

УДК 549.6:551.312:551.583.7

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ В ГОЛОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ

© 2004 г. Э. П. Солотчина, академик М. И. Кузьмин, А. А. Прокопенко,
В. Н. Столповская, П. А. Солотчин, С. Г. Шульженко

Поступило 25.05.2004 г.

Глубоководные осадки озера Байкал хранят непрерывную летопись изменений климата и природной среды континентальной Азии в позднем кайнозое (проект “Байкал-бурение”) [1]. Основной палеоклиматической записи является ритмичное изменение содержания биогенного кремнезема и створок диатомовых водорослей в зависимости от циклов “потепление/похолодание”. На межледниковых интервалах биогенный кремнезем составляет до 40–60% осадка, в то время как на ледниковых – менее 3–5%. Биогенные палеомаркеры характеризуют продуктивность озера, но не несут прямой информации об обстановках выветривания в водосборном бассейне. Подобная информация содержится в терригенной части осадка, главным образом в ассоциациях глинистых минералов – их составе, структурных и кристаллохимических параметрах, определяемых в первую очередь условиями гидролиза в профилях выветривания пород водосбора. Постседиментационные преобразования глинистых минералов из-за слабой минерализации вод Байкала несущественны, и их можно не принимать во внимание. Однако предпринятые ранее попытки использовать глинистые минералы в качестве палеоклиматических индикаторов приводили к значительным несоответствиям результатов [2]. Методические трудности, возникающие при анализе сложных многокомпонентных осадков, и отсутствие резких различий в ансамбле глинистых минералов послужили причиной падения интереса к ним в палеоклиматических построениях. Тем не менее при использовании специальных приемов и методов анализа терригенная составляющая осадка оказывается весьма инфор-

мативной для расшифровки палеосигнала, что мы и демонстрируем в данной работе.

Нами проведены детальные исследования минерального состава отложений в хорошо датированных ядрах скважин BDP-93-2 и BDP-96-2 [3, 4]. Обе скважины пробурены на подводных поднятиях, характеризующихся непрерывным осадконакоплением в гемипелагических условиях, но отвечающих различным седиментационным обстановкам. Ядро BDP-93-2 получено на Бугульдейской перемычке, куда непрерывно поступает речная взвесь из Селенги и Бугульдейки, а ядро BDP-96-2 – на Академическом хребте, возвышающемся над глубоководными котловинами на 400–600 м, вследствие чего накопление осадков происходит только из водной толщи [1]. При описании данных мы используем стратиграфию морских изотопно-кислородных стадий (МИС), что обосновано корреляцией байкальской и морской записей [3–5]. Нами выбраны следующие интервалы осадочной летописи: прошлые 30 тыс. лет (МИС 1–3), ядро BDP-93-2; прошлые 130 тыс. лет (МИС 1–5) и интервал 380–480 тыс. лет назад (МИС 11–12), ядро BDP-96-2 (рис. 1–3). Наибольшее внимание уделено голоцену (МИС 1), последнему ледниковому максимуму (МИС 2), интервалу МИС 5e – ближайшему к нам казанцевскому (эемскому) межледниковью, часто рассматриваемому в качестве аналога современного [6], и интервалу МИС 11 – нашему возможному “теплому будущему в прошлом” [7].

Методы исследования – рентгеновская порошковая дифрактометрия и ИК-спектроскопия. Анализировались природные нефракционированные пробы. Корректная идентификация, определение количественных соотношений, кристаллохимических и структурных характеристик слоистых силикатов были выполнены авторским методом математического моделирования рентгеновских дифракционных профилей [8–10]. Количественный анализ кварца, полевых шпатов и биогенного кремнезема проводился методом ИК-спектроскопии.

Ассоциация слоистых силикатов в осадках представлена смешанослойными иллит-сметитами, слюдами, хлоритами и каолинитом. Метод модели-

*Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск
Университет Южной Каролины, Колумбия, США*

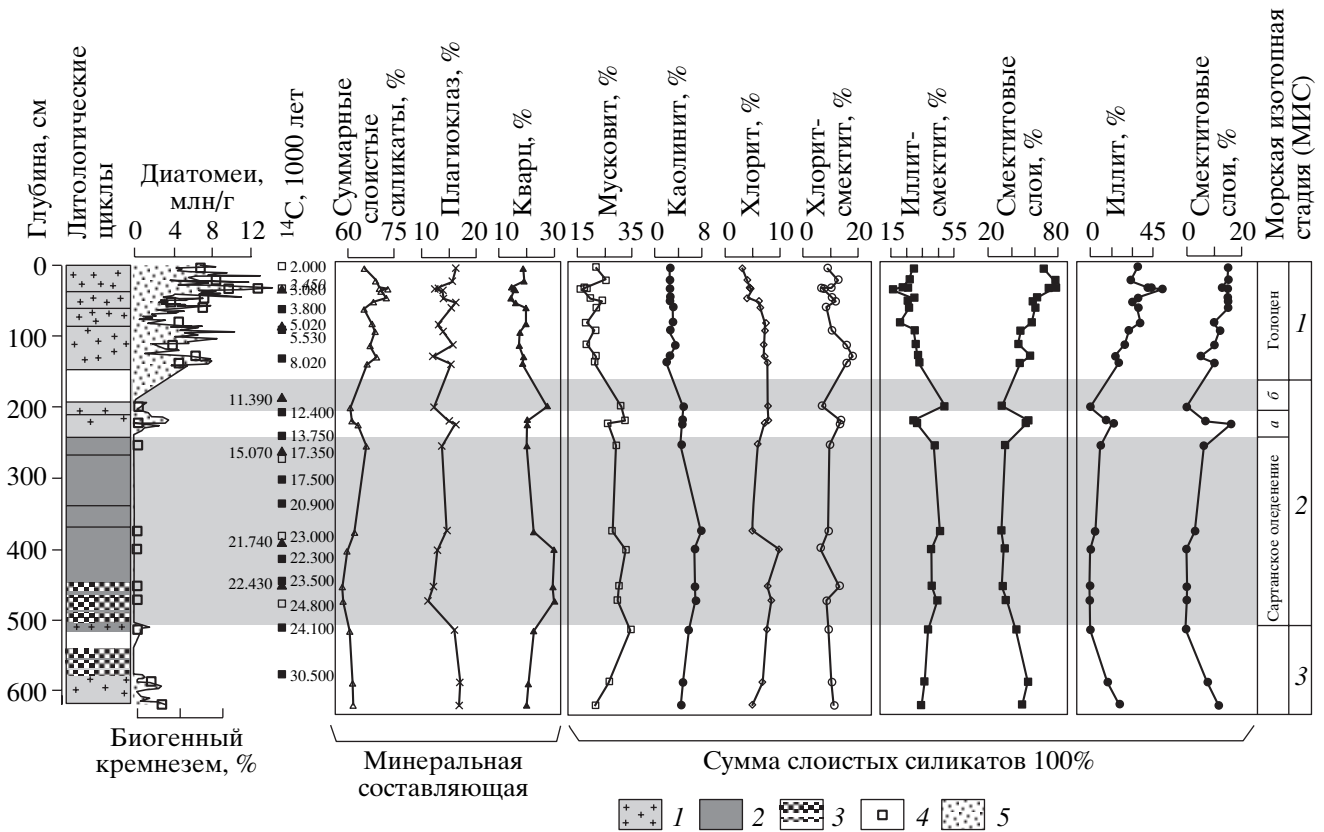


Рис. 1. Вертикальные профили распределения минералов в голоцен-позднеплейстоценовых осадках оз. Байкал (прошлые 30 тыс. лет), вскрытых скважиной глубокого бурения ВДР-93-2 на Бугульдейской перемычке. 1 – диатомовый ил; 2 – бездиатомовая ледниковая глина; 3 – коричневатые слои терригенной глины; 4 – BioSiO₂ по данным ИК-спектроскопии; 5 – BioSiO₂ по данным щелочной экстракции; а – потепление бёллинг-аллерёд; б – похолодание поздний дриас.

рования раскрывает важные особенности слоистых фаз (рис. 3). Дифракционные линии слюды 001 в большей части образцов не могут быть смоделированы одним компонентом, что указывает на присутствие в осадках, по крайней мере, двух ее разновидностей (рис. 3а). Одна – хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая слюда с высоким содержанием калия (0.9 ф.е.) и низким железа (0.1–0.2 ф.е.). Ее модельный спектр характеризуется узкими интенсивными дифракционными пиками 001 (рис. 3), средний размер доменов по оси Z составляет 35–40 слоев. Мы идентифицируем эту фазу как “мусковит” и считаем обломочной. Другая – высокодисперсная диоктаэдрическая слюдистая фаза с размером доменов в 7–9 слоев, с дефицитом межслоевого калия (0.6–0.7 ф.е.) и повышенным содержанием октаэдрического железа (0.3–0.4 ф.е.). Она формирует широкое основание дифракционных линий слюды (рис. 3а). Модельные спектры последовательно указывают на наличие в структуре лишь небольшого количества разбухающих слоев (<20%), что позволяет отнести эту фазу к иллитам [11].

Дифракционные линии хлорита обладают чрезмерной шириной в области низкой интенсивности. Для воссоздания характерной геометрии профиля в дополнение к хорошо окристаллизованному триоктаэдрическому (Mg,Fe)-хлориту с содержанием железа ~1.0–1.5 ф.е. на ячейку и размерами доменов в 30 слоев моделирование предлагает дисперсную хлоритоподобную фазу с доменами в 8–10 слоев (рис. 3). Эту фазу с повышенным содержанием железа (2.0–2.5 ф.е.) и 5–15% смектитовых слоев мы обозначаем как “хлорит-смектит”. Скорее всего, этот компонент является продуктом дегградации биотитов, хлоритов и других феррических минералов.

Высокодисперсные смешанослойные иллит-смектиты (домены 5–10 слоев) – наиболее изменчивые компоненты осадка. В широких пределах варьирует их содержание, соотношение и порядок чередования иллитовых (i) и смектитовых (s) слоев в структуре. Вероятностные параметры, описывающие “дальний порядок” (p_{ii} , p_{sii} , p_{siii}), показывают, что иллит-смектиты с преобладанием в структуре смектитовых слоев представлены только неупорядоченными разностями, при концентрации ил-

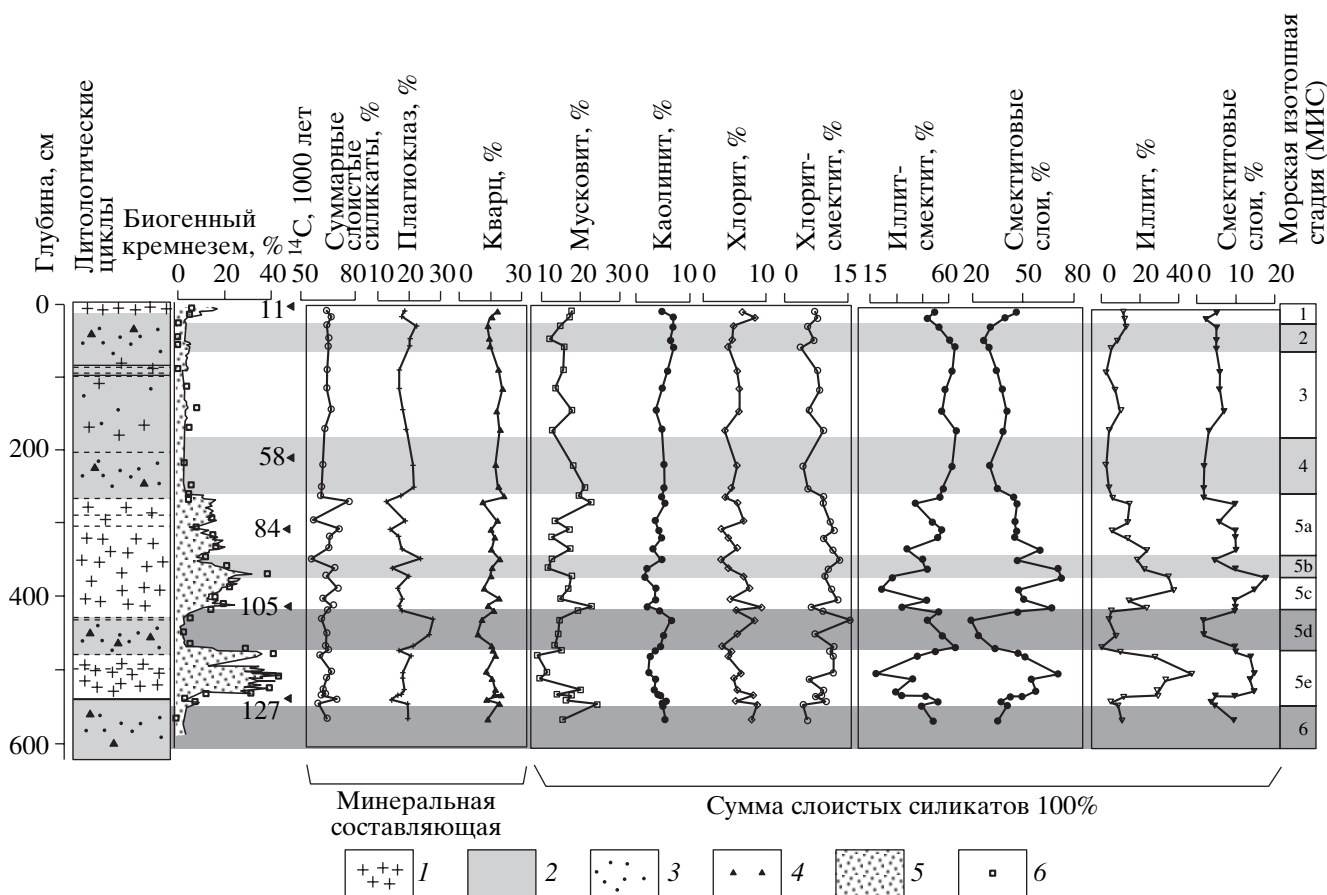


Рис. 2. Вертикальные профили распределения минералов в плейстоценовых осадках оз. Байкал (прошлые 130 тыс. лет), вскрытых скважиной глубокого бурения ВДР-96-2 на Академическом хребте. 1 – диатомовый ил; 2 – алевритистая глина; 3 – диатомовая глина; 4 – обломочный ледниковый детрит; 5 – BioSiO₂ по данным щелочной экстракции; 6 – BioSiO₂ по данным ИК-спектроскопии.

литовых слоев (*W_i*) > 50% наблюдается тенденция к упорядочению. Мы полагаем, что иллит-сметиты и иллиты образуются, главным образом, в результате разложения полевых шпатов – плагиоклаза олигоклаз-андезинового состава и микроклина, широко распространенных в гранитных породах водосборного бассейна. Каолинит содержится в пробах в явно подчиненном количестве, что следует как из модельных рентгеновских спектров, так и результатов ИК-спектроскопии.

Слоистые силикаты являются главными компонентами терригенной составляющей гемипелагических осадков озера, как на межледниковых, так и ледниковых интервалах. Различный характер седиментации на Бугульдейской перемычке и Академическом хребте мало сказывается на количестве слоистых силикатов, поступающих в осадок. Диапазон изменения их содержания в пересчете на терригенную часть осадка составляет: 58–73% в керне ВДР-93-2 и 56–77% в керне ВДР-96-2 (рис. 1, 2). При этом на интервале МИС 2–1 в керне ВДР-93-2 заметна тенденция увеличения суммы слоистых силикатов в голоцене, где их

среднее содержание составляет 68%, в то время как на интервале МИС 2 – 61%. В керне ВДР-96-2 подобного тренда нами не обнаружено. Так, на теплых и холодных интервалах МИС 5e и 5d слоистые силикаты составляют в среднем 65 и 64%, МИС 11 и 12 – 69 и 67% соответственно. Если исключить из рассмотрения мусковит и хлорит, считая их обломочными, то доля новообразованных высокодисперсных глинистых минералов составит в керне ВДР-96-2 около 50% терригенной фракции вне зависимости от климатических условий. Эта величина справедлива также для голоценового разреза ВДР-93-2, и лишь в последний ледниковый максимум она ниже – ~40%.

Среди неслоистых минералов доминируют кварц и плагиоклаз, представленный преимущественно (или только) альбитом. Калиевый полевой шпат и амфибол присутствуют в следовых количествах. На Бугульдейской перемычке кварц преобладает над плагиоклазом и слагает от 14 до 30% терригенной составляющей, плагиоклаз 12–17%. Максимальная разница (~ в 2.5–3 раза) характерна для начала сартанского оледенения и похоло-

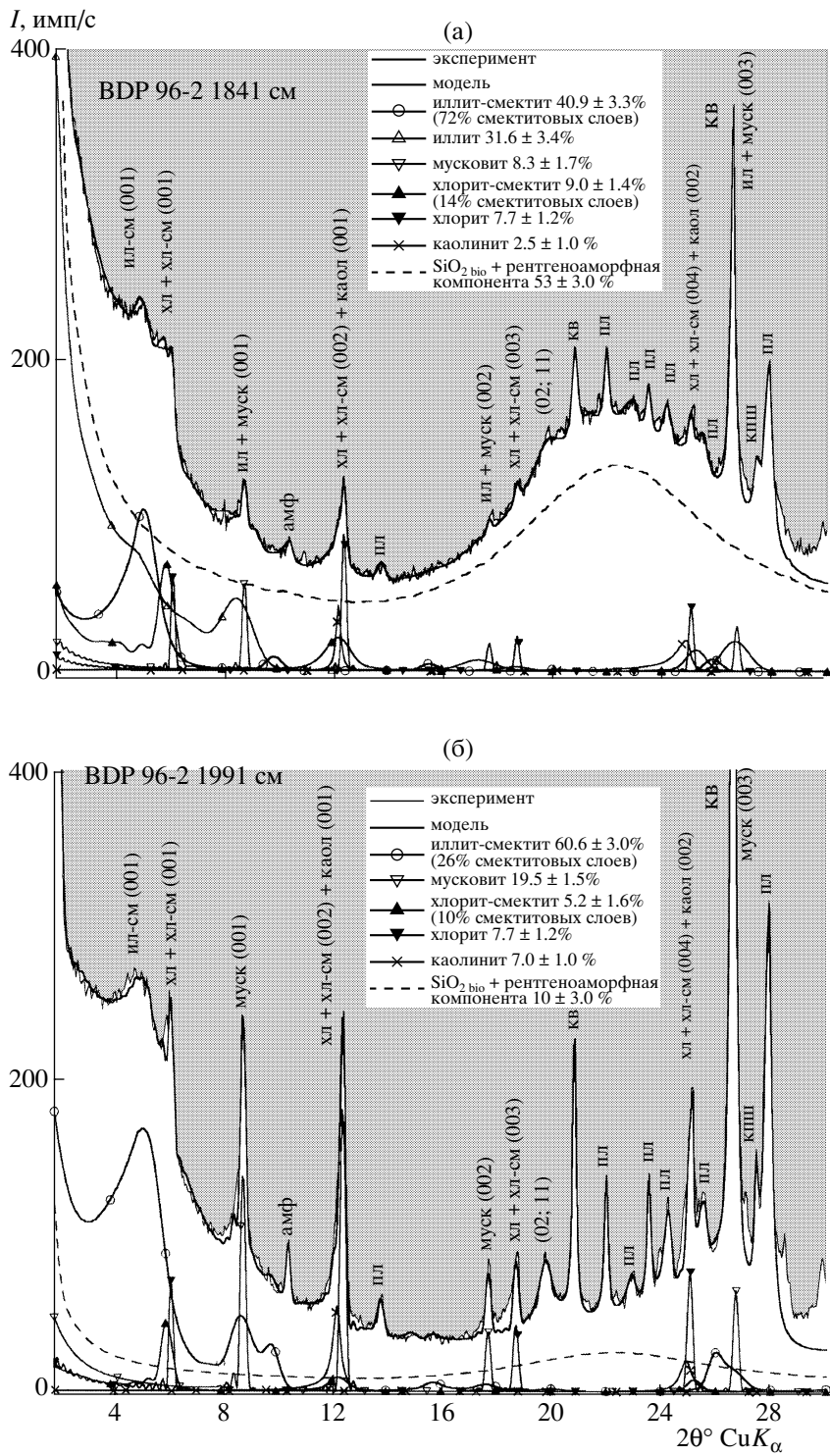


Рис. 3. Экспериментальные и модельные рентгеновские дифракционные спектры образцов среднеплейстоценовых осадков озера Байкал, вскрытых скважиной BDP-96-2 на Академическом хребте: а – диатомовый ил, МИС 11; б – алевритистая глина, МИС 12. При моделировании сумма слоистых силикатов принимается за 100%. Полосы двумерной дифракции (02;11) слоистых силикатов и отражения неслоистых минералов (кварца, плагиоклаза и т.д.) описаны функцией Пирсона VII. Модельные спектры биогенного кремнезема построены на основе данных ИК-спектроскопии. Образцы насыщены этиленгликолем.

дания поздний дриас, причем увеличение количества кварца происходит на фоне падения содержания плагиоклаза (рис. 1). На Академическом хребте в интервале МИС 1–5 плагиоклаз в целом преобладает над кварцем: 13–28% против 9–22%, и особенно в холодную подстадию МИС 5d (рис. 2). На ледниковом интервале МИС 12 наблюдается перевес в пользу кварца – в среднем ~20 к 13%. На теплом интервале МИС 11 содержания этих минералов выравниваются и составляют в среднем по 15%. Таким образом, одновременного резкого увеличения в осадках содержаний кварца и полевых шпатов нами не обнаружено. Отсюда следует, что физическая эрозия коренных пород ледниками на изученных интервалах не была доминирующей в поставке обломочного материала в оз. Байкал. В пользу этого аргумента свидетельствует отсутствие в осадках невыветрелых (или слабовыветрелых) полевых шпатов с учетом того, что процессы транспортировки вещества приводят в основном к механическому измельчению пород. Вместе с тем мы наблюдаем постоянное, не зависящее от смены климатических обстановок, присутствие в осадках альбита, который, как известно, слагает внешние, наиболее устойчивые к выветриванию зоны зерен плагиоклаза.

Наши новые данные не подтверждают предположения, что ледниковые глины в Байкале состоят из неизмененного исходного материала пород, принесенного альпийскими ледниками [12]. На подводных поднятиях озера, где турбидитное отложение отсутствовало или было незначительным, несмотря на различия в поставке терригенного материала, изменения климата и растительности, непрерывно отлагались продукты разрушения выветрелых коренных пород, в которых пропорция измененных и устойчивых минеральных компонентов варьирует в довольно узком диапазоне.

Основную палеоклиматическую нагрузку в ансамбле глинистых минералов отложений Байкала несут иллит-сметтит и иллит. Наиболее ярким климатическим сигналом в минералогической летописи является концентрация смектитовых слоев в иллит-сметтите, увеличение которой (от $0.8_{\text{и}}/0.2_{\text{см}}$ до $0.2_{\text{и}}/0.8_{\text{см}}$) соответствует тренду потепления климата, отраженному в записи диатомовой продуктивности обоих кернов (рис. 1, 2). Этот показатель надежно фиксирует не только продолжительные, но и кратковременные климатические события. Так, при переходе от последнего ледникового максимума к голоцену концентрация смектитовых слоев в иллит-сметтите резко возрастает в ответ на потепление бёллинг–аллерёд и затем понижается в начале похолодания поздний дриас до ледникового уровня (рис. 1). Аналогичную картину мы наблюдали в осадках оз. Хубсугул [13]. Четкая реакция “индекса смектитовых слоев” на сравнительно кратковременные климатические эпизоды обнаружена нами на интервале МИС 5 (рис. 2), где в

климатической записи выделяются три теплых 5а, 5с, 5е и две холодных 5б и 5е подстадии [4].

Инверсия “похолодание/потепление” запечатлена также в поведении высокодисперсного иллита, концентрация которого в осадке меняется в очень широком диапазоне: от нуля на интервалах МИС 2 и МИС 12 до > 50% слоистой составляющей в голоцене и подстадии МИС 5е (рис. 1–3). Отметим, что глинистые минералы ясно не показывают середину голоценового альтертермала (атлантическое время, приблизительно 6 тыс. лет назад). Подобно диатомовым [3] индекс смектитовых слоев и содержание иллита достигают максимума в более позднем голоцене в суббореальное время (рис. 1).

Противофазные отношения между иллит-сметтитом и индексом смектитовых слоев несколько озадачивают (рис. 1, 2). Можно было бы ожидать, например, что с потеплением климата и увеличением поступления атмосферной влаги при переходе от сартанского оледенения к голоцену в Сибири количество иллит-сметтита будет возрастать параллельно с увеличением концентрации смектитовых слоев. Однако синхронно с количеством смектитовых слоев в иллит-сметтите растет содержание иллита, достигая экстремума в суббореальный период, когда концентрация иллит-сметтита минимальна, а смектитовых слоев в нем максимальна. Эта тенденция, наблюдаемая также в керне ВДР-96-2, предполагает, что иллит-сметтит частично преобразуется в иллит. Известно, что процесс иллитизации происходит быстрее, если смектитовые слои в иллит-сметтите более избыточны (>42%) [14]. Среди факторов, благоприятствующих вхождению калия в смектитовые слои, – увеличение температуры, концентрации калия в растворе и рН. Катионы калия способны необратимо фиксироваться в смектитовых межслоях уже при температуре 25°C, и одним из механизмов фиксации в поверхностных условиях является повторение природного цикла смачивание–высушивание [15].

В теплом и продолжительном интервале МИС 11 столь высоких содержаний иллита (~50%), как в отдельных кратковременных эпизодах голоцена и казанцевского межледниковья, нами не обнаружено (рис. 1, 2). Максимальное количество иллита составляет здесь около 30% слоистого компонента (рис. 3а) при относительно высокой концентрации иллит-сметтита (35–45%) и смектитовых слоев в нем (~70–80%). Очевидно, что на интервале МИС 11 существовали факторы, препятствующие активному образованию иллита. Мы не нашли в минеральной части осадка доказательств того, что климат этого продолжительного интервала был аномально теплым. Скорее он отличался высокой постоянной влажностью и циклы смачивание–высушивание не имели

большого распространения. На холодных интервалах МИС 2, МИС 5d и МИС 12 среди глинистых минералов осадка доминируют иллит-сметиты с высокой концентрацией (до 70%) иллитовых слоев. Это обстоятельство наряду с отсутствием (или низким содержанием) иллита свидетельствует о сухом и холодном климате этих периодов. По минералогическим показателям глубина похолодания на интервалах МИС 2 и МИС 12 примерно одинакова и ниже, чем в подстадию МИС 5e.

В результате проведенных исследований получена важная информация об условиях выветривания (температуре, влажности) в пределах водосборного бассейна оз. Байкал на протяжении голоцена–среднего плейстоцена. Минералогические индикаторы изменений климата, в частности индекс смектитовых слоев и концентрация иллита, показали высокую степень корреляции с биогенным кремнеземом. Информация, содержащаяся в ассоциациях глинистых минералов осадка, их составе, структуре и кристаллохимических параметрах, может служить не только дополнительным, но и вполне самостоятельным критерием в палеоклиматических построениях в байкальском регионе и других внутриконтинентальных бассейнах, где в озерных осадках отсутствуют биогенные палеомаркеры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02–05–64504) и Сибирского отделения РАН (интеграционный проект 121).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмин М.И., Карabanов Е.Б., Каван Т. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1/2. С. 8–34.
2. Yuretich R., Melles M., Sarata B., Grobe H. // J. Sediment. Res. 1999. V. 69. № 3. P. 588–596.
3. Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al. // Quatern. Intern. 2001. V. 80/81. P. 59–68.
4. Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al. // Quatern. Res. 2001. V. 55. P. 123–132.
5. Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B. et al. // Science. 1997. V. 278. P. 1114–1117.
6. Kukla G. // Science. 1999. V. 287. P. 987–988.
7. Howard W.R. // Nature. 1997. V. 388. P. 418–419.
8. Солотчина Э.П., Каменева М.Ю., Василевский А.Н. и др. // ДАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 502–506.
9. Солотчина Э.П., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1/2. С. 146–156.
10. Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Vasilevsky A.N. et al. // Clay Miner. 2002. V. 37. P. 105–119.
11. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 175 с.
12. Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф. и др. // ДАН. 1991. Т. 321. № 5. С. 1032–1037.
13. Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Столповская В.Н. и др. // ДАН. 2003. Т. 391. № 4. С. 527–531.
14. Bethke C.M., Altaner S.P. // Clays and Clay Miner. 1986. V. 34. P. 136–145.
15. Eberl D., Srodon J., Northrop H.R. In: Geochemical processes at mineral surfaces. Wash.: Amer. Chem. Soc., 1986. Symp. Ser. V. 323. P. 296–326.