

УДК 549.74:551.332.26:551.583

## ГОЛОЦЕНОВАЯ ОСАДОЧНАЯ ЛЕТОПИСЬ ОЗЕРА БОЛЬШОЕ АЛГИНСКОЕ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ: СВЯЗЬ С ПАЛЕОКЛИМАТОМ

© 2013 г. Э. П. Солотчина, член-корреспондент РАН Е. В. Скляр, П. А. Солотчин,  
Е. Г. Вологина, О. А. Склярова, Н. Н. Ухова

Поступило 30.08.2012 г.

DOI: 10.7868/S0869565213070220

Среди многочисленных малых озер Байкальской рифтовой зоны особую группу составляют соленые и солоноватоводные бассейны, приуроченные к территориям с господством аридных и семиаридных климатических обстановок. В силу своих небольших размеров и широко проявленных процессов аутигенного минералообразования, приводящих к формированию своеобразных терригенно-эвапоритовых разрезов, эти водоемы фиксируют в своих осадочных летописях даже незначительные изменения окружающей природной среды. Между тем подобные объекты долгое время оставались на периферии внимания специалистов: "...исследования соленых озер в большинстве регионов мира отстали от таковых для пресноводных и речных бассейнов" [1]. Однако в связи с резкими изменениями климата на планете и неопределенностью климатического прогноза ситуация за последнее десятилетие кардинально изменилась. Наблюдается всплеск зарубежных публикаций, посвященных климатическим летописям голоцена из осадков малых соленых озер, поскольку голоценовые обстановки можно рассматривать как близкие аналоги современности и/или как потенциальные аналоги климата будущего. Подобные исследования проводятся и в нашей стране, в том числе на территории Сибири [2–4], однако они, во-первых, немногочисленны,

а во-вторых, как и работы иностранных авторов, базируются главным образом на результатах палинологического и диатомового анализов, распределения в разрезах макро- и микроэлементов, в то время как минералогический аспект остается за скобками.

Данная статья — продолжение серии наших публикаций [5–9], нацеленных на получение высококоррелирующих летописей климата голоцена Байкальского региона из осадочных разрезов малых соленых озер с карбонатным типом седиментации. В основе авторского подхода к палеоклиматическим реконструкциям лежат детальные минералого-кристаллохимические исследования терригенной и хемогенной составляющих озерных осадков; результаты этих исследований рассмотрены в комплексе с данными электронной микроскопии, поведением стабильных изотопов  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$  и распределением в разрезе ряда геохимических показателей среды минералообразования.

Объект исследования — осадки оз. Большое Алгинское, расположенного на территории Бурятии в Баргузинской впадине, в формировании которой главную роль играет Баргузинский рифтообразующий разлом. Это озеро принадлежит к группе Алгинских озер, питание которых осуществляется за счет разгрузки глубинных гидротерм, связанных с зонами разломов. Озеро бессточное, соединено в юго-восточной части проливом с Малым Алгинским озером. Площадь водного зеркала 1.04 км<sup>2</sup>, глубина около 1.0–1.5 м. Минерализация вод невысокая (3.26 г/л), pH = 9.5, карбонатная щелочность  $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- = 6050$  мг/л. Большое Алгинское озеро относится к сульфатно-гидрокарбонатному натриевому типу, основным источником его питания является Алгинский родник термальных вод, расположенный у подножия склона северо-восточного борта Баргузинской впадины. С юго-запада к озеру примыкают боло-

*Институт геологии и минералогии им. Н.С. Соболева  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск*

*Институт земной коры  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск*

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск*

та, в которых берут начало ключи, обеспечивающие устойчивый приток вод. Воды озера имеют следующий ионный состав (мг/л):  $\text{Cl}^-$  (60),  $\text{SO}_4^{2-}$  (25690),  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  (15700),  $\text{Mg}^{2+}$  (20),  $\text{Ca}^{2+}$  (170) [10]. Климат территории резко континентальный, суровый и засушливый. Баргузинская впадина характеризуется среднегодовой температурой воздуха от  $-4$  до  $-7^\circ\text{C}$ , что способствует образованию вечной мерзлоты, годовая сумма осадков не более 200–250 мм.

Осадочный разрез (длина керна 75 см) вскрыт в центральной части акватории водоема в точке с координатами  $\text{N } 53^\circ 37.54'$ ,  $\text{E } 109^\circ 56.47'$ . Верхняя часть разреза (0–20 см) представлена мягким влажным осадком, сложенным алевритом и пелитом с незначительной примесью песка. В биогенной составляющей обнаруживаются многочисленные створки диатомей и раковины брюхоногих моллюсков, а также растительные остатки. Ниже залегают осадки, в целом более крупнозернистые, сложенные глинистым и алевритовым материалом с различным содержанием песка. До уровня  $\sim 20$ –23 см осадок сравнительно мягкий, ниже по разрезу он уплотняется. Псаммитовый материал распределен в отложениях равномерно и в виде линз и включений неправильной формы. В интервале 64.5–68.2 см примесь песка практически отсутствует. На уровне 70.2 см – следы биотурбации. Во всем интервале присутствуют диатомеи, количество створок которых возрастает в базальном горизонте 70.2–75 см, отмечаются раковины моллюсков. Среди диатомей по всему разрезу доминируют донные виды, чаще всего представители родов *Cymbella*, *Nitzschia*, *Denticula*, *Amphora* и др. Планктонные диатомеи немногочисленны и относятся к роду *Cyclotella*. Раковины брюхоногих моллюсков могут достигать размера 1–1.5 мм и принадлежат преимущественно к родам *Anisus* и *Limnaea*.

Минеральный состав отложений (шаг опробования 1 см) изучался методами рентгеновской дифрактометрии (ARL X'TRA) и ИК-спектроскопии (Specord 75 IR), элементный – методами РФА СИ (Сибирский центр синхротронного излучения) и ААС (SOLAAR M6). Анализ стабильных изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  был выполнен на масс-спектрометре Finnigan MAT 253, радиоуглеродное датирование проводилось методом AMS по карбонатному веществу (ЦКП “Геохронология кайнозоя” СО РАН). Среди минералов установлены карбонаты, кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гипс, слюда (биотит), амфибол, хлорит, эпизодически присутствуют пирит, ангидрит  $\text{CaSO}_4$ , тенардит  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , являющийся продуктом преобразования мирабилита ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), отложения которого оконтуривают озеро по береговой линии. Постоянный компонент осадка – кар-

бонаты, в распределении которых наблюдается отчетливый тренд увеличения содержания от подошвы к кровле разреза (рис. 1). Количественный анализ карбонатов выполнен ИК-спектроскопией. Сходство распределений карбонатов и кальция в разрезе указывает на присутствие последнего преимущественно в карбонатной форме (рис. 1). Начало активной карбонатной седиментации приурочено к глубине  $\sim 47$  см. В верхней части керна (0–47 см) доля карбонатов, представленных в основном кальцитом (рис. 2, обр. 3–4 см), достигает 45–50% от вещественного состава осадка (рис. 1). В интервале 47–75 см преобладают терригенные минералы – кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит (рис. 2, обр. 60–61 см). Количество карбонатов здесь 5–20% и лишь в подошве разреза (74–75 см) – 33% от валового состава, что вполне объяснимо присутствием раковин моллюсков.

Озерные карбонаты сложены главным образом мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц хомогенного кальцита с примесью низко-Mg кальцита в интервале 10–47 см (рис. 3, обр. 39–40 см). Обломки раковин моллюсков имеют кальцитовый состав (рис. 3, обр. 74–75 см). В самой нижней части керна в отдельных образцах встречаются редкие мелкие обломки хорошо окристаллизованного доломита. Присутствие в осадках низко-Mg кальцитов, представляющих собой твердые растворы  $\text{MgCO}_3$  в кальците [11], удалось обнаружить с помощью метода математического моделирования рентгеновских дифракционных (XRD) спектров. Разложение XRD-профилей карбонатов на индивидуальные пики функцией Пирсона VII позволило установить положение максимума, интегральную интенсивность аналитического пика ( $hkl = 104$ ) карбонатных фаз и получить их количественные соотношения (рис. 4). Определение содержания  $\text{MgCO}_3$  в структуре Mg-кальцитов проводилось по калибровочным графикам зависимости величины межплоскостного расстояния  $d_{104}$  от концентрации  $\text{MgCO}_3$  в мол. % [12]. Количество магния в природных низкотемпературных Mg-кальцитах является важнейшим индикатором физических и химических условий среды их образования [1, 6–8, 11]. Экспериментально показано, что осаждение карбонатов кальцит-доломитового ряда определяется рядом факторов:  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ -отношением в воде, ее общей карбонатной щелочностью (концентрации  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), соленостью, pH, температурой, органической продуктивностью озера [13]. Эти факторы контролируются водным балансом озера, зависящим от климатических условий в его водосборном бассейне [1, 5–9].

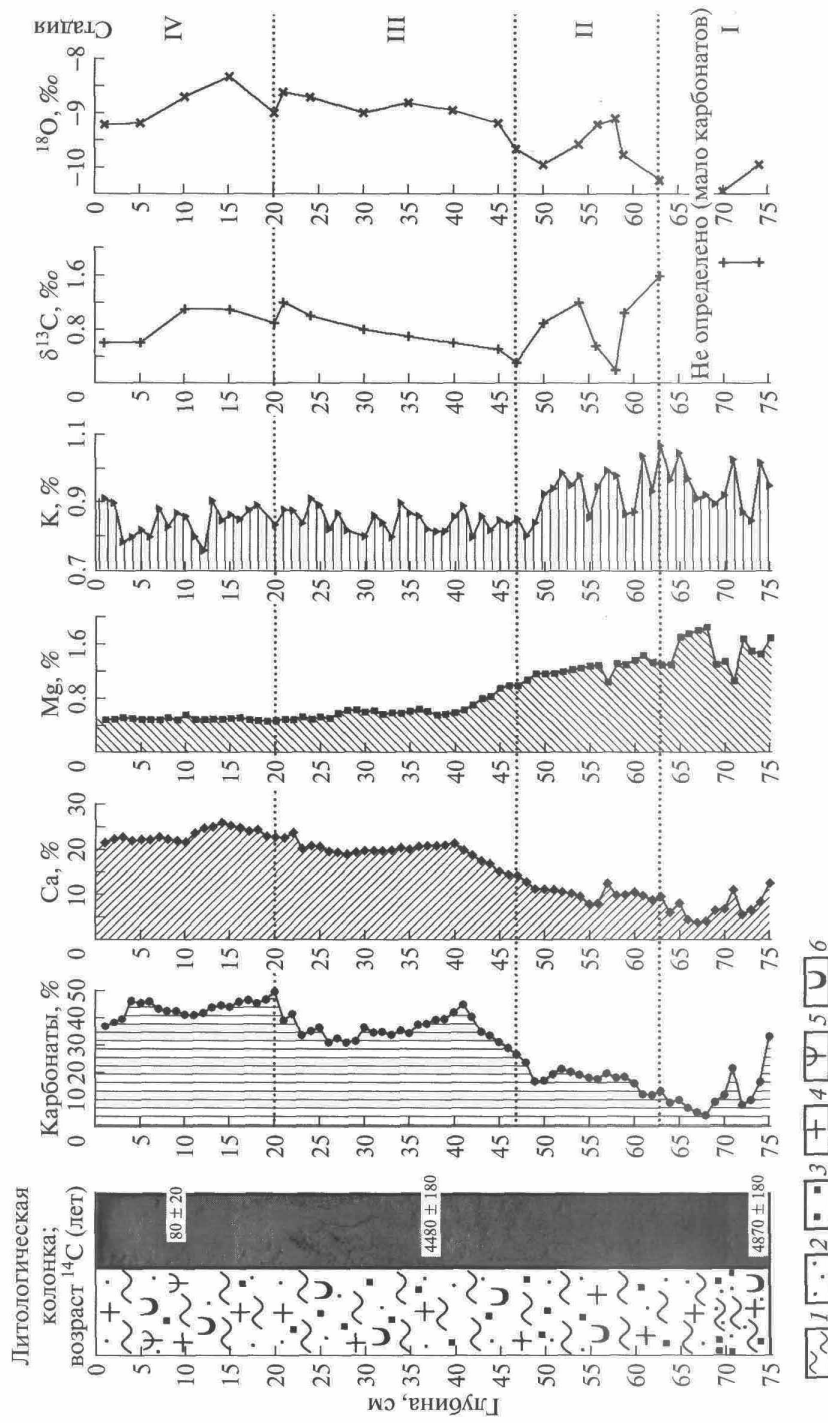


Рис. 1. Литологическая колонка голоценового разреза осадков оз. Большое Алгинское (Западное Байкалье). Возрастная модель, распределение карбонатных минералов, содержание Ca и Mg, значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . 1 – пелит; 2 – алевроит; 3 – псаммит; 4 – диатомей; 5 – растительные остатки; 6 – раковина моллюсков.

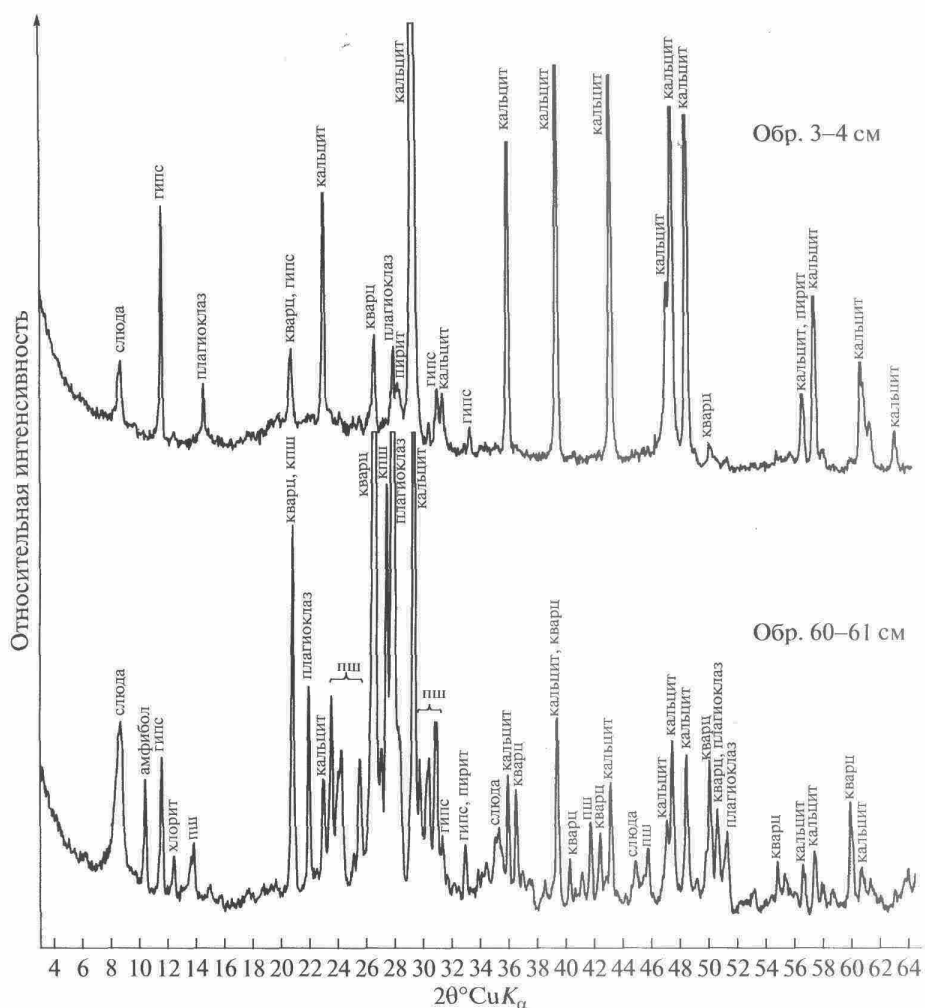


Рис. 2. XRD-спектры образцов осадочного разреза оз. Большое Алгинское. В верхних горизонтах разреза преобладает хемогенный кальцит (обр. 3–4 см), в нижних – обломочные минералы: кварц, полевые шпаты, биотит (обр. 60–61 см).

В результате выполненных исследований осадков оз. Большое Алгинское комплексом методов выделено 4 стадии его эволюции (рис. 1). Радиоуглеродный возраст  $^{14}\text{C}$  карбонатного вещества в основании разреза (обр. 74–75 см) составляет ~4900 лет. Опираясь на эту дату, можно полагать, что осадки стадии I (интервал 63–75 см) сформировались в самом конце в целом теплого и влажного атлантического периода, который в Северной Евразии длился от 8000 до 4800 лет назад [14]. Стадия характеризуется интенсивным поступлением терригенного материала с водосбора озера, скорость осадконакопления ~1 мм/год. В отложениях помимо кварца, полевых шпатов и амфибола обнаружено значительное количество биотита, что, вероятно, связано с активной ветровой деятельностью, способствующей интенсивному переносу легких чешуек этого минерала. На неста-

бильные условия в водоеме указывают резкие кратковременные скачки концентраций породообразующих элементов, в числе которых Mg и K, входящие в структуру биотита (рис. 1). Хемогенное осаждение кальцита в этот период невелико, что является показателем слабой минерализации и умеренной карбонатной щелочности вод озера. О наличии притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом кислорода, можно судить по низким отрицательным значениям  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 1). В то же время карбонаты обогащены тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  вследствие поглощения легкого изотопа  $^{12}\text{C}$  водной растительностью при фотосинтезе. Полученные данные позволяют сделать заключение, что на стадии I озеро обладало положительным гидрологическим балансом, но было мелководным, подтверждением чему также слу-

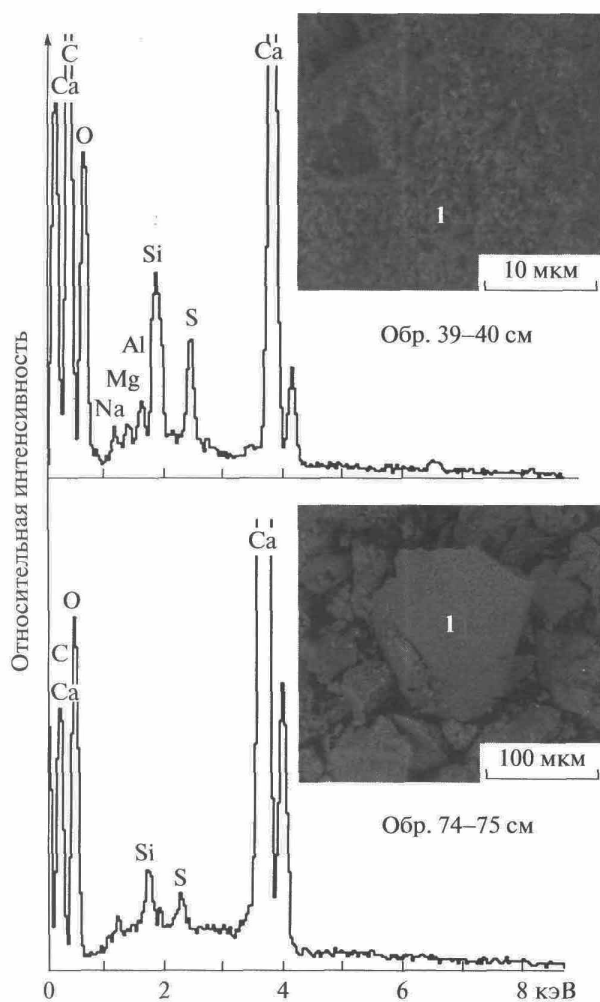


Рис. 3. Электронная микроскопия осадков озера: энергодисперсионные спектры хемогенного низко-Mg кальцита (обр. 39–40 см) и обломка кальцитовой раковины моллюска (обр. 74–75 см). На врезках – морфология частиц, 1 – место анализа.

жит преобладание в осадках донных видов диатомей.

Стадия II (интервал 47–63 см) отвечает началу суббореального периода (2200–4800 лет назад), который в Сибири был значительно суше и холоднее атлантического [14]. Скорость осадконакопления остается близкой к 1 мм/год, но количество хемогенного кальцита растет и к концу стадии достигает 25% от минерального состава осадка (рис. 1). На глубине 58 см наблюдается максимум величины  $\delta^{18}\text{O}$  и резкий минимум  $\delta^{13}\text{C}$ . Можно утверждать, что произошло значительное кратковременное похолодание, сопровождающееся иссушением климата, приведшее к уменьше-

нию притока свежих вод в озеро, деградации органической жизни и вследствие этого резкому обогащению озерной воды изотопом  $^{12}\text{C}$ . Во второй половине стадии II условия в водоеме улучшаются, но не достигают уровня стадии I.

Стадия III (интервал 20–47 см) охватывает основную часть суббореального периода. В это время усиливается осаждение хемогенных карбонатов (рис. 1), гипса, в отдельных образцах обнаруживаются тенардит, ангидрит, пирит и соответственно резко сокращается доля терригенного материала. Судя по незначительному количеству накопившегося осадка, в рассматриваемом интервале происходили драматические события в жизни озера, вероятно, имели место перерывы в осадконакоплении, поэтому о средней скорости седиментации, которая, по нашим подсчетам, составляет ~0.06 мм/год, можно говорить лишь условно. Карбонаты представлены кальцитом и низко-Mg кальцитом (рис. 4, обр. 39–40 см). Ранее мы показали, что появление в озерных отложениях Mg-кальцита (и/или увеличение степени его магнизальности) является индикатором обмеления водоема, усиления его минерализации вследствие иссушения климата [5–9]. Об аридизации климата свидетельствует рост величин  $\delta^{18}\text{O}$  (процесс испарения превалирует над притоком) и  $\delta^{13}\text{C}$  (уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом углерода и поглощение  $^{12}\text{C}$  при фотосинтезе за счет увеличения органической продуктивности в мелководном озере). Вместе с тем довольно большое число сугубо пресноводных представителей диатомовой флоры и малое количество мезогалобов указывают на умеренный рост минерализации вод.

Стадия IV (интервал 0–20 см) характеризуется самым высоким содержанием карбонатов – до 45% минерального состава осадков, в отдельных образцах до 50% (рис. 1). Лишь в кровле разреза доля карбонатов несколько понижается, сопровождаясь увеличением содержания биотита, обусловленного золовым привносом. Если в первой половине стадии хемогенные карбонаты представлены кальцитом с небольшой примесью низко-Mg кальцита, то в верхних образцах – лишь кальцитом. Судя по самому высокому в разрезе содержанию тяжелого изотопа  $^{18}\text{O}$  (глубина 15 см), поступление свежих метеорных вод было ограничено, мелководное озеро зарастало, поглощение  $^{12}\text{C}$  водной растительностью приводило к увеличению в осадках  $^{13}\text{C}$  (рис. 1). Не исключено, что имел место перерыв в осадконакоплении. Радиоуглеродный возраст  $^{14}\text{C}$  осадка на глубине 9–10 см, уточненный датированием верхнего горизонта гамма-спектрометрией по  $^{210}\text{Pb}$ , составляет  $80 \pm 20$  лет. Начиная с этой глубины, скорость осадконакоп-

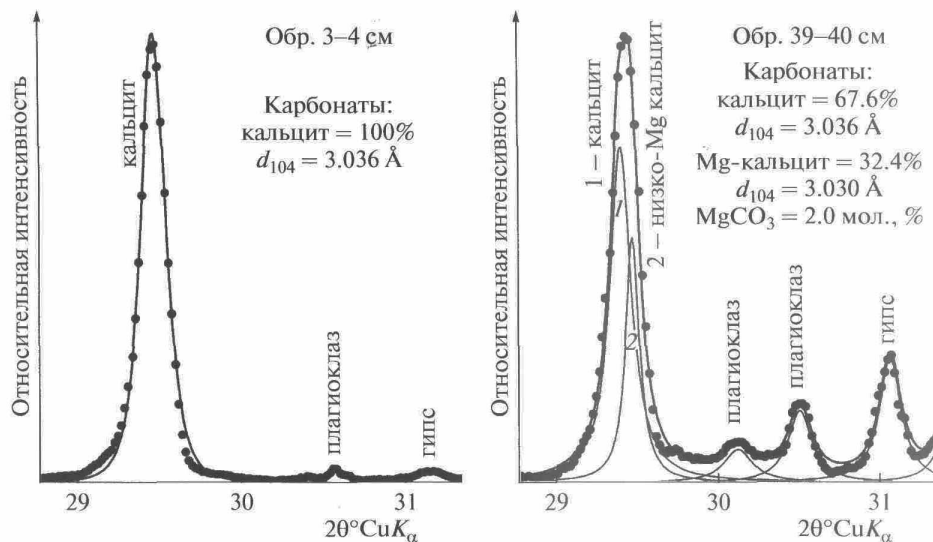


Рис. 4. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей ( $hkl = 104$ ) озерных карбонатов, представленных сверху разреза кальцитом (обр. 3–4 см), в средней части — кальцитом и низко-Mg кальцитом (обр. 39–40 см). Наблюдается хорошее соответствие модельных профилей карбонатов (тонкая сплошная линия) с экспериментальными (точки).

ления резко возрастает и составляет 1.2 мм/год, падает содержание тяжелых изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$ . Условия в водоеме улучшаются, что подтверждается данными диатомового анализа. Это наиболее насыщенный створками диатомей интервал. Среди них доминируют виды обрастаний и дна, озеро остается мелководным вплоть до современного состояния.

В результате проведенных исследований комплексом методов из осадочного разреза оз. Большое Алгинское получена новая летопись климата голоцена Западного Забайкалья за последние 4900 лет. Сопоставление карбонатной записи с данными литологического анализа, результатами определения стабильных изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  и распределением некоторых геохимических индикаторов климатических изменений позволило воссоздать сложную историю эволюции озера, определяемую климатом региона от конца атлантического периода до современности. Установлено, что озеро на протяжении всего рассматриваемого периода было мелководным, имели место перерывы в осадконакоплении. Отчетливая тенденция увеличения содержания карбонатов от подошвы к кровле разреза свидетельствует об усилении сухости голоценового климата на территории Баргузинской впадины. Распределение величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезе, в частности отсутствие ковариантности их трендов в стадиях I и II, позволяет сделать заключение, что озеро в этот период было открытым. В стадиях III и IV наблюдается ковариантность

трендов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , которая присуща закрытым озерам [15]. Таким образом, на рубеже стадий II, III происходят серьезные изменения гидрологического режима озера, обусловленные усилением аридности климата, и лишь в последние десятилетия отмечается некоторая тенденция к его увлажнению.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11–05–00816а) и Президиума РАН (программа № 4–4.9).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Last W.M. // *Geosciences J.* 2002. V. 6. № 4. P. 347–369.
2. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х. и др. // *ДАН.* 2008. Т. 420. № 2. С. 248–253.
3. Tarasov P. E., Bezrukova E. V., Krivonogov S.K. // *Clim. Past.* 2009. V. 5. P. 285–295.
4. Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А. // *Геология и геофизика.* 2011. Т. 52. № 3. С. 426–438.
5. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Вологина Е.Г. и др. // *ДАН.* 2008. Т. 421. № 3. С. 391–398.
6. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Вологина Е.Г. и др. // *ДАН.* 2011. Т. 436. № 6. С. 814–819.
7. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А. и др. // *Геология и геофизика.* 2012. Т. 53 № 12. С. 1756–1775.
8. Скляр Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г. и др. // *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51. № 3. С. 303–328.

9. *Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г и др. // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 668–674.*
10. *Намсараев Б.Б, Хахинов В.В., Гармаев Е.Ж. и др. Водные системы Баргузинской котловины. Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2007. 154 с.*
11. *Mackenzie F.T., Bischoff W.D., Bishop F.C., et al. // Revs Miner., 1983. V. 11. P. 97–144.*
12. *Goldsmith J.R., Graf D.L. // Amer. Miner. 1958. V. 43. P. 84–101.*
13. *Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. М.: Наука, 1988. 132 с.*
14. *Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 192 с.*
15. *Talbot M.R. // Chem. Geol. 1990. V. 80. P. 261–279.*