

ПАЛЕОКЛИМАТ

УДК 549.742.1: 548.3:551.312:551.583

**АУТИГЕННОЕ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЕ В ОЗЕРАХ ЕРАВНИНСКОЙ ГРУППЫ  
(Западное Забайкалье): ОТКЛИК НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА**

**Э.П. Солотчина<sup>1</sup>, Е.В. Скляр<sup>2,3</sup>, П.А. Солотчин<sup>1</sup>, Л.В. Замана<sup>4</sup>,  
И.В. Даниленко<sup>1</sup>, О.А. Склярова<sup>5</sup>, П.Г. Татьков<sup>6</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>3</sup>Дальневосточный федеральный университет, 690950, Владивосток, ул. Суханова, 8, Россия

<sup>4</sup>Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672090, Чита, ул. Бутина, 26, Россия

<sup>5</sup>Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

<sup>6</sup>Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Осадки озер, расположенных в замкнутых бессточных котловинах внутриконтинентальных районов, представляют собой архив изменений природной среды и климата. В статье рассматриваются результаты изучения позднеголоценовых осадков оз. Долгое — одного из малых минеральных озер с карбонатной седиментацией, расположенных в Еравнинской котловине на территории Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье). Методы исследования — рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, анализ стабильных изотопов <sup>18</sup>O и <sup>13</sup>C, лазерная гранулометрия, элементный анализ и др. В минеральном составе донных осадков помимо терригенной составляющей присутствуют аутигенные карбонаты, принадлежащие в основном к кальцит-доломитовому ряду, в кровле разреза преобладает гидромагнетит. Математическим моделированием сложных XRD-профилей в ансамбле карбонатных минералов установлены Mg-кальциты разной степени магнезиальности и Ca-избыточные доломиты, представляющие собой смешанные кристаллы с составом, близким стехиометрическому доломиту. Изучены структурно-кристаллохимические особенности карбонатов в датированном осадочном разрезе и определены их количественные соотношения, меняющиеся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера. Полученные результаты позволили воссоздать историю эволюции водного бассейна оз. Долгое, определяемую климатом региона на протяжении позднего голоцена.

*Донные отложения, карбонаты, XRD-анализ, ИК-спектроскопия, изотопы <sup>18</sup>O и <sup>13</sup>C, поздний голоцен, палеоклимат, оз. Долгое, Еравнинская впадина, Восточная Сибирь*

**AUTHIGENIC CARBONATE SEDIMENTATION IN ERAVNOE GROUP LAKES (western Transbaikalia):  
RESPONSE TO HOLOCENE CLIMATE CHANGE**

**E.P. Solotchina, E.V. Sklyarov, P.A. Solotchin, L.V. Zamana,  
I.V. Danilenko, O.A. Sklyarova, and P.G. Tat'kov**

Sediments of intracontinental closed lakes are unique natural archives that store climate history records. We study Late Holocene carbonate-bearing sediments of Lake Dolgoe, a small saline lake in the Eravnoe basin on the Vitim Plateau (western Transbaikalia). Sediment samples have been analyzed by several methods: powder X-ray diffractometry, Infrared spectroscopy, stable isotope (<sup>18</sup>O and <sup>13</sup>C) determination, laser diffraction particle size analysis, XRF elemental analysis, etc. The mineral phases of bottom sediments include clastic and carbonate components and hydromagnesite at the section top; carbonates are authigenic varieties of the calcite-dolomite series. Modeling of complex XRD profiles reveal Mg-calcite with various Mg contents and excess-Ca dolomites which are mixed-structure crystals compositionally close to stoichiometric dolomite. The crystal structure and relative percentages of carbonates from the dated sedimentary section controlled by climate and lake level changes allow reconstructing the Holocene history of Lake Dolgoe.

*Bottom sediments, carbonates, XRD analysis, infrared spectroscopy, <sup>18</sup>O and <sup>13</sup>C isotopes, Late Holocene, paleoclimate, Lake Dolgoe, Eravnoe basin, East Siberia*

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема прогноза изменений окружающей среды и климата в ближайшем будущем требует изучения большого числа различных объектов, которые могут служить естественными летописями климата прошлого. К таким объектам относятся голоценовые эвапоритовые разрезы донных осадков мелководных озер, приуроченные к территориям с господством аридных и семиаридных климатических обстановок. Известно, что отложения подобных озер в силу своих небольших размеров обладают исключительной чувствительностью к климатическим изменениям [Last, 1982, 1990, 2002; Morse, Mackenzie, 1990; Last, Ginn, 2005; Shapley et al., 2005; Deocampo, 2010; Gierlowski-Kordesch, 2010; Last, Last, 2012; Valero-Garcés, 2014]. Важнейшую роль климатического фактора в формировании субаквальных (бассейновых) отложений неоднократно подчеркивал в своих работах стоявший у истоков теории литогенеза Н.М. Страхов [Страхов и др., 1954; Страхов, 1962]. Тем не менее континентальные водоемы во многом обойдены вниманием специалистов, в то время как в морских бассейнах связь осадкообразования с физико-географическими и физико-химическими особенностями различных частей Мирового океана рассматривается в настоящее время довольно детально. В нашей стране это направление развивается, прежде всего, в работах А.П. Лисицына и его школы [1991, 2014], в том числе в коллективной монографии «Мировой океан». Между тем осадкообразование в озерах, хотя и уступает по масштабам морскому, обладает рядом характерных черт, в частности, богатством новообразованных минеральных фаз, могущих отложиться за короткое время в небольшом по площади и глубине бассейне.

Высокая степень влияния региональных климатических и природных факторов на осадконакопление во внутриконтинентальных водоемах обуславливает необходимость всестороннего изучения их донных отложений при проведении палеоклиматических реконструкций. Важнейшая информация содержится в минералого-кристаллохимических характеристиках аутигенных минеральных фаз, поскольку состав и структура осаждающихся минералов непосредственным образом зависят от химизма озерных вод, солености, температуры и биологической продуктивности палеобассейна, которые, в свою очередь, контролируются климатом региона. И наиболее отчетливо эта зависимость проявляется для низкотемпературных хемогенных карбонатов, обладающих широким спектром изоморфизма в их кристаллической решетке и значительными вариациями степени порядка/беспорядка в структуре [Reeder, 1983].

Несмотря на рост в последние десятилетия количества публикаций, посвященных донным отложениям малых озер различной минерализации, лишь в небольшом их числе рассматривается влияние фактора окружающей среды и климата на минералогию осадков. Нельзя не отметить, что научный приоритет в этих областях знаний в большинстве случаев принадлежит зарубежным ученым. Россия же остается малоизученной территорией, несмотря на огромное количество расположенных на ней озер. Тем не менее следует подчеркнуть, что наиболее активно исследования малых озер ведутся в Сибирском регионе. Однако основное внимание специалистов сосредоточено на изучении химического состава осадков и вод, озерной биоты, палинологии, анализе диатомей [Хазина, 2006; Безрукова и др., 2008, 2011; Tarasov et al., 2009; Птицын и др., 2010, 2014; Bezrukova et al., 2010; Замана, Борзенко, 2010; Страховенко и др., 2010, 2014; Базарова, 2011; Леонова, Бобров, 2012; Krivonogov et al., 2012a,b; Замана, Вахнина, 2014; Дарьин и др., 2015].

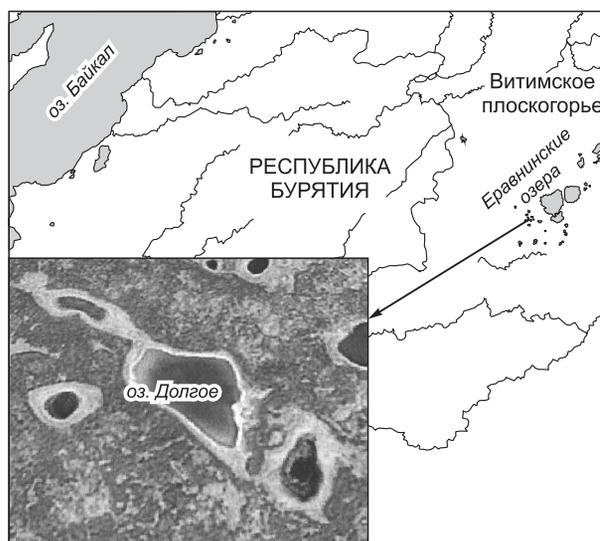
Выявление связи аутигенного минералообразования во внутриконтинентальных озерных бассейнах с геолого-геохимическими и ландшафтно-климатическими обстановками является довольно трудной задачей. Работа в этом направлении была начата авторами настоящей статьи при исследовании непрерывных осадочных разрезов двух самых крупных озер Центральной Евразии — Байкала и Хубсугула — в рамках международных проектов «Байкал-бурение» и «Хубсугул-бурение» [Солотчина и др., 2001, 2003, 2004; Солотчина, 2009; Solotchina et al., 2009]. В последние годы нами была детально рассмотрена карбонатная минералогия в донных осадках ряда мелководных соленых и солонатоводных озер, расположенных в Байкальском регионе, и ее связь с палеоклиматом [Солотчина и др., 2008a,б, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015; Скляр и др., 2010a,б; Страховенко и др., 2015]. Предлагаемая статья продолжает начатую нами серию публикаций, нацеленных на получение высокоразрешающих летописей климата голоцена на территории Восточной Сибири на основе детальных исследований аутигенных карбонатов в осадочных разрезах малых озер с преимущественно карбонатным типом седиментации.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве объекта исследований нами выбран осадочный разрез оз. Долгое, принадлежащего к большой группе озер Еравнинской котловины на территории Республики Бурятия (рис. 1). По данным М.М. Кожова [1950] и Л.И. Мухиной [1965], здесь сосредоточено свыше 10 крупных и более 200 мелких озер. Еравнинская котловина расположена в области водораздела рек Витим (бассейн р. Лена) и Уда (бассейн оз. Байкал). Она занимает приподнятую до абсолютных отметок в 900—1000 м часть крайнего юго-запада Витимского плоскогорья — древней поверхности выравнивания, расчлененной долинами

**Рис. 1. Местоположение оз. Долгое (Западное Забайкалье).**

На врезке конфигурация оз. Долгое (Google earth).



рек и осложненной останцовыми формами рельефа. По мнению М.М. Кожова [1950], Еравнинская котловина является дном древнего громадного озера, уровень которого был значительно выше уровня современных озер. В геологическом плане плоскогорье сложено породами фундамента, в основном гранитоидами, кристаллическими сланцами, гнейсами, карбонатами, эффузивами и кластическими горными породами; осадочный чехол представлен преимущественно терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями с многочисленными внедрениями интрузивных тел. Среди генетических типов отложений верхних (четвертичных) горизонтов осадочной толщи, выполняющей котловину, доминирующими являются аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки. Тектонический план территории формируется системой разломов северо-восточного и северо-западного направлений [Плюснин, Перязева, 2012]. Эти дизъюнктивные нарушения способствуют подъему на поверхность подземных вод различной минерализации, что может отражаться на гидрогеохимической специфике Еравнинских озер, которые, несмотря на компактное расположение, имеют значительные различия в качественном и количественном составе растворенных веществ. С горного обрамления Еравнинской котловины стекает достаточно большое количество рек и ручьев, однако оз. Долгое, расположенное в юго-западной лесостепной части района, получает водное питание в основном за счет атмосферных осадков, временных сезонных водотоков и таяния сезонной мерзлоты.

В Еравнинском районе, расположенном в центре азиатской части континента, господствует резко континентальный климат с малоснежной, длительной, морозной зимой и коротким, но теплым летом. Небольшой снежный покров образуется преимущественно за счет осадков, приносимых сюда западными циклонами. Количество осадков в среднем составляет 270 — 310 мм/год. Самая низкая температура января доходит до  $-35...-40$  °С, а летние температуры в июле поднимаются до  $25-28$  °С, повсеместно развита многолетняя мерзлота, нижняя граница которой находится на глубине 100—250 м, при средней мощности деятельного слоя около 2 м. Еравнинские озера в основном пресные, щелочные с минерализацией (TDS) 0.1—1.0 г/л, однако встречаются среди них и солоновато-водные (TDS от 2.4 до 4.5 г/л). Наиболее распространенным является гидрокарбонатный кальциево-натриевый или натриево-кальциевый тип вод, среднее значение величины pH = 9.1 [Скляров и др., 2011]. Судя по описанию ряда исследователей, многие озера плайевые, их очертания, площади и глубины очень непостоянны [Соллертинский, 1929; Мухина, 1965]. В отдельные годы некоторые озера превращаются в лужицы или вовсе пересыхают, а затем в дождливый год наполняются водой и принимают прежние размеры. Озера в основном имеют округлую форму, однако оз. Долгое вытянуто с северо-запада на юго-восток (см. рис. 1), площадь его с учетом сезонных колебаний составляет не более 1 км<sup>2</sup>.

Керн донных отложений оз. Долгое длиной 96 см был получен бурением со льда в точке с координатами 52°32.325' N, 111°19.357' E, глубина воды в точке бурения 4.4 м. Озеро закрытое, его воды относятся к гидрокарбонатному натриевому типу и имеют достаточно высокую минерализацию — до 4.46 г/л (табл. 1). Обработка керна, его фотографирование и первичное описание были проведены в ИЗК СО РАН, г. Иркутск. Частота опробования керна 1 см. Литолого-минералогическое изучение образцов проводилось в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН» ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию, определение стабильных изотопов кислорода <sup>18</sup>O и углерода <sup>13</sup>C и рентгенофлуоресцентный анализ. Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометре ARL X'TRA (излучение CuK<sub>α</sub>). Для моделирования XRD-профилей карбонатной составляющей осадка образцы были

Таблица 1. Современный ионно-солевой состав вод оз. Долгое

pH	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	F <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	TDS
	мг/л									г/л
9.53	3172.0	30.0	95.0	0.42	1.42	950	33.14	167.1	11.2	4.46

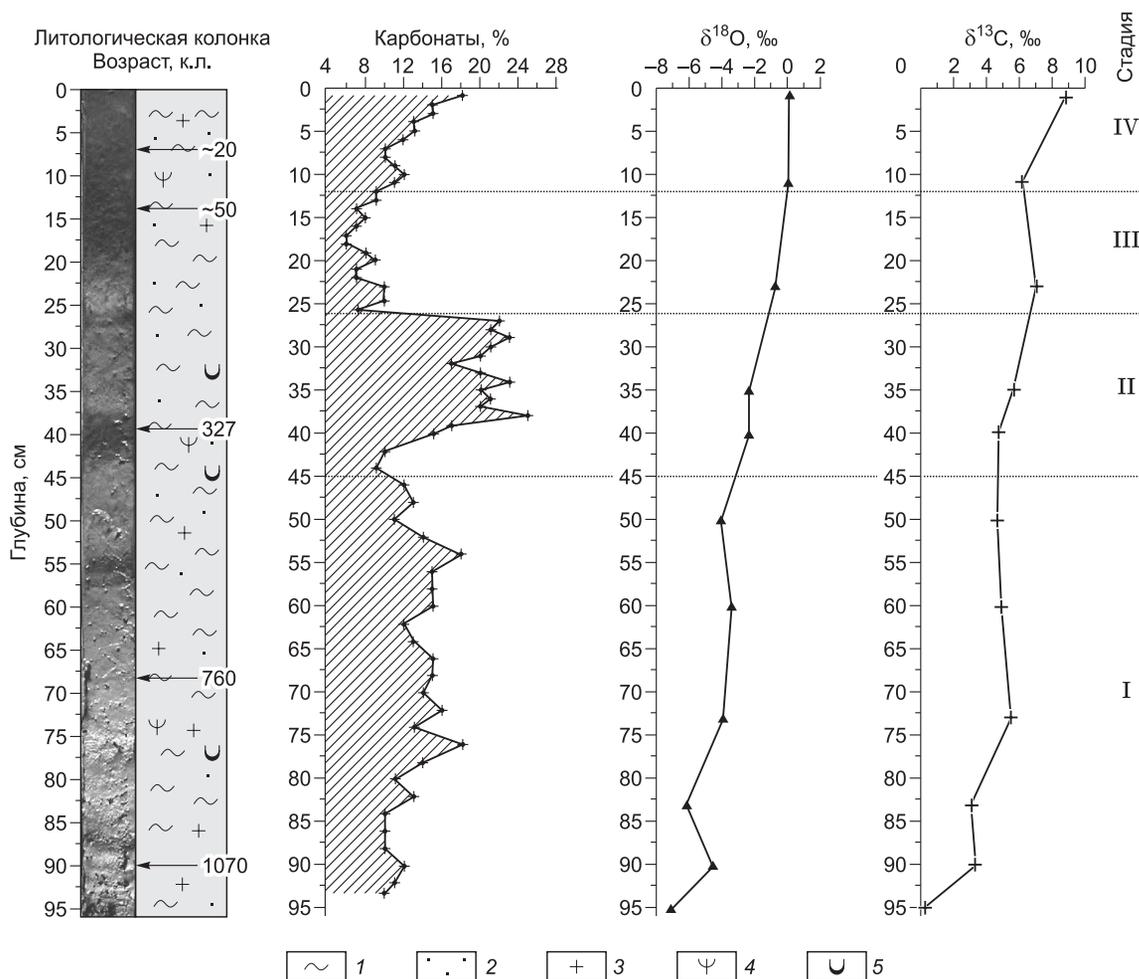
Примечание. Аналитик О.А. Склярова (АЦ ИГХ СО РАН, г. Иркутск)

отсканированы в интервале от 29 до 32° (2 $\theta$ ) с шагом 0.05°, время сканирования в точке 15 с, для фазового анализа в интервале от 2° до 65° (2 $\theta$ ) с тем же шагом, но время сканирования 3 с.

Метод ИК-спектроскопии применялся для анализа кристаллохимических свойств карбонатов и определения их суммарного содержания в пробах с использованием калибровочных графиков [Солотчина, 2009]. ИК-спектры были записаны на спектрометре VERTEX 70 FT I. Образцы готовились методом прессования таблеток с KBr. Гранулометрический анализ терригенного компонента осадков проводился на лазерном микроанализаторе частиц Analysette 22 MicroTec с предварительным растворением карбонатов. Анализ стабильных изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  в карбонатах был выполнен на масс-спектрометре Finnigan MAT 253. Химический состав образцов определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP. Радиоуглеродное датирование керн проводилось по карбонатному материалу методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) в Центре прикладных изотопных исследований (CATS) университета Джорджии (США), пробоподготовка выполнена в ЦКП «Геохронология кайнозоя» СО РАН (г. Новосибирск). Радиоуглеродный возраст приведен в соответствие с календарным (реальным) возрастом по калибровочной шкале [Reimer et al., 2013]. При описании и обсуждении результатов используется калиброванный возраст. Верхняя часть разреза в интервале 0—14 см датирована гамма-спектрометрией по  $^{210}\text{Pb}$  в ИГМ СО РАН.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Вскрытый разрез представлен в разной степени насыщенным водой пелитовым илом с примесью мелкообломочного алевритового материала, небольшого количества диатомей, спикул губок, растительного детрита и единичных раковин моллюсков (рис. 2). Содержание алевритовой фракции в раз-

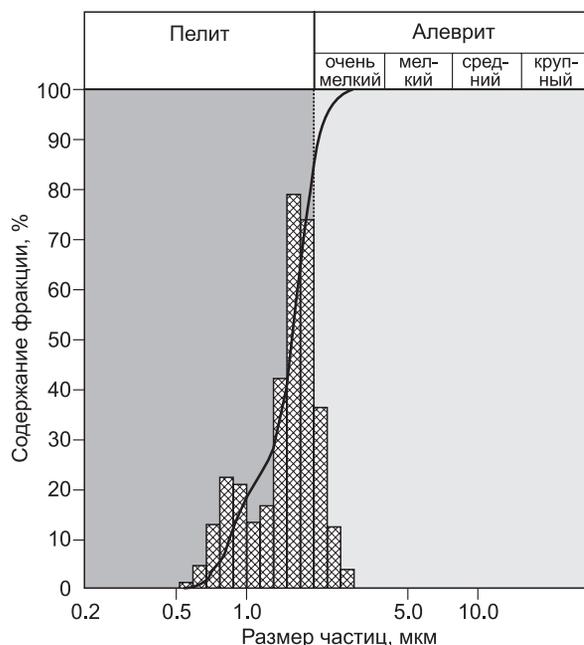


**Рис. 2.** Литонологическая колонка голоценового осадочного разреза, возрастная модель, распределение карбонатных минералов и стабильных изотопов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ .

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  указаны по отношению к стандарту PDB. Датирование осадков проводилось в интервале 0—12 см по  $^{210}\text{Pb}$ , в интервале 12—96 см по  $^{14}\text{C}$  с пересчетом на календарный возраст (к. л.). 1 — пелит, 2 — алеврит, 3 — диатомит, 4 — растительные остатки, 5 — раковины моллюсков.

**Рис. 3. Результаты гранулометрического анализа образца в интервале 25—26 см из осадочного разреза оз. Долгое.**

Содержание глинистой фракции 87.2 %, алевритовой 12.8 %. Карбонаты предварительно удалены растворением. Гистограмма является статистическим распределением частиц, линия — кумулятивная кривая гранулометрического состава. На горизонтальной оси указан диаметр частиц в логарифмическом масштабе.



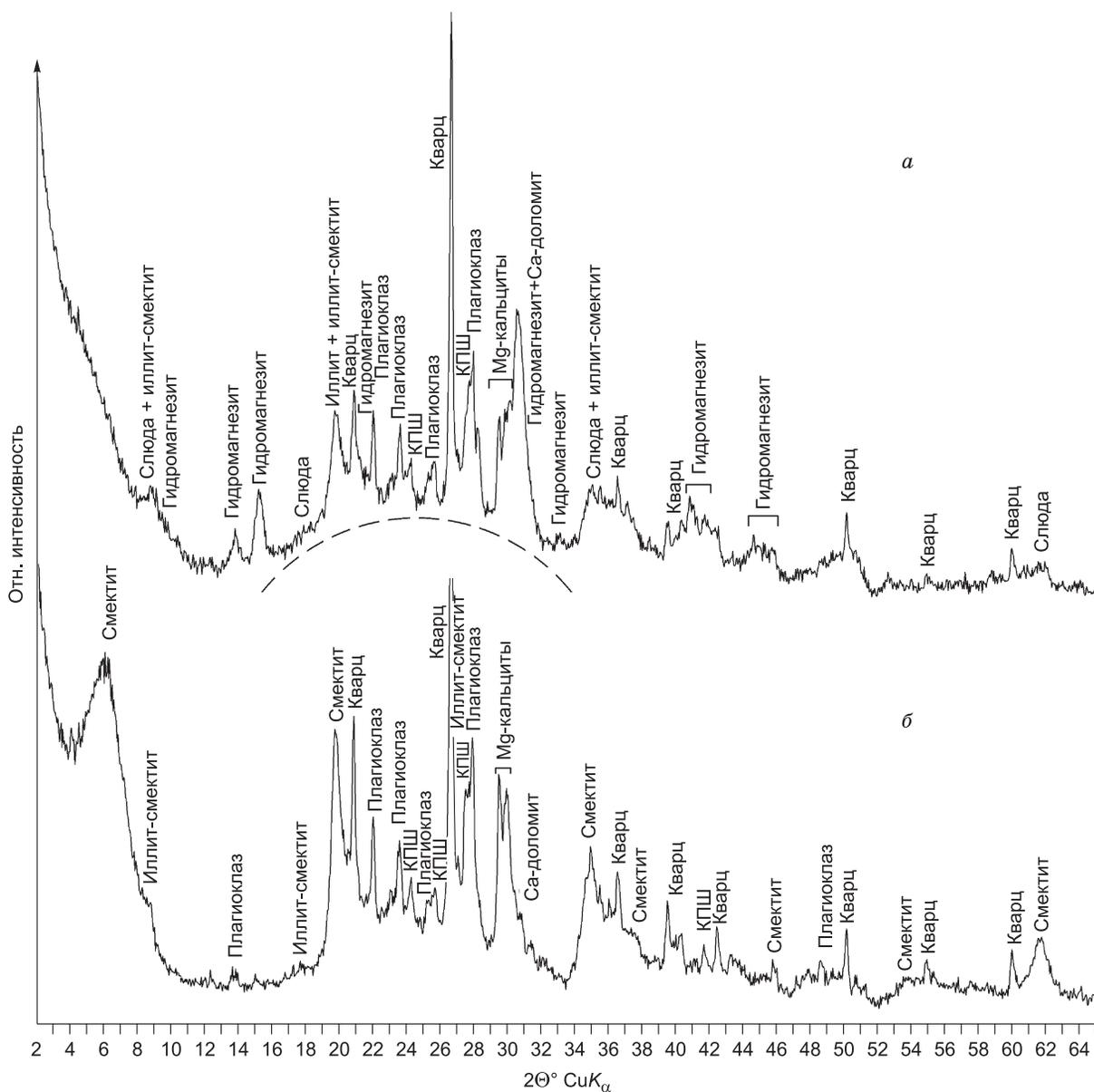
личных образцах колеблется от первых процентов до 10—15 % терригенной части отложений, однако какой-либо закономерности в ее распределении по разрезу не отмечено (рис. 3). В интервале 0—40 см осадок сильнообводненный (полужидкий), далее, до глубины 90.5 см, несколько более плотный. Текстура его грубая, горизонтальная или субгоризонтальная, обусловленная неравномерным чередованием различно окрашенных прослоев осадка: бурых, желтоватых, зеленоватых, серых. Интервал 90.5—96.0 см сложен сравнительно уплотненным сероцветным пелитом, менее водонасыщенным, чем перекрывающие отложения.

В минеральном составе осадков преобладает терригенная составляющая — в основном кварц и плагиоклаз, отмечается примесь калиевого полевого шпата (рис. 4), слоистые силикаты в верхней части разреза представлены небольшим количеством слюды и иллит-сметита (см. рис. 4, а), в нижней части — довольно высоким содержанием смектита с примесью иллит-сметита (см. рис. 4, б). В кровле разреза присутствует органическое вещество (см. рис. 4, а). Карбонатные минералы, содержание которых в осадках колеблется в интервале 5—25 % от минерального состава (см. рис. 2), в основном относятся к кальцит-доломитовому ряду и сложены Mg-кальцитами (Ca, Mg)CO<sub>3</sub> и Ca-избыточными доло-

**Таблица 2. Химический состав (мас. %) донных осадков оз. Долгое**

Компонент	Стадия IV (~ 0—40 л. н.)		Стадия III (~ 40—200 л. н.)		Стадия II (~ 200—410 л. н.)		Стадия I (~ 410—1150 л. н.)							
	Глубина, см													
	0—2	3—5	7—9	17—18	25—27	34—36	38—40	42—44	45—48	59—62	68—70	75—78	88—90	90—92
SiO <sub>2</sub>	18.91	23.53	26.39	25.59	24.51	29.12	28.63	30.24	30.22	35.89	36.51	29.30	35.71	35.83
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.35	0.34	0.31	0.35	0.40	0.42	0.44	0.75	0.54	0.55	0.43	0.55	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.30	5.31	6.02	5.34	5.71	6.73	6.71	7.22	8.25	8.87	8.82	7.06	9.18	9.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	2.86	2.42	2.51	2.69	3.22	3.80	3.77	4.80	4.24	4.25	3.38	4.50	5.07
MnO	0.08	0.11	0.09	0.09	0.10	0.14	0.17	0.16	0.22	0.17	0.17	0.20	0.20	0.25
MgO	14.47	11.08	7.60	7.55	6.95	6.37	5.90	5.04	6.98	4.45	4.39	4.71	3.95	3.89
CaO	4.31	5.54	5.26	6.03	6.85	7.27	7.17	5.77	7.01	5.92	6.38	8.36	5.48	5.98
Na <sub>2</sub> O	1.76	1.98	2.35	1.99	2.06	2.07	1.94	1.87	1.98	1.89	1.68	1.58	1.52	1.34
K <sub>2</sub> O	0.65	0.83	0.94	0.63	0.87	1.02	1.09	1.13	1.00	1.42	1.41	1.12	1.47	1.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.41	0.38	0.37	0.36	0.35	0.34	0.32	0.48	0.30	0.30	0.34	0.32	0.35
BaO	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.08	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07
SO <sub>3</sub>	1.11	0.95	0.79	0.83	0.79	0.46	0.47	0.21	0.32	0.27	0.28	0.76	0.30	0.55
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01
П.п.п.	51.43	46.91	47.36	48.67	48.72	42.84	43.20	43.73	39.05	35.95	35.02	42.67	36.76	35.02
Сумма	100.03	99.91	99.98	100.0	100.03	100.05	99.93	99.98	100.0	99.96	99.83	99.99	100.01	99.90

Примечание. Аналитик Н.Г. Карманова (ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).



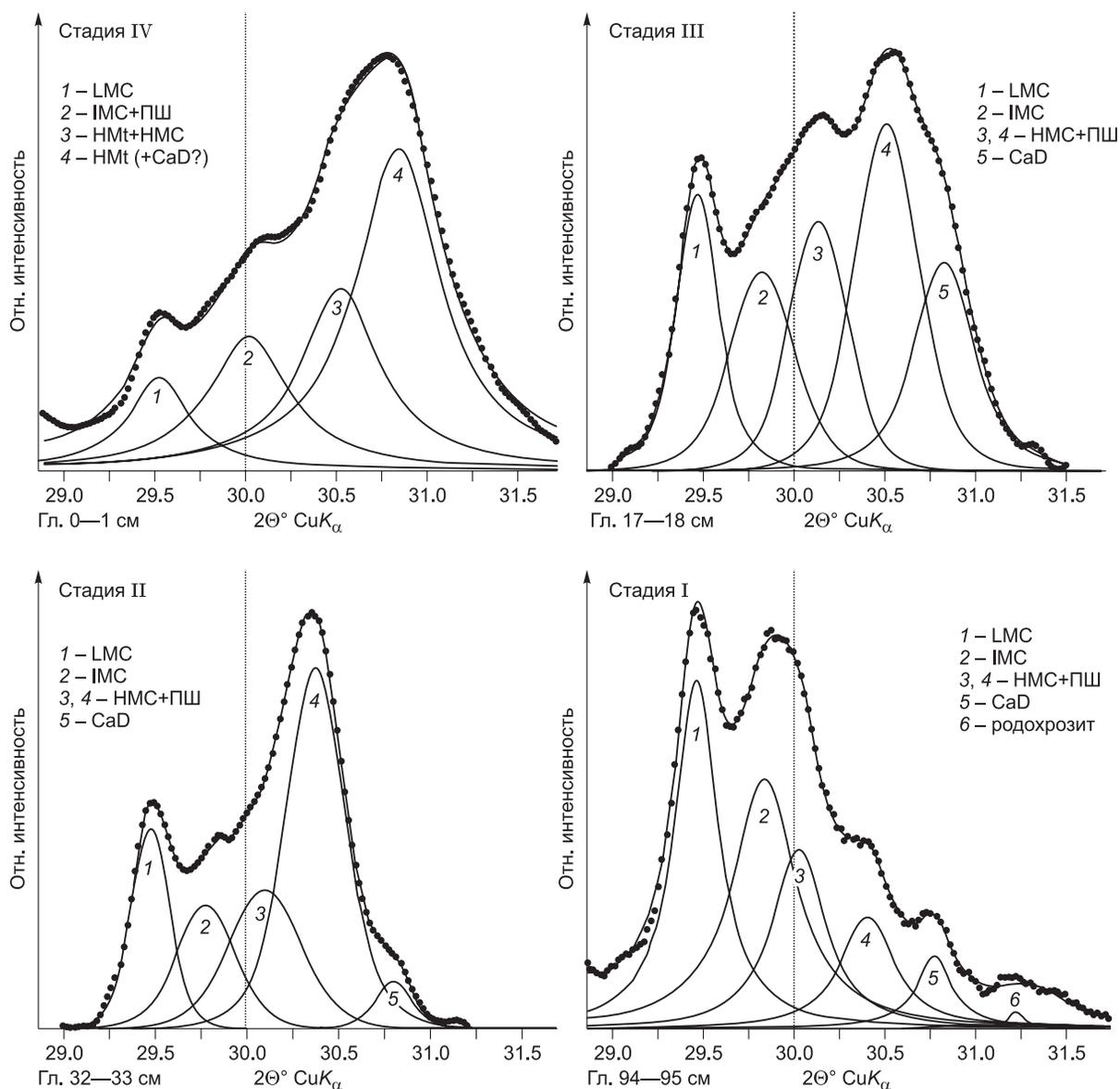
**Рис. 4. Дифрактограммы образцов осадочного разреза оз. Долгое:**

*а* — верхняя часть разреза (гл. 3—4 см) и *б* — нижняя часть (гл. 94—95 см) разреза. Отчетливо наблюдаются различия в карбонатной составляющей осадка и составе глинистых минералов. Гало в интервале углов 12—38° 2θCuK<sub>α</sub> (штриховая линия) свидетельствует о присутствии в верхах разреза рентгеноаморфного компонента (ОВ).

митами. Кроме того, в верхах разреза нами впервые в осадках малых озер Байкальского региона обнаружен гидромагнезит  $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$  — сравнительно редкий в природе минерал с неоднозначным генезисом (см. рис. 4, *а*).

Результаты химического анализа образцов показали значительный контраст между верхней и нижней частями разреза в содержании  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  и  $TiO_2$ , в то время как изменения в содержании  $SiO_2$  и  $CaO$  невелики (табл. 2). Химический состав образцов хорошо согласуется с данными XRD-анализа, свидетельствующими о повышенном содержании в подошве разреза терригенных минералов — смектита, полевых шпатов (см. рис. 4). Вместе с тем значительные различия в содержании  $MgO$  в кровле и подошве разреза при небольших вариациях содержания  $CaO$  предполагают изменения в карбонатной составляющей осадка, обусловленные присутствием в верхах разреза гидромагнезита помимо карбонатов кальцит-доломитового ряда.

Диагностика безводных тригональных карбонатов ряда кальцит—доломит проводилась по наиболее интенсивным отражениям  $hkl = 104$  (рис. 5). Значения межплоскостных расстояний  $d_{104}$ , распола-



**Рис. 5. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатов осадков оз. Долгое в области проявления  $d_{104}$  пиков четырех выделенных стадий.**

Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (линия с черными точками). Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. LMC — низко-Mg-кальцит, IMC — промежуточный Mg-кальцит, HMC — высоко-Mg-кальцит, CaD — избыточный доломит, HMt — гидромагнетит, ПШ — полевые шпаты.

гающиеся в интервале от 3.036 Å (кальцит) до 2.887 Å (стехиометрический доломит), служат мерой их магниальности. Определение содержания  $MgCO_3$  в выделенных карбонатных фазах проводилось по калибровочным графикам зависимости величины  $d_{104}$  от содержания мол. %  $MgCO_3$  [Goldsmith, Graf, 1958; Deelman, 2011]. Низкая структурная упорядоченность карбонатов кальцит-доломитового ряда находит свое подтверждение на электронно-микроскопических снимках, где они представлены мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц и глобулей вне зависимости от Mg/Ca отношения. Mg-кальциты подразделяются нами вслед за Я. Фейцером и Дж. Дилманом [Veizer, 1983; Deelman, 2011] на низко-Mg-кальциты с содержанием  $MgCO_3$  в структуре до 5 мол. %, промежуточные Mg-кальциты с содержанием  $MgCO_3$  от 5 до 17 мол.% и высоко-Mg-кальциты с содержанием  $MgCO_3$  вплоть до 43 мол. % [Солотчина и др., 2012, 2014; Солотчина, Солотчин, 2014]. В настоящее время Mg-кальциты рассматриваются как смешанные кристаллы, без постоянного химического состава, структура которых меняется в ряду кальцит—доломит от истинных твердых растворов до смешанослойных структур, опре-

Таблица 3.

**Параметры модельных XRD-профилей карбонатных минералов  
ряда образцов осадков оз. Долгое, представленных на рис. 5**

Стадия	Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
						фазы, %	$\text{MgCO}_3$ , мол. %
IV	0—1	Низко-Mg-кальцит	1	29.477	3.032	10.3	1.0
		Промежуточный Mg-кальцит	2	30.017	2.978	18.7	20.0
		Гидромагнезит + + высоко-Mg-кальцит	3	30.519	2.929	25.2	~100 34.5
		Гидромагнезит + +Ca-избыточный доломит?	4	30.842	2.900	45.8	~100 42.0
III	17—18	Низко-Mg-кальцит	1	29.467	3.033	16.2	0.75
		Промежуточный Mg-кальцит	2	29.821	2.997	17.1	13.0
		Высоко-Mg кальциты	3	30.129	2.968	19.2	22.5
			4	30.509	2.931	29.6	34.5
		Ca-избыточный доломит	5	30.817	2.903	17.8	42.5
II	32—33	Низко-Mg-кальцит	1	29.473	3.032	15.8	1.0
		Промежуточный Mg-кальцит	2	29.776	3.002	15.0	12.5
		Высоко-Mg-кальциты	3	30.098	2.971	20.7	21.5
			4	30.374	2.944	44.9	30.5
		Ca-избыточный доломит	5	30.797	2.905	3.61	43.0
I	94—95	Низко-Mg-кальцит	1	29.467	3.033	30.8	0.75
		Промежуточный Mg-кальцит	2	29.842	2.995	32.0	14.0
		Высоко-Mg-кальциты	3	30.031	2.977	19.1	20.0
			4	30.407	2.941	12.0	32.0
		Ca-избыточный доломит	5	30.775	2.907	5.7	43.5
		Родохрозит	6	31.362	2.850	0.5	—

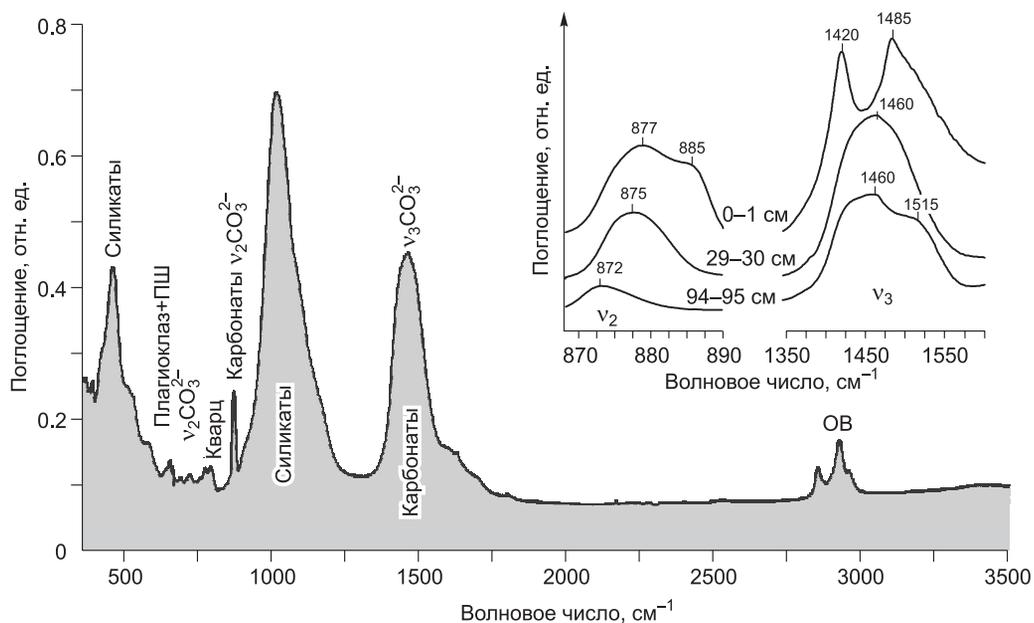
Примечание. Сумма карбонатных минералов в образце принята за 100 %. При съемке XRD-спектров в качестве внутреннего стандарта использовался Si металлический ( $d_{100} = 3.135\text{Å}$ ).

деляя их устойчивость [Navrotsky, Capobianco, 1987; Deelman, 2011]. При низких содержаниях магния ( $\text{MgCO}_3 < 18$  мол. %) они являются истинными твердыми растворами. В остальных случаях это «доменные» кристаллы нанометрической размерности, представляющие собой смешанослойные образования, состоящие из последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, вплоть до составов Ca-избыточных доломитов.

В структуре Ca-избыточного доломита избыток  $\text{CaCO}_3$  по разным данным составляет 7—10 % в сравнении со стехиометрическим доломитом. В отличие от Mg-кальцитов Ca-избыточные доломиты обладают более сложной системой структурного порядка. Их структура описывается как смешанослойная, в которой слои нестехиометрического доломита с различным содержанием избыточного Ca чередуются с небольшим количеством кальцитоподобных и стехиометрических доломитовых слоев в различных пропорциях и с разной степенью порядка [Drits et al., 2005]. Исходя из того, что смешанослойная структура Ca-избыточного доломита более близка структуре высоко-Mg-кальцита, нежели доломита *sensu stricto*, можно полагать, что этот смешанный кристалл является крайним членом ряда Ca-Mg безводных карбонатов и имеет генезис, отличный от стехиометрического доломита [Deelman, 2011].

Детальная карбонатная минералогия была выполнена методом математического моделирования сложных XRD-профилей. Для выявления всего спектра присутствующих в образцах карбонатных минералов ряда кальцит—доломит нами использовалось разложение их сложных XRD-профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII [Солотчина и др., 2008а,б, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015; Скляров и др., 2010а,б]. Модельный подход позволил установить положение максимума, интегральную интенсивность аналитического пика каждой карбонатной фазы и получить их количественные соотношения. Разложение XRD-профилей карбонатов показало, что в образцах присутствуют до пяти карбонатных фаз кальцит-доломитового ряда, количественные соотношения которых меняются вдоль разреза (см. рис. 5, табл. 3). В ассоциации карбонатных минералов кальцит-доломитового ряда на протяжении всего разреза присутствуют низко-Mg-кальцит, промежуточный Mg-кальцит, высоко-Mg-кальцит и Ca-избыточный доломит, меняется лишь их содержание (табл. 3).

Как известно из литературных источников [Gadsden, 1975; Dauphin, 1997, 1999] и неоднократно отмечалось нами [Солотчина и др., 2008а, б, 2011, 2012, 2014; Скляров и др., 2010], карбонаты ряда



**Рис. 6. Обзорный ИК-спектр одного из образцов донных осадков оз. Долгое (гл. 29—30 см).**

На врезке представлены фрагменты трех наиболее характерных ИК-спектров осадков в области полос поглощения  $\nu_2$  и  $\nu_3$  карбонат-ионов. Конфигурации полос и различные частотные положения их компонентов свидетельствуют о присутствии в пробах карбонатов различного состава. В образце 0—1 см основные полосы принадлежат гидромагнезиту.

кальцит—доломит характеризуются в средней области ИК спектра тремя основными полосами поглощения  $\text{CO}_3^{2-}$  иона —  $\nu_3$ ,  $\nu_2$  и  $\nu_4$ . Для конечных членов — кальцита и доломита — максимумы этих полос находятся вблизи частот 1430, 873 и 713  $\text{cm}^{-1}$  и 1440, 882 и 729  $\text{cm}^{-1}$  соответственно. Наиболее чувствительна к замещению  $\text{Ca} \leftrightarrow \text{Mg}$  относительно узкая полоса  $\nu_4$ , отстоящая на значительном расстоянии в спектрах крайних членов ряда. В спектрах Mg-кальцитов она заметно сдвигается в сторону высоких частот с ростом содержания магния в структуре [Bischoff et al., 1985; Dauphin, 1999]. Однако зачастую воспользоваться полосой  $\nu_4$  для диагностики карбонатов кальцит-доломитового ряда не представляется возможным из-за наложения на нее полос поглощения плагиоклаза, присутствующего в осадках озера в довольно значительном количестве (рис. 6). Полосы  $\nu_2$  и  $\nu_3$  не столь чувствительны к замещению  $\text{Ca} \leftrightarrow \text{Mg}$ , тем не менее полоса  $\nu_2$  реагирует на изменения в составе карбонатов и расщепляется на отдельные компоненты с максимумами в интервале от 873 до 882  $\text{cm}^{-1}$  [Солотчина и др., 2012]. В осадках оз. Долгое не наблюдается четкого расщепления полосы  $\nu_2$ , однако очевидно присутствие в образцах как низкомагнезиальных ( $\nu_2 = 872 \text{ cm}^{-1}$ ), так и высокомагнезиальных ( $\nu_2 = 877 \text{ cm}^{-1}$ ) разностей (см. рис. 6, врезка). Нам удалось обнаружить лишь одну публикацию с приведенными ИК-спектрами Ca-избыточных доломитов [Ozao et al., 1986], из которой следует, что они не отличаются от спектра стехиометрического доломита в области полос  $\nu_2$  и  $\nu_4$ . Однако нам представляется маловероятным, что существуют четкие различия ИК-спектров Ca-избыточных доломитов и высоко-Mg-кальцитов близкого к ним состава. Присутствие гидромагнезита в кровле разреза находит подтверждение в ИК-спектрах. В образце 0—1 см (см. рис. 6, врезка) отчетливо наблюдаются полоса  $\nu_2 = 885 \text{ cm}^{-1}$  и сильные полосы  $\nu_3 = 1420 \text{ cm}^{-1}$  и  $1485 \text{ cm}^{-1}$ , принадлежащие гидромагнезиту [Chukanov, 2014]

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Осаждение тех или иных карбонатов определяется следующими факторами:  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  отношением в воде, карбонатной щелочностью, соленостью, величиной pH, органической продуктивностью озера, температурой воды [Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988; Last, 2002]. Все эти параметры контролируются водным балансом, зависящим, в свою очередь, от климатических условий. Аридизация, сопровождающаяся падением уровня вод и ростом величины Mg/Ca отношения, приводит к осаждению серии высокомагнезиальных кальцитов и Ca-доломитов и, наоборот, теплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных Mg-кальцитов. Несомненный интерес представляют условия формирования в озерах гидромагнезита, которые ряд исследователей считают предшественниками магнезита [Lippmann, 1973; Нечипоренко, Бондаренко, 1988; Deelman, 2011; и

др.]. На основе анализа низкотемпературных хемогенных карбонатов в отложениях оз. Долгое, кристаллохимических и структурных особенностей индивидуальных карбонатных фаз, последовательности их формирования нами выделены четыре стадии эволюции озера, обусловленные изменениями климата.

По данным радиоуглеродного датирования возраст осадков в основании вскрытого разреза составляет ~1000 к. л. (см. рис. 2), что отвечает середине позднего голоцена в соответствии с современным трехчленным делением природной среды голоцена [Roberts, 1998]. Отложения нижней части разреза (интервал 45—96 см) — стадия I — сформировались в неустойчивых, периодически меняющихся природных обстановках, о чем свидетельствует переменное содержание низко- и высокомагнезиальных карбонатных фаз даже в соседних образцах. В целом эта стадия характеризуется невысоким содержанием карбонатов (~15 % от минеральной составляющей осадка) и преобладанием среди них низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов, преимущественное формирование которых происходит в условиях влажного климата. В сумме их содержание в подошве разреза (обр. 94—95 см) составляет более 60 % от общего содержания карбонатов (см. рис. 5, табл. 3). Кроме карбонатов кальцит-доломитового ряда здесь установлена небольшая примесь родохрозита  $MnCO_3$ , что вполне отвечает повышенному содержанию Mn в низах разреза (см. табл. 2). Об увлажненности климата в этот период свидетельствует формирование в низах разреза значительного количества аутигенного смектита (см. рис. 4, б) — глинистого минерала, структура которого представляет собой совокупность алюмосиликатных слоев, разделенных межслоевыми промежутками, заполненными молекулами воды и обменными катионами Ca, Mg, Na и другими. Вверх по разрезу по мере иссушения климата содержание смектита в осадках убывает, и в верхней части керна смектит отсутствует (см. рис. 4, а).

Стадия II (интервал 26—45 см) характеризуется повышенным содержанием карбонатов ~20—26 % от минеральной составляющей осадка (см. рис. 2). По данным моделирования XRD-профилей среди карбонатов существенно доминируют высоко-Mg-кальциты, присутствует Ca-избыточный доломит (см. рис. 5, табл. 3, обр. 32—33 см), что указывает на аридизацию климата и понижение уровня озера в возрастном интервале осадков от 410 до 200 л. н.

В стадию III (интервал 12—26 см) резко падает количество карбонатов в осадках (до 5 % от минерального состава). Наблюдается увеличение содержания в осадках Ca-избыточного доломита за счет уменьшения доли высоко-Mg-кальцита (см. рис. 5, табл. 3, обр. 17—18 см). Известно, что озера, в которых обнаруживается Ca-избыточный доломит, являются или были во время его осаждения мелководными или плайевыми [Last, 1990]. В соответствии с полученной нами карбонатной записью, показывающей присутствие в разрезе повышенного содержания Ca-избыточного доломита, оз. Долгое было, как минимум, мелководным, что указывает на дальнейшее иссушение климата в возрастном интервале от 200 до 40 л. н. В образцах присутствует большое количество органического вещества. Стехиометрический доломит в осадках не обнаружен. Этот минерал вообще достаточно редко встречается в голоценовых и современных осадках континентальных водоемов, даже в тех случаях, когда воды пересыщены по  $CaMg(CO_3)_2$  [Last, 1990]. По-видимому, действительно, как уже упоминалось выше, нестехиометрический доломит имеет генезис, отличный от *sensu stricto* доломита.

В стадию IV (интервал 0—12 см) карбонаты представлены гидрокарбонатом магния — гидромагнезитом  $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ , в подчиненном количестве присутствуют карбонаты кальцит-доломитового ряда, в основном низкомагнезиальный и промежуточный Mg-кальциты (см. рис. 5, табл. 3). Если в нижнем горизонте стадии IV (обр. 11—12 см) отмечаются лишь следовые содержания гидромагнезита, то вверх по разрезу количество минерала увеличивается, и в верхнем слое осадка (обр. 0—1 см) он доминирует среди карбонатов (см. рис. 5, табл. 3). Формирование гидромагнезита в зонах выветривания ультраосновных пород по серпентину довольно известно [Нечипоренко, Бондаренко, 1988; и др.], однако гидромагнезит, встречающийся в озерных осадках, представляет определенный интерес, поскольку считается предшественником магнезита. На основании анализа большого массива публикаций, включающего десятки работ [Von der Borch, 1965; Lippmann, 1973; Schmidt, 1987; Pérez et al., 2002; и др.], Дж. Дилман [Deelman, 2011] рассмотрел условия образования магнезита  $MgCO_3$  в голоценовых и современных осадках озер различных регионов земного шара. Выяснилось, что магнезит обычно обнаруживается в отложениях мелководных, часто плайевых бассейнов со значительными сезонными колебаниями водного баланса. Воды этих озер обладают высокой щелочностью (pH = 8.9—9.0 и выше); благоприятным фактором является также присутствие заметного количества водной растительности. Большое значение микробактериальных процессов в образовании гидромагнезитов в современных условиях показано на примере оз. Салда (юго-запад Турции) [Щербакова и др., 2010]. Кроме того, свою роль может сыграть предварительная садка карбонатов кальция в виде кальцита, арагонита или Mg-кальцитов, за счет чего существенно уменьшается концентрация  $Ca^{2+}$  в растворе. Гидромагнезит в этом случае может являться первичным минералом, осаждающимся под влиянием указанных выше факторов непосредственно из водной среды, и в дальнейшем уже в осадке, преобразующимся в безводный карбонат магния. Возможность образования гидромагнезита подтверждается результатами физико-химиче-

ского моделирования термодинамических равновесий озерной воды, выполненного по программе HydroGeo [Букаты, 2002]. В соответствии с химическим составом воды (см. табл. 1) количество осаждаемого гидромагнезита может достигать 162 мг/л. Одновременно могут осаждаться 281 мг/л магнезита  $MgCO_3$ , 156 мг/л артинита  $Mg_2(OH)_2CO_3 \cdot 3H_2O$ , 38 мг/л доломита  $CaMg(CO_3)_2$  и 6.3 мг/л арагонита  $CaCO_3$ . Суммарное количество осадка карбонатов составит около 640 мг/л. В незначительном количестве (доли мг/л) могут образовываться аутигенные алюмосиликаты (иллиты, иллит-сметиты и др.). Появление гидромагнезита в верхнем слое осадка оз. Долгое свидетельствует о некотором смягчении климата за последние 40 лет на территории Еравнинской котловины.

Определение стабильных изотопов кислорода и углерода ( $\delta^{18}O$  и  $\delta^{13}C$ ) в карбонатах соленых озер довольно широко используется в палеолимнологических и палеоклиматических построениях [Talbot, 1990; Valero-Garcés et al., 1997; Last, 2002; Last, Ginn 2005], в том числе авторами настоящей статьи [Солотчина и др., 2008а,б, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015; Скляров и др., 2010а,б, 2011]. В ходе испарения озерная вода подвергается обогащению  $^{18}O$ , поскольку более легкий изотоп  $^{16}O$  включается в газообразную фазу. Как следует из рис. 2, наблюдается синхронность (ковариантность) трендов  $\delta^{18}O$  и  $\delta^{13}C$  в осадочном разрезе озера, что присуще закрытым водоемам [Talbot, 1990]. Анализ содержания тяжелого изотопа кислорода  $^{18}O$  в карбонатах осадков оз. Долгое показал, что  $\delta^{18}O$  принимает только отрицательные значения (см. рис. 2). На протяжении всего разреза величина  $\delta^{18}O$  растет от  $-8\text{‰}$  в подошве разреза до  $\sim 0\text{‰}$  в верхнем горизонте, где ее рост замедляется. В стадию II одновременно с увеличением содержания карбонатов и доминированием среди них высоко-Mg-кальцитов до 50 % от их общего количества (см. табл. 3) наблюдается положительный сдвиг в содержании  $\delta^{18}O$ , что, безусловно, указывает на процесс аридизации климата. Однако в стадию III при резком падении содержания карбонатов величина  $\delta^{18}O$  продолжает несколько увеличиваться — от  $-2\text{‰}$  до  $\sim 0\text{‰}$  (см. рис. 2). Это обстоятельство можно объяснить следующим образом. Периодическое обмеление озера вплоть до образования сухостойной впадины приводило при минимальном привносе терригенного материала к накоплению маломощной толщи аутигенных карбонатов с высокой концентрацией органического вещества.

Значения  $\delta^{13}C$  в осаждаемых карбонатах определяются изотопным составом суммарного растворенного в озерной воде углерода. В разрезе наблюдается относительно плавный общий тренд поведения  $\delta^{13}C$ . Величина  $\delta^{13}C$  (см. рис. 2) принимает только положительные значения и растет от  $0\text{‰}$  (низ разреза) до  $+9.0\text{‰}$  (верх разреза). Последнее обстоятельство может быть обусловлено активным поглощением  $^{12}C$  при фотосинтезе за счет увеличения первичной органической продуктивности в мелководном озере и уменьшением притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом углерода.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, анализ стабильных изотопов  $^{18}O$  и  $^{13}C$ , лазерную гранулометрию, элементный анализ и ряд других методов, выполнены исследования позднеголоценовых осадков малого минерального оз. Долгое, расположенного в степной зоне Еравнинской котловины на территории Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье). В минеральном составе донных отложений помимо терригенной составляющей установлены аутигенные карбонаты, принадлежащие в основном к кальцит-доломитовому ряду, в кровле разреза преобладает гидромагнезит. Математическим моделированием сложных XRD-профилей в ансамбле карбонатных минералов кальцит-доломитового ряда установлены Mg-кальциты разной степени магнезиальности и Ca-избыточные доломиты, представляющие собой смешанные кристаллы с составом, близким стехиометрическому доломиту. Изучены структурно-кристаллохимические особенности карбонатов, определены их количественные соотношения в датированном осадочном разрезе, меняющиеся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера. Другим индикаторным минералом климатических изменений является аутигенный сметит, формирование его в осадках свидетельствует об увлажненности климата, иссушение которого приводит к исчезновению сметита. Полученные результаты позволили воссоздать историю эволюции водного бассейна оз. Долгое, определяемую климатом региона на протяжении позднего голоцена. Показано, что в последнее тысячелетие на территории Еравнинской котловины постепенно нарастала аридность климата вплоть до последних нескольких десятков лет. Выделены четыре стадии эволюции озера. Наиболее засушливый период (стадия III) длился от 200 до 40 л. н. В последнюю короткую стадию IV (от 40 л.н. до современности) наблюдается некоторое уменьшение аридности климата. Получена новая информация о климатических изменениях в позднем голоцене на территории Западного Забайкалья, что составляет важную часть знаний о развитии слабоизученной природной среды Байкальского региона.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № VIII.69.1.2.) при поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00296, 16-05-00244).

## ЛИТЕРАТУРА

**Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А.** Особенности озерного осадочно-накопления в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья в голоцене (на примере отложений оз. Зун-Соктуй) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 426—438.

**Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С.** Озеро Котокель — опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // ДАН, 2008, т. 420, № 2, с. 248—253.

**Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С.** Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 586—595.

**Букаты М.Б.** Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Изв. ТПУ, 2002, т. 305, вып. 8, с. 348—365.

**Дарьин А.В., Калугин И.А., Максимов М.А., Rogozin Д.Ю., Ракшун Я.В., Дарьин Ф.А., Сорколетов Д.С.** Реконструкция уровня оз. Шира за последние 1500 лет на годовой временной шкале (по данным рентгенофлуоресцентного микроанализа на пучках синхротронного излучения) // Изв. РАН. Серия физическая, 2015, № 1, с. 141—145.

**Замана Л.В., Борзенко С.В.** Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы, 2010, № 4, с. 100—107.

**Замана Л.В., Вахнина И.Л.** Гидрохимия соленых озер Юго-Восточного Забайкалья в фазу аридизации климата в начале XXI века // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований, 2014, № 11, с. 608—612.

**Кожов М.М.** Пресные воды Восточной Сибири (бассейн Байкала, Ангары, Витима, верхнего течения Лены и Нижней Тунгуски). Иркутск. Иркутское областное государственное изд-во, 1950, 367 с.

**Леонова Г.А., Бобров В.А.** Геохимическая роль планктона континентальных водоемов Сибири в концентрировании и биоседиментации микроэлементов. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2012, 308 с.

**Лидер М.** Седиментология. Процессы и продукты. Пер. с англ. М., Мир, 1986, 439 с.

**Лисицын А.П.** Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М., Наука, 1991, 272 с.

**Лисицын А.П.** Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под ред. Л.И. Лобковского, Р.И. Нигматулина. М., Научный мир, 2014, с. 331—571.

**Мухина Л.И.** Витимское плоскогорье (природные условия и районирование). Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1965, 135 с.

**Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П.** Условия образования морских карбонатов. М., Наука, 1988, 133 с.

**Плюснин А.М., Перязева Е.Г.** Гидрологические и гидрохимические особенности озер Еравнинской котловины // География и природные ресурсы, 2012, № 2, с. 67—74.

**Птицын А.Б., Решетова С.А., Бабич В.В., Дарьин А.В., Калугин И.А., Овчинников Д.В., Паниzzo В., Мыглан В.С.** Хронология палеоклимата и тенденции аридизации в Забайкалье за последние 1900 лет // География и природные ресурсы, 2010, № 2, с. 85—89.

**Птицын А.Б., Чу Г., Дарьин А.В., Замана Л.В., Калугин И.А., Решетова С.А.** Скорость седиментогенеза в оз. Арахлей (Центральное Забайкалье) по радиогеохимическим и палинологическим данным // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (3), с. 473—480.

**Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М.** Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (3), с. 303—328.

**Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н.** Климатическая история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур // ДАН, 2010б, т. 431, № 5, с. 668—674.

**Скляров Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Данилова М.А.** Минерализованные озера Забайкалья и Северо-Восточной Монголии: особенности распространения и рудогенерирующий потенциал // География и природные ресурсы, 2011, № 4, с. 29—39.

**Соллертинский Е.С.** Группа крупных озер Еравнинской системы. Географический очерк Бурят-Монголии // Тр. науч. об-ва им. Доржи Банзарова. Верхнеудинск, 1929, с. 31—42.

**Солотчина Э.П.** Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 234 с.

- Солотчина Э.П., Солотчин П.А.** Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии, 2014, т. 55, № 4, с. 814—820.
- Солотчина Э.П., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Василевский А.Н., Шульженко С.Г.** Различия ледниковых и межледниковых ассоциаций глинистых минералов осадков озера Байкал в кернах глубокого бурения BDP-93-2 и BDP-96 // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 146—156.
- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Столповская В.Н., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Ткаченко Л.Л.** Минералогические и кристаллохимические индикаторы изменений окружающей среды и климата в голоцен-плейстоценовых осадках озера Хубсугул (Монголия) // ДАН, 2003, т. 391, № 4, с. 527—531.
- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Прокопенко А.А., Столповская В.Н., Солотчин П.А., Шульженко С.Г.** Глинистые минералы и палеоклиматические сигналы в голоцен-плейстоценовых осадках озера Байкал // ДАН, 2004, в. 398, № 3, с. 390—395.
- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Столповская В.Н., Прокопенко А.А., Солотчин П.А.** Минералогия карбонатов в осадках озера Хубсугул: водный баланс и палеоклиматические обстановки // ДАН, 2008а, т. 419, № 3, с. 387—392.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Вологина Е.Г., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М.** Карбонаты в осадочной летописи соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье): новый тип палеоклиматических сигналов высокого разрешения // ДАН, 2008б, т. 421, № 3, с. 391—398.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Вологина Е.Г., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Склярова О.А., Изох О.П., Ухова Н.Н.** Климатические сигналы в карбонатной осадочной летописи голоцена озера Намши-Нур, Западное Прибайкалье // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 814—819.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Столповская В.Н., Склярова О.А., Ухова Н.Н.** Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1756—1775.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярова О.А., Ухова Н.Н.** Голоценовая осадочная летопись озера Большое Алгинское, Западное Забайкалье: связь с палеоклиматом // ДАН, 2013, т. 449, № 1, с. 80—86.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярова О.А.** Минералогия и кристаллохимия карбонатов голоценовых осадков озера Киран (Западное Забайкалье): связь с палеоклиматом // Геология и геофизика, 2014, т. 55, (4), с. 605—618.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Страховенко В.Д., Солотчин П.А., Склярова О.А.** Минералогия и кристаллохимия карбонатов современных осадков малых озер Приольхонья (Байкальский регион) // ДАН, 2015, т. 461, № 5, с. 579—585.
- Страховенко В.Д., Щербов Б.Л., Маликова И.Н., Восель Ю.С.** Закономерности распределения радионуклидов и редкоземельных элементов в донных отложениях озер Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (11), с. 1501—1514.
- Страховенко В.Д., Таран О.П., Ермолаева Н.И.** Геохимическая оценка сапропелевых отложений малых озер Обь-Иртышского междуречья // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (10), с. 1466—1477.
- Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А.** Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях озер Тажеранской системы (Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (10), с. 1825—1841.
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С.** Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, 791 с.
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, 212 с.
- Щербакова Т.А., Шевелев А.И., Шурхно Р.А.** Микробиологическая природа современных магnezияльных карбонатов на озере Салда // Ученые записки Казанского университета, 2010, т. 152, кн. 3, с. 186—191.
- Хазина И.В.** Реконструкция природно-климатических обстановок среднего—позднего голоцена Новосибирского Приобья (по палинологическим исследованиям осадков оз. Белое) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 971—978.
- Bezrukova E., Tarasov P., Solovieva N., Krivonogov S., Riedel F.** Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2010, v. 296, p. 185—198.
- Bischoff W.D., Sharma S.K., Mackenzie F.T.** Carbonate ion disorder in synthetic and biogenic magnesian calcites: a Raman spectral study // Amer. Miner., 1985, v. 70, p. 581—589.

**Chukanov N.V.** Infrared spectra of mineral species: Extended library. Springer Geochemistry/Mineralogy. Springer Science+Business Media Dordrecht, 2014, 1726 p.

**Dauphin Y.** Infrared spectra and elemental composition in recent carbonate skeletons: Relationships between the  $\nu_2$  band wavenumber and Sr and Mg concentrations // *Appl. Spectrosc.*, 1997, v. 51, № 2, p. 253—258.

**Dauphin Y.** Infrared spectra and elemental composition in recent biogenic calcites: relationships between the  $\nu_4$  band wavelength and Sr and Mg concentrations // *Appl. Spectrosc.*, 1999, v. 53, № 2, p. 184—190.

**Deelman J.C.** Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book, 2011, 512 p., <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html>.

**Deocampo D.M.** The geochemistry of continental carbonates // *Carbonates in continental settings. Developments in sedimentology* / Eds. A.M. Alonso-Zara, L.H. Tanner. Amsterdam, Elsevier, 2010, v. 62. p. 1—60.

**Drits V.A., McCarty D.K., Sakharov B., Milliken K.L.** New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite // *Can. Miner.*, 2005, v. 43, p. 1255—1290.

**Gadsden J.A.** Infrared spectra of minerals and related inorganic compounds. London, Butterworths, 1975, 277 p.

**Gierlowski-Kordesch E.H.** Lacustrine carbonates // *Carbonates in continental settings: Facies, environments, and processes*. Amsterdam, Elsevier, Chapter 1, p. 1—101.

**Goldsmith J.R., Graf D.L.** Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates // *Amer. Miner.*, 1958, v. 43, p. 84—101.

**Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu.I., Khazina I.V., Khazin L.B., Kuzmin Ya.V., Safonova I.Y., Ignatova N.V.** Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: Evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloe // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2012a, v. 331—332, p. 177—193.

**Krivonogov S.K., Yamamuro M., Takahara H., Kazansky A.Yu., Klimin M.A., Bobrov V.A., Safonova I.Yu., Phedorin M.A., Bortnikova S.B.** An abrupt ecosystem change in Lake Belye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2012b, v. 331—332, p. 194—206.

**Last F.M., Last W.M.** Lacustrine carbonates of the northern Great Plains of Canada // *Sedim. Geol.*, 2012, v. 277—278, p. 1—31.

**Last W.M.** Holocene carbonate sedimentation in Lake Manitoba, Canada // *Sedimentology*, 1982, v. 29, p. 691—704.

**Last W.M.** Lacustrine dolomite — an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences // *Earth Sci. Rev.*, 1990, v. 27, p. 221—263.

**Last W.M.** Geolimnology of salt lakes // *Geosci. J.*, 2002, v. 6, № 4, p. 347—369.

**Last W.M., Ginn F.M.** Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnology and paleolimnology // *Saline Systems*, 2005, 1:10, DOI: 10.1186/1746-1448-1-10.

**Lippmann F.** Sedimentary carbonate minerals. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1973, 228 p.

**Morse G.W., Mackenzie F.T.** Geochemistry of sedimentary carbonates // *Develop. Sedimentol.*, 1990, v. 48, 707 p.

**Navrotsky A., Capobianco C.** Enthalpies of formation of dolomite and of magnesian calcites // *Amer. Miner.*, 1987, v. 72, № 7-8, p. 782—787.

**Ozao R., Arai J., Otsuka R.** Some properties of the dolomite enriched with calcium // *Gypsum and Lime*, 1986, № 201, p. 79—88.

**Pérez A., Luzón A., Roc A.C., Soria A.R., Mayayo M.J., Sánchez J.A.** Sedimentary facies distribution and genesis of a recent carbonate-rich saline lake: Gallocanta Lake, Iberian Chain, NE Spain // *Sedim. Geol.*, 2002, v. 148, p. 185—202.

**Reeder R.J.** Crystal chemistry of the rhombohedral carbonates // *Carbonates: mineralogy and chemistry. Rev. Miner* / Ed. R.J. Reeder, Miner. Soc. America, Washington, 1983, v. 11, p. 1—47.

**Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haffidason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J.** Intcal13 and Marine13 Radiocarbon age calibration curves 0—50,000 years cal bp // *Radiocarbon*, 2013, v. 55, № 4, p. 1869—1887.

**Roberts N.** The Holocene. An environmental history. Blackwell Publishers Inc., Malden, Massachusetts, USA. 1998, 316 p.

**Schmidt H.** Turkey's Salda Lake: a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits // *Industrial Minerals*, 1987, August, p. 19—29.

**Shapley M.D., Ito E., Donovan J.J.** Authigenic calcium carbonate flux in groundwater-controlled lakes: Implications for lacustrine paleoclimatic records // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 10, p. 2517—2533.

**Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Solotchin P.A., Zhdanova A.N.** Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hövsgöl during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // *Quat. Int.*, 2009, v. 205, p. 38—52.

**Talbot M.R.** A review of palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 1990, v. 80, p. 261—279.

**Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K.** Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Clim. Past*, 2009, v. 5, p. 285—295.

**Valero-Garces B.L., Laird K.R., Fritz S.C., Kelts K., Ito E., Grimm E.** Holocene climate in the Northern Great Plains inferred from sediment stratigraphy, stable isotopes, carbonate geochemistry, diatoms, and pollen at Moon Lake, North Dakota // *Quat. Res.*, 1997, v. 48, p. 359—369.

**Valero-Garcés B., Morellón M., Moreno A., Corella J.P., Martín-Puertas C., Barreiro F., Pérez A., Giralt S., Mata-Campo M.P.** Lacustrine carbonates of Iberian Karst Lakes: sources, processes and depositional environments // *Sedim. Geol.*, 2014, v. 299, p. 1—29.

**Veizer J.** Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates / Ed. R.J. Reeder. *Carbonates: mineralogy and chemistry* / *Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. America*, Washington, 1983, v. 11, p. 265—299.

**Von der Borch C.C.** The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, p. 781—799.

*Рекомендована к печати 17 марта 2017 г.  
М.И. Кузьминым*

*Поступила в редакцию 27 декабря 2016 г.,  
после доработки — 5 марта 2017 г.*