

УДК 551.332.26:551.583

**КАРБОНАТНАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННОМ  
ОЗЕРЕ БОЛЬШОЙ БАГАН (юг Западной Сибири):  
ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА**  
**П.А. Солотчин<sup>1</sup>, Э.П. Солотчина<sup>1</sup>, А.Е. Мальцев<sup>1</sup>, Г.А. Леонова<sup>1</sup>, С.К. Кривоногов<sup>1,2,3</sup>,  
А.Н. Жданова<sup>1</sup>, И.В. Даниленко<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

<sup>3</sup>Кызылординский университет им. Коркыт-Ата, 120014, Кызылорда, Айтеке би, 29А, Казахстан

Представлены результаты комплексных исследований голоценовых донных отложений малого гиперсалинного (минерализация до 282 г/л) оз. Большой Баган, расположенного на территории Восточно-Барабинской низменности (юг Западной Сибири), методами рентгеновской дифрактометрии (XRD), ИК-спектроскопии, лазерной гранулометрии, сканирующей электронной микроскопии, элементного анализа осадков и поровых вод, радиоуглеродного датирования. На протяжении голоцена в озёрном бассейне происходило интенсивное аутигенное минералообразование; среди новообразованных минеральных фаз доминируют гипс, галит и карбонаты кальцит-доломитового ряда. Математическим моделированием сложных XRD-профилей среди карбонатных минералов установлены Mg-кальциты разной степени магнизальности, Са-избыточные доломиты и арагонит, эпизодически встречается Mg-сидерит. Проведённые минералого-кристаллохимические исследования, дополненные результатами геохимических анализов, позволили выделить четыре стадии эволюции оз. Большой Баган в голоцене, обусловленные вариациями регионального климата. Границы стадий в целом отвечают границам климатостратиграфических подразделений шкалы Блитта—Сернандера: I — конец бореала — образование озера, влажный климат; II — атлантик — иссушение климата, обмеление; III — суббореал — неустойчивый климат, частая смена обстановок; IV — субатлантик — умеренно сухой и прохладный климат.

*Гиперсалинное озеро, донные осадки, карбонаты, рентгеновская дифрактометрия, геохимия, голоцен, палеоклимат, Западная Сибирь*

**CARBONATE SEDIMENTATION IN HIGH-MINERALIZED LAKE BOLSHOI BAGAN  
(South of West Siberia): DEPENDENCE ON HOLOCENE CLIMATE CHANGES**

**P.A. Solotchin, E.P. Solotchina, A.E. Maltsev, G.A. Leonova, S.K. Krivonogov, A.N. Zhdanova, I.V. Danilenko**

We present the results of comprehensive studies of Holocene bottom sediments from the shallow hypersaline (mineralization up to 282 g/L) Lake Bolshoi Bagan, located in the East Baraba lowland (south of Western Siberia). The research methods include X-ray diffractometry (XRD), IR spectroscopy, laser granulometry, scanning electron microscopy, elemental analysis of sediments and pore water, radiocarbon (<sup>14</sup>C AMS) dating. It has been found that during the Holocene an intensive authigenic mineral formation took place in the lake basin; gypsum, halite and carbonates of calcite-dolomite series dominate among the newly formed mineral phases. Mg-calcites with different Mg contents, excess-Ca dolomites, aragonite and occasionally Mg-siderite have been found in the assemblage of carbonate minerals by mathematical modeling of complex XRD patterns. Mineralogical and crystallochemical studies, supplemented by the results of geochemical analyses, allowed us to identify four stages of the evolution of Lake Bolshoi Bagan in the Holocene, due to regional climate variations. The boundaries of the stages in general correspond to the boundaries of the climatostratigraphic phases by the Blytt–Sernander system: Stage I (the end of the Boreal) – the lake formation, humid climate; Stage II (Atlantic) – climate aridization, shallowing of the lake; Stage III (Subboreal) – unstable climate, frequent change of conditions; Stage IV (Subatlantic) – moderately cool and dry climate.

*Hypersaline lake, bottom sediments, carbonates, XRD analysis, geochemistry, Holocene, paleoclimate, Western Siberia*

**ВВЕДЕНИЕ**

Растущая нестабильность климата на планете, его катастрофические аномалии ведут к значительной неопределённости климатических прогнозов. В этой связи особое значение приобретают исследования климата недавнего прошлого, поскольку именно природная среда голоцена—позднего плейсто-

цена в мировой практике рассматривается как близкий аналог современности и/или как потенциальный аналог климата будущего. Изучение континентального седиментогенеза для проведения палеоклиматических реконструкций в настоящее время является чрезвычайно развитым направлением. Перспективными объектами считаются голоценовые отложения малых минеральных озер [Страхов и др., 1954; Лидер, 1986; Last, 1990, 2002; Last, Ginn, 2005; Солотчина и др., 2008, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2017, 2019; Deocampo, 2010; Скляр и др., 2010а, 2010б; Солотчина, Солотчин, 2014; Страховенко и др., 2015; Солотчин и др., 2017, 2018, 2020, 2021]. Во-первых, такие озера менее консервативны в сравнении с крупными водоемами. В силу своих небольших размеров и широко проявленных процессов аутигенного минералообразования эти водоемы фиксируют в своих осадочных летописях даже незначительные изменения окружающей природной среды. Во-вторых, отложения голоцена в этих бассейнах слабо затронуты постседиментационными изменениями, во многом сохранили свой первоначальный облик и относительно доступны. В подавляющем большинстве публикаций как за рубежом, так и в нашей стране, в частности в Сибири, реконструкции климатических изменений проводятся в основном по результатам палинологического, диатомового анализов, распределения в осадочных разрезах макро- и микроэлементов, данным по малакофауне, в то время как литолого-минералогический аспект зачастую не рассматривается [Tarasov et al., 2007, 2009; Безрукова и др., 2008, 2017; Базарова и др., 2008, 2011; Bezrukova et al., 2010; Птицын и др., 2010, 2014; Хазин и др., 2016; и др.]. Следует отметить, что если палеоклиматическая изученность западных районов нашей страны сравнительно велика [Хотинский, 1977; Палеогеография..., 1982; Субетто, 2009; Величко, 2012; и др.], то Сибирский регион, играющий важную роль в распределении и перераспределении атмосферной циркуляции на территории Северного полушария планеты, во многом продолжает оставаться «terra incognita».

Между тем озерный седиментогенез обладает рядом характерных черт, главной из которых является богатство аутигенных минеральных фаз, способных отложиться за короткое время в сравнительно небольшом бассейне. Как постулировалось еще в работах В.И. Вернадского [1923], А.Е. Ферсмана [1934] и было неопровержимо доказано более поздними исследованиями, существует прямая связь структурных и кристаллохимических особенностей минералов с физико-химическими и природно-климатическими условиями их образования и преобразования. Таким образом, состав парагенетических ассоциаций, последовательность их образования в разрезах озерных отложений и в особенности структурные характеристики отдельных минеральных фаз могут служить надежными источниками региональной палеоклиматической информации, что и определяет актуальность настоящей работы.

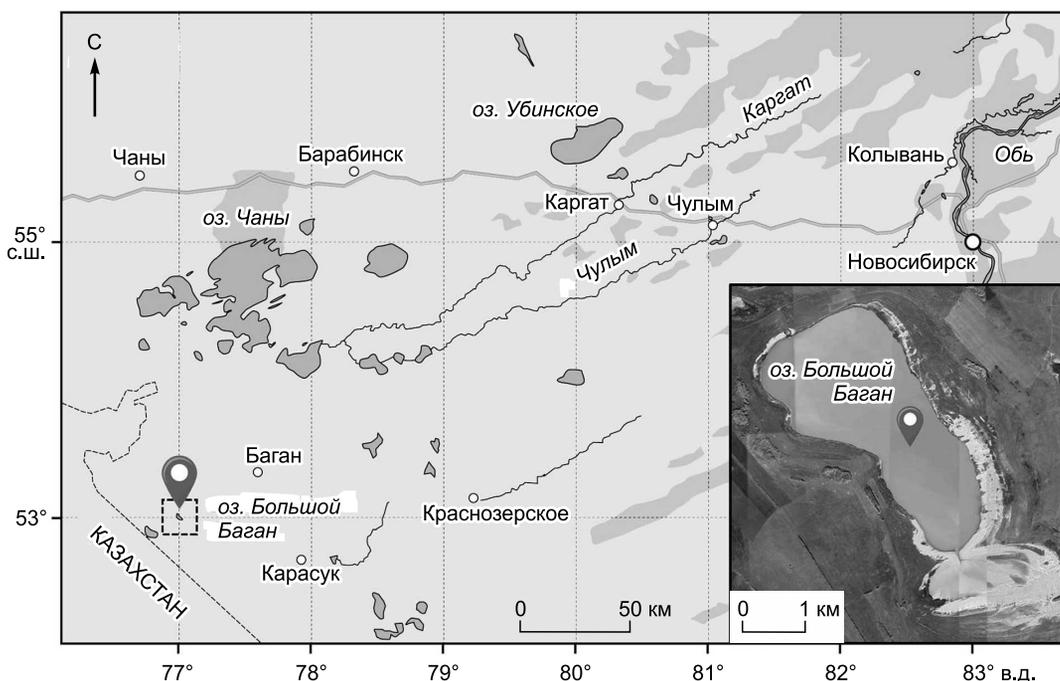
Среди многочисленных малых озер Западной Сибири особой группу составляют соленые и солоновато-водные бассейны, приуроченные к территориям с господством аридных и семиаридных климатических обстановок. Целью работы является получение климатической летописи голоцена из осадочного разреза малого гипертонического оз. Большой Баган с карбонатным типом седиментации. В основе авторского подхода к палеоклиматическим реконструкциям [Солотчина, Солотчин, 2014] лежат детальные минералого-кристаллохимические исследования озерных осадков, результаты которых рассматриваются в комплексе с данными других видов анализа.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являются донные осадки гипертонического оз. Большой Баган, расположенного на юге Западной Сибири в пределах Восточно-Барабинской низменности, в лесостепной зоне Новосибирской области недалеко от границы с Казахстаном (рис. 1).

Площадь водной поверхности составляет ~5.6 км<sup>2</sup>, глубина ~0.65 м. Озерная впадина намного больше современного озера (~28 км<sup>2</sup>) и объединяет само озеро, южный сухой залив и расположенное южнее оз. Малый Баган с его продолжением в виде системы сухих засоленных впадин. Рельеф района — равнинная степь с невысокими гривами. Почвенный покров территорий, окружающих озерную котловину, разнообразен и зависит от рельефа. На гривах и гривовидных возвышениях, большей частью распаханых, распространены карбонатные черноземы. Подобные черноземы также встречаются под небольшими фрагментами сохранившейся степной растительности. В межгривных понижениях сформировались солонцы. Непосредственно в озерной котловине, на осушенных участках основными компонентами почвенного покрова являются гумусовые псаммоземы, слоисто-эоловые и слоисто-аллювиальные почвы и солончаки [Smolentseva, Gavrilov, 2020]. Климат района резко континентальный. Озеро является конечным бассейном стока р. Баган. В настоящее время воды озера по величине общей минерализации 282 г/л относятся к семейству рассолов, рН = 7.32, ионный состав приведен в табл. 1.

Длина керна, поднятого в центральной части озера (N 53.89804°, E 77.12836°) в сентябре 2019 г., составляет 362 см. Шаг опробования осадков составлял 2—5 см. Отложения отличаются значительной пестротой литологического состава. Переслаиваются черные, серые и белесые слои разной мощности — от 1 до 10 см. Слои объединены в пачки по характерным признакам, таким как плотность, цвет, присутствие солей.



**Рис. 1. Карта-схема расположения оз. Большой Баган.**

На врезке — конфигурация озера (Google Earth) с точкой бурения.

Изучение озерных осадков, содержащих минеральные и биогенные компоненты в широком диапазоне концентраций, проводилось комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию, рентгенофлуоресцентный анализ и электронную микроскопию (СЭМ). Рентгеновские исследования проведены на дифрактометре ARL X'TRA (излучение  $\text{CuK}_\alpha$ ). Для фазового анализа образцы были отсканированы в интервале от 2 до 65° ( $2\theta$ ) с шагом 0.05°, время сканирования в точке 3 с. Дифференциальная диагностика карбонатных минералов выполнена методом математического моделирования XRD-профилей высокого разрешения [Солотчина, Солотчин, 2014]. Для моделирования XRD-профилей карбонатной составляющей осадка образцы были отсканированы в интервале от 26 до 32° ( $2\theta$ ) с тем же шагом 0.05°, но увеличенным временем сканирования в точке (15 с). 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 MicroTес. Химический состав образцов определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP. Дуговой атомно-эмиссионный спектральный анализ использовали для определения химических элементов в донных отложениях на автоматизированной установке «Гранд-Поток», предназначенной для возбуждения в электрической дуге атомно-эмиссионных спектров порошковых проб методом просыпки-вдувания [Аношин, Заякина, 2011]. Содержание химических элементов в поровой воде определяли методом ICP-AES. Концентрация анионов в поровых водах определялась методом титриметрии ( $\text{HCO}_3^-$ ) и капиллярным зонным электрофорезом. Общее содержание растворенного органического углерода (DOC) в поровой воде определяли на анализаторе Analytik Jena AG Multi N/C 2100S. Изучение морфологии карбонатных минералов проводилось в сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU. Датирование керна выполнено по органическому веществу с помощью прибора QUANTULUS-1220 (Liquid Scintillation Counters) в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Измеренные значения были приведены в соответствии с календарным возрастом с использованием калибровочной кривой INTCAL 13 [Reimer et al., 2013]. Калиброванный возраст рассчитывался по программе OxCal 4.2 [Ramsey, 2009].

Таблица 1. Ионный состав воды оз. Большой Баган (г/л)

$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_2^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{F}^-$	$\text{PO}_4^{3-}$	$\text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{NH}_4^+$
1.543	143	<0.5	<0.5	38	<0.3	0.008	0.87	0.64	78	20	<0.5

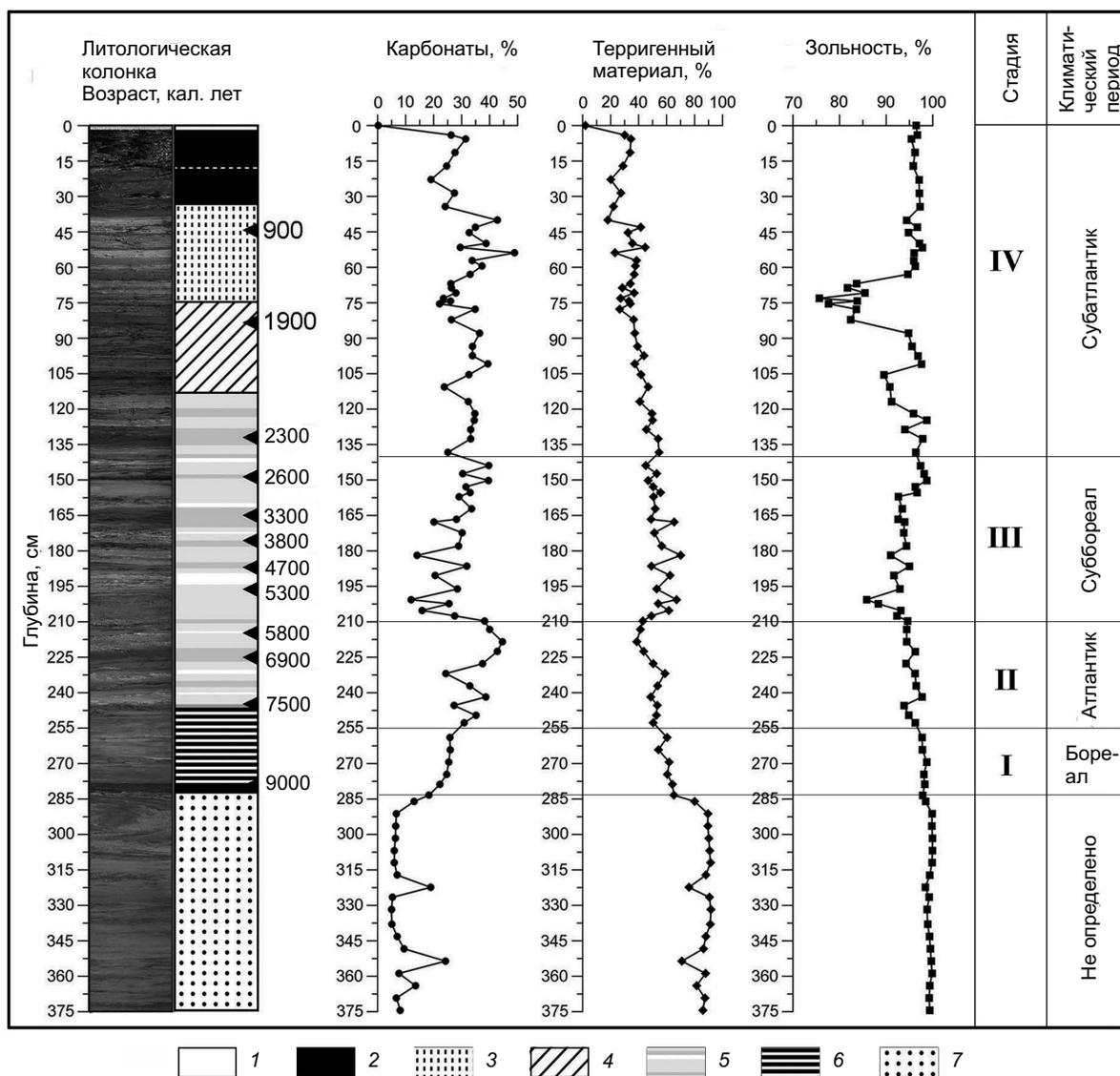


Рис. 2. Лито­логи­че­ская колонка осадков оз. Большой Баган, возраст, распределение в разрезе кар­бо­нат­ных ми­не­ра­лов, терри­ген­ной ком­по­нен­ты, зо­ль­ности, вы­де­лен­ные ста­дии эво­лю­ции озе­ра, кли­ма­ти­че­ские пе­ри­оды по шка­ле Блит­та—Сер­нан­де­ра.

1, 2 — озерный ил (1 — корка соли, 2 — черные илы); 3–6 — озерные глинистые алевриты (3 — зеленовато-серые, 4 — темно-серые, 5 — коричневатые, 6 — голубовато-серые); 7 — подстилающие отложения.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В основании 362-сантиметрового разреза залегают пески — продукты переработки отложений речного генезиса, обнажающихся по берегам озера, имеющих, вероятно, плейстоценовый возраст. Интервал 317—362 см сложен суглинками с незначительной примесью песка и гипса на глубине 322—324 см. Эти отложения перекрываются слоем (284—317 см) опесчаненных глинистых осадков. Собственно озерные, преимущественно алевритовые осадки имеют мощность 284 см (рис. 2).

Их подошва (249—284 см) представлена слоистыми голубовато-серыми, в нижней части темно-серыми отложениями; на уровне 256—258 см обнаруживаются крупные (до 5 мм) кристаллы гипса. В интервале (104—249 см) залегают плотные слоистые коричнево-серые осадки, замещающиеся вверх по разрезу (70—104 см) темно-серыми разновидностями, с прозрачными линзовидными кристаллами гипса на уровне 95—96 см. Интервал 32—70 см сложен слоистыми зеленовато-серыми обводненными осадками, а интервал 2—32 см — сильнообводненным озерным илом черного цвета без видимых слоев (гиттия). Верхняя часть керна (0—2 см) представляет собой корку соли белого цвета. Озерные отложе-



Таблица 2. Параметры модельных XRD-профилей карбонатов образцов осадков оз. Большой Баган, представленных на рис. 6

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					$\text{MgCO}_3$ , мол. %	Фазы, %
16—32 (стадия IV)	Арагонит	1	26.14	3.41	0	20
	Низко-Mg-кальцит	2	29.461	3.033	0.75	17
	Промежуточный Mg-кальцит	3	29.660	3.013	7.0	41
	Высоко-Mg-кальцит	4	29.831	2.996	13.0	17
	Ca-избыточный доломит	5	30.762	2.908	43.0	5
260—264 (стадия I)	Низко-Mg-кальцит	1	29.492	3.030	2.0	50
	Промежуточный Mg-кальцит	2	29.781	3.001	6.0	50

Mg-кальцитами  $(\text{Ca},\text{Mg})\text{CO}_3$  разной степени магнезиальности и Ca-избыточными доломитами (содержание Ca в структуре  $< 7\%$ ). В верхних горизонтах озерной толщи присутствует арагонит  $\text{CaCO}_3$  (ромбическая сингония). Дифференциальная диагностика карбонатных минералов, выполненная моделированием их XRD-профилей с помощью функции Пирсона VII, позволила идентифицировать присутствующие в образцах Mg-кальциты, являющиеся в соответствии с современными представлениями смешанными кристаллами, структура которых меняется в ряду кальцит—доломит от истинных твердых растворов до смешанослойных структур в зависимости от содержания магния, определяя их устойчивость. Эти структуры представляют собой последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, образуя домены нанометрической размерности [Navrotsky, Carobianco, 1987]. Определение содержания Mg в карбонатах кальцит-доломитового ряда проводилось по калибровочным графикам зависимости величины  $d_{104}$  от содержания мол. %  $\text{MgCO}_3$  в области углов  $29.0\text{—}32.0^{\circ} 2\theta \text{ CuK}\alpha$  (рис. 6, табл. 2) [Goldsmith, Graf, 1958; Deelman, 2011]. Известно, что осаждение

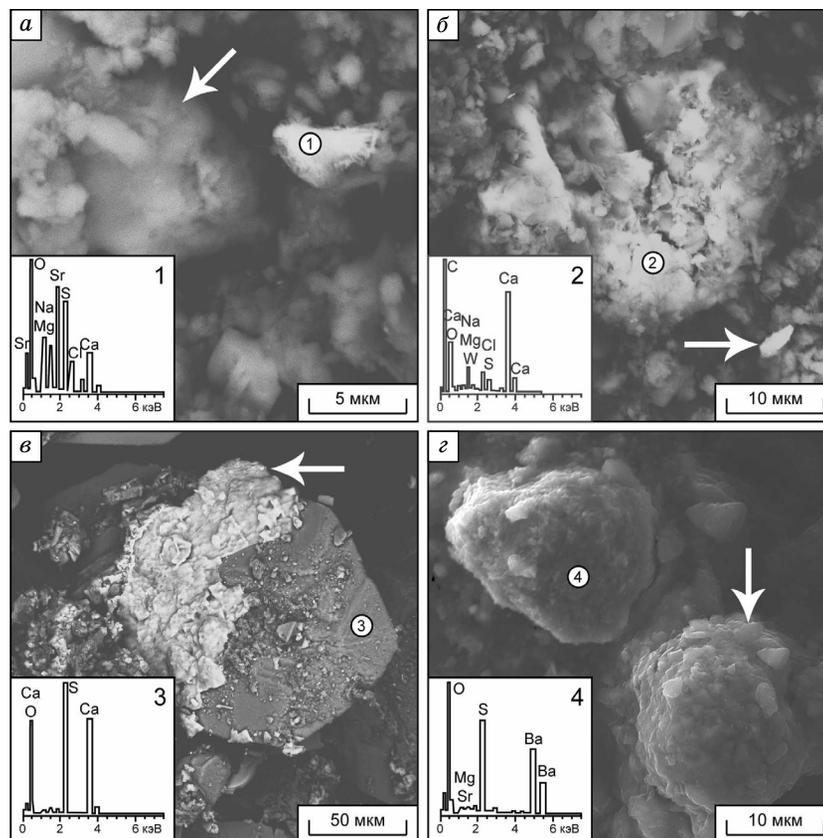
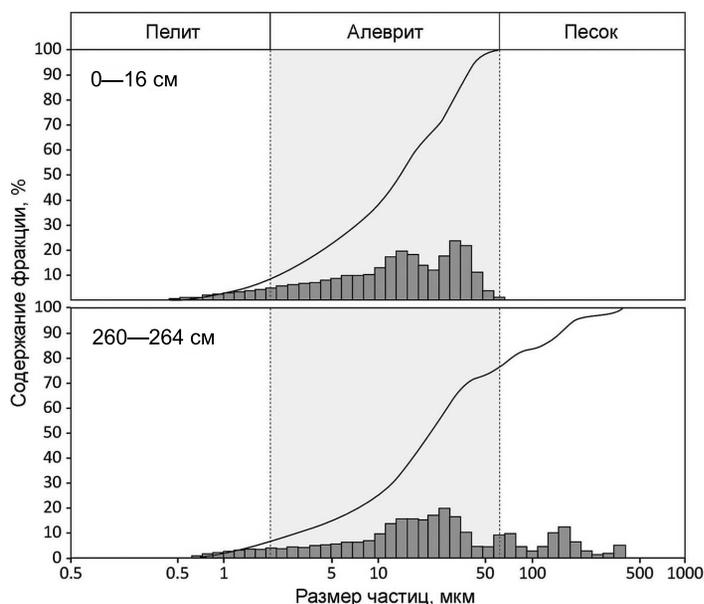


Рис. 4. Микрофотографии аутигенных минералов и их энергодисперсионные спектры из разных интервалов керна оз. Большой Баган:

*a* — целестин ( $\text{SrO} = 25\%$ ,  $\text{SO}_3 = 27\%$ ,  $\text{CaO} = 10\%$ ) из интервала 0—16 см, стрелкой указан галит ( $\text{NaCl}$ ); *б* — Mg-кальцит из интервала 0—16 см, стрелкой указан целестин; *в* — гипс из интервала 92—95 см, частично покрытый галитом (стрелка); *г* — барит из интервала 232—235 см, стрелкой указан фрамбоидальный пирит. Фотоэлектронный сканирующий микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU.

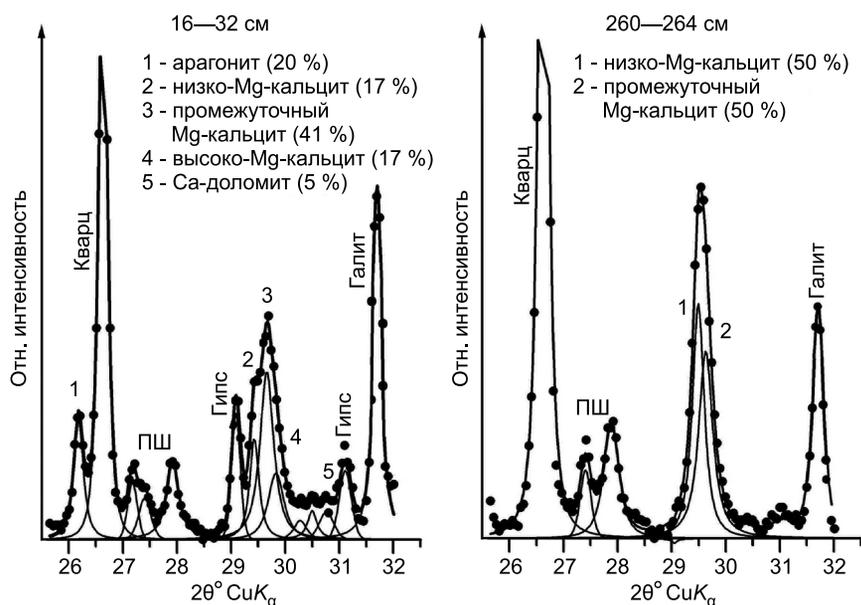


**Рис. 5. Результаты гранулометрического анализа образцов донных осадков оз. Большой Баган.**

Карбонаты были предварительно растворены. Гистограмма является статистическим распределением частиц, линия — кумулятивной кривой гранулометрического состава. На горизонтальной оси указан диаметр частиц в логарифмическом масштабе.

регионе. Ранее нами было показано [Солотчина, Солотчин, 2014], что влажный климат способствует образованию низкомагнезиальных и промежуточных Mg-кальцитов, его аридизация сопровождается отложением высокомагнезиальных кальцитов и кальциевых доломитов.

Характер распределения химических элементов в осадочном разрезе оз. Большой Баган указывает на смену обстановок седиментации в голоцене (рис. 7). Наблюдается четкое разделение вскрытой толщи на собственно озерные осадки и подстилающие отложения (субстрат). Субстрат состоит из двух пачек, отличия которых друг от друга и от перекрывающихся отложений проявляются в резких колебаниях содержаний Al, Sr, значений Sr/Ba отношения и натриевого, и титанового модулей. Начиная с глубины 284 см (собственно озерная фаза), в осадочном разрезе наблюдается отчетливая тенденция снижения доли таких компонентов, как Al, Si, Fe, Ni. На этом фоне происходит общий рост содержания Ca и Mg, пилообразные распределения которых свидетельствуют о нестабильных условиях осадконакопления и в целом о неустойчивом климате. В отложениях интервала 75—0 см, отражающих фактически совре-



**Рис. 6. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатов осадков оз. Большой Баган.**

Очевидно хорошее соответствие модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (точки). Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100 %.

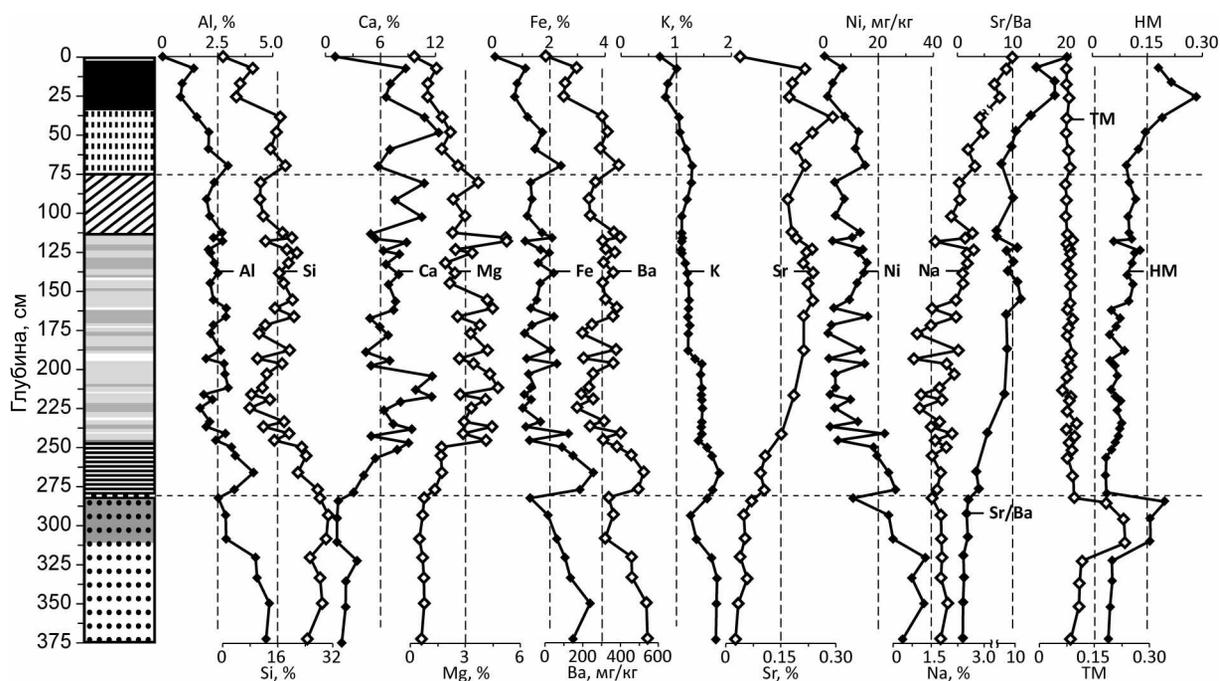


Рис. 7. Распределение химических элементов в разрезе донных отложений оз. Большой Баган. НМ — натриевый модуль ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), ТМ — титановый модуль ( $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

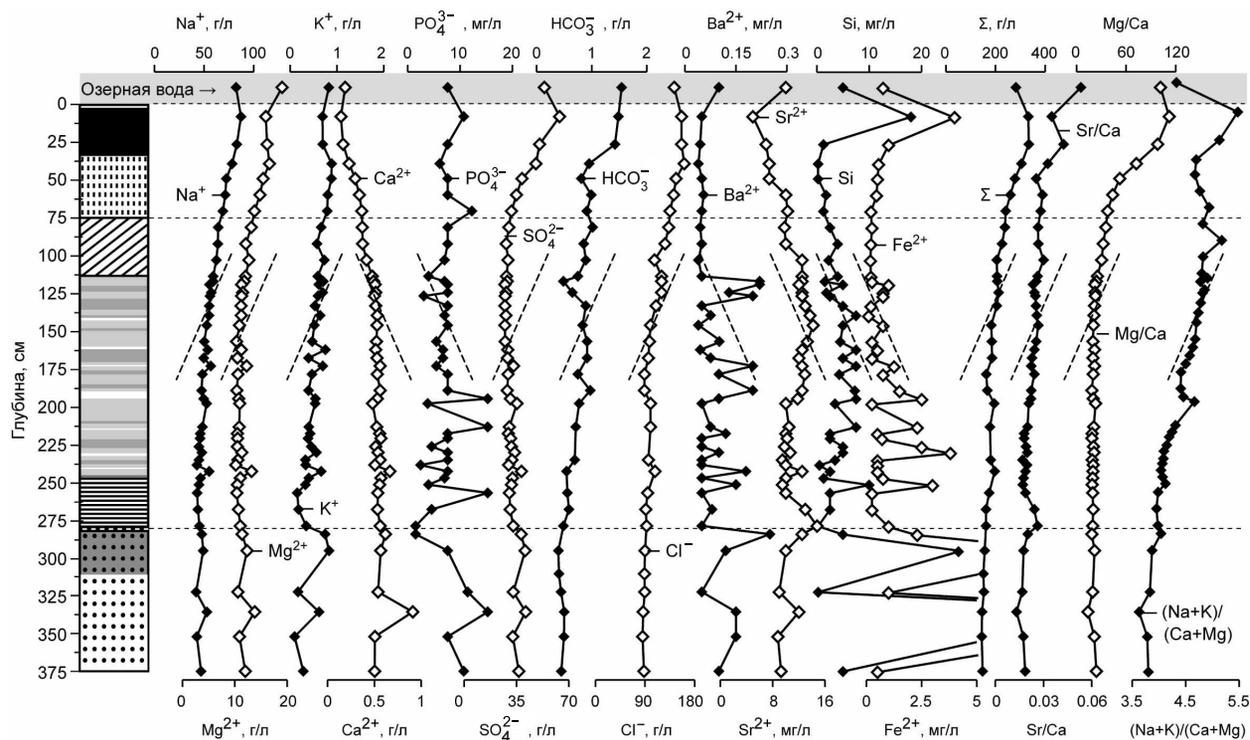


Рис. 8. Распределение основных ионов и химических элементов в озерных и поровых водах по разрезу донных отложений оз. Большой Баган.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Наклонные штриховые линии — тенденция изменения содержания компонента.

менные тенденции озерной седиментации, отмечается повышенное количество Na, что указывает на засоление и обмеление бассейна.

Жидкая фаза осадка малых водоемов, представленная поровыми водами, может косвенно являться отражением химического состава озерных вод в прошлом. Характер распределения основных ионов в поровых водах по глубине указывает на изменение солёности озерных вод во времени. На начальных этапах эволюции оз. Большой Баган наблюдается тренд на смещение от хлоридного класса группы натрия к группе магния и кальция. Выше по разрезу отмечается тенденция к увеличению минерализации, о чем свидетельствует повышение концентраций  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и снижение  $\text{Ca}^{2+}$  в поровых водах (рис. 8).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время оз. Большой Баган представляет собой мелководный бассейн, гипсометрическая отметка уреза воды которого составляет около 86 м над уровнем моря. Однако, судя по береговым валам, в прошлом водное зеркало могло подниматься до отметки около 95 м над ур. м. Таким образом, в периоды максимального обводнения, связанные, по-видимому, с начальными этапами жизни озера, оно было на 8—9 м глубже современного. По нашему мнению, обмеление и экстремальное осолонение озера связано с иссушением регионального климата, имевшим место во второй половине голоценового периода и значительным сокращением речного притока. На последнее обстоятельство указывает и уменьшение размерности частиц вверх по разрезу, обусловленное, вероятно, ослаблением энергии потока р. Баган.

На основании изучения минералого-кристаллохимических особенностей и количественных соотношений аутигенных карбонатов, а также геохимической специфики донных осадков и поровых вод были выделены стадии эволюции оз. Большой Баган в зависимости от изменений регионального климата. В целом стадии совпадают с климатическими фазами голоцена по шкале Блитта—Сернандера. Подобное совпадение наблюдалось нами и ранее при изучении отложений минеральных озёр Западной Сибири, например в оз. Иткуль [Солотчина и др., 2019].

Стадия I — образование оз. Большой Баган — приходится на вторую половину бореала (~9000—7800 кал. л. н.). По сравнению с подстилающей субаэральной толщей в отложениях этого этапа наблюдается рост содержания карбонатов вверх по разрезу (см. рис. 2). Возрастает также и биопродуктивность бассейна, о чем свидетельствует постепенное снижение зольности осадка. Небольшое количество галита предполагает относительно низкую солёность озерной воды. Установлено, что карбонаты этой стадии представлены низкомагнезиальными и промежуточными разновидностями в соотношении 50:50 (интервал 260—264 см), что указывает на сравнительно высокое стояние вод бассейна (см. рис. 4, табл. 2).

В стадию II, отвечающую атлантическому периоду (~7800—5700 кал. л. н.), содержание карбонатов заметно возрастает, среди них появляются высоко-Mg-кальциты и Са-доломиты. Это свидетельствует об установлении в регионе засушливых природных обстановок. На уровне ~217 см (см. рис. 2) в разрезе отмечается пик карбонатности (значительное иссушение климата). Малая мощность осадков в инт. 5800—6900 кал. л. н. указывает на возможные перерывы в седиментации (плейстовое озеро).

Стадия III — суббореал (~5700—2500 кал. л. н.) — отличается переменными количествами и соотношениями низко- и высокомагнезиальных карбонатных фаз в разрезе. Распределения Са, Mg, Si, Fe и ряда других элементов демонстрируют короткопериодические, но существенные колебания на протяжении всей стадии. Вероятно, климат в этот период был неустойчивым, с частой сменой коротких сухих и влажных эпизодов.

Стадия IV — субатлантик (~2500 кал.л.н. — наше время) — судя по набору карбонатных фаз, включающему как высоко-, так и низко-Mg разновидности, а также арагонит (см. рис. 6, табл. 2), в целом характеризуется умеренно прохладным и сухим климатом. Однако в разрезе периодически наблюдаются заметные флуктуации. Интервал 60—90 см отличается пониженной зольностью, что указывает на обстановки, благоприятные для высокой биопродуктивности. На уровне около 50 см (см. рис. 2) в осадке среди карбонатов доминирует арагонит (до 45 %). Хомогенное образование арагонита происходит в узком диапазоне физико-химических условий, соответствующем низким температурам и давлению (близкоповерхностные условия), а соосаждение арагонита с Mg-кальцитами и Са-доломитом указывает на повышенные концентрации в воде ионов  $\text{Mg}^{2+}$  и ее солёность [Last, 2002]. Ионы  $\text{Mg}^{2+}$  окружены плотной гидратной оболочкой  $[\text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_6]^{+2}$ . Сорбируясь на поверхности зародышей кальцита, они сдерживают его рост. В то же время адсорбция гидратированных ионов магния на поверхности арагонита в силу особенностей его структуры проявляется значительно слабее и мало влияет на скорость его кристаллизации [Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. Арагонит характеризуется более высоким межплоскостным расстоянием основного аналитического пика  $d_{111} = 3.42\text{\AA}$  по сравнению с эталонным ( $d_{111} = 3.397\text{\AA}$ ). Это обстоятельство связано с вхождением Sr в позиции Са, что подтверждается

результатами химического анализа, показывающими высокие концентрации Sr в осадках на уровне около 50 см. На протяжении стадии IV происходит постепенное увеличение содержания галита до 15—35 % от вещественного состава осадков и дальнейшее сокращение доли терригенной составляющей. В минеральном составе соляной корки (верх разреза) установлен галит с небольшой примесью коньяита. Наблюдается общий тренд на засоление (по хлоридному типу) и обмеление озера.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые на основе изучения донных отложений гиперсалинного оз. Большой Баган (минерализация до 282 г/л) комплексом литолого-минералогических и геохимических методов были получены данные об изменениях голоценового климата Восточно-Барабинской низменности (юг Западной Сибири). Возраст основания разреза озерных осадков, мощность которых в точке бурения достигает 284 см, составляет около 9000 кал. лет. Методами рентгеновской дифракции, ИК-спектроскопии и СЭМ установлено, что в составе изученных отложений, помимо терригенной компоненты, сложенной преимущественно кварцем, плагиоклазом и слоистыми силикатами (слюда, хлорит), широко представлены аутигенные минералы: гипс, галит и карбонаты. Основным источником палеоклиматической информации являются карбонатные минералы кальцит-доломитового ряда, содержание которых колеблется от 5 до 50 % вещественного состава осадков. Разложением сложных рентгеновских дифракционных профилей карбонатов на индивидуальные пики функцией Пирсона VII установлено, что в образцах озерных осадков может присутствовать до 5 карбонатных фаз, представленных Mg-кальцитами разной степени магнезиальности, Са-избыточными доломитами и арагонитом. Количество и соотношения этих минералов определяются величиной Mg/Ca отношения, соленостью и общей щелочностью вод озера в прошлом, меняющихся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера. Результаты минералого-кристаллохимического изучения карбонатной составляющей озерных отложений подтверждаются данными о распределении химических элементов в разрезе и ионном составе поровых вод.

На основании проведенных исследований выделено четыре стадии эволюции оз. Большой Баган в голоцене, в целом отвечающих климатостратиграфическим подразделениям шкалы Блитта—Сернандера. В стадию I (вторая половина бореала) обводнение озерной котловины было максимальным, что свидетельствует о сравнительно влажном климате. Стадия II (атлантик) характеризуется установлением на территории Барабинской низменности засушливых природных обстановок и обмелением оз. Большой Баган. В стадию III (суббореал) климат приобретает неустойчивый характер с частой сменой сухих и влажных эпизодов. Стадия IV (субатлантик) — этап господства на изучаемой территории умеренно прохладного и сухого климата.

Исследования выполнены по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400243-9), при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, а также при поддержке РФФИ (грант № 21-55-53037 ГФЕН а). Основные аналитические работы проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

**Аношин Г.Н., Заякина С.Б.** Современный атомно-эмиссионный спектральный анализ в геологии и геохимии. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 200 с.

**Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А., Базаров К.Ю.** Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем—позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере изучения поймы р. Иля) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (12), с. 1294—1303.

**Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А.** Особенности озерного осадконакопления 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., Амосова А.А., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Кулагина Н.В.** Изменение природной среды северо-востока Республики Бурятия в постоптимальный период голоцена: первые результаты // Сибирский экологический журнал, 2017, т. 24, № 4, с. 498—511.

**Величко А.А.** Эволюционная география: проблемы и решения. М., ГЕОС, 2012, 564 с.

**Вернадский В.И.** История минералов земной коры. Т. 1, Петроград, Науч. хим.-тех. изд-во, 1923, 208 с.

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

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

**Палеогеография** Европы за последние сто тысяч лет / Под ред. А.А. Величко, И.П. Герасимова. М., Наука, 1982, 175 с.

**Птицын А.Б., Решетова С.А., Бабич В.В., Дарьин А.В., Калугин И.А., Овчинников Д.В., Панин 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 озере 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.

**Солотчин П.А., Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Маркова Ю.Н.** Карбонатная седиментация в малых минеральных озерах Западного Забайкалья: отклик на изменения климата голоцена // ДАН, 2017, т. 473, № 6, с. 703—708.

**Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Страховенко В.Д., Жданова А.Н., Даниленко И.В.** Аутигенное карбонатообразование в малых озерных бассейнах Западного Забайкалья // Вестник Забайкальского государственного университета, 2018, т. 24, № 6, с. 45—54.

**Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Безрукова Е.В., Жданова А.Н.** Климатические сигналы в позднечетвертичных донных осадках озера Баунт (Северное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (10), с. 1397—1408.

**Солотчин П.А., Кузьмин М.И., Солотчина Э.П., Безрукова Е.В., Страховенко В.Д., Щетников А.А., Жданова А.Н.** Позднечетвертичное осадконакопление в высокогорном озере Хикушка (Восточный Саян): роль климатического и вулканического факторов // ДАН, 2021, т. 501, № 1, с. 49—56.

**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., 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, 2008, 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.

**Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Замана Л.В., Даниленко И.В., Склярова О.А., Татьков П.Г.** Аутигенное карбонатообразование в озерах Еравнинской группы (Западное Забайкалье): отклик на изменения климата голоцена // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1749—1763.

**Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В.** Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (юг Западной Сибири) — индикаторы изменений климата // ДАН, 2019, т. 487, № 1, с. 54—59.

**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.

**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.

**Субетто Д.А.** Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб, Изд-во РГПУ, 2009, 343 с.

**Ферсман А.Е.** Геохимия. Т. 2. Л., Госхимиздат, 1934, 354 с.

**Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кривоногов С.К., Кузьмин Я.В., Прокопенко А.А., Ви С., Бурр Дж.С.** Климатические изменения на юге Западной Сибири в голоцене по результатам анализа ассоциаций остракод // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (4), с. 729—742.

**Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 192 с.

**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.

**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.

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

**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 limnogeology and paleolimnology // *Saline Syst.*, 2005, v. 1 (10), doi: 10.1186/1746-1448-1-10.

**Navrotsky A., Capobianco C.** Enthalpies of formation of dolomite and of magnesian calcites // *Am. Mineral.*, 1987, v. 72 (7—8), p. 782—787.

**Ramsey B.** Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon*, 2009, v. 51 (1), p. 337—360.

**Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haffidason H., Hajdas I., Hatté 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.

**Smolentseva E.N., Gavrillov D.A.** Soil-sedimentary sequences of lake depressions in the steppe zone of West Siberia (Russia) // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 2020, v. 548, 082067.

**Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F.** Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2007, v. 252, p. 440—457.

**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.