

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ ОЗЕРА МАЛЫЕ ЧАНЫ КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА (юг Западной Сибири)

А.Н. Жданова¹, Э.П. Солотчина¹, С.К. Кривоногов^{1,2}, П.А. Солотчин¹

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

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлены результаты изучения минерального состава голоценовых осадков оз. Малые Чаны, принадлежащего Чановской озерной системе, расположенной в Барабинской степи и состоящей из трех озер: Большие Чаны, Малые Чаны и Яркуль, соединенных протоками. Методы исследования — рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК- и КР-спектроскопия, лазерная гранулометрия, определение стабильных изотопов ¹⁸O и ¹³C, элементный анализ и др. Установлено, что доминирующими минералами в озерных осадках являются кварц, полевые шпаты и карбонаты, в подчиненных количествах присутствуют гипс, бассанит, пирит, слюда, хлорит, каолинит. Моделированием XRD-профилей карбонатов функцией Пирсона VII в образцах идентифицированы присутствующие карбонатные фазы и определены их количественные соотношения. Сопоставлением высокоразрешающей карбонатной записи, содержащей сведения о стратиграфическом распределении карбонатов в датированном разрезе, с литологическими, геохимическими и изотопными данными реконструирована эволюция бассейна оз. Малые Чаны, выделены пять стадий его развития на протяжении голоцена. Показано, что соотношения минералов в разрезе меняются в соответствии с колебаниями уровня озера, отражающими характерное чередование периодов иссушения/увлажнения голоценового климата Сибирского региона. Выполнено сравнение минерального состава донных осадков оз. Малые Чаны и Ярковского плеса оз. Большие Чаны. Выявленные ассоциации отражают локальные особенности озерной системы и влияние природно-климатических факторов на процессы континентального осадконакопления.

Донные отложения, карбонаты, XRD-анализ, стабильные изотопы ¹⁸O и ¹³C, голоцен, палеоклимат, оз. Малые Чаны, Западная Сибирь.

MINERAL COMPOSITION OF THE SEDIMENTS OF LAKE MALYE CHANY AS AN INDICATOR OF HOLOCENE CLIMATE CHANGES (southern West Siberia)

A.N. Zhdanova, E.P. Solotchina, S.K. Krivonogov, and P.A. Solotchin

We present results of research into the mineral composition of the Holocene sediments of Lake Malye Chany of the Chany lake system located in the Baraba steppe and comprising three lakes: Bol'shie Chany, Malye Chany, and Yarkul', connected by channels. The sediments were studied by XRD, IR and Raman spectroscopy, laser granulometry, analysis of stable ¹⁸O and ¹³C isotopes, elemental analysis (XRF), etc. Mineral analysis has revealed predominant quartz, feldspars, and carbonates and subordinate gypsum, bassanite, pyrite, mica, chlorite, and kaolinite. Mathematical modeling of the XRD spectra of carbonates, using Pearson VII function, made it possible to identify the carbonate phases and determine their quantitative proportions. The obtained high-resolution carbonate record providing information about the stratigraphic distribution of carbonates in the dated section was compared with the available lithological, geochemical, and isotope data. Based on these data, we have reconstructed five stages of the Holocene evolution of the Malye Chany basin. It is shown that the proportions of minerals in the section vary in accordance with the lake level fluctuations in the alternating periods of the Holocene regional arid and humid climate. We compared the mineral compositions of the bottom sediments of Lake Malye Chany and Yarkovsky Pool of Lake Bol'shie Chany. The revealed mineral assemblages reflect the local specifics of the lake system and the influence of natural and climatic factors on the inland sedimentation processes.

Bottom sediments, carbonates, XRD analysis, stable ¹⁸O and ¹³C isotopes, Holocene, paleoclimate, Lake Malye Chany, West Siberia

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время проводятся многочисленные и всесторонние исследования донных осадков малых озер в различных климатических зонах Сибирского региона [Безрукова и др., 2008; Shichi et al., 2009; Tarasov et al., 2009; Птицын и др., 2010, 2014; Bezrukova et al., 2010; Базарова, 2011; Krivonogov et

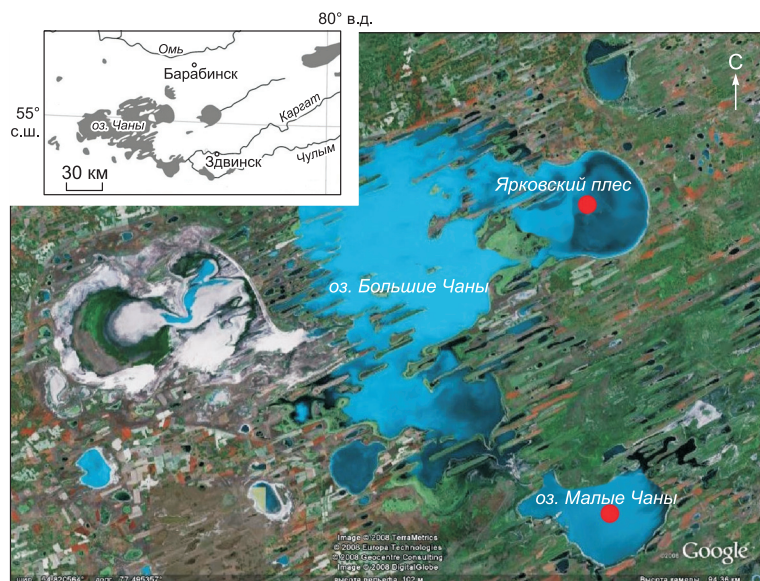


Рис. 1. Космоснимок оз. Чаны (Барабинская степь, юг Западной Сибири).

Показаны точки бурения осадков оз. Малые Чаны и Ярковского плеса оз. Большие Чаны. На врезке изображено географическое положение оз. Чаны.

al., 2012a, b; Солотчина и др., 2012, 2014, 2017; Солотчина, Солотчин, 2014; Дарьин и др., 2015; Леонова и др., 2018; Русанов, Тетерина, 2018; Страховенко и др., 2018]. Однако остается целый ряд вопросов, для ответа на которые необходимо привлечь значительно большее число объектов и получить записи более высокого разрешения.

При изучении озерных осадков наиболее широко используются палинологический и диатомовый анализы, определение стабильных изотопов кислорода и углерода, геохимические методы (распределение макро- и микроэлементов в разрезе, выделение трассерных элементов и др.). Вместе с тем детальность и полнота палеоклиматических реконструкций не всегда может быть обеспечена применением этих методов, поскольку каждый из них имеет свои ограничения. В настоящей работе мы делаем акцент на изучении минерального состава донных осадков, изменении его во времени и сопоставлении полученных результатов с данными других методов.

Объектом исследования выбрано оз. Чаны (рис. 1), расположенное в центральной части Барабинской степи (54°30'—55°09' с.ш., 76°48'—78°12' в.д.). Это крупнейший бессточный минерализованный водоем Западной Сибири, площадь водного зеркала которого 1840 км² [Ермолаев, Визер, 2010]. Правильнее считать Чаны системой озер, поскольку оно включает в себя Большие Чаны, Малые Чаны и Яркуль. В озеро Малые Чаны впадают реки Каргат и Чулым, обеспечивающие 45 % водного бюджета [Савкин и др., 2006]. Ионный состав озерной воды и ее минерализация приведены в табл. 1.

По берегам озера в больших количествах произрастают водные растения: рогоз, рдест, тростник и камыш [Ермолаев, Визер, 2010]. Современная растительность в районе исследования соответствует ле-

Таблица 1. **Сезонные изменения ионного состава воды (%-экв.) оз. Чаны в 1977 г. [Пульсирующее озеро..., 1982; Обзор..., 2015]**

Объект	Месяц	Минерализация, г/л	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
Озеро Малые Чаны	III	4.9	—	25.5	16.1	58.4	3.2	44.8	52.0	
	V	1.0	—	29.2	21.0	49.8	13.9	36.1	48.4	1.6
	VII	0.8	6.4	27.0	8.3	58.3	16.5	37.2	44.3	2.0
	IX	1.1	—	27.7	21.7	50.6	12.4	43.1	42.6	1.9
Плес Ярковский	III	8.0	4.0	13.9	8.9	73.2	0.8	33.5	65.7	
	V	6.6	4.1	11.5	17.4	67.0	0.7	32.8	65.6	0.9
	VII	7.1	5.0	10.8	12.2	72.2	0.7	32.8	65.6	0.9
	IX	7.1	5.2	12.8	11.2	70.8	0.7	34.7	63.7	0.9

состепненной зоне, доминируют остепненные луга и луговые степи с осиново-березовыми колками [Королюк, Киприянова, 2005]. Климат в районе оз. Чаны континентальный, с малой продолжительностью безморозного периода [Пульсирующее озеро..., 1982].

В последние годы наблюдается рост научного интереса к озеру, но в основном проводятся гидрологические, гидрохимические и гидробиологические исследования. В частности, рассматриваются его водный баланс, геохимические характеристики озерных вод [Савкин и др., 2005, 2006], поведение в них изотопов углерода, кислорода, серы и азота [Doi et al., 2004; Mizota et al., 2009], межсезонные изменения флоры и фауны [Shikano et al., 2006; Обзор..., 2015], состав и структура зообентоса [Kipriyanova et al., 2007; Безматерных и др., 2011].

К настоящему моменту опубликованы общие представления о строении и возрасте осадков озера [Кривоногов и др., 2013], результаты их палинологического изучения [Жилич и др., 2016] и данные по фауне остракод [Хазин и др., 2016]. Целью настоящей работы является изучение минерального состава донных осадков оз. Малые Чаны и выявление общих закономерностей в распределении минералов в разрезе в зависимости от изменений природной среды и климата в голоценовое время.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Керн длиной 360 см был поднят в центральной части Малых Чанов в 2008 г. (см. рис. 1). Опробование проводилось через 6 см, отобрано 45 проб. Вскрытый осадочный разрез состоит из двух частей: нижней — более грубозернистой песчаной и верхней — более тонкозернистой, насыщенной органическим веществом и содержащей раковины моллюсков (рис. 2).

Аналитические работы выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Основные методы исследования донных осадков — рентгеновская порошковая дифрактометрия (XRD) и ИК-спектроскопия. Рентгеновские исследования минерального состава осадков проводили на дифрактометре ARL X'TRA (излучение CuK_α). Для фазового анализа образцы отсканировали в интервале от 2 до 65° (2 Θ) с шагом 0,05°, время сканирования в точке 3 с, для моделирования XRD-профилей карбонатной составляющей осадка — в интервале от 28 до 32° (2 Θ) с тем же шагом, 15 с — время сканирования в точке. Методом ИК-спектроскопии были проведены количественные определения содержания в пробах карбонатов, кварца и полевых шпатов с использованием калибровочных графиков, построенных по стандартному набору искусственных смесей чистых компонентов [Столповская и др., 2006; Солотчина, 2009]. ИК-спектры записывались на Фурье-спектрометре VERTEX 70 FT IR, образцы готовили 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}O и ^{13}C в карбонатах был выполнен на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с помощью метода Continuous Flow и применением устройства пробоподготовки GasBench II (стандарты NBS-18 и NBS-19). Химический состав образцов определяли на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP. Радиоуглеродное датирование проводили методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) по органическому (TOC) и карбонатному (TIC) веществу осадка в Корейском институте наук о Земле и минеральных ресурсов (KIGAM), г. Дэчжон и в ЦКП «Геохронология кайнозой» СО РАН, г. Новосибирск. Полученные даты калибровались с использованием программы Calib ver. 7.1 [Reimer et al., 2013].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литология. Мощность озерных осадков Малых Чанов составляет 300 см. Отложения представлены в нижней части коричневато-серым глинистым песком, а в верхней — серым сапропелевым суглинком, переходящим в глинистый сапропель (см. рис. 2).

Гранулометрический анализ терригенной составляющей донных осадков показал рост содержания тонкой фракции вверх по разрезу, в то время как количество псаммитового материала значительно сокращается — с 55 % на глубине 268—270 см до 20 % на глубине 140—142 см. В целом от подошвы к кровле разреза среднеарифметический диаметр частиц уменьшается от 51.7 до 29.7 мкм, а медианный диаметр — от 61.2 до 25.6 мкм. На рис. 3 представлены результаты анализа двух контрастных по гранулометрическому составу образцов, один из которых (глубина 140 см) демонстрирует распределение частиц в осадке верхней части разреза, другой (270 см) — в нижней.

Минералогия донных осадков озера. Доминирующими минералами донных осадков оз. Малые Чаны являются кварц, полевые шпаты и карбонаты, в подчиненных количествах присутствуют гипс, бассанит, пирит, слюда, хлорит, каолинит (рис. 4).

На долю карбонатов в верхней части керна (от 180 см) приходится от 20 до 50 % минеральной составляющей осадка, в нижней части — карбонатов значительно меньше и наблюдаются резкие коле-

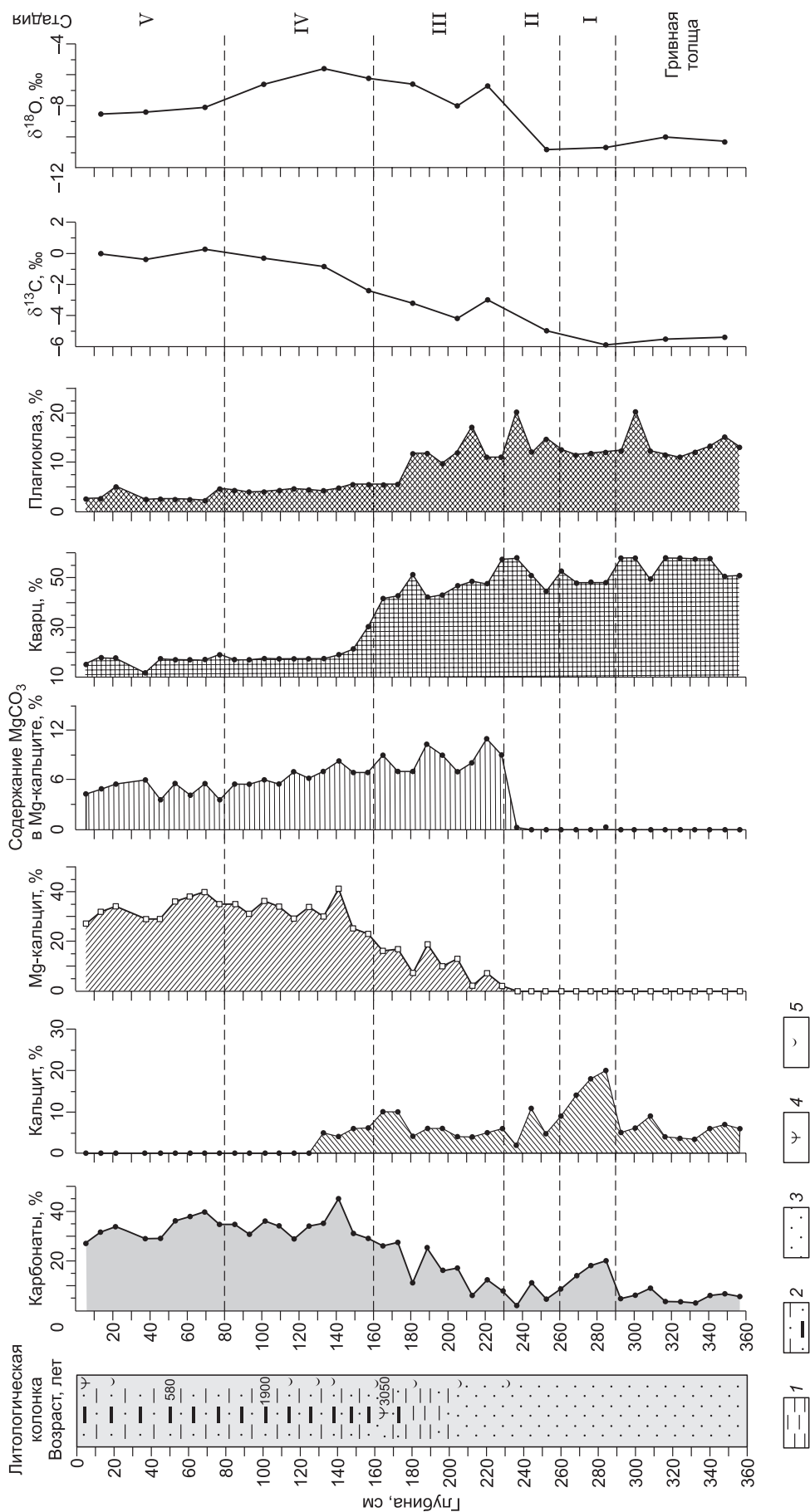


Рис. 2. Литолическая колонка голоценового осадочного разреза оз. Малые Чаны, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, кварца, плагиоклаза и стабильных изотопов (δ¹⁸O и δ¹³C).

1 — алевролит, 2 — песчано-алевритовый сапропелевый осадок, 3 — песок, 4 — растительный детрит, 5 — раковины моллюсков.

Таблица 2. Параметры модельных XRD-профилей карбонатов осадков оз. Малые Чаны (см. рис. 5)

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}_\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					MgCO_3 , мол. %	фазы, %
60—62	Mg-кальцит	1	29.56	3.023	4	47
188—190	Кальцит	1	29.45	3.034	0	4
	Mg-кальцит	2	29.73	3.006	10	13

бания их содержания от 2 до 20 % минеральной составляющей осадка (см. рис. 2). Детальная карбонатная минералогия была выполнена методом математического моделирования XRD-спектров. Разложением XRD-профилей образцов в интервале углов $28\text{—}32^\circ$ ($2\theta \text{CuK}_\alpha$) на индивидуальные пики функцией Пирсона VII определены присутствующие в них карбонатные фазы (рис. 5, табл. 2). Карбонатные минералы изученного керна представлены кальцитом CaCO_3 и Mg-кальцитами $(\text{Ca, Mg})\text{CO}_3$ с содержанием MgCO_3 от 4 до 11 мол. % и арагонитом. 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]. Определение содержания MgCO_3 в каждой из фаз проводилось по калибровочным графикам зависимости величины d_{104} от содержания мол. % MgCO_3 [Goldsmith, Graf, 1958; Deelman, 2011]. Арагонит установлен в осадках средней части разреза в очень малых (следовых) количествах, его слабая основная диагностическая линия ($hkl = 111$) присутствует на дифрактограммах ряда образцов в интервале от 165 до 100 см. На дифрактограмме, полученной при съемке обломков раковин, отобранных под бинокуляром, отчетливо проявляются пики арагонита.

Высокие содержания кварца (до 60 %) и полевых шпатов (до 20 %) наблюдаются в интервале глубин от 360 до 160 см и от 360 до 180 см соответственно. Выше по разрезу содержание этих минералов в керне снижается примерно в 2 раза (см. рис. 2).

Наличие полевых шпатов в пробах определено по присутствию на рентгенограммах их наиболее интенсивных дифракционных максимумов в интервале углов $27.50\text{—}28.00^\circ$ (2θ). Полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом (микроклином) и плагиоклазом (альбитом). В нижней части разреза на дифрактограммах отчетливо видны отражения калиевого полевого шпата и альбита (см. рис. 4), вверх по разрезу интенсивность пиков снижается, а их полуширина увеличивается, что затрудняет идентификацию разновидностей полевого шпата.

Каолинит установлен во всех изученных образцах, на рентгенограммах присутствуют пики (7Å , $hkl = 001$ и 3.5Å , $hkl = 002$). Присутствие хлорита в изученных отложениях затрудняет диагностику каолинита методом рентгеновской дифракции из-за наложения его основных аналитических рефлексов

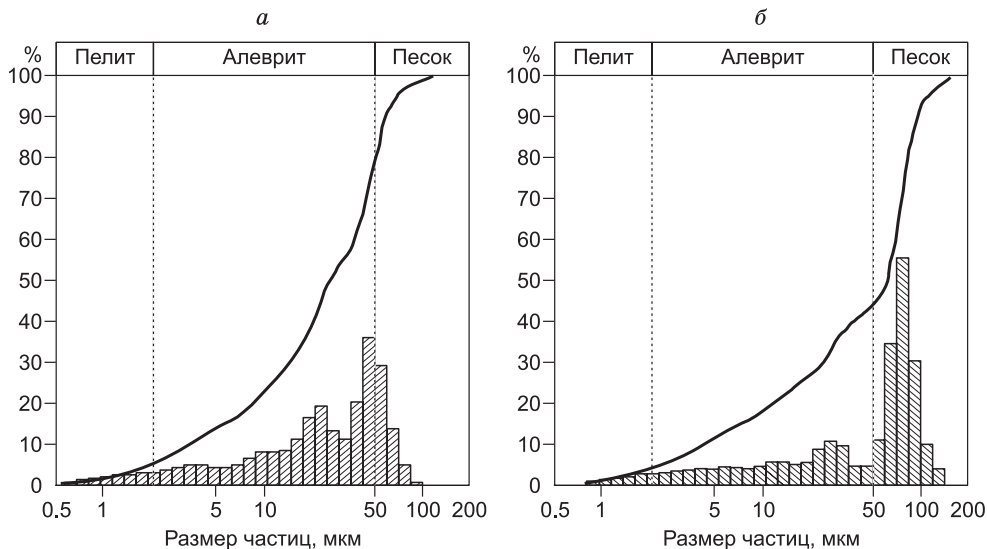


Рис. 3. Результаты гранулометрического анализа образцов осадочного разреза оз. Малые Чаны.

а — глубина 140 см (стадия III), аридный климат, мелководное озеро; *б* — глубина 270 см (стадия I), увлажнение климата, период обводнения озерной котловины. Карбонаты предварительно растворены. Гистограмма — статистическое распределение частиц, линия — кумулятивная кривая гранулометрического состава. На горизонтальной оси указан диаметр частиц в логарифмическом масштабе.

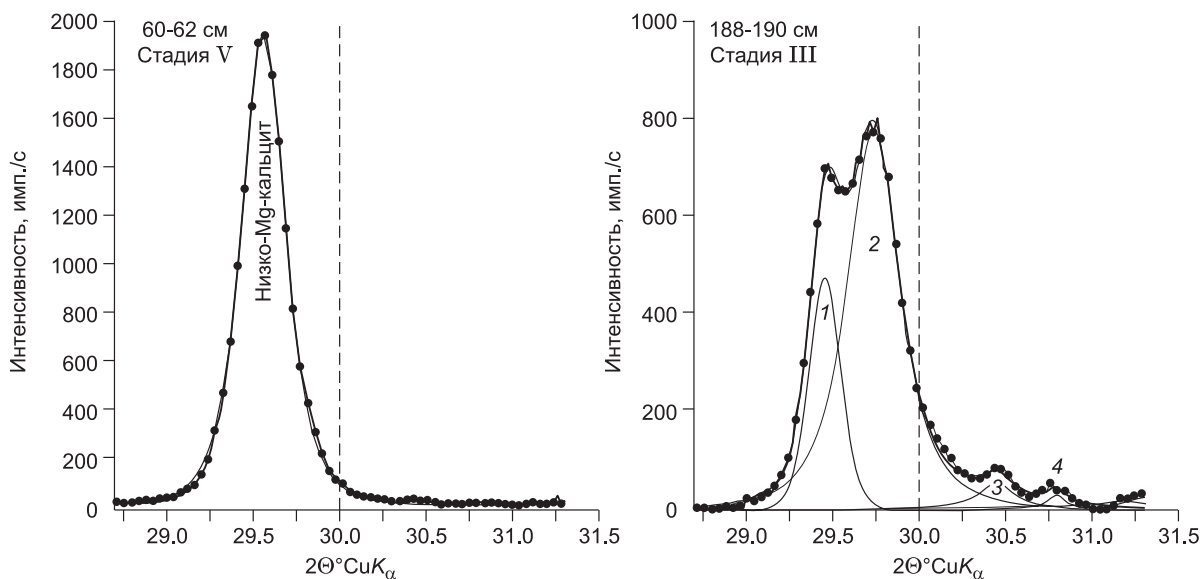


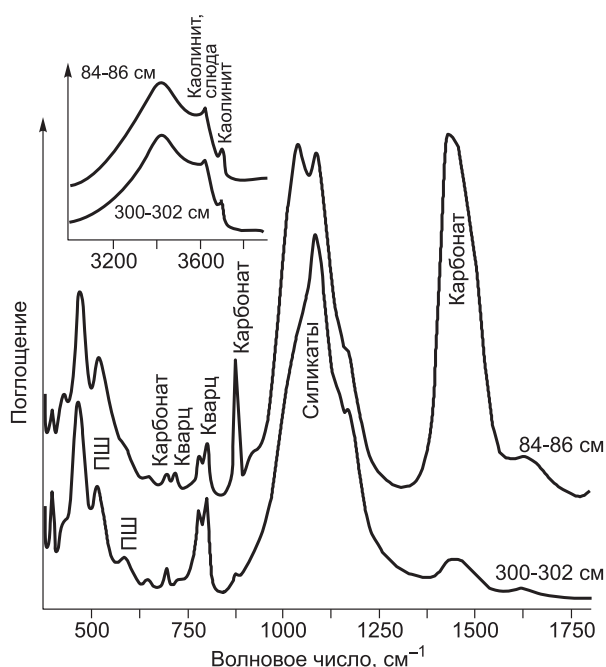
Рис. 5. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатов кальцит-доломитового ряда.

Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (точки). Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100 %. 1 — кальцит, 2 — промежуточный Mg-кальцит, 3, 4 — полевого шпат.

(001) и (002) на рефлексы хлорита (002) и (004), поэтому дополнительно применялся метод ИК-спектроскопии, позволяющий надежно идентифицировать каолинит по полосе 3700 см^{-1} (рис. 6, врезка). Содержание каолинита не меняется в разрезе и составляет около 3 % от минеральной части осадка. Хлорит составляет не более 5—7 % от минеральной части в образце.

Слюда присутствует во всех изученных образцах, содержание ее слабо изменяется вдоль разреза и составляет не более 10 % от минеральной части осадка. Слюда была идентифицирована по отражению $hkl = 001$ в интервале углов $8\text{--}9^\circ$ (2θ). Малоинтенсивные и широкие пики свидетельствуют о низкой кристалличности слюды. При насыщении этиленгликолем не происходит смещения или изменения формы слюдяного пика, что свидетельствует об отсутствии смектитовых межслоев.

В образцах верхней части керна (180—0 см) увеличивается содержание органического вещества,



появляется пирит (FeS_2), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и бассанит ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$). Пирит установлен во всех изученных образцах в интервале от 180 до 0 см, в то время как гипс — в интервалах 180—115 см и 55—0 см, а бассанит — 50—20 см. На электронномикроскопических снимках в образце с глубины 20—22 см отчетливо видны белые уплощенные кристаллы (рис. 7). Методом рамановской спектроскопии установлено, что пластинки представлены бассанитом, на КР-спектре (см. рис. 7) присутствуют его основные полосы $\nu_1 = 1015\text{ см}^{-1}$, симметричные полосы SO_4 тетраэдров (ν_2) — 424 и 487 см^{-1} , остальные полосы более слабые 1128 см^{-1} (ν_3) и 628 см^{-1} и 667 см^{-1} (ν_4). Бассанит, вероятно, замещает гипс, по-

Рис. 6. Обзорные ИК-спектры образцов с глубины 300—302 см (гривная толща) и 84—86 см (стадия IV) донных осадков оз. Малые Чаны.

На врезке выделена область от 3200 до 3800 см^{-1} , где отчетливо видны полосы, относящиеся к каолиниту.

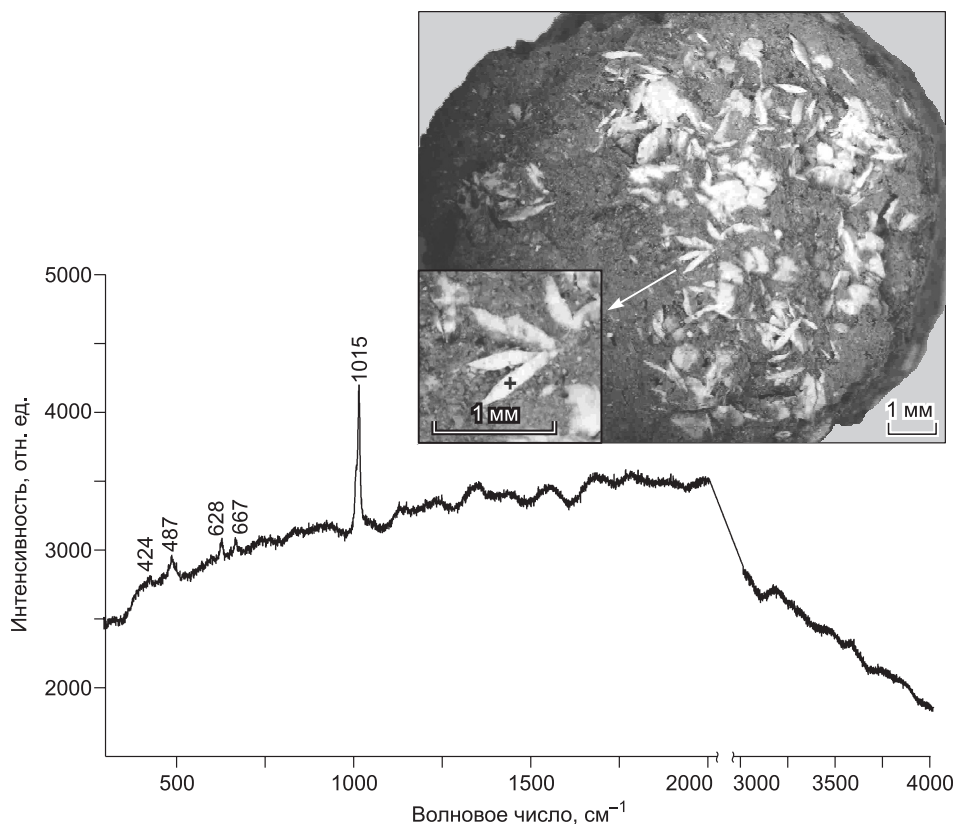


Рис. 7. Представительный КР-спектр бассанита $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$.

Фотография (отраженный свет) кристаллов бассанита в основной массе (образец с глубины 20—22 см). На врезке — увеличенный участок с точкой фокусировки лазера.

скольку последним представлены небольшие серые участки внутри белых пластинок. На КР-спектре отчетливо видны полосы SO_4 тетраэдров — 1006 см^{-1} (ν_1), 413 см^{-1} (ν_2), 1133 см^{-1} (ν_3), а также 622 и 671 см^{-1} (ν_4) и полоса H_2O — 3404 см^{-1} .

Стабильные изотопы. Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатах оз. Малые Чаны показал, что $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ принимают только отрицательные значения, за исключением двух образцов в верхней части разреза. Тренды распределения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ синхронно изменяются вверх по разрезу, и лишь в верхнем 10-сантиметровом слое значения $\delta^{18}\text{O}$ повышаются, а значения $\delta^{13}\text{C}$ остаются неизменными (см. рис. 2). В целом отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о том, что контролером выступает приток свежих вод, обогащенных легким изотопом кислорода. Самое низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ (-10.8 ‰) приходится на интервал 230—260 см, что указывает на высокий уровень стояния озерных вод. Наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (-5.6 ‰) установлены на глубине 140—130 см. Озеро было мелководным, процесс испарения превалировал над притоком, обогащая поверхностные воды тяжелым изотопом кислорода. В верхней части разреза (100—0 см) значения $\delta^{18}\text{O}$ меняются незначительно от -8.1 до -8.5 ‰ , возможно, отсутствие вариаций объясняется достаточно редким отбором экспериментальных точек.

Отрицательные и довольно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (-6 ‰) указывают на то, что растворенный неорганический углерод, из которого происходило осаждение карбонатов, был сформирован из источников легкого углерода. Увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ до 0 ‰ в верхах разреза свидетельствует об обогащении тяжелым изотопом ^{13}C вод озера, что происходит, по-видимому, в результате поглощения ^{12}C при фотосинтезе первичных продуцентов мелководного озера.

Геохимические индикаторы. В результате проведенных в ЦКП «Сибирский центр синхротронного и терагерцевого излучения» исследований были получены записи спектров РФА СИ и рассчитаны концентрации элементов. Были получены содержания К, Са, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, As, Pb, Th, U в озерных отложениях. Распределения отдельных элементов и некоторых отношений индикаторных элементов в осадочном разрезе озера представлены на рис. 8. Количественные определения проводились методом внешнего стандарта. Полученные данные подвергались

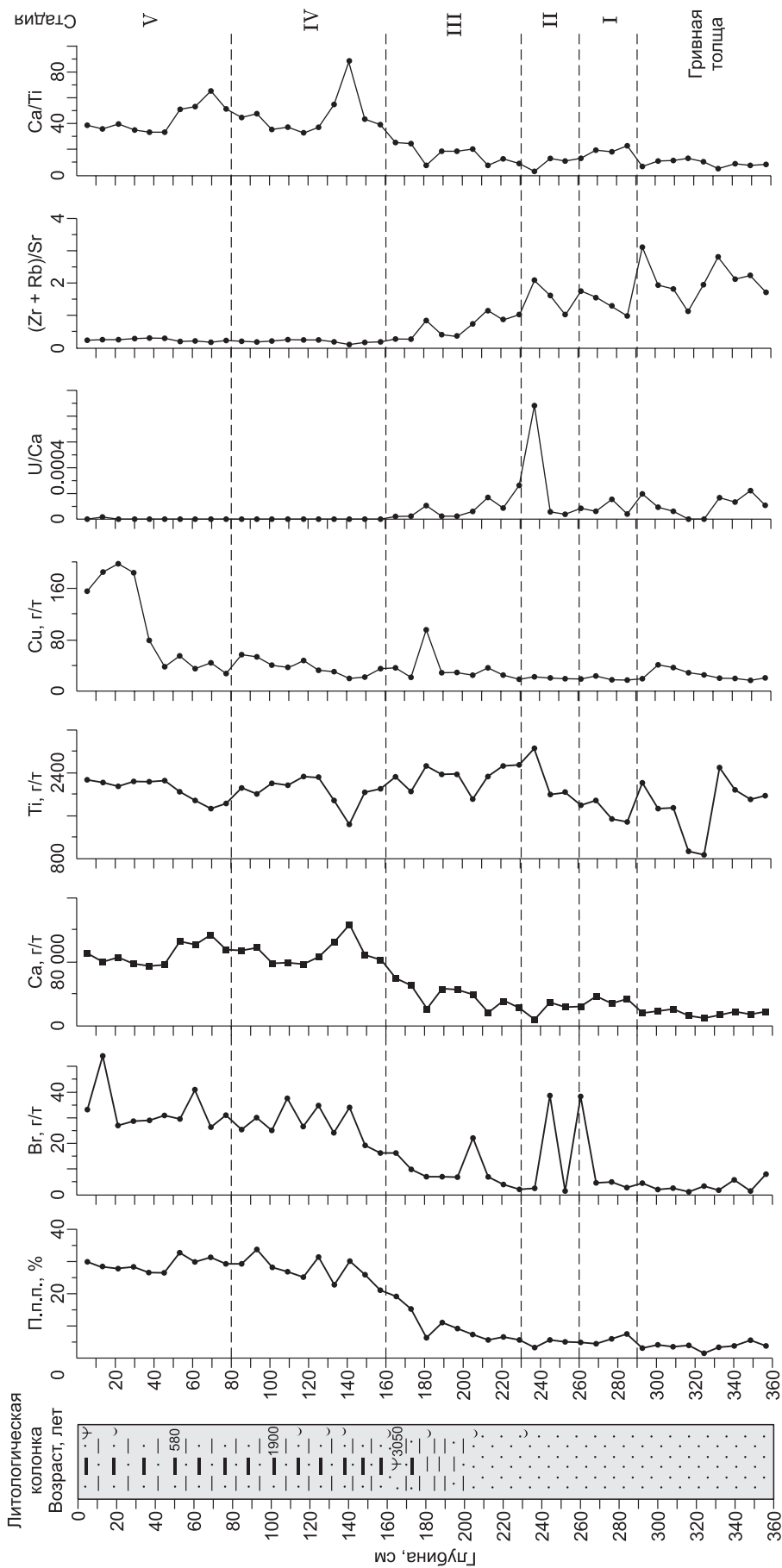


Рис. 8. Распределение отношений ряда индикаторных элементов и отдельных элементов в осадочном разрезе оз. Малые Чаны.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

статистической обработке по программе «Кластер». Кластер-анализ Q -типа разбивает исходную выборку химических анализов донных осадков на группы, а структура дендрограммы показывает связь между этими группами. Кластер-анализ Q -типа позволил разделить осадочную толщу озера Малые Чаны на три части: нижнюю (357—205 см), верхнюю (173—0 см) и переходную зону (205—173 см). Такое разделение осадочного разреза согласуется с литологическими данными. Кластер-анализ R -типа дает непосредственную корреляцию между химическими элементами выборки, что позволяет устанавливать петрогенетический характер накопления. По результатам проведения анализа R -типа выделено четыре группы элементов донных осадков оз. Малые Чаны.

1. Ca, Sr, Th, Mn, Br, Fe, Ni — их содержания повышены в верхней части осадочного разреза, что связано с увеличением органического вещества, карбонатов и с присутствием пирита и гипса.

2. Zr, U, Mo, K, Ge — их содержания, напротив, повышены в нижней части разреза и отражают рост терригенной составляющей в донных осадках озера.

3. Ti, Nb, V, Rb, Pb, Ga, Y, Cr — их среднее содержание остается практически неизменным для нижней и верхней частей разреза, при этом для них характерны резкие падения содержаний на глубинах 325—317, 285, 141, 61 см.

4. Cu, Zn распределены равномерно в разрезе, увеличение содержания наблюдается на глубине 181 см и в верхних 40 см.

Отношение U/Ca служит для диагностики окислительно-восстановительных обстановок в придонном слое воды. В нашем случае отношение U/Ca близко или равно нулю, и лишь в интервале глубже 180 см наблюдается резкое увеличение значений, свидетельствующее о господстве окислительных условий в данный период (см. рис. 8).

Известно [Калугин и др., 2009], что одним из элементов-индикаторов палеоклиматических изменений может служить бром, повышенные содержания которого регистрируются в теплые периоды и коррелируют с содержанием органического вещества в донных отложениях, отражая биопродуктивность озера. Поэтому изучению содержания брома в озерно-болотных отложениях было уделено особое внимание. Для донных осадков оз. Малые Чаны типично увеличение содержания брома в верхней части (от 180 до 0 см) керна, этот участок также характеризуется увеличением содержания органического вещества. Таким образом, рост содержания брома связан с ростом биопродуктивности.

Увеличение концентрации халькофильных элементов (Zn, Cu) в верхнем 40-сантиметровом слое осадка (см. рис. 8) может быть вызвано отложением в присутствии сероводорода, что подтверждается наличием пирита в верхней части керна, а также следствием увеличения антропогенной нагрузки. Отношения $(Zr + Rb)/Sr$ и Ca/Ti могут быть использованы в качестве индикаторов терригенного вклада и карбонатной продуктивности. Низкие содержания $(Zr + Rb)/Sr$ и высокие значения Ca/Ti предполагают сухие условия (см. рис. 8).

Согласно [Пульсирующее озеро..., 1982], Mg^{2+}/Ca^{2+} отношение в воде оз. Малые Чаны в марте составляет 14, а в августе оно уменьшается до 2.2. В то время как в воде Яркового плеса оз. Большие Чаны соотношение Mg^{2+} и Ca^{2+} практически не меняется и составляет около 42. Более высокое Mg^{2+}/Ca^{2+} отношение в воде Яркового плеса способствует осаждению более высокомагнезиальных карбонатов (высокомагнезиальный кальцит и доломит) в донных осадках, а в Малых Чанах в то же время наблюдается осаждение низкомагнезиального и промежуточного кальцитов.

Определение содержания (%) CaO и MgO в разрезе донных осадков оз. Малые Чаны и Яркового плеса (оз. Большие Чаны) позволило установить, что распределение кальция и магния имеет общую тенденцию к увели-

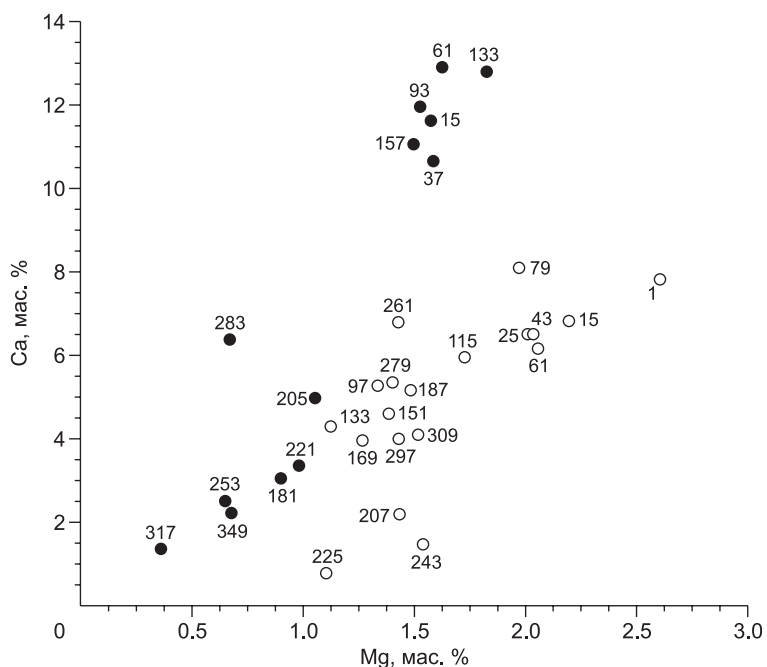


Рис. 9. Отношения Ca/Mg для образцов донных осадков оз. Малые Чаны (черные точки) и Яркового плеса (белые точки).

Числами показана глубина отбора образца (см).

чению содержания вверх по разрезу как в осадках Малых Чанов, так и в осадках Яркового плеса, что согласуется с распределением общего содержания карбонатов в кернах. Несмотря на этот факт, образцы керна, поднятого на Ярковом плесе, характеризуются более высоким отношением Mg к Ca по сравнению с образцами керна Малых Чанов. Такое различие получается за счет более высокого содержания кальция и низкого содержания магния в осадках Малых Чанов по сравнению с осадками Яркового плеса (рис. 9).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мощность озерных отложений Малых Чанов составляет 300 см. Отложения охарактеризованы тремя радиоуглеродными датами, полученными по органическому веществу и торфу [Хазин и др., 2016] отложений оз. Малые Чаны в течение 6—7 тыс. лет. На основании минералого-кристаллохимического изучения состава донных осадков оз. Малые Чаны нами выделены пять стадий его эволюции, отражающих изменения условий осадконакопления в регионе на протяжении голоцена (см. рис. 2).

В донных осадках (стадия I), залегающих на слое покровных отложений (гривной толще), наблюдается резкое увеличение (в 2 раза) содержания карбонатов по сравнению с нижележащими породами и затем постепенное его снижение к концу стадии I. Карбонаты представлены кальцитом. Содержание кварца и полевых шпатов остается высоким, как и в нижележащих покровных отложениях.

Самая многоводная фаза так же, как и в Ярковом плесе [Жданова и др., 2017], приходится на стадию II (260—230 см). Осаждение карбонатов минимально. В осадках преобладают терригенные минералы — кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз (см. рис. 2).

Стадия III (230—160 см) соответствует временному интервалу от 4.0 до 3.2 тыс. лет и характеризуется мелководными условиями, повышенной соленостью вод, что согласуется с данными, полученными по пыльце [Жилич и др., 2016] и по остракодам [Хазин и др., 2016]. В эту стадию идет активное осаждение промежуточного Mg-кальцита с содержанием $MgCO_3$ от 7 до 11 мол. % (см. рис. 5, обр. 188—190 см). О значительном обмелении озера в этот период свидетельствует одновременно резкое повышение значений $\delta^{18}O$ до -7% (процесс испарения превалирует над притоком) и $\delta^{13}C$ до -3% (поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения первичной органической продуктивности в мелководном озере и уменьшение притока метеорных вод, обогащенных легким изотопом углерода). Сохраняется привнос терригенного материала, о чем свидетельствует высокое содержание кварца и полевого шпата в донных осадках.

Стадия IV (160–80 см) характеризуется значительным изменением условий осадконакопления. Резко понижаются содержания кварца и полевого шпата в осадках, отношение $(Zr + Rb)/Sr$ также принимает низкие значения, что свидетельствует о сокращении поступления терригенного материала. Увеличивается количество кальция и магния, следует отметить рост содержания органического вещества, а также брома. Общее содержание карбонатов возросло, но при этом постепенно снижается содержание $MgCO_3$ в кальците, и промежуточный магнезиальный кальцит уступает место низкомагнезиальному кальциту. В конце III стадии — начале IV в осадках отмечается присутствие арагонита, что характерно для этих же стадий, выделенных в осадках Яркового плеса [Жданова и др., 2017]. Появляется пирит, что свидетельствует о смене окислительной обстановки на восстановительную и подтверждается отсутствием урана в осадках верхней части керна.

В стадии V (80—0 см) преобладают низкомагнезиальные кальциты (30—40 % от минеральной части). Значение $\delta^{18}O$ снижается до $-8\ldots-9\%$ по сравнению с нижележащими осадками, что свидетельствует об увеличении притока вод. Значения $\delta^{13}C$ составляют около 0 % и не отличаются от значений в осадках стадии IV. В озере продолжает преобладать органическая продуктивность, за счет которой происходит поглощение ^{12}C , процесс поглощения превалирует над привносом легкого углерода извне. Такое различие в трендах $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ характерно для открытых систем [Talbot, 1990]. На восстановительную обстановку в осадках указывает присутствие пирита, гипса и бассанита.

Полученные результаты в целом согласуются с выполненными ранее палеоклиматическими реконструкциями по палинологическим данным [Жилич и др., 2016]. Несомненно, что на рубеже около 3.2 тыс. л.н. на территории Барабинской низменности произошло существенное изменение природно-климатических обстановок, которое отражается как в росте содержания карбонатов в осадках (см. рис. 2), так и в изменении спорово-пыльцевых ассоциаций. Трудно, однако, согласиться с приведенным в вышеуказанных работах утверждением, что на ранних этапах своего существования (до 3.2—3.4 тыс. л.н.) озеро постоянно было мелководным, а климат на изучаемой территории — теплым и сухим. Такие природные условия являются наиболее благоприятными для осаждения аутигенных карбонатов, тем не менее на глубине 230—260 см мы наблюдаем минимальное содержание карбонатных минералов в разрезе. Это может свидетельствовать о сравнительно высоком стоянии и значительном опреснении вод

озера. Можно предположить, что климат Причановской территории в указанное время был довольно нестабильным и обстановки повышенной аридности периодически сменялись более гумидными эпизодами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ минерального состава донных осадков оз. Малые Чаны и Яркового плеса оз. Большие Чаны позволил установить общий тренд изменения состава карбонатов. Следует отметить, что интенсивное осаждение карбонатов началось около 4000 лет назад в Малых Чанах и около 3600 лет назад в Ярковом плесе. Более ранняя реакция оз. Малые Чаны на изменения условий окружающей среды может быть связана с тем, что его водный баланс в большей степени контролируется влиянием рек Каргат и Чулым, тогда как осадконакопление в Ярковом плесе в большей степени контролируется испарением. Разная соленость и отношение Mg/Ca в воде привело к осаждению разных по составу карбонатов кальцит-доломитового ряда. Для осадков оз. Малые Чаны характерны низкомагнезиальные и промежуточные магнезиальные кальциты, в то время как в осадках Яркового плеса также присутствует высоко-Mg-кальцит и Са-доломит.

Несмотря на различие составов карбонатов, наблюдается единый тренд изменения содержания Mg в карбонатах, свидетельствующий о колебаниях солености воды и содержания в ней Mg, что является следствием региональных палеоклиматических флуктуаций. Барабинская низменность находится под влиянием двух мощных климатических факторов: с севера это движения сухого и холодного арктического воздуха, а с юга привнос прогретых континентальных воздушных масс [Орлова, 1990]. Преобладание того или иного фактора оказывало существенное влияние на природно-климатические обстановки, в которых происходило накопление отложений Чановской системы озер. Однако следует отметить, что циклическая смена периодов иссушения/увлажнения голоценового климата, зафиксированная в карбонатсодержащих донных осадках, наблюдалась нами ранее и для озер Восточной Сибири. Таким образом, речь идет о влиянии глобальных климатических процессов, протекавших на территории Северного полушария в позднечетвертичное время.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (гранты №18-05-00329, 19-05-00219 и 19-29-05085).

ЛИТЕРАТУРА

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.

Безматерных Д.М., Чернышкова К.В., Жукова О.Н. Состав и структура зообентоса озера Чаны // Мир науки, культуры, образования, 2011, № 6 (31), с. 431—434.

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.

Дарьин А.В., Калугин И.А., Максимов М.А., Rogozin Д.Ю., Ракшун Я.В., Дарьин Ф.А., Сороколетов Д.С. Реконструкция уровня оз. Ши́ра 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.

Ермолаев В.И., Визер Л.С. Современное экологическое состояние озера Чаны (Западная Сибирь) // География и природные ресурсы, 2010, № 2, с. 40—46.

Жданова А.Н., Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Кривоногов С.К., Даниленко И.В. Отражение изменений климата голоцена в минералогии донных осадков Яркового плеса озера Чаны (юг Западной Сибири) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (6), с. 856—868.

Жилич С.В., Рудая Н.А., Кривоногов С.К. Изменение растительности и климата в районе озера Малые Чаны в позднем голоцене // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, 2016, т. 7, № 1, с. 68—75.

Калугин И.А., Дарьин А.В., Бабич В.В. 3000-летняя реконструкция среднегодовых температур Алтайского региона по литолого-геохимическим индикаторам донных осадков оз. Телецкое // ДАН, 2009, т. 426, № 4, с. 520—522.

Королюк А.Ю., Киприянова Л.М. Растительные сообщества Центральной Барабы (район озера Чаны) // Сибирский экологический журнал, 2005, т. 12, № 2, с. 193—200.

Кривоногов С.К., Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А. Стратиграфия и возраст сапропелей в озерах юга Западной Сибири // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания, 28—31 октября 2013 г. Т. 2. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2013, с. 102—105.

Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А. Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга западной Сибири и Прибайкалья // *Геохимия*, 2018, № 4, с. 363—382.

Обзор экологического состояния озера Чаны (Западная Сибирь) / Под ред. О.Ф. Васильева, Я. Вейн. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2015, 255 с.

Орлова Л.А. Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). Новосибирск, Наука, 1990, 128 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.

Пульсирующее озеро Чаны / Под ред. Н.П. Смирновой, А.В. Шнитникова. Л., Наука, 1982, 304 с.

Русанов Г.Г., Тетерина И.И. Озера и ландшафтно-климатические особенности среднегорий и высокогорий Алтая во второй половине голоцена. Новокузнецк, Изд. центр СибГИУ, 2018, 132 с.

Савкин В.М., Двуреченская С.Я., Сапрыкина Я.В., Марусин К.В. Основные гидролого-морфометрические и гидрохимические характеристики озера Чаны // *Сибирский экологический журнал*, 2005, т. 2, с. 183—192.

Савкин В.М., Орлова Г.А., Кондакова О.В. Современный водный баланс бессточного озера Чаны // *География и природные ресурсы*, 2006, № 1, с. 123—130.

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., 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. 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., 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.

Столповская В.Н., Солотчина Э.П., Жданова А.Н. Количественный анализ неглинистых минералов донных осадков озер Байкал и Хубсугул методом ИК-спектроскопии (в связи с палеоклиматическими реконструкциями) // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (6), с. 778—788.

Страховенко В.Д., Школьник С.И., Даниленко И.В. Железомарганцевые конкреции пресноводных водоемов острова Ольхон (Байкал) и Кулундинской равнины (Западная Сибирь) // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59 (2), с. 158—171.

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.

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>.

Doi H., Kikuchi E., Mizota C., Satoh N., Shikano S., Yurlova N., Yadrenkina E., Zuykova E. Carbon, nitrogen, and sulfur isotope changes and hydro-geological processes in a saline lake chain // *Hydrobiologia*, 2004, v. 529, p. 225—235.

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.

Kipriyanova L.M., Yermolaeva N.I., Bezmaternykh D.M., Dvurechenskaya S.Ya., Mitrofanova E.Yu. Changes in the biota of Chany Lake along a salinity gradient // *Hydrobiologia*, 2007, v. 576, p. 83—93.

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

Krивоногов 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.

Mizota C., Doi H., Kikuchi E., Shikano S., Kakegawa T., Yurlova N., Yurlov A.K. Stable isotope characterization of fluids from the Lake Chany complex, western Siberia, Russian Federation // *Appl. Geochem.*, 2009, v. 24, p. 319—327.

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., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., 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., Turney C.S.M., Van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP // *Radiocarbon*, 2013, v. 55, p. 1869—1887.

Shichi K., Takahara H., Krивоногов S.K., Bezrukova E.V., Kashiwaya K., Takehara A., Nakamura T. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate records from Lake Kotokel, central Baikal region // *Quat. Int.*, 2009, v. 205, p. 98—110.

Shikano S., Kawano K., Kudoh J., Yurlov A.K., Kikuchi E. Intraannual and interannual changes in the surface area of a closed lake complex in southwestern Siberia using NOAA images // *Limnology*, 2006, v. 7, p. 123—128.

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., Krивоногов 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.

Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates / Ed. R.J. Reeder // *Carbonates: mineralogy and chemistry. Reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America, Washington*, 1983, v. 11, p. 265—299.

*Рекомендована к печати 22 мая 2019 г.
М.И. Кузьминьм*

*Поступила в редакцию 26 декабря 2018 г.,
после доработки — 15 апреля 2019 г.*