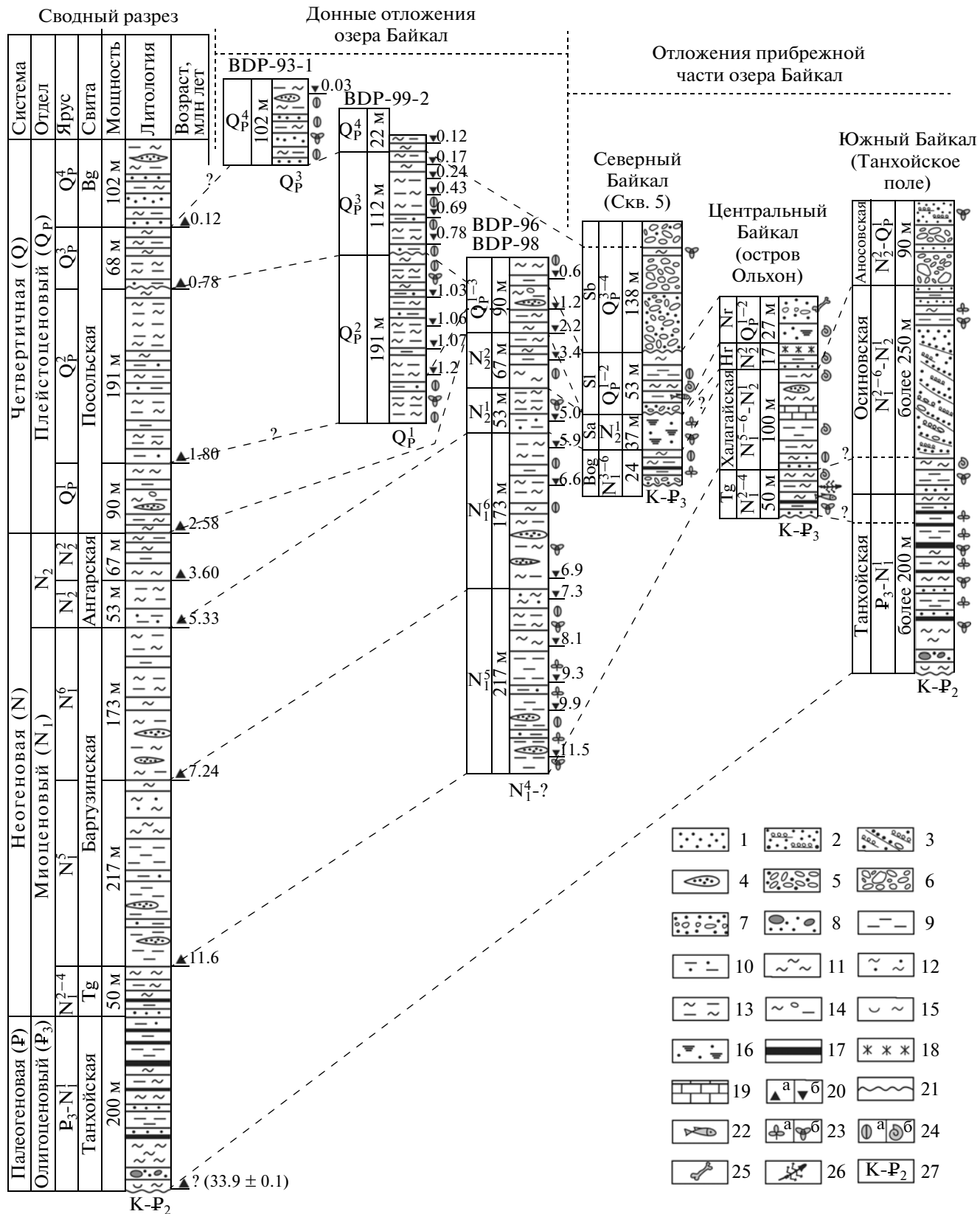


Рис. 3. Схема стратиграфической корреляции плейстоценовых отложений озера Байкал с кайнозойскими осадочными комплексами.

1 – пески; 2 – горизонтально-слоистые пески с гравийными прослойками; 3 – фэновы пески с гравийно-галечниковыми прослойками; 4 – линзы песков; 5 – песчано-гравийно-галечниковые отложения; 6 – валунно-галечниковые отложения; 7 – пески с редкими прослойками мелких галечников и щебня; 8 – валунно-галечные отложения, состоящие из выветрелых валунов и галек (рассыпаются в руках); 9 – алевриты; 10 – песчано-алевритовые отложения; 11 – глины; 12 – песчано-глинистые отложения; 13 – алевритовые глины; 14 – алевритовые глины с включениями гравийно-галечного (айсберговый разнос) материала; 15 – переотложенные продукты каолиновой коры выветривания; 16 – субаэральные покровные суглинки и ископаемые почвы; 17 – бурый уголь; 18 – глины с первичной красноцветностью; 19 – известняки; 20 – возрастные рубежи (млн лет): а – общепринятые согласно Международной стратиграфической шкале (Gradstein et al., 2005), б – полученные в процессе проведения работ по проекту “Байкал-бурение” (Коллектив..., 2004; BDP Members, 2005 и др.); 21 – стратиграфическое несогласие с перерывом осадконакопления около 200 тыс. лет (BDP Members, 2005); 22–26 – палеонтологические остатки: 22 – рыбы, 23 – растения (а), спорово-пыльцевые комплексы (б), 24 – диатомовые водоросли (а), моллюски (б), 25 – кости крупных млекопитающих, 26 – рептилии; 27 – мел-палеогеновая (эоценовая) кора выветривания.

Место расположения скважин и опорных разрезов показано на рис. 1. Ярусы: Q_p^1 – гелазский; Q_p^2 – калабрский; Q_p^3 – “ионский”; Q_p^4 – верхний; N_2^1 – занклский; N_2^2 – пьаченцкий; N_1^1 – аквитанский; N_1^2 – бурдигальский; N_1^3 – лангийский; N_1^4 – серравальский; N_1^5 – тортонский; N_1^6 – мессинский. Толщи осадочных пород: Tg – тагайская, Hг – харанцинская, Нг – нюрганская, Vog – богучанская, Sa – субаэральная, Sl – слюдинская, Sb – северобайкальская, Bg – букульдейская.

Минералогический состав. Анализ минералов легкой фракции позволил установить, что в составе пород пачки Q_p^1 доминируют лититовые граувакки и аркозовые вакки (рис. 6, 7а). В пачке Q_p^2 аркозовые вакки отсутствуют, но, как и в пачке

Q_p^1 , здесь преобладают лититовые граувакки и присутствует незначительное количество субаркозовых вакк. Состав донных отложений пачки Q_p^3 представлен тремя минералогическими типами пород: субаркозовыми вакками, сублитвакка-

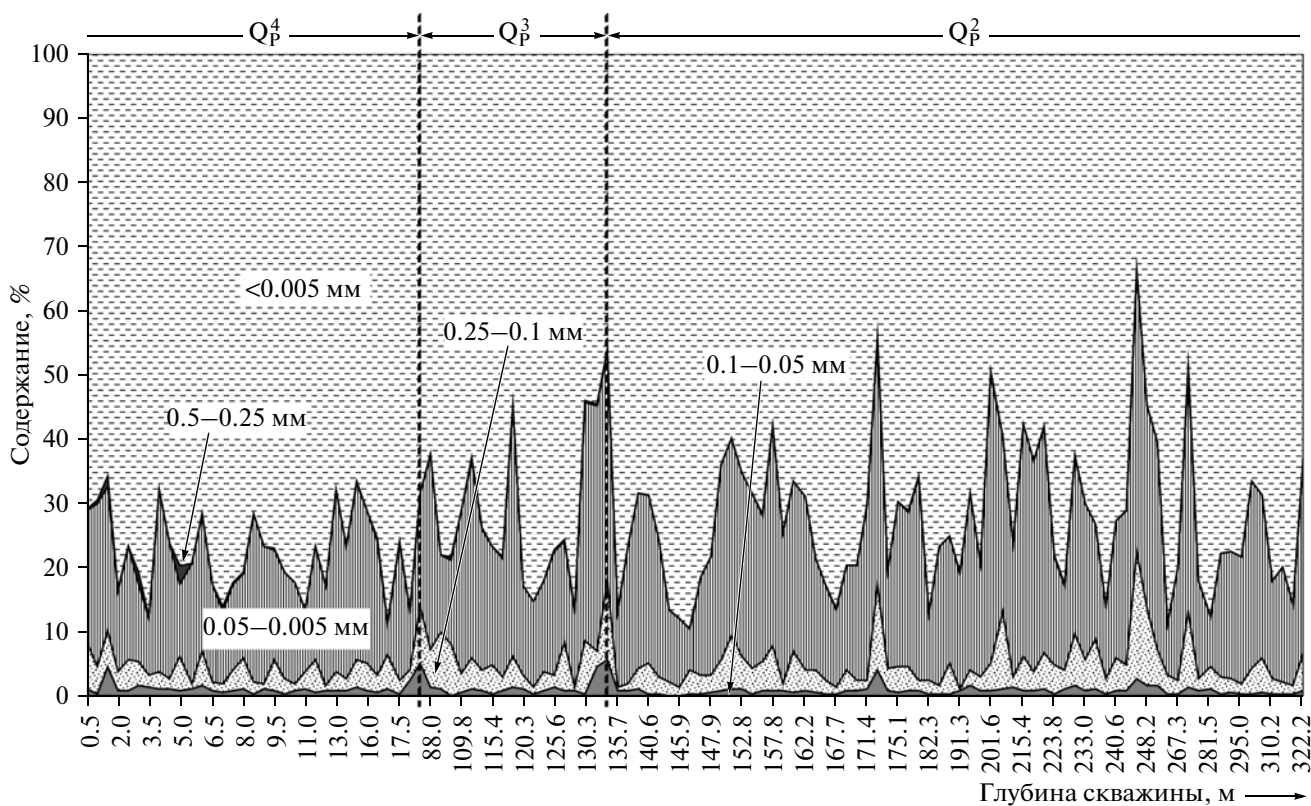


Рис. 4. Динамика изменения гранулометрического состава донных плейстоценовых отложений (вес. %) в разрезе скважины BDP-99-2.

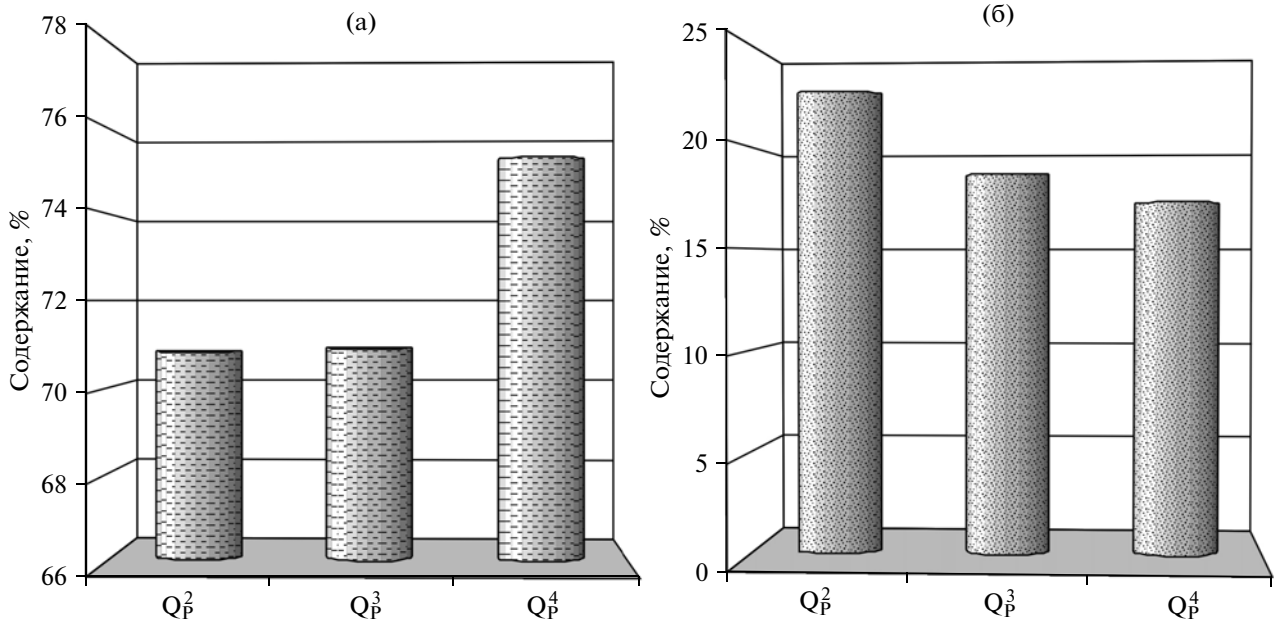


Рис. 5. Распределение средних содержаний глинистой (а) и алевритовой (б) фракций в плейстоценовых осадках озера Байкал.

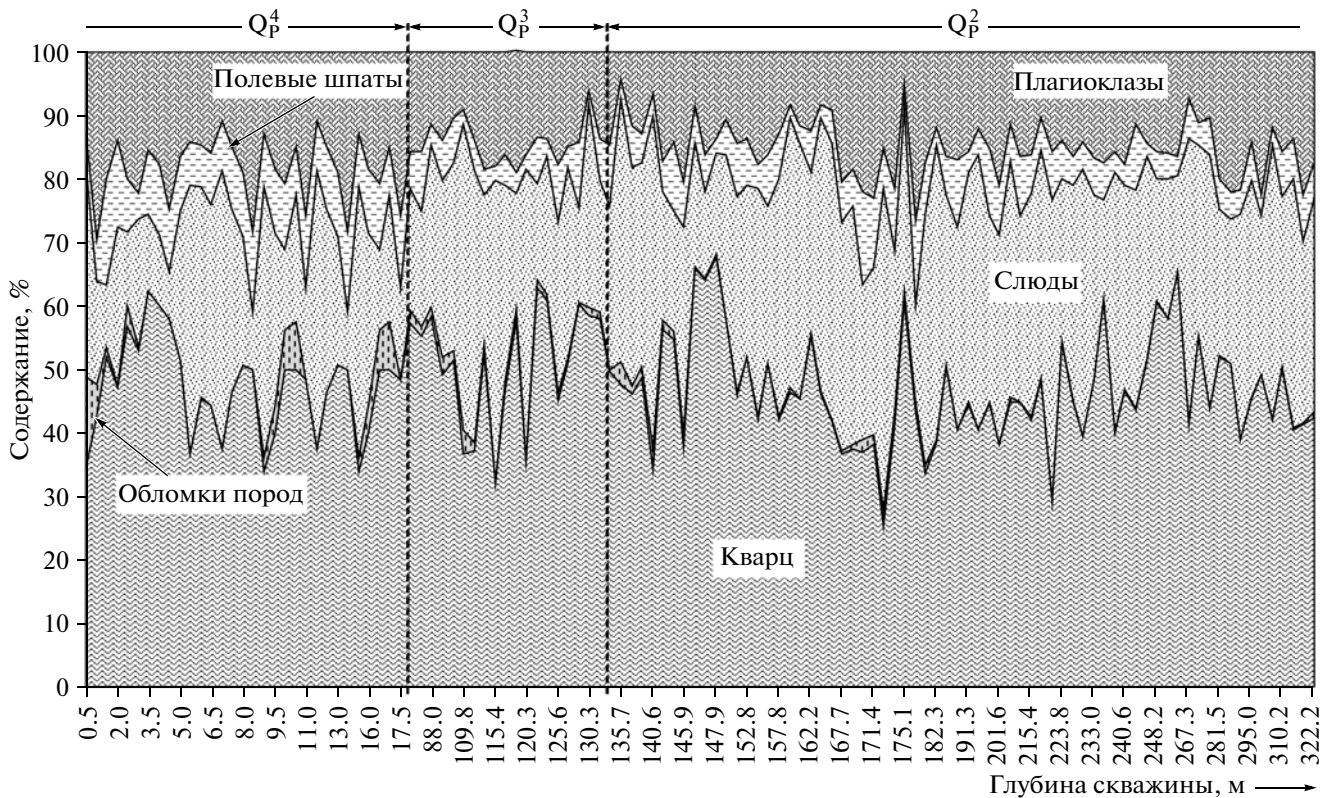
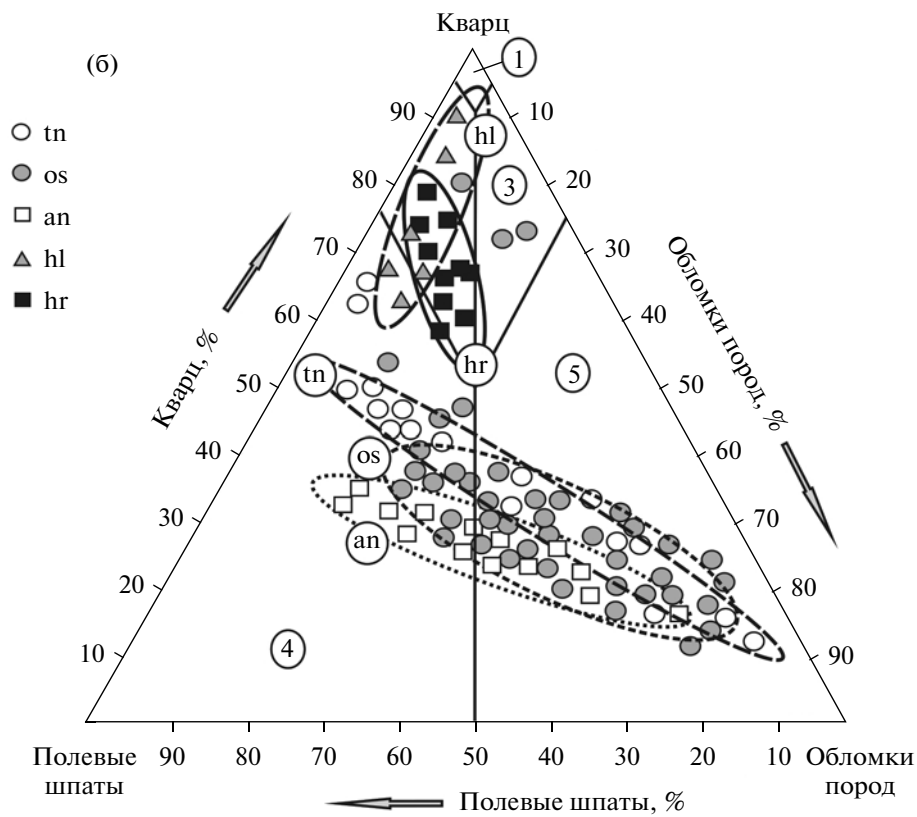
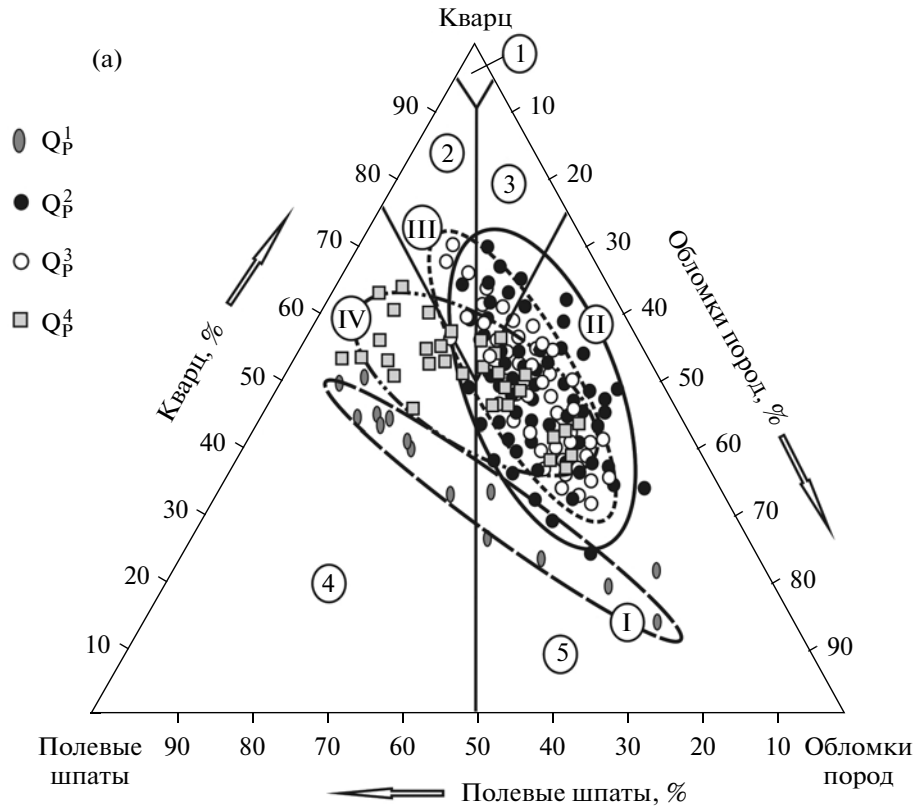


Рис. 6. Изменение содержаний минералов легкой фракции в разрезе плейстоценовых отложений по скважине BDP-99-2.

Рис. 7. Минералогическая классификация кайнозойских отложений акватории озера Байкал и прилегающей к ней прибрежной части по Р.Л. Дотту (Pettijohn et al., 1972).

(а) – плейстоценовые отложения (по скв. BDP-99-2, BDP-93-1); (б) – свиты Танхойского поля (tn – танхойская, os – осиновская, ап – аносовская; см. рис. 1 и 3) и центральной части Байкала, остров Ольхон (hl – халагайская свита, hg – харандинская толща).

Цифры в кружках обозначают следующие классификационные поля: 1 – кварцевая вакка (quartzwacke), 2 – субаркозовая вакка (subarkose wacke), 3 – сублитвакка (sublithwacke), 4 – аркозовая вакка (arkosic wacke), 5 – лититовая граувакка (lithic grauwacke). Обломки пород объединены со слюдами. Римскими цифрами обозначены номера полей одновозрастных отложений.



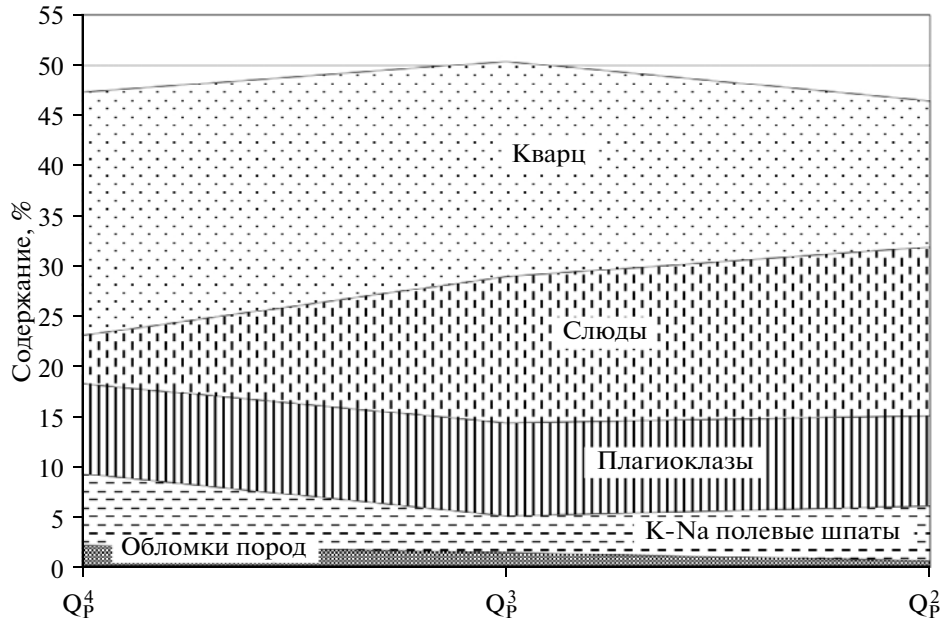


Рис. 8. Диаграмма изменения содержаний минералов легкой фракции в плейстоценовых отложениях (по среднестатистическим данным).

ми и лититовыми граувакками (рис. 7а). Завершающая плейстоценовый разрез бугульдейская толща (пачка Q_p^4) сложена аркозовыми вакками и лититовыми граувакками и значительно реже — субаркозовыми вакками и сублитвакками. Необходимо отметить, что наличие большого количества лититовых граувакк связано с тем, что согласно используемой нами классификационной схеме, предложенной R.L. Dott (Pettijohn et al., 1972), к категории “обломки пород” отнесены как собственно обломки пород, так и слюды. Содержание слюд в разрезе посольской толщи местами достигает 52.5% (интервал 142.9–144.2 м). Кроме того, в породах посольской свиты встречаются створки диатомов водорослей, спикулы губок, графит, хлорит, углефицированные растительные остатки и комковатые агрегаты вивианита, которые при классификации не учитывались.

По данным минералогического анализа кварц, полевые шпаты и слюды — основные компоненты легкой фракции плейстоценовых отложений. Зерна кварца бесцветные, прозрачные и полупрозрачные, угловатые и угловато-окатанные, неправильной формы. Зерна плаггиоклаза серые и бесцветные, угловато-окатанные, иногда с полисинтетическими двойниками. К-Na шпаты обычно прозрачные, бесцветные, обладают таблитчатой и призматической формой, угловато-окатанные, часто пелитизированные. Слюды представлены мусковитом и биотитом. Графит обнаружен в виде единичных зерен, и его количество редко достигает 0.5%. Графитовые пластинки черного цвета, блестящие,

угловато-окатанные. Хлориты встречаются в виде бледно-зеленых прозрачных угловатых пластинок. Углефицированные растительные остатки черного, бурого и коричневого цвета, удлиненные, волокнистого строения. Вивианит встречается в виде темно-синих комковатых пелитоподобных агрегатов. Створки диатомов водорослей бесцветные, цилиндрической формы, а их обломки округлой формы с явно выраженным внутренним строением. В легкой фракции их количество достигает 2.4% (интервал 15.6–16.8 м). Спикулы губок бесцветные, копьевидные, с чуть загнутыми концами и мелкими шипами, их максимальное количество около 1.6% (интервал 140.6–142.1 м). Створки диатомов водорослей и спикулы губок сложены биогенным кремнеземом.

Поведение минералов легкой фракции весьма неоднозначно на всем протяжении посольской свиты. Так, если содержание полевых шпатов относительно стабильно, то содержание кварца характеризуется резкой изменчивостью, хотя в среднем для всего исследуемого разреза донных отложений коэффициент мономинеральности (кварц/полевые шпаты) достигает 2.5. Проведенный статистический анализ распределения среднего содержания минералов легкой фракции по свите показал, что для пачки Q_p^2 характерно повышенное содержание слюд, которое неуклонно уменьшается в других пачках (рис. 8). В пачке Q_p^3 отмечается самое высокое содержание кварца, а в пачке Q_p^4 — полевых шпатов.

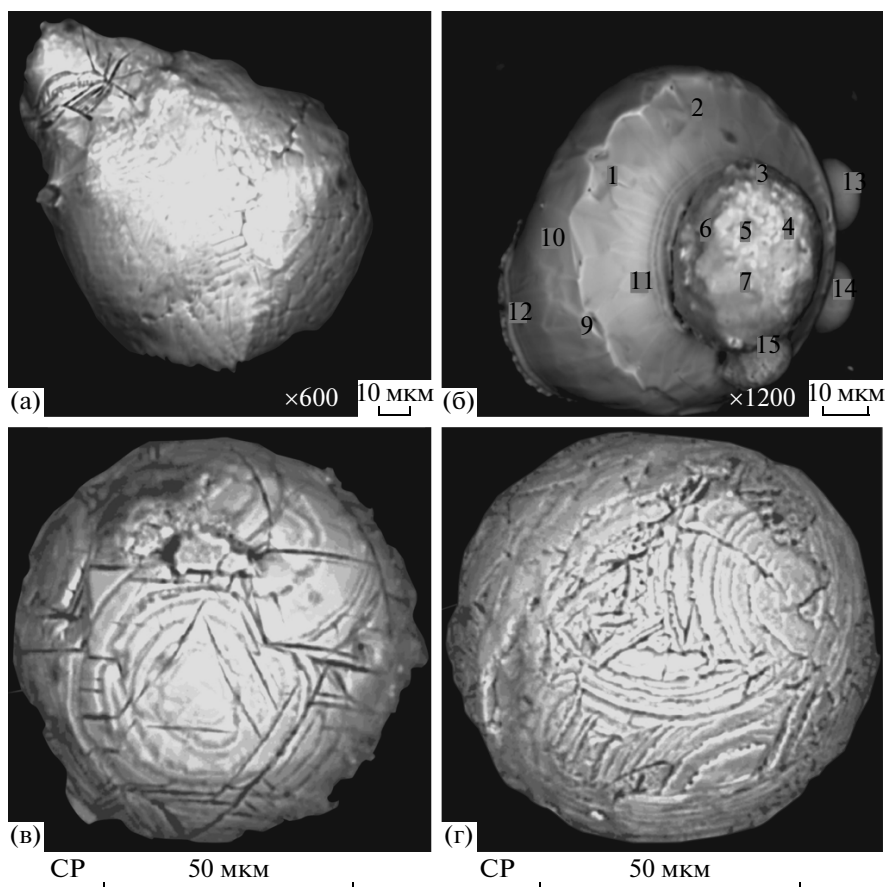


Рис. 9. Микрометеориты из плейстоценовых отложений озера Байкал (скв. BDP-99-2). Изображения в обратно-рассеянных электронах.

а – проба № 12265, микрометеорит № 2, глубина 242.3 м; б – проба № 12255, микрометеорит № 21, глубина 224 м; в – проба № 11671, микрометеорит № 5, глубина 13 м; г – проба № 12088, микрометеорит № 2, глубина 152.8 м. На фрагменте б цифры от 1 до 15 обозначают точки, в которых с помощью энергодисперсионного спектра измерен химический состав.

Количество разновидностей минералов тяжелой фракции, обнаруженных в посольской свите, достигает 26. Наряду с такими типичными кластическими минералами, как магнетит, ильменит, гранаты, циркон, сфен, рутил, лейкоксен, амфиболы, диопсид, гиперстен, эпидоты, апатит и турмалин, в незначительном количестве встречаются тремолит, гематит, хлоритоид, брукит, анатаз, силлиманит, андалузит, дистен и микрометеориты (рис. 9). На диаграмме (рис. 10) отражена динамика изменения содержаний 12 основных минералов, составляющих в сумме около 97.5%, во времени. Содержание апатита, циркона, гранатов и пироксенов относительно стабильное на протяжении всей вскрытой части плейстоценового разреза. Графики содержаний ильменита, эпидота, магнетита и сфена носят волновой характер. Для пачки Q_p^2 характерно наличие большого количества аутигенного пирита и появление в ее составе турмалина. Первый всплеск формирования пирита, количество которого достигает 65.2%, при-

урочен к средней части этой пачки (интервал 201.6–171.4 м), а второй – к верхней (интервал 145.9–138.1 м). Пачка Q_p^3 отличается от других пачек постоянством высокого содержания пирита. Пирит всюду представлен латунно-желтыми, желтовато-бурыми (лимонитизированными) и зеленовато-синими (халькозинизированными) зернами и их сростками. Встречаются псевдоморфозы бурого гётита и синевато-зеленого халькозина по пириту. К аутигенным минералам относятся гётит и сидерит, которые имеют локальное распределение и представлены буровато-желтыми и серовато-коричневыми новообразованиями эллипсоидного (конкреционного) и агрегатного строения.

Среди кластических минералов в составе тяжелой фракции доминируют магнетит, минералы группы эпидота, ильменит, амфиболы, пироксены, гранаты и сфен. Магнетит представлен черными блестящими угловато-окатанными зернами, которые из-за намагниченности собираются

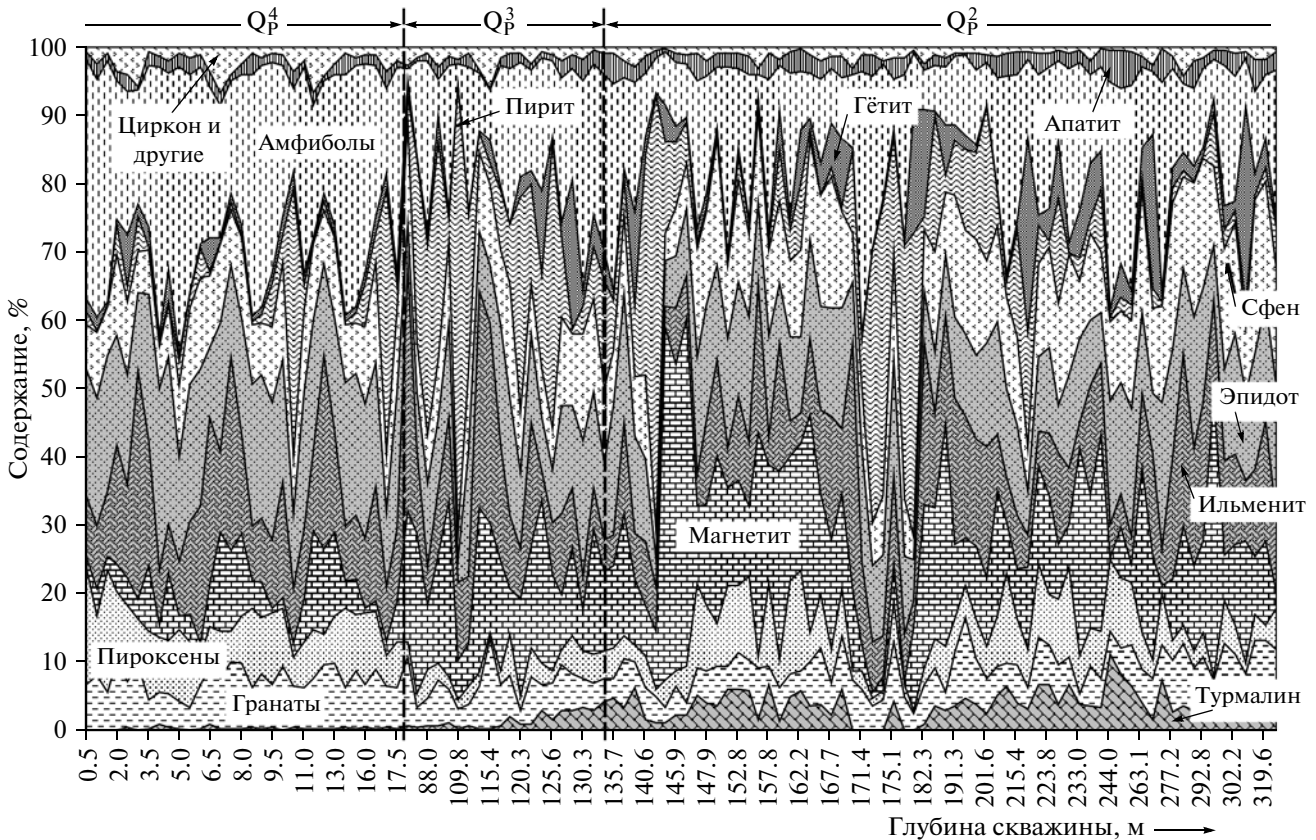


Рис. 10. Диаграмма изменения содержаний минералов тяжелой фракции в плейстоценовых осадках (по скв. BDP-99-2).

в цепочки. Некоторые зерна магнетита лимонитизированы. Его максимальное количество (до 50.2%) сосредоточено в верхней части пачки Q_2^2 . Содержание ильменита, эпидота и сфена достаточно стабильно на протяжении всего разреза посольской свиты и в среднем колеблется в пределах от 5 до 15%. Ильменит распространен в виде уплощенных угловато-окатанных черноцветных зерен, иногда лейкоксенизированных. Зерна минералов группы эпидота бесцветные и фисташково-зеленые, угловато-окатанные и окатанные, неправильной или призматической формы. Сфен представлен янтарно-желтыми и бесцветными, прозрачными и полупрозрачными зернами окатанной и угловато-окатанной формы. Иногда на их поверхности встречаются следы лейкоксенизации. Минералы группы амфиболов представлены роговой обманкой, актинолитом и тремолитом. Зерна серовато-зеленой роговой обманки обладают неправильной и призматической угловато-окатанной формой. Актинолит встречается в виде столбчатых угловатых зерен бледно-зеленого цвета с неровными (рваными) краями. Зерна тремолита имеют серую и светло-зеленую окраску и удлиненную форму с ромбовидным попереч-

ным сечением. Пироксены представлены диопсидом и гиперстеном. Зерна диопсида яблочно-зеленого и коричневатого-серого цвета, прозрачные и полупрозрачные, хорошо окатанные. Гиперстены преимущественно коричневатые-зеленые, с характерной формой в виде утолщенных призм, углы у которых сглажены в процессе транспортировки. Гранаты бесцветные и розовые, прозрачные, остроугольной и ромбической формы, реже в виде скоплений ромбододекаэдрических кристаллов. Суммарное количество турмалина, апатита, циркона, рутила, хромита, брукита, дистена, силлиманита, гематита, хлоритоида и андалузита редко достигает 2.5%.

В целом для посольской свиты характерно пониженное значение (0.22) коэффициента устойчивости минералов, что свидетельствует о незрелости обломочного материала в связи с высокой степенью эрозионных процессов в провинции питания, обусловленных тектонической активностью прилегающих горных сооружений Приморского хребта.

Терригенно-минералогические ассоциации. Применение метода количественной оценки взаимосвязей (кластер-анализ, R-тип) между основны-

ми минералами тяжелой фракции позволило установить минеральные ассоциации и взаимоотношения между ними (рис. 11). В пачке Q_p^4 выявлено две основные ассоциации минералов: 1) эпидот-амфиболовая с пироксеном и 2) гранат-ильменитовая. Менее значимой является третья группировка минералов – турмалин-гетитовая с апатитом. Все группы минералов практически не связаны между собой, что может указывать на различные источники их сноса. В пачке Q_p^3 также содержатся две независимые минеральные ассоциации: 1) гранат-цирконовая с ильменитом и 2) эпидот-амфиболовая с апатитом. В составе пачки Q_p^2 обнаружено две взаимосвязанные терригенно-минералогические ассоциации: пироксен-турмалиновая и апатит-эпидотовая с амфиболами, а также третья независимая от них – гранат-ильменитовая с цирконом.

Количество глинистой фракции почти во всех исследуемых осадках более 50%, а в отдельных пластах достигает 87%. По данным рентгеноструктурного анализа, в верхней части посольской свиты выявлен следующий полиминеральный состав: гидрослюда с разбухающими смектитовыми пакетами, хлорит, структурно несовершенный смектит, каолинит. В средней части свиты также отмечены гидрослюды и структурно несовершенные смектиты. В отличие от верхней части здесь присутствуют хлорит-смектит и гидробиотит, а каолинит отмечен в виде следов. В нижней части свиты доминируют смектиты и гидрослюды, а в качестве примеси отмечены каолинит, хлорит-смектит и гидробиотит.

Микрометеориты. Экзотическим объектом вещественного состава донных осадков являются микрометеориты, содержание которых редко достигает 1.2% от количества минералов тяжелой фракции (Акулов, Павлова, 2012). Они обладают сферической, конусовидной, кувшинообразной или цилиндрической формой, черным или желтовато-белым цветом, магнитными свойствами, блестящей поверхностью, хорошей калибровкой (от 0.03 до 0.05 мм) и хрупким изломом (рис. 9). По данным исследований, проведенных на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200, все микрометеориты разделены на четыре группы: железные, цинково-железные, цинково-медные и медно-железные. В составе железных микрометеоритов Fe от 64.5 до 100%, O от 0 до 32.6%; в цинково-железных Fe от 50.7 до 94.5%, Zn от 0.2 до 21.7%, O от 3.5 до 42.5%; в цинково-медных Cu от 50.0 до 62.5%, Zn от 31.8 до 44.2%, O от 0 до 14.8%, а в медно-железных Fe от 46.3 до 96.3%, Cu от 0.21 до 31%, O от 3.4 до 19.9%. Присутствие Ni в микрометеоритах не установлено.

Палинологические данные. Почти вся посольская свита опробована на спорово-пыльцевой анализ (рис. 12). Богатые спорово-пыльцевые спектры получены из зерна нижней части скважины BDP-99-2 (пачка Q_p^2). В общем составе древесных и кустарничковых пород велико суммарное содержание темнохвойных и светлохвойных пород, которое практически однородно по всему интервалу пачки и в среднем составляет 55.3%. Они представлены Piceae s/g Eupiceae (до 41%) и Picea sp. (до 21%). Содержание пыльцы пихты достигает 16.6%, а лиственницы, подокарпусов и кедра – 5.4, 1.2 и 0.7% соответственно. Пыльца светлохвойных пород (Pinus s/g Diploxylon и Pinus s/g Haploxylon) содержится почти в равных количествах и совместно с пылью теплолюбивых растений (Abies, Tsuga и Picea s/g Omorica) встречается на протяжении всей пачки. Среди хвойных растений присутствуют зерна Taxodium (до 1.7%). Из кустарничковых форм повсеместно распространены ольха (до 4.8%), береза (до 5.8%) и лещина (до 8.6%). В небольшом количестве выявлены широколиственные и субтропические породы – Carpinus (0.2%), Fagus (1.1%), Quercus (от 0.4 до 2.7%), Myrica (0.2%), Juglandaceae (0.6%), Corya (от 0.1 до 3.5%), Pterocarya (0.7%). Пыльца ивы также встречается по всему разрезу данной пачки, а ее содержание не превышает 4.9%. Кроме того, обнаружены зерна Tilia (до 0.4%) и единичное присутствие Diervilla, Ericales и Lonicera. Среди спор доминируют сфагновые мхи, лейкоподиумы, многоножковые и селягинеллы.

Озерные отложения пачки Q_p^3 характеризуются менее богатым спорово-пыльцевым комплексом. В его составе доминирует пыльца деревьев и кустарников (от 45 до 50%), трав и кустарничков (до 48%), а содержание спор не превышает 8%. В группе древесно-кустарничковых значительное место занимает пыльца темнохвойных и мелколиственных растений: Picea s/g Eupicea (до 14.7%), виды Betula (4.6%), Alnus (9.6%). Значительно ниже содержание пыльцы более южных представителей дендрофлоры Picea s/g Omorica (0.2%), Larix (3%), Corylus (2.4%) и Ulmus (1.9%). Почти в равных количествах присутствует пыльца теплолюбивых хвойных пород, таких как Abies (10%), Pinus s/g Haploxylon (31%), Pinus s/g Diploxylon (37%), встречается Cedrus (0.4%) и значительно реже Tsuga. Необходимо отметить постоянное присутствие в составе комплекса широколиственных и субтропических растений: Juglandaceae (0.2%), Corya (0.5%), Carpinus (0.7%), Acer (0.2%). Весьма редко встречаются зерна Liquidambar, Myrica, Pterocarya, Tilia, Quercus, Fagus, Zelkova и Pex. Группа травянисто-кустарничковой растительности весьма разнообразна по видовому составу. Здесь преобладает пыльца Cyperaceae (до 17%), встречается пыльца Chenopodiaceae (5.9%),

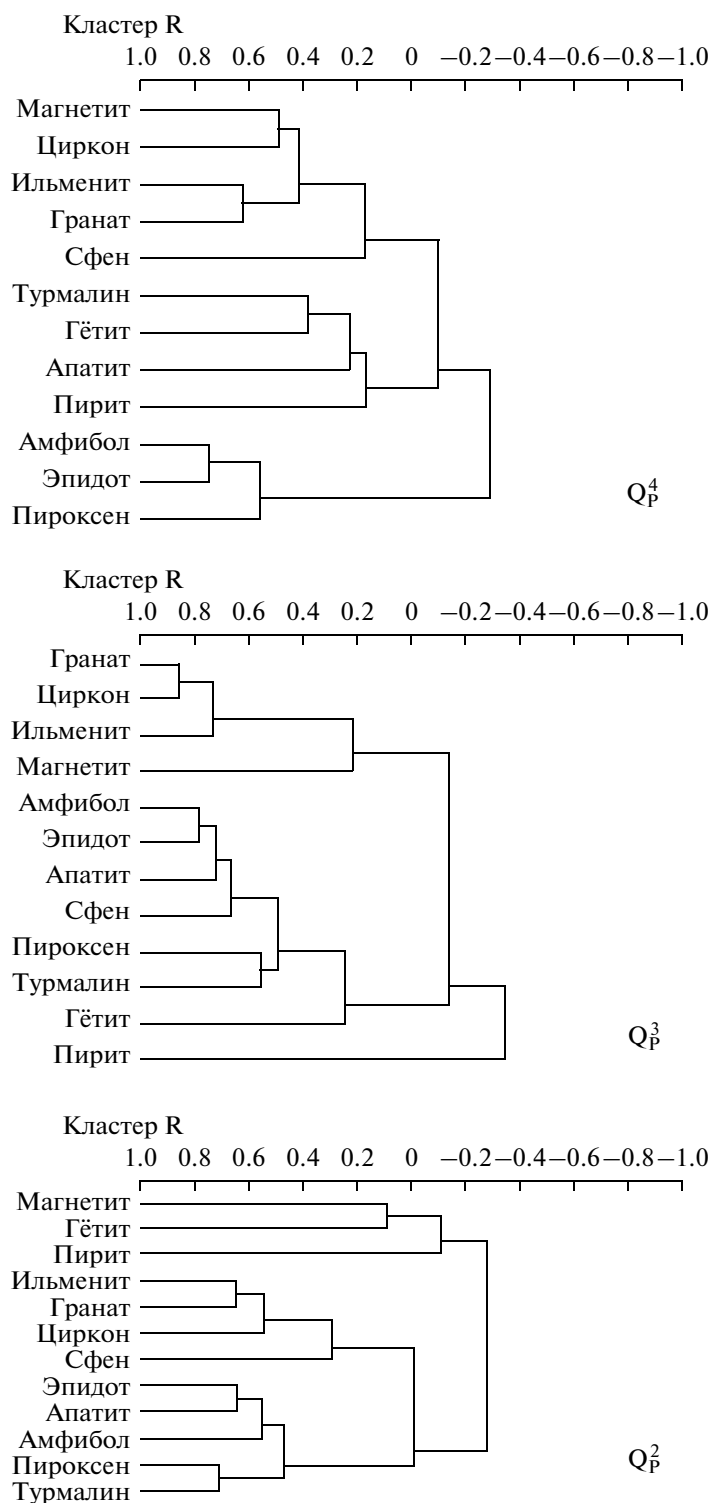


Рис. 11. Степень корреляционной связи (R-типа) между минералами тяжелой фракции в плейстоценовых отложениях (пачки Q_p⁴, Q_p³ и Q_p²).

Ephedra (3.2%), Diervilla (0.4%), Persicaria (0.4%), Ericales (до 1%), а также присутствуют водяной орех, рододендрон, магнолия, лилейные, полыни

и другое разнотравье. Среди спор преобладают сфагнумы (до 17%), встречаются многожковые (до 5.8%) и лейкоподиум (до 2.7%). Верхняя часть

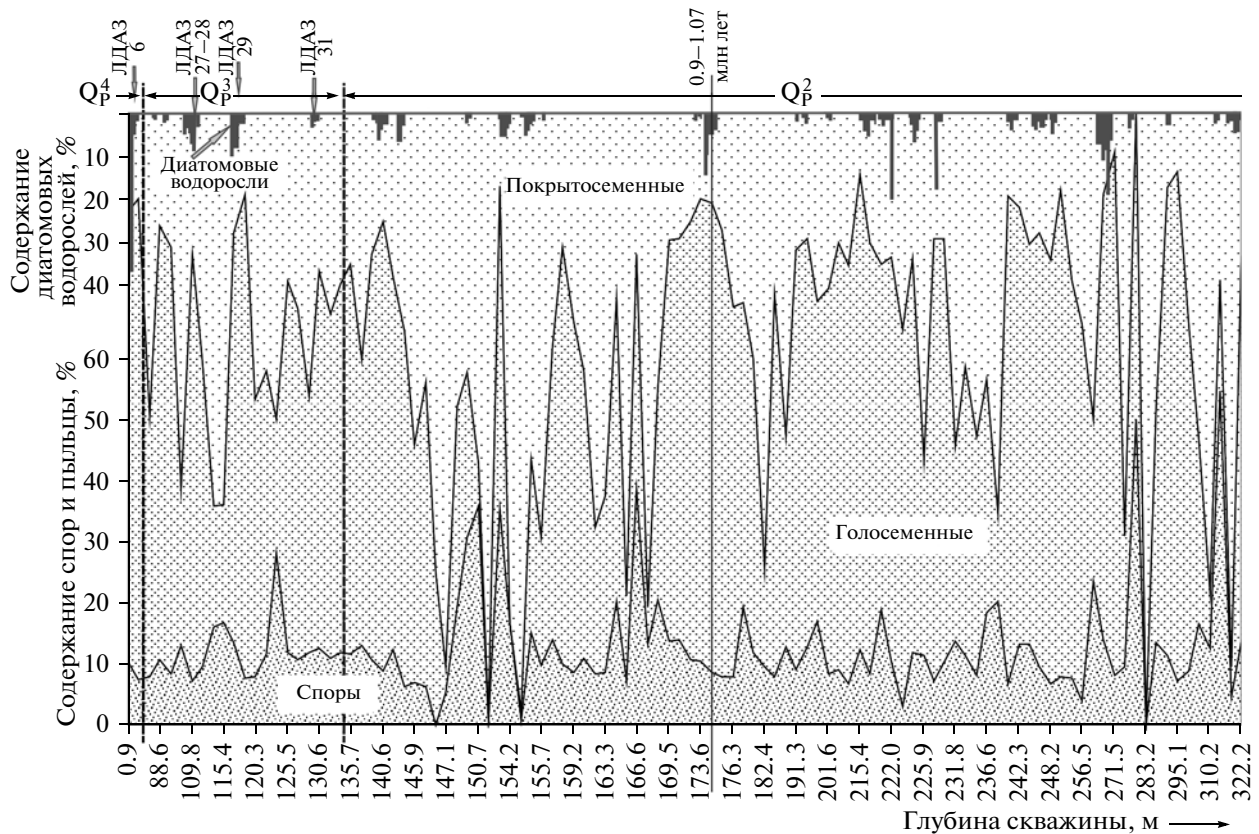


Рис. 12. Диаграмма изменения содержания спор и пыли и диатомовых водорослей в плейстоценовых осадках озера Байкал (по скв. BDP-99-2).

ЛДАЗ (Lokal Diatom Assemblage Zone) – локальная зона скопления диатомовых водорослей.

разреза Посольской банки, входящая в состав пачки Q_p^4 , характеризуется относительно бедным спорово-пыльцевым комплексом. В его составе преобладает пыльца деревьев и кустарников (до 75.6%). Значительно ниже процент зерен трав и кустарничков (16.5%). Споры составляют всего 10.2%. В группе древесно-кустарниковых пород наиболее велико содержание пыльцы светлохвойных пород: *Pinus s/g Diploxylon* (37.5%), *Pinus s/g Naploxylon* (17.8%) и *Larix* (3.9%). Виды мелколиственных пород представлены *Betula* (3.9%) и *Alnus* (1.9%). Значительно ниже процент зерен представителей древесной темнохвойной флоры: *Picea s/g Eurpicea* (7.9%), *Abies* (3.0%), заметно реже встречается пыльца *Tsuga* (0.2%), *Dacrydium* (0.2%). Кроме того, в составе комплекса постоянно присутствуют единичные зерна широколиственных растений *Corylus* (0.6%), *Ulmus* (0.6%), *Quercus* (0.4%) и *Zelkova* (0.2%). В группе травянисто-кустарниковой растительности преобладает пыльца *Сyperaceae* (3.0%), *Ephedra* (1.9%), *Рoaceae* (1.6%). Количество пыльцы *Сheporodiaceae*, *Artemisia*, *Сaryophyllaceae* и прочего разнотравья не превышает одного процента. Сре-

ди спор доминируют *Polypodiaceae* (3.5%), *Lycopodium* (2.5%) и *Osmunda* (1.8%).

Переотложенные формы. В процессе палинологического изучения плейстоценовых отложений выявлен разнообразный видовой состав более древних переотложенных форм, количество которых изменяется от единичных зерен до долей процента. Среди реликтовых форм, обнаруженных на протяжении всего разреза, преобладают *Corylus sp.*, *Ulmus sp.* и *Quercus sp.* В меньшем количестве присутствуют *Dacrydium sp.*, *Tsuga sp.*, *Taxodium sp.*, *Pezocarya sp.* и *Carpinus sp.* Кроме того, только в верхней части скважины (пачка Q_p^4) выявлены реликтовые *Podocarpus sp.*, *Luglandacea sp.*, *Myrica sp.*, *Carya sp.*, *Comptonia sp.*, *Trapa sp.*, *Tilia sp.* и *Acer sp.*, а в нижней части – *Cedrus sp.* и *Magnolia sp.*

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно ранее опубликованным данным (Коллектив..., 2004; BDP Members, 2005), исследуемые донные отложения, вскрытые скважинами на Посольской банке, по результатам их анализа на smear-слайдах отнесены к следующим ти-

пам пород: 1) отложения верхней части разреза (Q_p^4) – к пелитовым и биогенно-терригенным илам; 2) отложения средней части разреза (Q_p^3) – к алевроитистым глинам; 3) отложения нижней части разреза (Q_p^2) – к алевроитистым глинам с примесью песчаного материала. Выполненный нами количественный гранулометрический анализ показал, что верхняя часть разреза сложена глинами, алевроитовыми глинами и небольшим количеством песчано-алевритовых глин; средняя часть состоит из алевроитовых глин, глин, песчано-алевритовых глин и алевроито-песчаных глин, а нижняя часть представлена преимущественно алевроитовыми глинами и глинами. Незначительная часть пачки Q_p^2 сложена песчано-алевритовыми глинами и суглинками. Таким образом, при общей схожести результатов определения гранулометрического состава по smear-слайдам и классической методике существует и целый ряд расхождений между ними. Так, опираясь на данные гранулометрического анализа, верхнюю часть разреза следует считать не алевроито-пелитовой илистой, а глинистой и алевроито-глинистой; среднюю часть – не только алевроито-глинистой, но и глинистой, песчано-алеврито-глинистой и алевроито-песчано-глинистой; нижнюю часть разреза – не алевроитисто-глинистой с примесью песчаного материала, а глинистой, алевроито-глинистой, песчано-алеврито-глинистой и субалевритовой. Кроме того, для пачки Q_p^2 выделяются интервалы с аномально высокими содержаниями алевроитового материала – до 45%, указывающими на преобладание физических процессов выветривания. Можно предположить активное участие эолового фактора в накоплении донных осадков в периоды времени с высокой степенью аридизации климата. Донные отложения формировались за счет как местных источников сноса, так и дополнительного чужеродного источника. Проведенная статистическая обработка минералов позволила установить, что основные ассоциации минералов тяжелой фракции не связаны между собой и обладают обратной зависимостью: чем больше в составе отложений минералов одной ассоциации, тем меньше другой. Это свидетельствует о различных источниках поставки обломочного материала. Терригенный материал мог переноситься эоловыми потоками (Акулов, Агафонов, 2007; Akulov, Rubstova, 2011a), а также льдинами (айсберговый разнос; Коллектив..., 2004) или “коловниками” (Вологина и др., 2005).

Волновой характер распределения минералов тяжелой фракции отражает дифференцированные тектонические движения в пределах юго-западного горного обрамления озера Байкал. На протяжении формирования пачки Q_p^4 зафиксиро-

вано три всплеска поступления магнетита, ильменита, эпидота и сфена в бассейн седиментации (рис. 10). Тектоническая активность проявилась во время аккумуляции средней и верхней частей пачки Q_p^3 . Для нижней части пачки, к которой приурочен стратиграфический перерыв осадконакопления, характерен спад тектонической активности, восполнявшийся образованием амфиболов и аутигенных минералов (пирит, гётит, сидерит). Формирование пачки Q_p^2 сопровождалось пятикратным проявлением тектонической активности. При этом в интервале 167.7–185.4 м отмечена тектоническая стабилизация, которая также восполнялась аутигенным минералообразованием. Основным источником сноса терригенного материала являлись протерозойские гранитоиды и гранодиориты, а также докембрийские гранат-биотитовые гнейсы и роговообманково-пироксеновые кристаллосланцы, слагающие юго-западную часть Приморского хребта. Вероятно, существенную роль в осадконакоплении сыграла и водная взвесь терригенного материала, привносимая со стороны дельты р. Селенга. Наличие слабоустойчивых (полевые шпаты, пироксены, амфиболы и другие) к выветриванию минералов, выявленных в составе донных отложений, является отражением холодных климатических условий формирования плейстоценовых отложений. Важно отметить постоянное присутствие во всех плейстоценовых осадках неустойчивой к процессам выветривания эпидот-амфиболовой терригенной ассоциации, которая характерна для плейстоценовых моренных комплексов (Акулов и др., 2008; Akulov, Rubstova, 2011b). Это указывает на прямую связь вещественного состава морен, сходящих с Приморского хребта в периоды плейстоценовых горно-долинных оледенений, с составом донных отложений.

Характерной особенностью посольской свиты является наличие в ее составе сидеритовых, вивианитовых, пиритовых, гётитовых и железомарганцевых конкреций. Конкреции сидерита и вивианита характерны для озерно-болотных фаций. Изменение серовато-белого и беловато-коричневого цвета закисного вивианита на ярко-синий связано с окислением части двухвалентного железа вивианита до трехвалентного, которое в фосфатных соединениях дает синий цвет. Присутствие аутигенного вивианита в донных глинисто-алевритовых осадках известно уже давно (Сибирская..., 1929; Князева, 1954). На озере Байкал, кроме Посольской банки, существует еще целый ряд обширных возвышенностей, где также в составе донных отложений залегает вивианит (Муринская, Туркинская и другие банки). Так, на Муринской банке с глубины около 10 м вивианит добывали уже в конце XIX века для изготовления синей краски. В последние годы условиям фор-

мирования вивианита в озере Байкал было посвящено множество статей (Гранин, Гранина, 2002; Granina et al., 2004; Fagel et al., 2005; Veeramani et al., 2011).

На аутигенное происхождение гётита указывает морфология его хрупких и угловатых агрегатов, которые не сохраняются при любой их транспортировке из провинции питания. Сингенетическое происхождение имеют пиритовые конкреции, свидетельствующие об активной деятельности сульфатвосстанавливающих бактерий. Вероятно, в донных осадках, содержавших большое количество гумусового материала, происходили процессы редукции SO_4 , обусловившие образование кристаллического, агрегатного и конкреционного пирита за счет железа, растворенного в воде. Подобные процессы были широко распространены и в верхнепалеозойских отложениях Тунгусского угольного бассейна (Акулов, 2006). При этом следует подчеркнуть, что самое большое количество пирита приурочено к завершающим этапам формирования пачек Q_p^2 и Q_p^3 . Это связано с периодической стабилизацией тектонической активности в Байкальской рифтовой зоне, что приводило к существенному сокращению поступлений терригенного материала и активизации озерно-болотной аутигенной минерализации. Происхождение железомарганцевых конкреций в условиях озера Байкал широко обсуждалось в научной литературе (Granina et al., 2003; Захарова, 2007; Гранина, 2008; Батурин и др., 2009; Гранина и др., 2010), поэтому детально останавливаться на этом не будем, а подчеркнем лишь, что в процессе образования Fe-Mn конкреций активное участие принимали бактерии.

Комплексы спор и пыльцы посольской свиты указывают на то, что около 1.8 млн лет назад на территории, прилегающей к древнему озеру Байкал, произрастали леса, состоявшие из темнохвойных (ель, пихта с примесью широколиственных) и светлохвойных (сосна, лиственница с примесью березы) пород деревьев. Под пологом хвойных лесов росли папоротники и сфагновые мхи. Постепенно состав растительности изменялся, и около 0.78 млн лет назад она сменилась на светлохвойную тайгу с примесью березы, кедра и тсуги. В лесной формации доминировали представители умеренно-широколиственных пород, таких как *Quercus* и *Fagus*. В лесах господствовали папоротники, а на низинных болотах росли сфагновые мхи, жимолость, осоки и различные виды персикарий. Постоянная смена ледниковых и межледниковых периодов способствовала формированию лесной формации смешанного типа, и уже около 0.126 млн лет назад она была представлена светлохвойными и смешанными елово-лиственнично-березовыми лесами с небольшим участием широколиственных растений. Появи-

лось широкое разнообразие травянистых растений, в составе которых доминировали представители разнотравья, а также плаунов и гроздовника. Большое распространение получили древесно-осоковые и древесно-сфагновые болота. Чередование всплесков в развитии голосеменных и покрытосеменных растений свидетельствует о резких палеоклиматических колебаниях, происходивших в плейстоценовую эпоху (рис. 12). Расцвет голосеменных растений связан с теплыми климатическими периодами. Во время формирования пачки Q_p^3 существовало шесть эпох, благоприятных для их развития, пять из которых были весьма значительными. Формирование пачки Q_p^2 сопровождалось шестью продолжительными и одиннадцатью относительно кратковременными эпохами расцвета голосеменных. Это полностью совпадает с результатами изучения ископаемых диатомовых водорослей Г.К. Хурсевич (Коллектив..., 2004). Ею отмечено, что к отдельным горизонтам приурочен определенный комплекс диатомовых, который кратко обозначался как ЛДАЗ (Lokal Diatom Assemblage Zone). Теплые, межледниковые, периоды сопровождались бурным развитием не только наземной растительности, но и диатомовых водорослей, что способствовало образованию обогащенных ими слоев. Основные скопления диатомовых водорослей отражены также на диаграмме (рис. 12). Проведенный анализ распределения спорово-пыльцевых комплексов в плейстоценовом разрезе озера свидетельствует о том, что похолодания климата, сопровождавшиеся оледенениями, приводили к существенным перестройкам органической жизни как в прибрежной части, так и в самом водоеме. В периоды этих перестроек и сформировалась растительность лесотундрового облика (холодостойкая бореально-таежная растительность). Результаты более детальной реконструкции плейстоценовой палеоклиматической летописи опубликованы в многочисленных изданиях (Кузьмин и др., 2001; Коллектив..., 2004; BDP Members, 2005; Деревянко, 2008 и др.). Завершая краткий палинологический обзор, следует отметить постоянное присутствие на протяжении всего разреза посольской свиты реликтовых спорово-пыльцевых форм неогена. Ранее проведенные исследования спорово-пыльцевых комплексов, полученных из аналогичных осадков озера Котокель, показали чистый безреликтовый плейстоценовый палинологический спектр (Мазилов и др., 1993; Безрукова и др., 2008). По всей видимости, появление реликтовых спорово-пыльцевых форм в составе плейстоценовых осадков озера Байкал связано с их вымыванием из неогеновых кавернозных глин на подводных склонах и переотложением их в составе плейстоценовых донных осадков. Следует отметить, что при изуче-



Рис. 13. Разрез переднего фронта фэновых отложений дулихинской клиноформы (осиновская свита), расположенной вблизи устья р. Дулиха; GPS: N 51°31.921'; E 105°01.597'.

нии геологического строения дна Байкала с подводных аппаратов были описаны глинистые подводные склоны, поверхность которых покрыта округлыми и овальными кавернами размером до 10 см неизвестного происхождения (Зоненшайн и др., 1993). На наш взгляд, подобные каверны в массивных пластичных неогеновых глинах — это типичный результат их подводного размыва (рецессии), в процессе которого и происходит вымывание спорово-пыльцевых комплексов.

Стратиграфическая корреляция исследуемых отложений с кайнозойскими породами прибрежной части оз. Байкал позволила составить сводный опорный разрез всех кайнозойских отложений Байкальской рифтовой зоны и реконструировать наиболее важные моменты ее эволюции (рис. 3). Осадочное наполнение озера Байкал целиком связано с рифтовым этапом его образова-

ния и началось с формирования олигоценых угленосных пород танхойской свиты, залегающих на мел-эоценовой коре выветривания (Машук, Акулов, 2012). В миоценовую эпоху в Тагайской котловине о. Ольхон произошло накопление знаменитой тагайской толщи, фаунистически насыщенной ископаемыми остатками носорогов, черепах, птиц, рыб, моллюсков и диатомовых водорослей, и с размывом перекрывающей ее халагайской свиты (Китайник, Иваньев, 1958; Логачев и др., 1964; Мац и др., 1982; Клементьев, 2009). В это же время в пределах Танхойского поля формировалась осиновская свита, представленная преимущественно фэновыми клиноформными образованиями, вскрытыми вблизи устья р. Дулиха в окрестности пос. Танхой (дулихинская клиноформа, рис. 13). Стратиграфическими аналогами этих свит являются донные от-

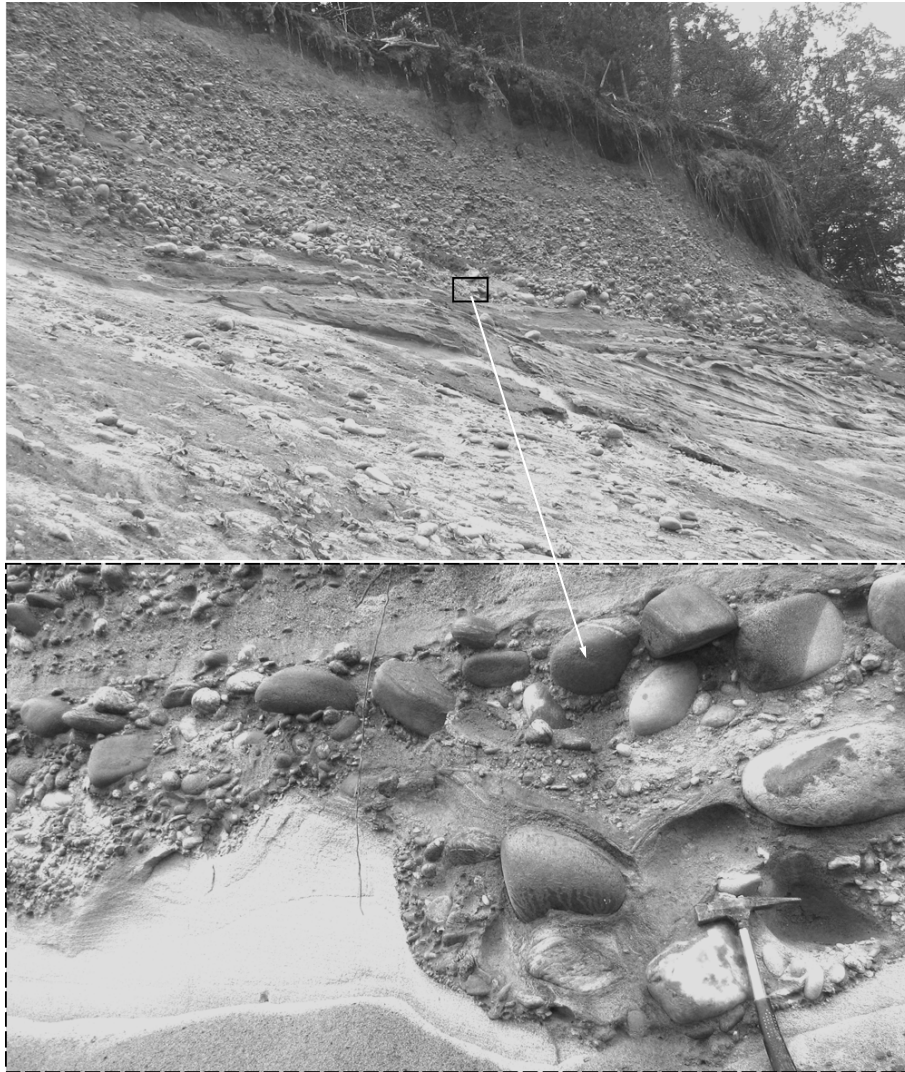


Рис. 14. Валунно-галечные отложения с крупными линзами (до 2×15 м) разнозернистых серых песков (аносовская свита) с размывом залегают на фэновых отложениях осиновской свиты; GPS: N 51°31.969'; E 105°01.562'.

ложения, вскрытые скважинами подводного бурения на Академическом хребте и объединенные в составе баргузинской свиты, и угленосная богучанская толща в прибрежной части Северного Байкала. За плиоценовый этап развития Байкальской рифтовой зоны в акватории озера произошло накопление ангарской и аносовской свит, а также красноцветной харанцинской (о. Ольхон) и субаэральной (Северный Байкал) толщ (рис. 14). Плейстоценовый комплекс осадков завершает разрез Байкальской рифтовой зоны. В аквальной части он представлен алеврито-глинистой посольской свитой и алеврито-песчаной бугульдейской толщей, а в прибрежной — гляциальными, флювиогляциальными, озерными, делювиально-пролювиальными и эоловыми континентальными отложениями нюрганской, слюдинской и северобайкальской толщ (рис. 15).

Если сопоставить отложения сводного опорного разреза с синхронными образованиями, залегающими во впадинах смежных регионов Сибирской платформы и Забайкалья, то посольская свита коррелируется соответственно с манзуровской и цасучейской свитами, ангарская — с подтокской + байшинской и торейской свитами, а баргузинская — с верхней частью баяндайской и галутайской свитами.

ВЫВОДЫ

Впервые проведено описание вещественного состава плейстоценовых отложений акватории Байкала, которые объединены в составе посольской свиты. Проведена их корреляция с опорными разрезами, расположенными в прибрежной части озера. Установлено, что плейстоценовые

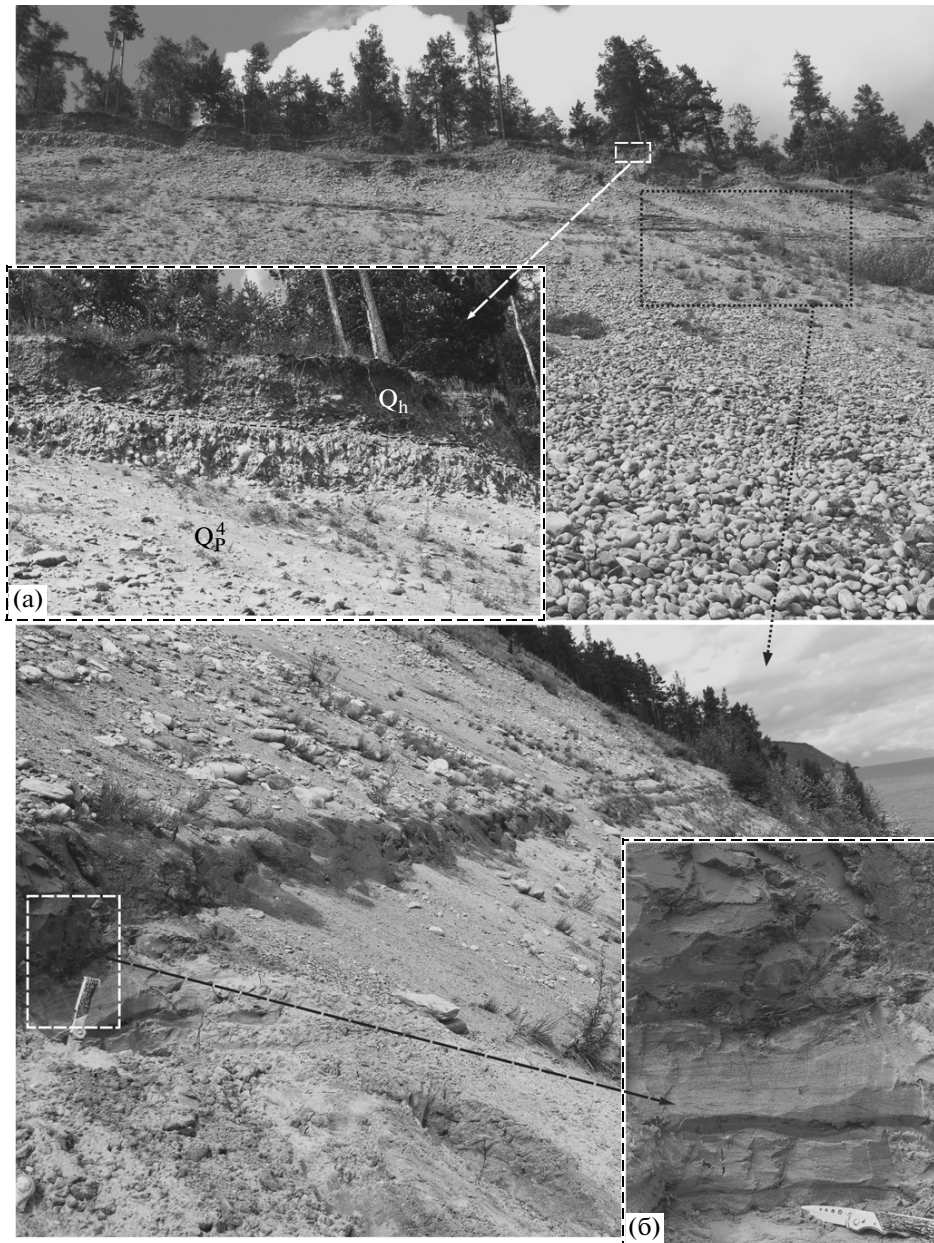


Рис. 15. Валунно-галечные флювиогляциальные плейстоценовые отложения северобайкальской толщи (см. рис. 3) с восемью песчано-алеврито-глинистыми пропластками мощностью до 0,35 м.

На фрагментах отражены: а – голоценовые (Q_h) грубообломочные пролювиально-делювиальные отложения, залегающие с разрывом на верхнеплейстоценовых (Q_p^4) флювиогляциальных образованиях; б – темно-серые алеврито-глинистые озерно-ледниковые пласты с криотурбациями, перекрывающие светло-серые горизонтально-слоистые мелкозернистые пески с прослойками темно-зеленых ленточных глин; GPS: N 55°39.194'; E 109°19.400'.

осадки представлены глинами, алевритовыми глинами, песчано-алевритовыми глинами и алеврито-песчаными глинами. По данным минералогического анализа они относятся к лититовым грауваккам, сублитваккам, субаркозовым ваккам и аркозовым ваккам. Основной областью сноса терригенного материала в район Посольской банки в плейстоцене, как и в настоящее время, слу-

жили горные сооружения Приморского хребта и дельты р. Селенга. Особенностью плейстоценовых донных осадков озера Байкал является гидрослюдисто-сметитовый состав их глинистой фракции с примесью каолина и постоянное наличие неустойчивой к процессам выветривания терригенной эпидот-амфиболовой ассоциации в верхней части разреза, эпидот-амфиболовой с

апатитом — в средней части и апатит-эпидотовой с амфиболами — в нижней части. Смена терригенных ассоциаций минералов связана с дифференцированными тектоническими движениями, происходившими в горном обрамлении озера Байкал. В составе плейстоценовых отложений, кроме уже известных вивианита и железомарганцевых конкреций, обнаружены сидеритовые, пиритовые и гётитовые конкреции, а также микрометеориты. Выполненные исследования спорово-пыльцевых спектров подтверждают периодичность смены ледниковых и межледниковых эпох в Байкальском регионе. Наличие реликтовых форм спор и пыльцы обусловлено размывом донных отложений неогена на подводных склонах озера Байкал.

Благодарности. Выражаем благодарность академику М.И. Кузьмину и его команде по проекту “Байкал-бурение” за содействие, оказанное при отборе проб из керна скважин BDP-99-1и BDP-99-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акулов Н.И.* Конкреции в угленосных отложениях южной части Тунгусского бассейна // Геология и геофизика. 2006. № 1. С. 83–95.
- Акулов Н.И., Агафонов Б.П.* Поведение минералов тяжелой фракции в условиях эолового переноса // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 342–347.
- Акулов Н.И., Павлова Л.А.* Микрометеориты из озера Байкал // Современные проблемы геологии. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. Т. 1. С. 103–104.
- Акулов Н.И., Агафонов Б.П., Рубцова М.Н.* Ледниковые отложения и “водораздельные галечники” западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2008. № 1. С. 91–101.
- Батурин Н.Г., Юшина И.Г., Золотых Е.О.* Вариации элементного состава железомарганцевых образований озера Байкал // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 549–558.
- Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х. и др.* Озеро Котокель — опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 2. С. 248–253.
- Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П.* Обнажения миоценовых осадков на дне озера Байкал и время сбросообразования (по наблюдениям с подводных обитаемых аппаратов “Пайсис”) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 4. С. 931–933.
- Вологина Е.Г., Гранин Н.Г., Воробьева С.С. и др.* Ледовый разнос песчано-алевритового материала в Южном Байкале // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 424–430.
- Гранин Н.Г., Гранина Л.З.* Газовые гидраты и выходы газов на Байкале // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 629–637.
- Гранина Л.З.* Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2008. 160 с.
- Гранина Л.З., Мац В.Д., Федорин М.А.* Железомарганцевые образования в регионе озера Байкал // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 835–848.
- Деревянко А.П.* (Ред.). Глобальные и региональные изменения климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 511 с.
- Захарова Ю.Р.* Микроорганизмы, окисляющие железо и марганец в донных осадках озера Байкал. Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. Владивосток, 2007. 21 с.
- Зоненшайн Л.П., Гольмиток А.Я., Хатчинсон Д.Р.* Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63–77.
- Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. и др.* Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов “Пайсис” // Докл. АН. 1993. Т. 330. № 1. С. 84–88.
- Кашик С.А., Ломоносова Т.К.* Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 1–15.
- Китайник А.Ф., Иваньев Л.Н.* Заметка о третичных отложениях о. Ольхон на оз. Байкал // Записки Иркутского областного краеведческого музея. Иркутск: ИКИ, 1958. С. 55–60.
- Клементьев А.М.* Находка миоценового носорога на острове Ольхон (озеро Байкал) // 200 лет отечественной палеонтологии. М.: ПИН, 2009. С. 56–57.
- Князева Л.М.* Вивианит в донных отложениях озера Байкал // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97. № 3. С. 519–522.
- Коллектив исполнителей Байкальского бурового проекта. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. 1995. № 2. С. 3–32.
- Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках оз. Байкал // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 3–32.
- Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Высокоразрешающая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 163–193.
- Колман С.М., Купцов В.М., Джойнс Г.А. и др.* Радиоуглеродное датирование байкальских осадков // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 68–77.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.В., Кавани Т. и др.* Глубоководное бурение на Байкале — основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 8–34.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 193 с.
- Мазилев В.Н., Кашик С.А., Мишарина В.А. и др.* Вещественный состав и условия образования четвертичных отложений Котокельской котловины // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 68–76.
- Мац В.Д.* Стратиграфия отложений позднего мелакайнозоя Байкальского рифта // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 6. С. 72–87.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М. и др.* Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 192 с.

- Мащук И.М., Акулов Н.И.* Олигоценные отложения Байкальской рифтовой впадины // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 4. С. 461–476.
- Сибирская Советская энциклопедия. М.: ОГИЗ, 1929. 1152 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. 91 с.
- Страхов Н.М.* (Ред.). Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1. 612 с.
- Akulov N.I., Rubstova M.N.* Deposits from the Glacial Age at Lake Baikal // Earth Environm. Sci. Rijeka: INTECH, 2011a. P. 329–363.
- Akulov N.I., Rubstova M.N.* Aeolian deposits of rift zones // Quaternary Int. 2011b. V. 234. Iss. 1–2. P. 190–201.
- Antipin V., Afonina T., Badalov O. et al.* The new BDP98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quaternary Int. 2001. V. 80/81. P. 19–36.
- BDP Members.* A new Quaternary record of regional tectonic, sedimentation and paleoclimate changes from drill core BDP-99 at Posolskaya Bank, Lake Baikal // Quaternary Int. 2005. V. 136. P. 105–121.
- Colman S.M., Jones G.A., Rubin M. et al.* AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: challenges of dating sediments from a large, oligotrophic lake // Quaternary Sci. Rev. 1996a. V. 15. P. 669–684.
- Colman S.M., Foster D.S., Hatton J.* High-resolution seismic-reflection surveys of Lake Baikal, Siberia, 1990–1992 // US Geol. Surv. Open-File Report. 96–274. 1996b. 21 p.
- Colman S.M., Peck J.A., Hatton J. et al.* Biogenic silica records from the BDP-93 drill site and adjacent areas of the Selenga Delta, Lake Baikal, Siberia // J. Paleolimnol. 1999. V. 21. P. 9–17.
- Fagel N., Alleman L.Y., Granina L. et al.* Vivianite formation and distribution in Lake Baikal sediments // Global Planet. Change. 2005. V. 46. № 1/4. P. 315–336.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, 2005. 589 p.
- Granina L.Z., Parfenova V.V., Zemskaya T.I. et al.* On iron and manganese oxidizing microorganisms in sedimentary redox cycling in lake Baikal // Berliner Palaobiologische Abhandlungen. 2003. V. 4. P. 121–128.
- Granina L., Müller B., Wehrli B.* Origin and dynamics of Fe- and Mn-sedimentary layers in Lake Baikal // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 55–72.
- Horiuchi K., Matsuzaki H., Kobayashi K. et al.* ^{10}Be record and magnetostratigraphy of a Miocene section from Lake Baikal: re-examination of the age model and its implication for climatic changes in continental Asia // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 12. P. 1602.
- Kashiwaya K., Ochiai S., Sakai H. et al.* Orbit related long-term cycles revealed in 12-Myr continental record from Lake Baikal // Nature. 2001. V. 410. P. 71–74.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and sandstone. New-York: Springer-Verlag, 1972. 618 p.
- Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al.* The detailed record of climatic events during the past 75000 yrs BP from the Lake Baikal drill core BDP-93-2 // Quaternary Int. 2001. V. 80/81. P. 59–68.
- Sapota T., Aldahan A., Possnert G. et al.* A late Cenozoic Earth's crust and atmosphere dynamics record from Lake Baikal // J. Paleolimnol. 2004. V. 32. P. 341–349.
- Veeramani H., Alessi D.S., Suvorova E.I. et al.* Products of abiotic U(VI) reduction by biogenic magnetite and vivianite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 2512–2528.

Рецензенты А.С. Тесаков, Ю.А. Лаврушин