

ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА В МИНЕРАЛОГИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЯРКОВСКОГО ПЛЕСА ОЗЕРА ЧАНЫ (юг Западной Сибири)

А.Н. Жданова¹, Э.П. Солотчина¹, П.А. Солотчин¹, С.К. Кривоногов^{1,2}, И.В. Даниленко¹

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

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

Осадки озер, расположенных в замкнутых бессточных котловинах внутриконтинентальных районов, служат прекрасным архивом изменений природной среды и климата. Одним из таких архивов является Чановская озерная система, расположенная в Барабинской степи юга Западной Сибири, и состоящая из трех озер: Большие Чаны, Малые Чаны и Яркуль, соединенных протоками.

В статье впервые приводятся результаты изучения минерального состава голоценовых отложений Ярковского плеса оз. Большие Чаны, отличающегося преимущественно карбонатной седиментацией. Методы исследования: рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, электронная микроскопия, анализ стабильных изотопов ¹⁸O и ¹³C, лазерная гранулометрия, элементный анализ, радиоизотопное датирование.

Математическим моделированием сложных XRD профилей карбонатных минералов в осадках установлены Mg-кальциты разной степени магнезиальности, Ca-избыточные доломиты и арагонит. Получена карбонатная запись, содержащая сведения о стратиграфическом распределении хемогенных карбонатов, в которых количество и соотношение фаз определяются величиной Mg/Ca-отношения, соленостью и общей щелочностью озерных вод. Соотношения меняются в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера. Сопоставление карбонатной записи с литологическими данными, содержанием стабильных изотопов ¹⁸O и ¹³C и распределением ряда геохимических индикаторов обстановок осадконакопления позволило выделить несколько стадий эволюции Ярковского плеса, определяемых изменениями климата региона в голоцене.

Донные отложения, карбонаты, XRD анализ, ИК-спектроскопия, голоцен, палеоклимат, оз. Чаны, Западная Сибирь

REFLECTION OF HOLOCENE CLIMATIC CHANGES IN MINERALOGY OF BOTTOM SEDIMENTS FROM YARKOVSKY POOL OF LAKE CHANY (southern West Siberia)

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

Sediments of lakes located in closed basins in inland areas are an excellent archive of environmental and climatic changes. One of such archives is the Chany lake system located in the Baraba steppe of southern West Siberia and comprising three associated lakes: Bol'shie Chany, Malye Chany, and Yarkul', connected by watercourses.

We present the first data on the mineral composition of the Holocene sediments of Yarkovsky Pool of Lake Bol'shie Chany with predominantly carbonate sedimentation. The sediments were studied by X-ray diffraction (XRD), IR spectroscopy, electron microscopy, stable-isotope geochemistry (¹⁸O and ¹³C), laser granulometry, elemental analysis, and radioisotope dating.

Mathematical modeling of complex XRD profiles of carbonate minerals in the sediments has revealed Mg-calcites with different Mg contents, excess-Ca dolomites, and aragonite.

The obtained carbonate record gives an insight into the stratigraphic distribution of chemogenic carbonates, in which the number and proportion of phases are determined by the Mg/Ca ratio, salinity, and total alkalinity of the lake water. The phase proportions change depending on climatic cycles and lake level fluctuations. Comparison of the carbonate record with the lithologic data, ¹⁸O and ¹³C values, and distribution of some geochemical indicators of depositional environments showed several stages of evolution of Yarkovsky Pool related to Holocene regional climatic changes.

Bottom sediments, carbonates, XRD analysis, IR spectroscopy, Holocene, paleoclimate, Lake Chany, West Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Озера, наряду с другими природными архивами (ледниками, торфяниками и др.), хранят уникальные записи изменения окружающей среды и климатических событий. В составе озерных осадков отражены динамика поступления вещества в водоем и условия накопления осадка, включая изменения кли-

мата. Основное внимание исследователи уделяют климату голоцена, знание которого важно для понимания современного климата и для прогноза его будущих изменений. Наиболее информативными считаются отложения малых соленых озер аридных и семиаридных зон, которые в силу своих небольших размеров обладают исключительной чувствительностью к климатическим изменениям [Страхов и др., 1954; Страхов, 1962; Hammer, 1986; Last, 1990, 2002; Cohen, 2003; Last, Ginn, 2005]. Исследования осадков малых озер Сибири для палеоклиматических реконструкций многочисленны и сосредоточены главным образом в Байкальском регионе, тогда как территория Западной Сибири остается слабо изученной. Источником палеоклиматической информации служат главным образом данные палинологического, диатомового и геохимического анализов, в то время как минералогический аспект зачастую остается за скобками [Безрукова и др., 2008; Shichi et al., 2009; Tarasov et al., 2009; Bezrukova et al., 2010; Птицын и др., 2010, 2014; Базарова, 2011; Krivonogov et al., 2012a,b; Дарьин и др., 2015]. Между тем изучение ассоциаций минералов, их кристаллохимических характеристик и сравнительный анализ минеральной составляющей осадка являются мощным инструментом для понимания процессов озерной седиментации, напрямую зависящих от эволюции природной среды и климата.

Нами разработан и успешно применяется новый подход к палеоклиматическим реконструкциям, в основе которого лежат минералого-кристаллохимические исследования терригенной и хемогенной составляющих осадков в разрезах малых минеральных озер методами рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии [Солотчина и др., 2008, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015; Solotchina et al., 2009; Склярков и др., 2010а, б; Солотчина, Солотчин, 2014; Даниленко и др., 2015]. Полученные результаты рассматриваются в комплексе с данными литологических исследований, электронной микроскопии, поведением стабильных изотопов ^{18}O и ^{13}C и геохимическими показателями климатических изменений.

Озеро Чаны является крупнейшим бессточным бассейном в Западной Сибири. Разносторонние предварительные исследования озера проводились в 50—80-е годы прошлого века [Пульсирующее озеро..., 1982]. Выявлены многолетние пульсации: каждые 30—40 лет озеро проходит две фазы обводнения: многоводную и маловодную. 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], состав и структура зообентоса [Kіrpiyanova et al., 2007; Безматерных и др., 2011]. Нами проведено бурение разных частей озера и получены керны отложений, исследуемые разными методами. К настоящему моменту опубликованы общие представления о строении осадков и их возрасте [Кривоногов и др., 2013], предварительные результаты палинологического исследования [Жилич и др., 2015] и данные по фауне остракод [Хазин и др., 2016]. Цель данной работы — установление связи минералогии донных осадков Яркового плеса оз. Большие Чаны с климатическими эпизодами голоцена юга Западной Сибири.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Чаны расположено в центральной части Барабинской степи. Оно является довольно крупным водоемом Обь-Иртышского междуречья, получающим основное питание за счет стока рек Каргат и Чулым (рис. 1, врезка). Климат в районе оз. Чаны семиаридный с малоснежными, суровыми и продолжительными зимами, сухими и ветренными веснами, жарким коротким летом. Озеро располагается на высоте 106 м над уровнем моря, площадь водного зеркала непостоянна и по различным оценкам составляет от 1400 до 2000 км². Озеро Чаны бессточное, мелководное, средняя глубина 2.2 м, максимальная — около 6 м. Котловина озера плоская, берега низкие и сильно изрезанные, поросшие камышом, тростником, осокой и кустарником. Грунт дна песчаный и илистый. Правильнее считать Чаны системой озер, поскольку оно включает в себя Большие Чаны, Малые Чаны, Яркуль (см. рис. 1). Одна из особенностей озера — изменчивость минерализации воды по акватории, что объясняется морфологией его котловины, низким водообменом между отдельными частями водоема и распресняющим действием вод питающих рек. В нем выделяются пресноводная часть (Малые Чаны), солоновато-водная (Большие Чаны) и гиперсалинная, периодически пересыхающая (Юдинский плес). Это уникальное сочетание позволяет в одном бассейне исследовать вариации условий седиментации в связи с изменениями климата и общим ходом развития озерной экосистемы. Оз. Большие Чаны состоит из четырех почти самостоятельных плесов: Яркового, Тагано-Казанцевского, Чиняихинского и Юдинского.

Объект наших исследований — донные осадки Яркового плеса (см. рис. 1). Эта часть озера удалена от основного источника поступления воды — рек Каргат и Чулым, впадающих в Малые Чаны и обеспечивающих 95 % водного бюджета [Савкин, 2006]. В плес поступает уже осолоненная вода Больших Чанов, компенсирующая испарение. Дополнительно плес питается поверхностными водами, поступающими с узкой прибрежной полосы, атмосферными осадками, выпадающими над акваторией, и грунтовыми водами. Ионно-солевой состав озерной воды, ее минерализация и величина рН приведены

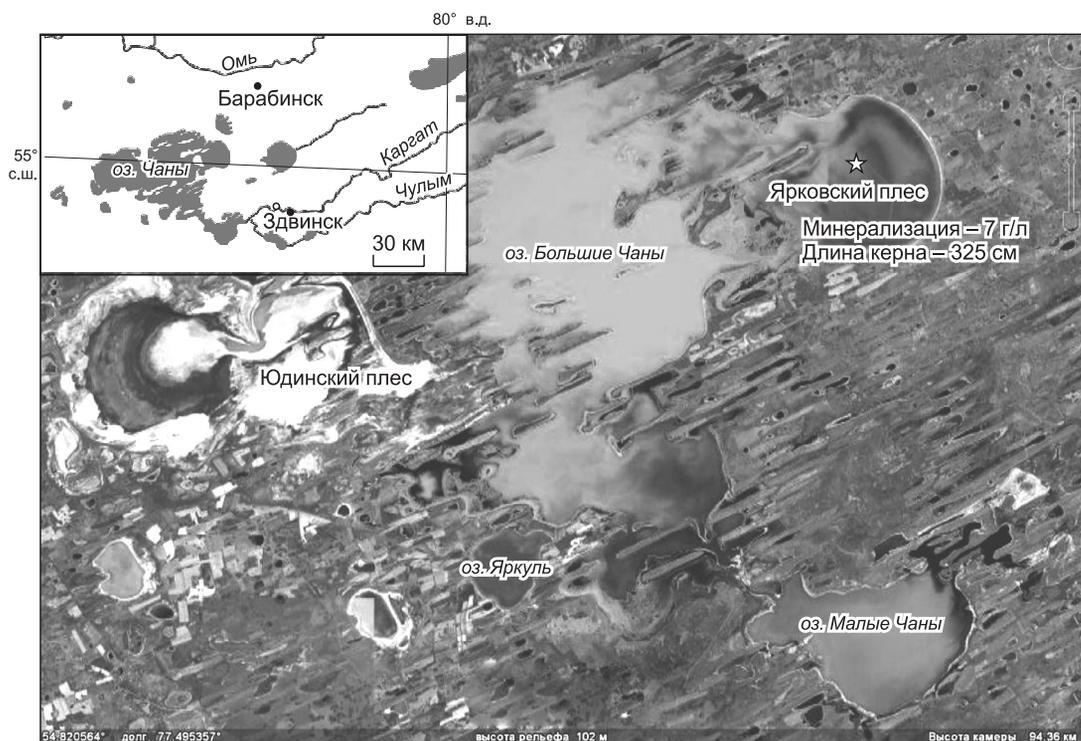


Рис. 1. Космоснимок оз. Чаны (Барабинская степь, юг Западной Сибири).

Показана точка бурения осадков Ярковского плеса, координаты 54°96.24'N, 77°95.95'E. На врезке – географическое положение озера.

в табл. 1. Керн длиной 325 см был получен в 2008 г. в центральной части Ярковского плеса в точке с координатами: N 54°96.24', E 77°95.95'. Глубина воды 3.6 м. Бурение проводилось поршневой вибрационной установкой, позволяющей получить ненарушенный керн диаметром 7 см. Опробование керна проводилось через 4 см, проанализировано 52 пробы.

Аналитические работы выполнены главным образом в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева (г. Новосибирск). Основные методы исследования донных осадков — рентгеновская порошковая дифрактометрия (XRD) и ИК-спектроскопия. Рентгеновские исследования минерального состава осадков проводились на дифрактометре ARL X'TRA (излучение CuK_α). Для фазового анализа образцы были отсканированы 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 набору искусственных смесей чистых компонентов [Столповская и др., 2006; Солотчина, 2009]. ИК-спектры записывали 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 использованием метода Continuous Flow и применением устройства пробоподготовки Gas-Bench II (стандарты NBS-18 и NBS-19). Определение возраста осадков верхней части разреза (12-14 см) проводилось гамма-спектрометрией по ^{210}Pb .

Таблица 1. Современный ионно-солевой состав воды Ярковского плеса [Doi et al., 2004]

Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	TDS*	pH
г/л							
2.56	0.04	0.63	0.04	3.04	1.09	7.0	8.8

* TDS — минерализация.

Радиоуглеродное датирование проводилось методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) по органическому (ТОС) и карбонатному (ТКС) веществу осадка в Корейском институте наук о Земле и минеральных ресурсов (KIGAM), г. Дэчжон, и в ЦКП «Геохронология кайнозоя» СО РАН, г. Новосибирск. Полученные даты калибровались с использованием программы Calib ver. 7.1 [Reimer et al., 2013]. Элементный анализ состава осадков выполнен методом РФА СИ в Сибирском центре синхротронного излучения (Институт ядерной физики СО РАН, г. Новосибирск) и методом атомной абсорбции на спектрофотометре SOLAAR-M6 (ЦКП Института земной коры СО РАН, г. Иркутск).

ЛИТОЛОГИЯ И ВОЗРАСТНАЯ МОДЕЛЬ

Донные отложения Ярковского плеса, охарактеризованные 325-сантиметровым керном, представлены преимущественно алевритовым и пелитовым материалом с различной примесью песка (рис. 2). В подошве разреза (325—274 см) залегает слой слабоизмененных покровных отложений (гривная толща), представляющих собой плотные опесчаненные глинисто-алевритовые осадки коричневатого-серого оттенка. Выше по разрезу, в интервале 274—200 см, эта толща постепенно переходит в отложения, напоминающие почву болотного типа, которые, вероятно, накапливались в условиях тростникового займища или болотистой низины. Они представлены темноцветным преимущественно алевритовым материалом с примесью глинистого вещества (7—10 %) и песка (первые %). В осадках присутствует растительный детрит, среднее содержание органического вещества составляет около 10 %. В подошве этого горизонта (на уровне 270—260 см) наблюдается повышенное (до ~30 % осадка) содержание карбонатов, что может быть связано с миграцией солей к основанию почвенно-болотной толщи. В то же время в интервале 240—220 см карбонаты либо полностью отсутствуют, либо их содержание минимально (1—2 %).

В интервале 200—0 см залегают отложения озера, похожего на современное. Они также представлены преимущественно смесью алевритового и пелитового материала с некоторой примесью песка, однако в нижней четверти интервала (200—130 см) доля песчаной фракции весьма значительна и составляет до 40—80 % осадка (рис. 3, обр. 148—150 см). Псаммитовый материал образует ряд прослоев, наиболее мощный из которых, вскрытый на уровне 185—193 см, содержит раковины остракод (рис. 4). Песчаные прослои и остракоды указывают на мелководность озера и на изменчивость его уровня в этом интервале. Выше 130 см доля песка резко падает (< 5%), керн представлен серыми пелитово-алевритовыми осадками с высокой влажностью; содержание карбонатов в них колеблется в пределах 10—25 % (см. рис. 3, обр. 46—48 см). Можно полагать, что глубина озера в этом интервале была больше по сравнению с опесчаненной толщей.

Для верхней части керна по изотопам свинца получена стратиграфически правильная последовательность дат. Ступенчатая форма графиков распределения ^{210}Pb в интервале 0—14 см (рис. 5), по-видимому, обусловлена перемешиванием волнами озера полужидкого осадка (влажность не опускается ниже 70 %). Это предопределило выбор для расчетов вероятных возрастов модели постоянного потока [Appleby, Oldfield, 1978]. Согласно модели, возраст осадков на глубине 12—14 см составляет 83 ± 17 лет, скорость осадконакопления — 1.7 мм/год.

Радиоуглеродные даты находятся в интервале 520—9970 лет назад (табл. 2). Три даты, полученные по ТОС, показывают существенное расхождение с двумя датами, полученными по органическому

Таблица 2. Радиоуглеродный возраст осадков Ярковского плеса оз. Большие Чаны

Глубина, см	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Материал	Лабораторный код	^{14}C возраст, лет назад	Интервалы калиброванного возраста, лет назад	Относительная площадь вероятного распределения	Медианное значение калиброванного возраста, лет назад
33	-31.9	ТОС	ISa120003	520 ± 30	507—557 605—626	0.892 0.108	535
105	-22.2	ТОС	ISa120004	1010 ± 30	801—812 827—863 902—975	0.023 0.107 0.870	933
190-192	-31.5	Органическое вещество раковин остракод и гастропод	ISa120005	6040 ± 50	Увеличенный возраст		
223	-25.3	ТОС	ISa120006	4960 ± 40	5600—5751 5828—5858	0.955 0.045	5686
260—262	—	ТКС	NSK	9970 ± 360	Эффект жесткой воды		

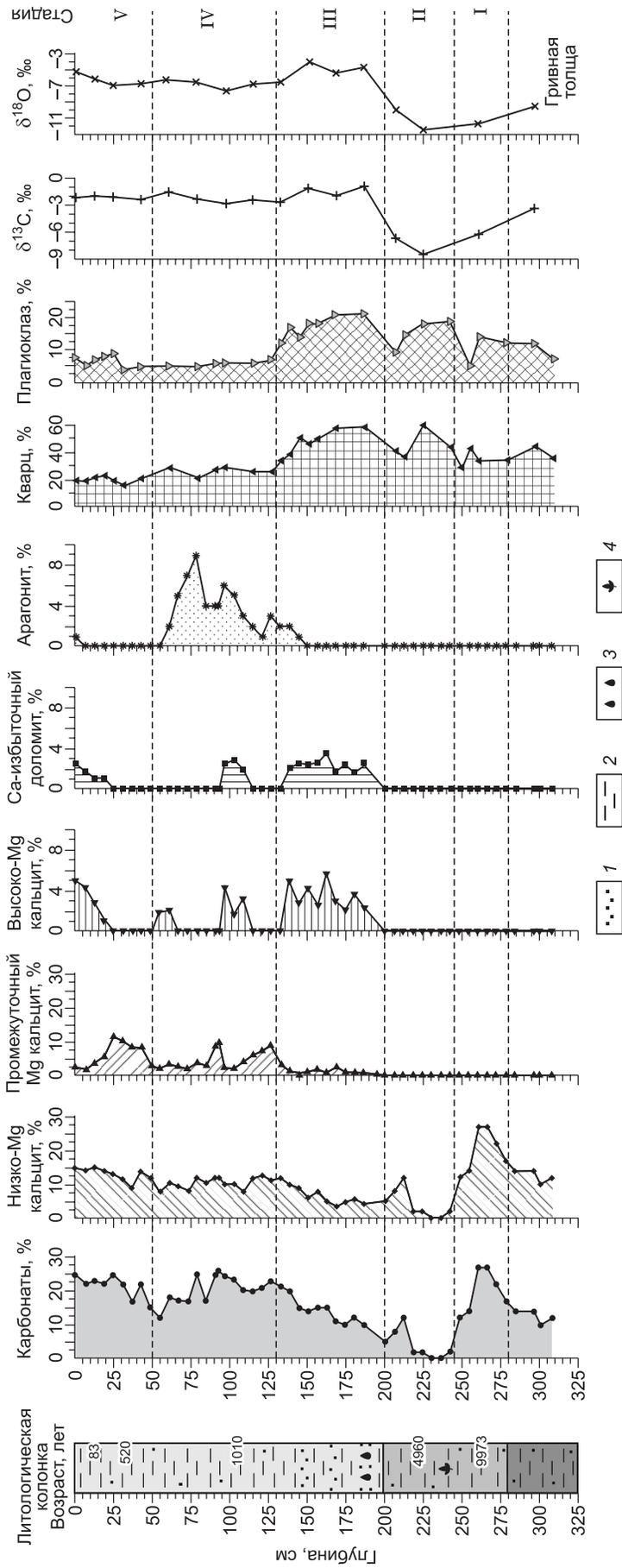


Рис. 2. Литологическая колонка голоценового осадочного разреза Ярковского плеса, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, кварца, плагиоклаза и стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$).

1 — песок, 2 — алгериголистные отложения, 3 — остракоды, 4 — растительный детрит.

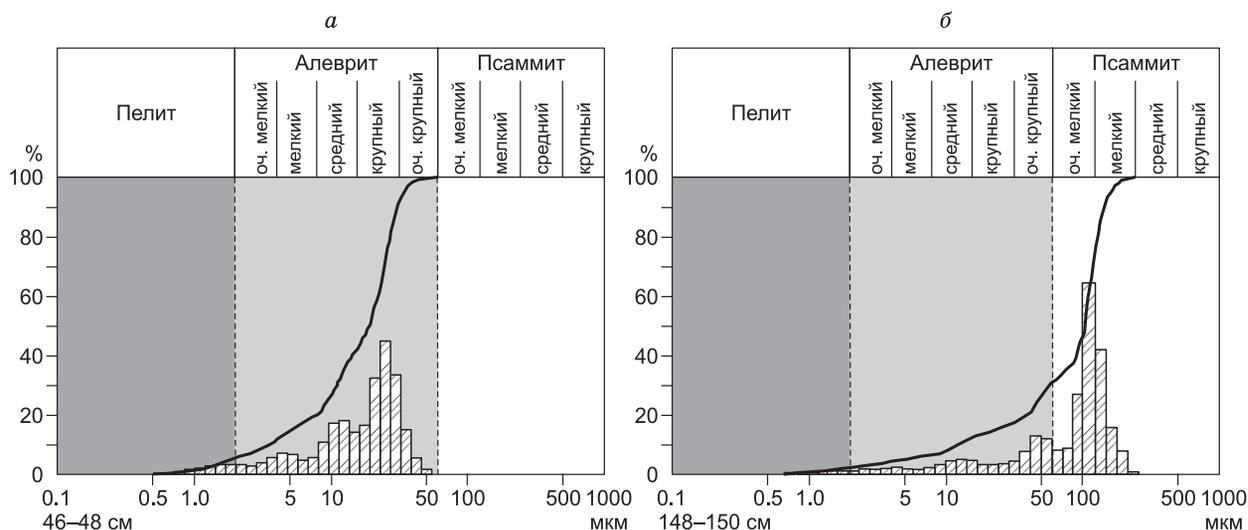


Рис. 3. Результаты гранулометрического анализа образцов осадочного разреза Яркового плеса:

a — глубина 46—48 см (стадия V), увлажнение климата, период обводнения озерной котловины; *б* — глубина 148—150 см (стадия III), аридный климат, мелководное озеро. Карбонаты предварительно растворены. Гистограмма — статистическое распределение частиц, линия — кумулятивная кривая гранулометрического состава. На горизонтальной оси указан диаметр частиц в логарифмическом масштабе.

веществу остракод и гастропод и по аутигенным карбонатам осадка. Известно, что даты по растительной органике точнее отражают возраст отложений, чем данные по раковинам водных организмов и аутигенным карбонатам. В континентальных водоемах это объясняется эффектом жесткой воды — в присутствии ионов кальция происходит вымывание из отложений более древнего углерода, обедненного изотопом ^{14}C , и включение его в цикл водообмена [Wagner, 1998]. Поэтому датирование остатков водных организмов с карбонатными раковинами и аутигенных карбонатов может давать более древний возраст. Причем отклонение его от «истинного» возраста трудно предсказуемо из-за сложности процессов смешивания синхронного и древнего углерода. Этот эффект особенно характерен для соленых бессточных озер, где происходит активная миграция карбонатов.

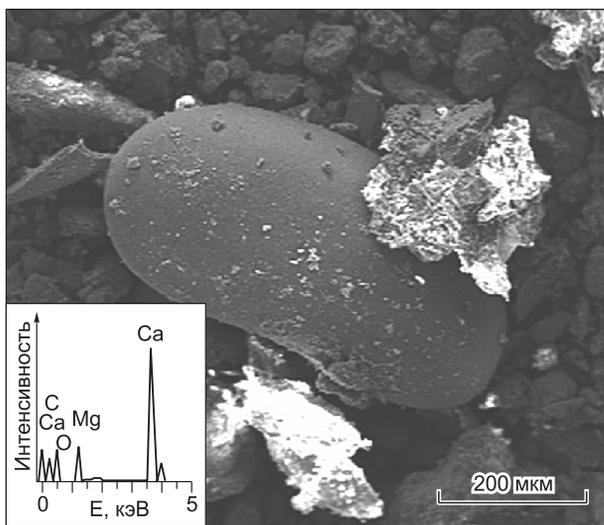


Рис. 4. Электронно-микроскопический снимок раковины Ostracoda из осадков Яркового плеса, интервал 185—193 см.

На врезке — энергодисперсионный спектр материала раковины.

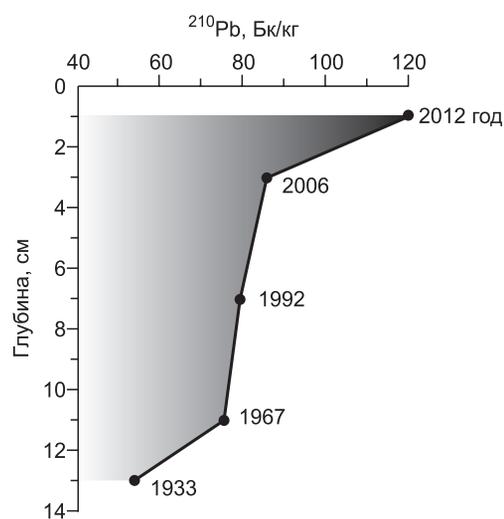


Рис. 5. Глубинно-возрастная модель верхней части ядра отложений Яркового плеса, основанная на гамма-спектрометрическом анализе радиоактивного изотопа ^{210}Pb .

В нашем случае удревание возраста двух образцов, по-видимому, составляет около 1800 лет. Дата 6040 ± 50 лет вызывает сомнение из-за несоответствия датированного материала (раковины) и изотопного соотношения $\delta^{13}\text{C}$, равного -31.5‰ , что более характерно для наземной растительности. Небольшое удревание дат, полученных по ТОС, может быть связано с возможной примесью более древних растительных остатков. Об этом, в частности, свидетельствует то, что ни линия тренда, ни линейная аппроксимация дат не экстраполируются в нулевую точку глубин, а показывают удревание дат на первые сотни лет.

Таким образом, три из пяти полученных радиоуглеродных дат могут быть использованы для создания относительно достоверной возрастной модели исследуемых отложений. Основание озерных отложений на глубине 274 см, по-видимому, имеет возраст около 8.7 тыс. календарных лет. Граница между относительно мелководной и глубоководной частями разреза на глубине 200 см имеет возраст около 4.5 тыс. календарных лет.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В минеральном составе донных осадков Ярковского плеса, по данным XRD анализа и ИК спектроскопии, преобладают кварц, полевые шпаты (в основном плагиоклаз), карбонаты, в подчиненном количестве отмечаются слюда, хлорит, пирит. Кварц, полевые шпаты, слюда и хлорит присутствуют в осадках на протяжении всего вскрытого разреза, в то время как пирит отмечается лишь в его верхней части (выше 250 см). Высокие содержания кварца и полевых шпатов наблюдаются в интервале глубин от 310 до 130 см (см. рис. 2). Содержание слюды и хлорита ($\sim 10\%$) слабо изменяется вдоль разреза. Доля карбонатов в большинстве образцов осадочной толщи составляет около 20% от минерального состава осадка, причем резкие колебания их содержания от 0 до 30% наблюдаются в нижней части разреза.

Карбонатные минералы в донных отложениях в основном относятся к кальцит-доломитовому ряду и представлены Mg-кальцитами (Ca, Mg) CO_3 и Ca-избыточными доломитами. Кроме того, в интервале 55—150 см присутствует арагонит (ромбическая сингония) в количестве, не превышающем 10% от содержания карбонатов. Диагностика безводных тригональных карбонатов ряда кальцит—доломит проводилась по наиболее интенсивным отражениям ($hkl = 104$) в области углов $29.0\text{--}31.5^\circ 2\theta$ $\text{CuK}\alpha$ (рис. 6). Значения межплоскостных расстояний d_{104} , располагающиеся в интервале от 3.036 \AA (кальцит) до 2.887 \AA (стехиометрический доломит), служат мерой их магнизиальности. 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. Mg-кальциты подразделяются нами, вслед за Я. Фейцером и Дж. Дилманом [Veizer, 1983; Deelman, 2011], на низко-Mg кальциты с содержа-

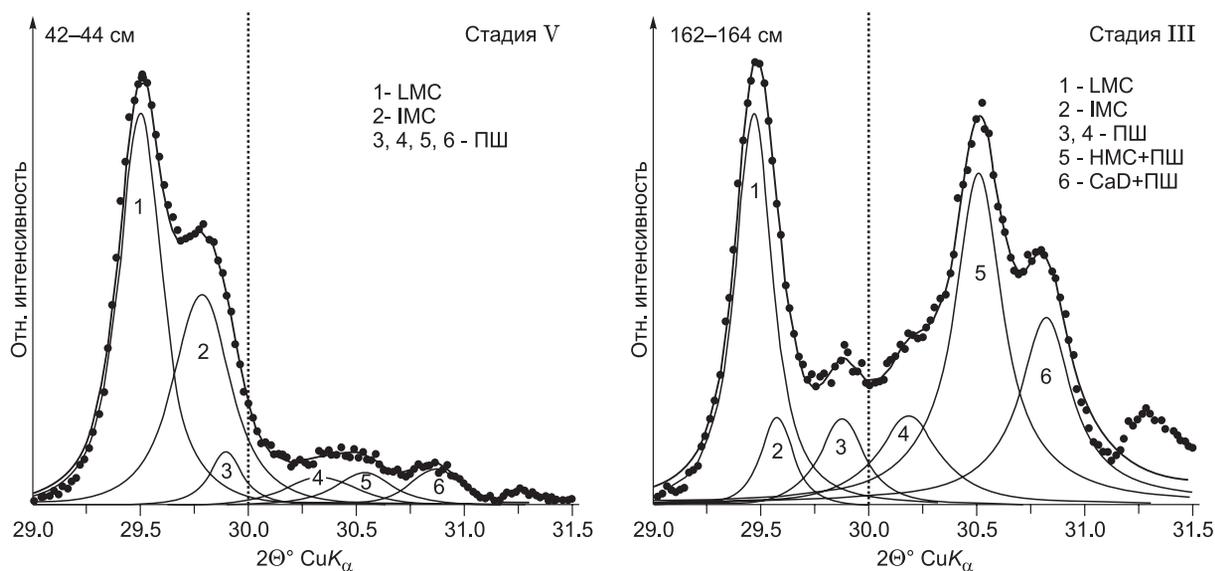


Рис. 6. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов кальцит-доломитового ряда.

Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (пунктирная линия). Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. Обозначения: LMC — низкомагнизиальный кальцит, IMC — промежуточный магнизиальный кальцит, HMC — высокомагнизиальный кальцит, CaD — Ca-избыточный доломит, ПШ — полевошпат.

Таблица 3. Параметры модельных XRD профилей карбонатов осадков Ярковского плеса оз. Большие Чаны (см. рис. 6), сформировавшихся в условиях аридного (стадия III) и гумидного климата (стадия IV)

Стадия	Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}_\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
						фазы, %	MgCO_3 , мол. %
IV	42—44	Низко-Mg кальцит	1	29.499	3.029	63	2
		Промежуточный Mg-кальцит	2	29.772	3.00	37	12
III	162—164	Низко-Mg кальцит	1	29.460	3.033	32	0.7
		Промежуточный Mg-кальцит	2	29.580	3.02	6	5
		Высоко-Mg кальцит	5	30.503	2.932	38	35
		Ca-избыточный доломит	6	30.813	2.903	24	44

Примечания. При съемке XRD спектров в качестве внутреннего стандарта использовался Si металлический ($d_{100} = 3.135 \text{Å}$). Условная граница между низкомагнезиальными+промежуточными кальцитами и высокомагнезиальными располагается на $30^\circ 2\theta \text{ CuK}_\alpha$ ($d_{104} = 2.98 \text{Å}$). Содержание карбонатов при моделировании принимается за 100 %.

нием 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, структура которых меняется в ряду кальцит—доломит от истинных твердых растворов до смешанослойных структур, определяя их устойчивость, мерой их магнезиальности служит величина межплоскостного расстояния d_{104} . В самом факте присутствия тех или иных карбонатов, последовательности их осаждения скрыты физико-химические факторы осадконакопления (Mg/Ca-отношение, соленость, карбонатная щелочность, величина pH и биологическая продуктивность палеобассейна), определяемые главным образом климатом и рельефом местности.

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 индиви-

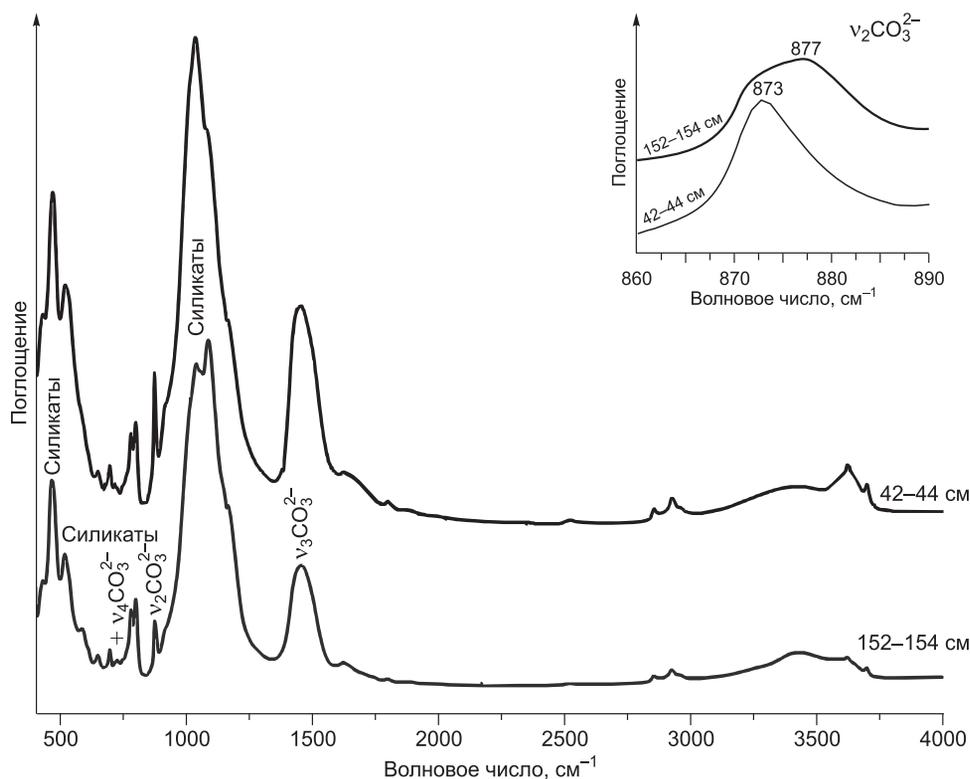


Рис. 7. Обзорные ИК спектры образца донных осадков Ярковского плеса (инт. 50—51 см).

Отмечены полосы поглощения ν_4 , ν_2 и ν_3 карбонат-ионов. На врезке показана конфигурация полосы поглощения $\nu_2 \text{CO}_3^{2-}$ -ионов карбонатных минералов (Mg-кальцитов разной степени магнезиальности и Ca-избыточных доломитов) в образцах из двух выделенных стадий эволюции озера.

дуальные пики функцией Пирсона VII [Солотчина и др., 2008, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015; Скляр 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 четырех карбонатных фаз кальцит-доломитового ряда, количественные соотношения которых меняются вдоль разреза (см. рис. 2). 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]. В ассоциации карбонатных минералов кальцит-доломитового ряда практически постоянным компонентом является низко-Mg кальцит, кроме него на отдельных интервалах присутствуют промежуточный Mg-кальцит, высоко-Mg кальцит и Ca-избыточный доломит. Примеры моделирования XRD профилей карбонатов кальцит-доломитового ряда приведены на рис. 6, параметры модельных XRD профилей представлены в табл. 3. Наблюдаются значительные различия в дифракционных картинах карбонатных минералов, осаждавшихся на разных этапах жизни озера.

Как известно из литературных источников [Gadsden, 1975; Dauphin, 1997, 1999] и неоднократно отмечалось нами [Солотчина и др., 2008, 2011, 2012, 2014], карбонаты ряда кальцит—доломит характеризуются в средней области ИК спектра тремя основными полосами поглощения CO_3^{2-} иона – ν_3 , ν_2 и ν_4 (рис. 7). Для конечных членов – кальцита и доломита – максимумы этих полос находятся вблизи частот 1430, 873 и 713 cm^{-1} и 1440, 882 и 729 cm^{-1} соответственно. Наиболее чувствительна к замещению $Ca \leftrightarrow Mg$ относительно узкая полоса ν_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 в данном случае воспользоваться полосой ν_4 для диагностики карбонатов кальцит-доломитового ряда не представляется возможным из-за наложения на нее полос поглощения плагиоклаза, присутствующего в осадках Яркового плеса в довольно значительном количестве (см. рис. 7). Полосы ν_2 и ν_3 не столь чувствительны к замещению $Ca \leftrightarrow Mg$, тем не менее ранее нами было замечено, что полоса ν_2 чутко реагирует на изменения в составе карбонатов и расщепляется на отдельные компоненты с максимумами в интервале от 873 до 882 cm^{-1} [Солотчина и др., 2012]. В осадках Яркового плеса не наблюдается четкого расщепления полосы ν_2 , тем не менее очевидно присутствие в образцах как низкомагнезиальных ($\nu_2 = 873 cm^{-1}$), так и высокомагнезиальных ($\nu_2 = 877 cm^{-1}$) разностей (см. рис. 7, врезка).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

На основании минералого-кристаллохимических исследований донных осадков Яркового плеса оз. Чаны нами выделено 5 стадий его эволюции, отражающих изменения климатических условий в регионе на протяжении голоцена (рис. 2). В донных осадках (стадия I), залегающих на слое покровных отложений (гривной толще), имеющих возраст около 8.7 тыс. к.л., наблюдается пик карбонатности. Карбонаты, содержание которых здесь максимально (~30% осадка), представлены низко-Mg кальцитом. Известно, что осаждение низко-Mg кальцитов происходит в условиях умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солености [Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. Об умеренной солености водоема свидетельствует низкая величина Sr/Ca-отношения, которая составляет ~0.005. Доминирование в стадии I низко-Mg кальцита указывает на относительно влажный климат. Самая многоводная фаза приходится на стадию II (240—200 см). Осаждение карбонатов минимально или вовсе не происходит. Подток солей кальция из нижележащих горизонтов отсутствует. В осадках преобладают терригенные минералы — кварц и плагиоклаз (см. рис. 2).

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатах Яркового плеса показал, что $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ принимают только отрицательные значения (табл. 4, рис. 2). Тренды распределения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ изменяются синхронно (ковариантно), что характерно для непроточных водоемов. В целом отрицательные значения $\delta^{18}O$ свидетельствуют о том, что контролером выступает приток метеорных вод, обогащенных легким изотопом кислорода [Veizer, 1983; Talbot, 1990; Last, Ginn, 2005]. Самые низкие значения $\delta^{18}O$ (–12.0 и –13.0 ‰) приходятся на стадии I и II. Эти стадии также характеризуются низкими значениями $\delta^{13}C$ –5.0 ‰ в стадию I и –9.0 ‰ в стадию II. Известно, что величина $\delta^{13}C$ в значительной мере зависит от изотопного состава поступающих вод, обогащенных или обедненных ^{13}C в зависимости от природы и интенсивности растительного покрова в водосборном бассейне [Veizer, 1983]. Низкие значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ свидетельствуют в пользу положительного гидрологического баланса озера – увеличения притока метеорных вод, обогащенных легкими изотопами кислорода и углерода.

Стадия III (200—130 см) характеризуется мелководными условиями и повышенной соленостью вод. В эту стадию идет довольно активное осаждение высоко-Mg кальцита и Ca-избыточного доломита (см. рис. 6, обр. 162—164 см). В осадках первой половины стадии наблюдается значительное количество раковин остракод. Низкая скорость седиментации (~0.03 см/год) не исключает возможность пере-

рыва в осадконакоплении в стадию III. Возможно, озеро было плайевым, на что указывает присутствие в осадках Са-избыточного доломита [Last, 1990]. О значительном обмелении озера в этот период свидетельствует одновременно резкое повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ до -4 ‰ (процесс испарения превалирует над притоком) и $\delta^{13}\text{C}$ до -1 ‰ (поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения первичной органической продуктивности в мелководном озере и уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом углерода).

В стадию IV среди карбонатных минералов доминируют низкомагнезиальные и промежуточные разновидности кальцитов, эпизодически наблюдается осаждение высоко-Mg кальцитов и Са-избыточных доломитов. Безусловный интерес представляет формирование в эту стадию арагонита, содержание которого достигает 10 % от осадка (см. рис. 2).

Арагонит характеризуется повышенными значениями межплоскостных расстояний, в частности $d_{111} = 3.407\text{ \AA}$ по сравнению с эталонным значением, равным 3.397 \AA . Это обстоятельство, по нашему мнению, связано с вхождением Sr в позиции Са. Несмотря на различие в ионных радиусах -1.18 \AA (Ca^{2+}) и 1.31 \AA (Sr^{2+}), девятая координация иона Ca^{2+} в ромбической структуре арагонита позволяет такое замещение [Reeder, 1983]. Формирование стронциевого арагонита в эту стадию подтверждается повышенным содержанием Sr до 1233 г/т в отличие от нижележащих толщ, где его содержание значительно ниже. Экспериментально установлено, что преимущественному осаждению арагонита благоприятствуют повышенные концентрации в воде ионов Mg^{2+} , которые, сорбируясь на поверхности зародышей кальцита, блокируют их рост [Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. В стадию IV значения $\delta^{18}\text{O}$ понижаются относительно стадии III и остаются практически неизменными на уровне -7 ‰ , что указывает на увеличение притока метеорных вод и относительно стабильные условия в водоеме.

В нижней половине стадии V установлены лишь низкомагнезиальные и промежуточные кальциты (см. рис. 6, обр. 42—44 см). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ аналогичны таковым в стадию IV. Однако в верхней половине стадии наблюдается появление высоко-Mg кальцита и Са-избыточного доломита, что свидетельствует о процессе обмеления озера и аридизации климата. Подтверждением этого служит увеличение содержания тяжелого изотопа $\delta^{18}\text{O}$ до -5 ‰ . По результатам спорово-пыльцевого анализа на уровне 25 см наблюдаются резкие изменения состава палинологических спектров, свидетельствующие о смене климатических условий [Пульсирующее озеро..., 1982]. Лесостепь уступает место степным формациям. Возрастает роль пыльцы травянистых (главным образом маревых) и кустарничковых растений. Все это указывает на существенное уменьшение увлажненности климата, продолжающееся до наших дней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении минерального состава донных осадков озер с карбонатной седиментацией нами было показано, что основными носителями информации об изменениях палеоклимата являются Mg-кальциты [Солотчина и др., 2008, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015; Солотчина, 2009; Solotchina et al., 2009; Скляр и др., 2010а,б; Даниленко и др., 2015]. Формирование низкомагнезиальных кальцитов происходит в условиях теплого и влажного климата. Его аридизация приводит к осаждению Mg-кальцитов с более высоким содержанием MgCO_3 в структуре минерала. Установлена высокая перспективность карбонатных записей из осадков малых минеральных озер для реконструкции климата голоцена. Поведение карбонатов в осадочном разрезе Ярковского плеса оз. Чаны свидетельствует о сложных климатических явлениях в регионе за рассматриваемый период. Намеченные исследования осадков других частей оз. Чаны (Юдинского плеса и Малых Чанов) позволят дополнить полученную информацию и провести детальную реконструкцию климата голоцена на территории Барабинской степи на юге Западной Сибири.

Авторы благодарят доктора Джу Йонг Кима (Ju Yong Kim) (KIGAM) за помощь в радиоуглеродном датировании.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект IX.127, № 0330-2016-0017) при поддержке РФФИ (гранты 15-05-00678, 16-05-00244).

Таблица 4. Результаты определения стабильных изотопов ^{18}O и ^{13}C в донных отложениях Ярковского плеса

Глубина, см	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ PDB
0—2	-2.1	25.4	-5.3
12—14	-1.9	24.6	-6.1
24—26	-2.0	23.7	-6.9
42—44	-2.3	24.0	-6.7
78—80	-2.3	24.2	-6.5
114—116	-2.3	23.8	-6.8
132—134	-2.6	24.1	-6.6
150—152	-1.0	26.7	-4.0
168—170	-1.9	25.3	-5.4
186—188	-0.8	26.0	-4.7
206—208	-6.6	20.7	-9.9
224—226	-8.5	18.0	-12.5
260—262	-6.2	18.9	-11.6
296—298	-3.3	21.1	-9.5

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.

Даниленко И.В., Солотчин П.А., Солотчина Э.П. Минералогия голоценовых осадков малых озер Байкальского региона: связь с палеоклиматом // Изв. РАН, серия географическая, 2015, № 4, с. 107—112.

Дарьин А.В., Калугин И.А., Максимов М.А., Рогозин Д.Ю., Ракшун Я.В., Дарьин Ф.А., Сорokoлетов 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.

Жилич С.В., Рудая Н.А., Назарова Л.Б., Палагушкина О.В., Кривоногов С.К. Изменения озера Чаны и окружающих ландшафтов во второй половине голоцена // Ежегодник «Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий», 2015, т. 21, с. 232—236.

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 Всерос. литологического совещания (28—31 октября 2013 г.). Новосибирск, Изд-во ИНГГ СО РАН, 2013, т. 2, с. 102—105.

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

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

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.

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 // Докл. РАН, 2010б, т. 431, № 5, с. 668—674.

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., 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.

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.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, 212 с.

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.

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.

Appleby P.G., Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment // Catena, 1978, v. 5, p. 1—8.

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.

Cohen A.S. Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. New York, Oxford University Press, 2003, 500 p.

Dauphin Y. Infrared spectra and elemental composition in recent carbonate skeletons: relationships between the ν_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 ν_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>.

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.

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

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.

Hammer U.T. Saline lake ecosystems of the world. Dr W. Junk Publ., Dordrecht, The Netherlands, 1986, 616 p.

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, № 1, p. 83—93.

Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu.I., Khazina I.V., Khazin L.B., 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 Beloye // 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 Beloye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2012b, v. 331—332, p. 194—206.

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.

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.

Pazdur A. Radiocarbon in freshwater carbonates as tool of Late Quaternary studies // *Geologos*, 2000, v. 5, p. 135—154.

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

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., 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. and Van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP // *Radiocarbon*, 2013, № 55, p. 1869—1887.

Shichi K., Takahara H., Krivonogov 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 // *Quatern. 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.

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 Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // *Quatern. Int.*, 2009, v. 205, № 1—2, 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.

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

Wagner G.A. Age determination of young rocks and artifacts. Physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1998, 466 p.

*Рекомендована к печати 6 июля 2016 г.,
М.И. Кузьминым*

*Поступила в редакцию
14 апреля 2016 г.*