

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР ТАЖЕРАНСКОЙ СИСТЕМЫ (Прибайкалье)

В.Д. Страховенко^{1,2}, Э.П. Солотчина¹, Ю.С. Восель¹, 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

Рассматривается современное осадкообразование в малых соленых и солоноватых озерах, расположенных на территории Приольхонья (Западное Прибайкалье), характеризующейся аридным и семиаридным климатом. Озера принадлежат к Тажеранской озерной системе, представляющей собой серию компактно расположенных бессточных мелководных озер с ограниченной площадью водосбора и различной минерализацией, находящихся в одинаковых ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях. В работе сочетаются и дополняют друг друга два подхода: детальное исследование отдельно взятого озера и системы озер, которую можно рассматривать в качестве природного модельного объекта для изучения связи хемогенного минералообразования с геохимией озерных вод. Исследование озерных вод и донных осадков проводилось комплексом современных геохимических и минералого-кристаллохимических методов. Для анализа минеральной составляющей донных отложений использованы методы рентгеновской дифрактометрии (XRD), ИК-спектроскопии, электронной микроскопии. Озера характеризуются карбонатным типом седиментации, в донных осадках в ассоциации с карбонатными минералами выявлены аутигенный пирит, смектиты, хлориты и иллиты. Разложением сложных XRD-профилей карбонатных минералов на индивидуальные пики функцией Пирсона VII в образцах идентифицированы карбонатные фазы и определены их количественные соотношения. Методом математического моделирования XRD-профилей карбонатов установлено, что в результате хемогенного осаждения и/или его биогенной стимуляции в донных осадках озер накапливаются преимущественно Mg кальциты разной степени магнезиальности и Ca избыточные доломиты. В ряде озер наряду с карбонатами кальцит-доломитового ряда формируются арагонит, моногидрокальцит, родохрозит. Показана существенная роль биологических агентов в процессах аутигенного минералообразования. Выявлена зависимость ассоциаций новообразованных хемогенных карбонатных минералов и их кристаллохимических характеристик в донных отложениях озер от геохимической специфики озерных вод.

Геохимия, минералогия карбонатов, система малых озер, современные донные отложения, Прибайкалье.

GEOCHEMICAL FACTORS FOR ENDOGENIC MINERAL FORMATION IN THE BOTTOM SEDIMENTS OF THE TAZHERAN LAKES (Baikal area)

V.D. Strakhovenko, E.P. Solotchina, Yu.S. Vospel', and P.A. Solotchin

We studied recent sedimentation in small saline and brackish lakes located in the Ol'khon region (western Baikal area) with arid and semiarid climate. The lakes belong to the Tazheran system; it is a series of compactly located closed shallow lakes, with a limited catchment area and different mineralization, under the same landscape, climatic, geologic, and geochemical conditions. Two complementary approaches are applied in the research: (1) a detailed study of individual lake and (2) a comparison of the entire series of lakes, which can be considered a natural model for studying the relationship between endogenic mineral formation and the geochemistry of lake waters. The lake waters and bottom sediments were studied by a set of modern methods of geochemistry, mineralogy, and crystal chemistry. The mineral component of the bottom sediments was analyzed by powder X-ray diffraction (XRD), IR spectroscopy, and electron microscopy. The lakes are characterized by predominant carbonate sedimentation; authigenic pyrite, smectite, chlorite, and illite are detected in assemblage with carbonate minerals in the bottom sediments. Carbonate phases have been identified, and their proportions have been determined in the samples by decomposition of the complex XRD profiles of carbonate minerals into peaks using the Pearson VII function. Mathematical modeling of the XRD profiles of carbonates has revealed that predominantly Mg-calcite with variable Mg content and excess-Ca dolomite accumulate in the lake bottom sediments influenced by biogenic processes. Aragonite, monohydrocalcite, and rhodochrosite form in some lakes along with carbonates of the calcite—dolomite series. We show a close relationship between the composition of the assemblages of the newly formed endogenic carbonate minerals and their crystallochemical characteristics and the chemical composition of the lake waters.

Geochemistry, carbonate mineralogy, system of small lakes, recent bottom sediments, Baikal area

ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадков малых озер для получения разнообразной геологической, палеогеографической и палеоклиматической информации является чрезвычайно развитым направлением в мировой практике. В связи с резкими колебаниями климата на планете, происходящими в последние десятилетия и их непредсказуемыми последствиями для природы и человека, особую значимость приобретают исследования климата прошедших эпох. Безусловный интерес представляют климатические летописи голоцена, поскольку голоценовые обстановки можно рассматривать как близкие аналоги современности и/или как потенциальные аналоги климата будущего. Весьма перспективными для реконструкций климата голоцена считаются осадочные разрезы мелководных минеральных озер, нередко плайевых, с карбонатным типом седиментации, приуроченных к территориям с господством аридных и семиаридных климатических обстановок [Страхов и др., 1954; Hammer, 1986; Smoot, Lowenstein, 1991; Last, 1990, 2002; Last, Ginn, 2005; McCarty et al., 2006; Deocampo, 2010]. В силу своих небольших размеров и широко проявленных процессов аутигенного минералообразования, приводящих к формированию своеобразных терригенно-эвапоритовых разрезов, эти водоемы фиксируют в своих осадочных летописях даже незначительные изменения окружающей природной среды. Подобные исследования проводятся и в нашей стране, в основном на территории Сибири [Безрукова и др., 2008, 2011; Tarasov et al., 2009; Базарова и др., 2011]. Но они, во-первых, немногочисленны, а во-вторых, как и работы иностранных авторов, базируются главным образом на результатах палинологического и диатомового анализов, в то время как геохимический и минералогический аспекты, как правило, остаются за скобками. В последние годы нами разработан оригинальный подход к палеоклиматическим реконструкциям, основанный на минерало-кристаллохимических исследованиях карбонатов озерных осадков, который позволил получить ряд детальных климатических летописей голоцена на территории Байкальского региона [Солотчина и др., 2008, 2011—2014; Скляр и др., 2010 а,б].

В результате многочисленных экспериментов с морской водой и теоретических исследований [Maskenzie et al., 1983; Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988] установлено, что осаждение того или иного карбоната происходит из вод, пересыщенных относительно него, и определяется рядом факторов: Mg^{2+}/Ca^{2+} отношением в воде, ее карбонатной щелочностью (концентрации HCO_3^- , CO_3^{2-} и H_2CO_3), соленостью, величиной pH, температурой, органической продуктивностью водоема. Между тем вопрос влияния факторов, которые в природе контролируются водным балансом, зависящим от климатических условий, на состав хемогенных карбонатных минералов донных осадков континентальных озер остается малоизученным. Разносторонние исследования серии или системы озер редки, в том числе и в Байкальском регионе, исключительно богатом малыми озерами [Минеральные воды..., 1961; Власов, Павлова, 1968; Дзюба и др., 1997; Дзюба, Кулагина, 2005; Солоноватые..., 2009]. Эти озера можно рассматривать в качестве природных модельных объектов для изучения связи хемогенного минералообразования с геохимией озерных вод.

В данной работе сочетаются и дополняют друг друга два подхода: детальное исследование отдельно взятого озера и системы компактно расположенных озер в одинаковых ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях. Нами выбрана Тажеранская система малых озер, расположенных на западном побережье оз. Байкал на каменном плато (Приольхонье), приподнятом над поверхностью оз. Байкал на 300 м. Приморский хребет заслоняет территорию Приольхонья от преобладающих западных циклонов, способствуя сухости климата. Район отличается аридными условиями (Тажеранские степи), в современный период здесь преобладают экстремально сухие годы (100-250 мм осадков/год) [Баженова, Мартыянова, 2002]. Малые озера, находящиеся в контурах кайнозойских впадин, имеют тектоническую природу [Скляр и др., 2002; Сквитина, Федоровский, 2007]. Родники и пресные озера приурочены к кайнозойским разломам, наследующим древние бластомилонитовые швы, сформированные при ордовикском коллизионном тектогенезе, а соленые озера — к пулл-апарт системам, образованным в процессе левосдвиговых смещений на ранних этапах эволюции Байкальской рифтовой системы. Основными факторами, определяющими разнообразие и геохимическую специфику вод озер Тажеранской системы, считаются состав питающих подземных вод, процессы эвапоритизации и криогенеза [Скляр и др., 2004]. Цель данной работы — изучение геохимических, минералогических, литологических особенностей донных отложений малых озер Тажеранской системы, существующих в одинаковых ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях, выявление взаимосвязи аутигенного минералообразования (главным образом карбонатообразования) с биогеохимической спецификой озерных вод.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цепочка озер и родников, принадлежащих к Тажеранской озерной системе Приольхонья, вытянута с северо-востока на юго-запад на расстояние чуть менее 10 км (рис. 1). В общей сложности нами

Рис. 1. Схема расположения озер Тажеранской системы (Приольхонье).

1 — разломы структуры пулл-апарт разрыв, 2 — источник.

изучено 12 озер, их названия приведены на рис. 1. Озера Круглое, Хара-Нур и Гызги-Нур, располагающиеся на северо-востоке, имеют наивысшие гипсометрические отметки уровня вод (646 и 627 м). Далее постепенно гипсометрический уровень озер понижается на юго-запад, и минимальный уровень (598 м) отмечается у самого южного оз. Намши-Нур. Водосборная площадь озер сложена магматическими и метаморфическими породами, относящимися к Ольхонскому террейну [Федоровский и др., 1995; Сквитина, Федоровский, 2007].

Резкие колебания температур приводят к интенсивному механическому и химическому выветриванию горных пород. Малоснежные или бесснежные зимы, небольшое количество растительности способствуют глубокому промерзанию почв и озерных вод, а большая сухость климата — развитию ветровой эрозии. Основное поступление терригенного материала осуществляется временными дождевыми потоками и золовым переносом с площади водосбора. Все озера бессточные, небольшие (площадь водной поверхности до 1 км²), мелководные (средняя глубина ~2 м), за исключением оз. Намши-Нур, его глубина около 4 м. Озера характеризуются ограниченной площадью водосбора и различной минерализацией вод (табл. 1). Основным источником питания — подземные воды родников. Нами опробованы воды трех родников, два из которых расположены на водосборной площади озер Хара-Нур и Холбо-Нур на расстоянии нескольких метров от их берегов, один у уреза воды оз. Нуху-Нур (см. рис. 1). Вариации общей минерализации воды родников (TDS = 0.3—0.4 г/л) и ионного состава (вода гидрокарбонатная натриево-магниевая-кальцевая с небольшими изменениями содержания сульфат-иона) незначительны.

Пробы воды и донных осадков отбирали в период с 2008 по 2013 г. в центральной части водоемов с катамарана, в каждом озере не менее четырех раз за семь лет. Донные отложения извлекали пробоотборником с цилиндрическим вакуумным затвором на глубину до 1 м. На месте осуществляли визуальный осмотр, литологическое описание кернов и оперативный анализ нестабильных параметров воды: температуры, pH, Eh, концентрации кислорода и сульфид-иона. Керн изучали послойно с шагом 1—2 см. Осадок взвешивали на месте опробования, в лаборатории высушивали до воздушно-сухого состояния, снова взвешивали и далее исследовали комплексом геологических, геохимических и петрографо-минералогических методов. Наиболее детально анализировали верхний слой осадков (5 см), который на момент отбора проб находился в постоянном взаимодействии с водой озера и именно в нем достигались наибольшие скорости микробактериальных процессов [Лейн и др., 2013].

Макро- (Al, Fe, Ca, Mg, K, Na) и микроэлементный (Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Cr, Ni, Co, V, Hg, Be, Ba, Sr, Li) составы озерных вод и донных отложений устанавливали методом атомной абсорбции с использованием пламенных и электротермических методов атомизации (Solaar M6, Thermo Electron Corporation). Анионный состав вод (концентрации нитратов, хлоридов, бромидов, фторидов) определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) с помощью системы ВЭЖХ Prominence 20 LC (Shimadzu, Япония) с кондуктометрическим детектором. Содержание гидрокарбонатов установлено методом потенциометрического титрования с использованием автоматического титратора АТП-02 (Аквилон, Россия) по методике ПНД Ф 14.2.99-97. Элементный анализ образцов органического вещества донных осадков на содержание C, H, O, N и S выполняли методом термического анализа на приборе Vario EL Cube (Elementar Analysensysteme GmbH, Германия) в Институте катализа СО РАН (г. Новосибирск).

Минеральный состав отложений изучали методами рентгеновской дифрактометрии (XRD) и ИК-спектроскопии. Съемку образцов проводили на дифрактометре ARL X'TRA (излучение CuK_α). Для фазового анализа образцы были отсканированы в интервале от 2 до 65° (2θ) с шагом 0.05°, время скани-

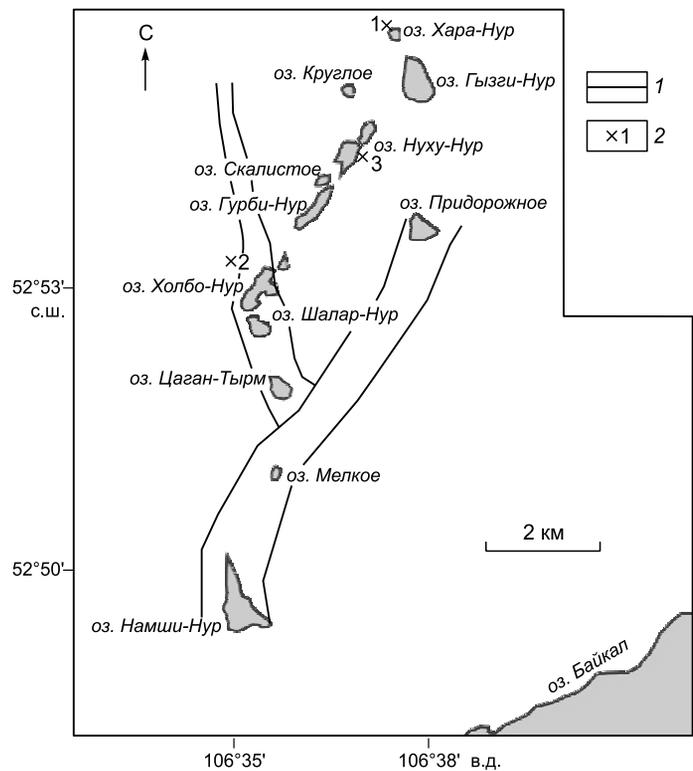


Таблица 1. Химические параметры вод и минеральный состав донных отложений озер Тажеранской системы

| № п/п | Озеро | Вода | | | | Донные отложения | | |
|-------|-------------|----------|-----------|---------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|---------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | pH | TDS, г/л | Общая минерализация, мг/л | Ионный состав вод, по формуле Курлова | Зольность, % | ОВ, % | Минеральный состав |
| 1 | Хара-Нур | 7.9—8.3 | 0.5 | 244—303 | HCO_3 76 [SO ₄ 21] Mg 48 Na 28 [Ca 24] | 67 | 46.1 | Низко-Mg кальцит, кварц, плагиоклаз, пирит, слюда амфибол, гипс |
| 2 | Гызги-Нур | 9.1—9.3 | 0.8—1.3 | 481—662 | HCO_3 62 SO ₄ 33 [Cl 5] Mg 59 Na 35 [Ca 6] HCO_3 88 [SO ₄ 10] Mg 72 [Na 24] | 75 | 31.5 | Промежуточные Mg кальциты, кварц, плагиоклаз, КПШ, слюда, амфибол |
| 3 | Круглое | 9.6 | 1.2 | 976 | HCO_3 55 SO ₄ 38 [Cl 7] Mg 51 Na 43 [Ca 5] | 81 | Не опр. | Низко-Mg кальцит, промежуточный Mg кальцит, биотит, плагиоклаз, КПШ, слюда, амфибол |
| 4 | Нуху-Нур | 8.6—9.0 | 1.1—1.9 | 555—849 | SO ₄ 53 HCO ₃ 36 [Cl 11] Na 53 Mg 46 | 79 | 27.3 | Низко-Mg кальцит, промежуточный Mg кальцит, кварц, плагиоклаз, КПШ, слюда, пироксен, пирит |
| 5 | Скалистое | 9.2—9.5 | 3.6—4.1 | 1041—1100 | SO ₄ 60 HCO ₃ 29 [Cl 11] Na 59 Mg 40 | 78 | 36.5 | Высоко-Mg кальциты, Са избыточный доломит, промежуточный Mg кальцит, арагонит, кварц, моногидрокальцит, низко-Mg кальцит, амфибол, слюда, гипс, пирит, каолинит |
| 6 | Гурби-Нур | 8.9—9.7 | 9.0—11.2 | 987—2578 | SO ₄ 77 [Cl 15 HCO ₃ 8] Na 51 Mg 46 | 73 | 44 | Са избыточный доломит, высоко-Mg кальцит, кварц, слюда, промежуточный Mg кальцит, низко-Mg кальцит, плагиоклаз, хлорит, пирит |
| 7 | Холбо-Нур | 8.8—9.5 | 4.3—6.4 | 453—537 | Cl 63 SO ₄ 31 [HCO ₃ 6] Na 75 [Mg 24] | 78 | Не опр. | Высоко-Mg кальциты, промежуточный Mg кальцит, кварц, плагиоклаз, слюда, амфибол, низко-Mg кальцит, арагонит, родохрозит |
| 8 | Шалар-Нур | 9.1—9.6 | 3.2—6.6 | 317—549 | SO ₄ 79 [Cl 15 HCO ₃ 6] Na 49 Mg 47 | 76 | 39.2 | Промежуточный Mg кальцит, кварц, биотит, плагиоклаз, низко-Mg кальцит, амфибол, гипс, каолинит, смектит |
| 9 | Цаган-Тырма | 8.6—9.1 | 14.5—22.1 | 1078—1648 | SO ₄ 61 HCO ₃ 31 [Cl 8] Na 78 [Mg 22] | 71 | Не опр. | Биотит, плагиоклаз, кварц, Са избыточный доломит, высоко-Mg кальцит, промежуточный Mg кальцит, КПШ, иллит, каолинит, гипс, амфибол |
| 10 | Мелкое | 8.9—9.3 | 8.8 | 622—927 | SO ₄ 70 [HCO ₃ 21 Cl 9] Mg 60 Na 39 | 76 | Не опр. | Низко-Mg кальцит, высоко-Mg кальцит, кварц, плагиоклаз, иллит |
| 11 | Намши-Нур | 8.9—9.2 | 1.8—2.7 | 784—1024 | HCO ₃ 49 SO ₄ 42 [Cl 9] Na 57 Mg 41 | 74 | 44.5 | Моногидрокальцит, низко-Mg кальцит, промежуточный Mg кальцит, кварц, биотит, плагиоклаз, КПШ, амфибол, иллит, гипс |
| 12 | Придорожное | 9.5—10.0 | 7.0—17.6 | 2674—4364 | | 88 | 17.8 | Са избыточные доломиты, высоко-Mg кальцит, промежуточный Mg кальцит, низко-Mg кальцит, кварц, слюда, плагиоклаз, амфибол, пирит, каолинит, гетит |

Примечание. Не опр. — не определялось, ОВ — органическое вещество. Полужирным — основные, курсивом — второстепенные минералы.

рования в точке 3 с., для изучения XRD-профилей карбонатной составляющей осадка сканирование осуществляли в интервале от 26 до 32° (2 θ) с тем же шагом, но большим временем (15 с) сканирования. Дифференциальный анализ карбонатных минералов обеспечивался применением современных методов математической обработки XRD-профилей [Солотчина и др., 2008, 2011, 2012]. Методом ИК-спектроскопии проводили анализ кристаллохимических свойств карбонатов и определяли их суммарное содержание в пробах с использованием калибровочных графиков [Столповская и др., 2006; Солотчина, 2009]. ИК-спектры записывали на Фурье-спектрометре VERTEX 70 FT IR, образцы готовили методом прессования таблеток с KBr. Морфологию, фазовый и химический составы отдельных минералов осадков изучали с помощью сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 TESCAN (СЭМ).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геохимическая характеристика озерных вод

Несмотря на то что озера расположены очень компактно и некоторые из них находятся в непосредственной близости друг от друга, наблюдаются значительные различия в степени минерализации и компонентном составе вод (см. табл. 1). Вместе с тем можно отметить сходство отдельных черт. Так, согласно исследованиям Н.В. Макаркиной [2009], в водах всех озер присутствует растворенное органическое вещество. Озерные воды щелочные (pH = 8.1—8.9), причем некоторые сильнощелочные (pH выше 9.5). Во всех случаях преобладают два аниона (гидрокарбонат HCO_3^- и сульфат SO_4^{2-}) и два катиона (магний Mg^{2+} и натрий Na^+), в подчиненных количествах присутствуют ионы кальция Ca^{2+} , калия K^+ и хлора Cl^- (за исключением оз. Цаган-Тырма). Следует подчеркнуть, что в водах родников, в отличие от озерных вод, концентрация кальция превышает концентрацию магния. С увеличением минерализации вод озер Тажеранской системы в них наблюдается четкая зависимость увеличения концентрации основных компонентов в одинаковых пропорциях: ионов SO_4^{2-} и Cl^- к HCO_3^- и их отношения к $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ (рис. 2). Наши результаты по химическому составу озерных вод за период 2008—2013 гг. хорошо согла-

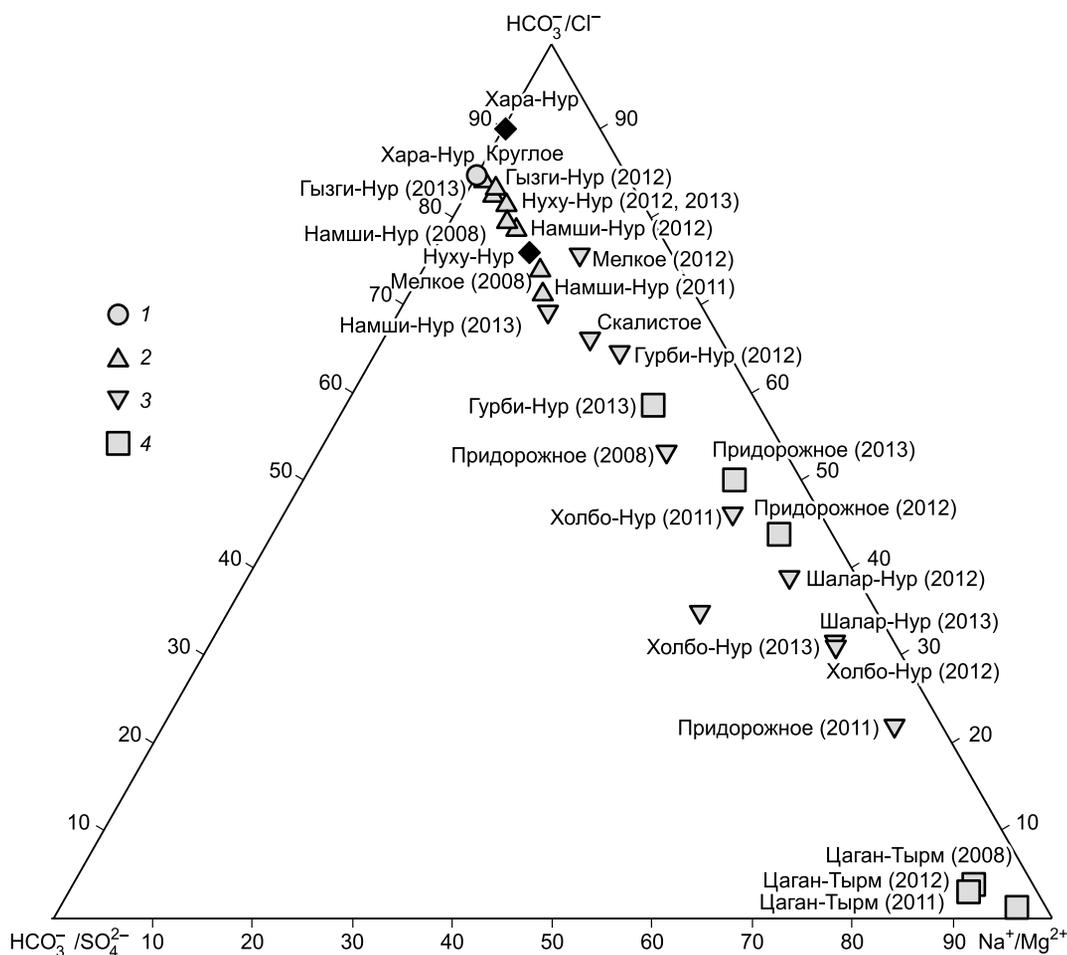


Рис. 2. Диаграмма соотношения основных ионов в воде озер Тажеранской системы.

1—4 — общая минерализация вод озер (г/л): 1 — 0—1.0, 2 — 1.1—2.5, 3 — 2.6—10.0, 4 — >10.0. Затемненный ромб — родники.

суются с данными предыдущих исследователей за 2000—2007 гг. [Склярова и др., 2002, 2004], что указывает на относительно стабильный их состав в течение последних 15 лет. Так как соотношения концентрации всех ионов показывают тренд изменения, близкий к линейной зависимости для всех изученных озер (на треугольной диаграмме соотношение содержания основных анионов по отношению к $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ выстраивается почти в прямую линию), можно полагать, что отличия в ионном составе вод разных озер определяются уровнем их эволюции. Полученные результаты свидетельствуют о том, что эволюция химического состава питающих озера вод связана главным образом с продолжительностью процессов их метаморфизации и может приводить к появлению либо содовых, либо мирабилитовых озер. Сделанные нами выводы находятся в полном соответствии с данными О.А. Скляровой с соавторами [Склярова и др., 2002, 2004]. Озера Тажеранской системы помимо однообразия ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условий современного развития обладают единым источником питания их вод. Следовательно, химический состав воды конкретного озера определяется разным количеством поступающей подземной воды и интенсивностью процессов ее испарения. Накопление солей приводит к их садке и изменению компонентного состава воды. Известно, что карбонаты могут образовывать устойчивые пересыщенные растворы, причем стабилизирующее действие на них оказывают ионы магния [Кузнецов, 2003]. Перевод растворенного бикарбоната в нерастворимый карбонат реален в озерах при удалении CO_2 , которое осуществляется в процессе фотосинтеза. В данной работе сделана попытка оценить влияние микробиологических процессов на состав образующихся аутигенных карбонатов.

Минеральный состав озерных отложений

Верхний слой осадков состоит из привнесенного обломочного материала, аутигенных минералов и органического вещества (см. табл. 1). Установлено, что преобладающими минералами обломочной фракции являются полевые шпаты, кварц и слюда (биотит) (рис. 3). В резко подчиненном количестве присутствуют второстепенные минералы: роговая обманка, диопсид, эпидот, мусковит. Аксессуарные минералы представлены цирконом, титанитом, рутилом, ильменитом, апатитом, монацитом, магнетитом и гранатом. Гранулометрический анализ обломочного материала показал преобладание алевропелитовой и пелитовой фракций в осадках центральной части озер при значительной (около 25 %) представительности более крупной фракции (>0.25 мм) в зоне приобья. Химический и минеральный составы терригенной фракции осадков полностью отвечают таковым горных пород, слагающих водосборные площади озер Тажеранской системы. Например, породы в обрамлении оз. Намши-Нур сложены мраморами и гнейсами, присутствуют пегматоидные жилы с КПШ, биотитом и кварцем. Соответственно, в обломочной фракции озерных отложений доминирует (до 30 % от минерального состава) биотит, легкие чешуйки которого в большом количестве поступают в водоем в результате эолового привноса, присутствуют также полевые шпаты, кварц. Непосредственная связь минерального состава терригенного компонента осадка с составом пород водосбора отмечалась авторами и при более раннем изучении осадков оз. Цаган-Тырма [Солотчина и др., 2008; Скляров и др., 2010б] и оз. Холбо-Нур [Скляров и др., 2010а]. Количество того или иного минерала в терригенной фракции может существенно меняться от

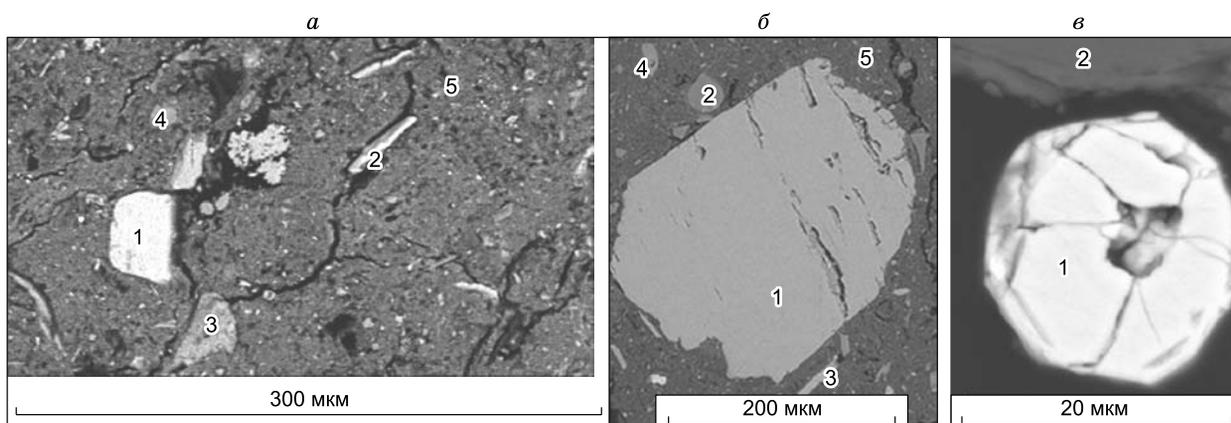


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки минералов и обломков пород терригенной фракции донных отложений озер Тажеранской системы.

а: 1 — кварц, 2 — слюда, 3 — КПШ, 4 — амфибол, 5 — зерна этих же минералов значительно меньших размеров + аморфное органическое вещество + зерна карбонатов; *б:* 1 — обломок мрамора (кальцит), 2 — кварц, 3 — слюда, 4 — плагиоклаз, 5 — зерна этих же минералов значительно меньших размеров + аморфное органическое вещество + зерна карбонатов; *в:* 1 — циркон, 2 — плагиоклаз.

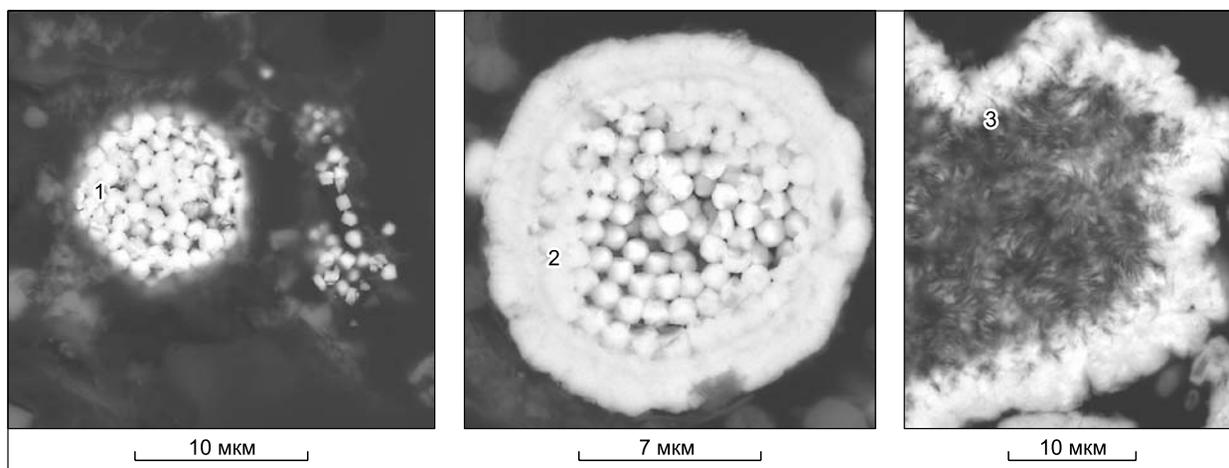


Рис. 4. Электронно-микроскопические снимки выделений пирита в донных отложениях озер.

1 — фрамбоид пирита, состоящий из кубооктаэдрических микроиндивидов, и одиночные кристаллы пентагонального габитуса; 2 — фрамбоид пирита зонального строения; 3 — органодетритовые выделения пирита (псевдоморфозы по водорослевым нитям).

озера к озеру, при этом его химический состав идентичен составу этого минерала в горных породах водосборных территорий. Среди обломков пород терригенной фракции встречаются обломки мрамора (см. рис. 3, б), состав которых, согласно данным АА и СЭМ анализов, идентичен составу мрамора, слагающего значительную часть береговой линии изученных озер, и отвечает стехиометрической формуле кальцита. Минералы горных пород и минеральной фракции почв поступают в донный осадок озер Тажеранской системы практически невыветрелыми, неокатанными, лишь механически измельченными. Ранее нами было показано, что химический состав донных накоплений обломочной фракции малых озер Сибири соответствует составу размытых почв и пород площадей водосборов [Страховенко, 2011]. Только небольшая часть слюд и темноцветных минералов разрушается с образованием смешанослойных алюмосиликатов с переменным содержанием в структуре магния, железа, алюминия, кремния при наличии следовых содержаний калия, кальция и натрия.

В верхних горизонтах донных отложений господствует восстановительная обстановка [Страховенко, 2011]. На этот интервал (верхние 5 см) приходится максимальное количество органического вещества (ОВ), его содержание меняется от 17 % (оз. Придорожное) до 46 % (оз. Хара-Нур) от общей массы осадка (см. табл. 1). Ниже по разрезу количество ОВ постепенно уменьшается и на глубине 50 см во всех озерах составляет не более 1—3 % от общей массы осадка. Значительное содержание ОВ в донных осадках Тажеранских озер объясняется химическим составом вод (содовые или содово-сульфатные). Именно содовые озера характеризуются высокой продуктивностью ОВ, обусловленной, прежде всего, высокой доступностью фосфора, долго сохраняющегося в рецикле из-за малых концентраций кальция и железа, которые его обычно связывают [Заварзина, Жилина, 2012]. Исходное ОВ, накапливающееся в верхнем слое донных отложений Тажеранских озер, подвергается процессам биохимического преобразования в анаэробных условиях метаногенеза, денитрификации и сульфатредукции [Рогозина и др., 2003]. На микробактериальную деятельность в изучаемых озерах указывает целый ряд факторов: наличие в их водах выходов газовых пузырьков на границы вода—дно, сильный запах сероводорода, лимонно-желтый цвет вод (полевые наблюдения) и присутствие в осадках, начиная с глубины 1 см, пирита, содержание которого, например в оз. Хара-Нур, достигает 3 % (рис. 4).

Карбонатная минералогия осадков

По данным XRD-анализа, озера Тажеранской системы характеризуются карбонатной седиментацией (рис. 5). В ассоциации хемогенных карбонатных минералов, содержание которых может достигать 80—90 % от минеральной составляющей осадка (оз. Хара-Нур), преобладают Mg кальциты и Ca избыточные доломиты, вместе с тем в некоторых озерах формируются также арагонит, моногидрокальцит, родохрозит (см. табл. 1). Дифференциальная диагностика низкотемпературных хемогенных карбонатов кальцит-доломитового ряда представляет определенные трудности из-за их высокой дисперсности (размеры кристаллитов <10 мкм). XRD-анализ проводили по наиболее интенсивным у тригональных карбонатов отражениям $hkl = 104$ в области углов $28\text{--}32^\circ 2\Theta \text{ CuK}_\alpha$ (рис. 6). Значения межплоскостных расстояний d_{104} располагаются в интервале от 3.036Å (кальцит) до 2.887Å (стехиометрический доломит) и

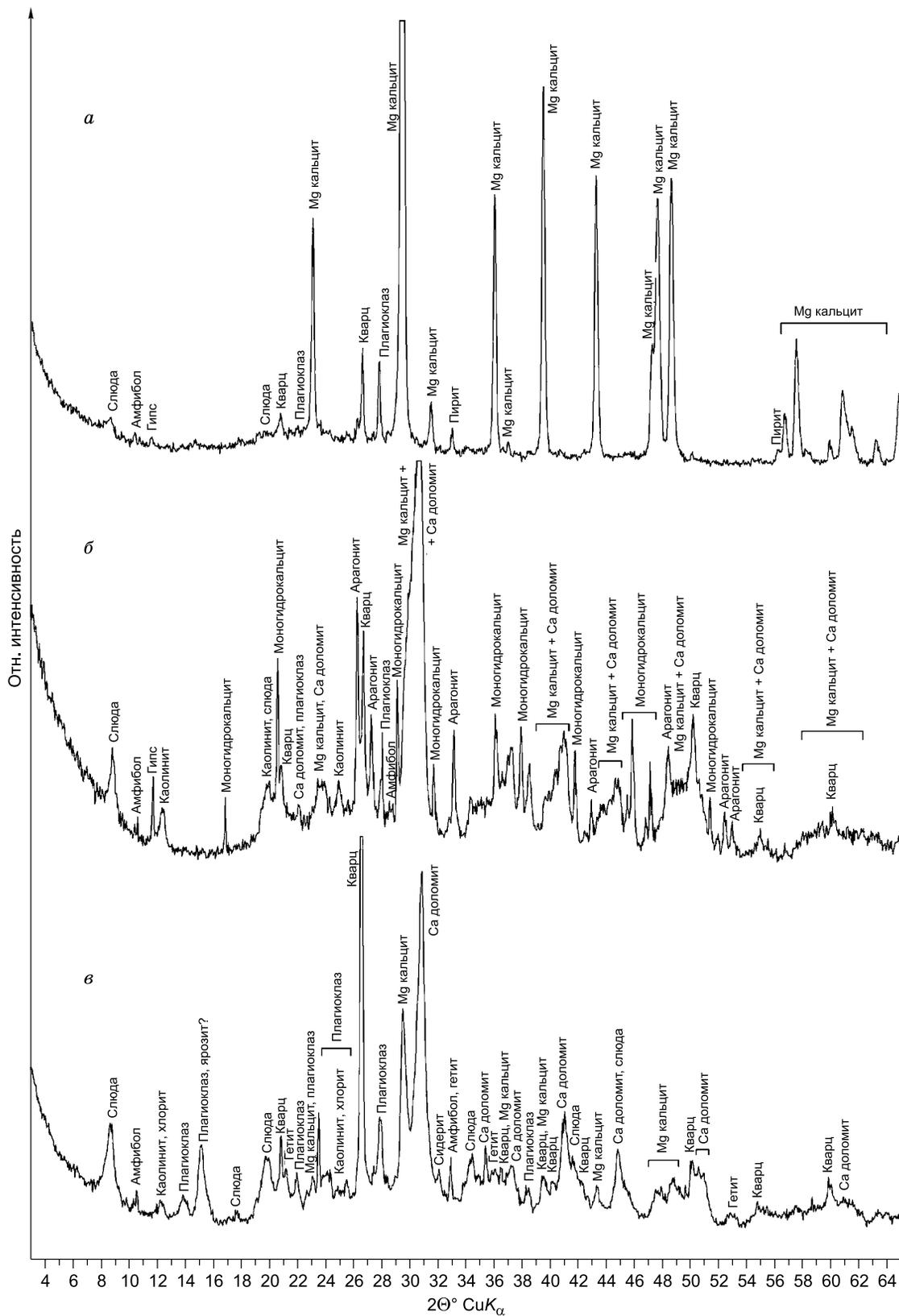


Рис. 5. Дифрактограммы образцов осадков ряда озер Тажеранской системы.

a — оз. Хара-Нур, *б* — оз. Скалистое, *в* — оз. Придорожное.

служат мерой магнезиальности карбоната. По величине d_{104} Mg кальциты разделены на три группы: низкомагнезиальные с содержанием MgCO_3 в структуре $<4-5$ мол. % ($3.036 > d_{104} > 3.020 \text{ \AA}$); промежуточные с $5-18$ мол. % MgCO_3 в структуре ($3.02 > d_{104} > 2.98 \text{ \AA}$); высокомагнезиальные с $30-43$ мол. % MgCO_3 ($2.94 > d_{104} > 2.91 \text{ \AA}$). Са избыточные доломиты, в структуре которых избыток CaCO_3 может достигать 7 мол. % относительно стехиометрического доломита, характеризуются значениями d_{104} от 2.910 до 2.887 \AA . Для выяснения всего спектра присутствующих в образцах карбонатных минералов нами было предложено использовать разложение их сложных XRD-профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII [Солотчина и др., 2008, 2011—2014; Скляр и др., 2010 а,б]. Модельный подход позволил установить положение, интегральную интенсивность пиков и количественные соотношения карбонатов в каждом образце (табл. 2, см. рис. 6). Определение содержания MgCO_3 в выделенных карбонатных фазах кальцит-доломитового ряда проводилось по калибровочным графикам зависимости ве-

Таблица 2. Химический состав донных осадков озер и распределение в них карбонатных минералов

| Озеро | Содержание элементов по данным РФА и АА, % | | | | | | | | | Содержание карбонатов принято за 100% | | |
|-------------|--------------------------------------------|-----|----|-----|-----|-----|-----|------|------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| | Si | Al | Ca | Mg | Na | K | Fe | Mn | Sr | Карбонаты | Содержание фазы, % | MgCO_3 , мол. % |
| Хара-Нур | 4 | 0.7 | 23 | 0.8 | 0.4 | 0.6 | 1.0 | 0.03 | 0.05 | Низко-Mg кальцит | 100.0 | 2.0 |
| Гызги-Нур | 8 | 4.1 | 13 | 3.1 | 1.6 | 1.6 | 3.0 | 0.08 | 0.08 | Промежуточные Mg кальциты | 44.4 56.6 | 7.5 12.5 |
| Круглое | 10 | 5.4 | 10 | 2.7 | 1.7 | 0.7 | 2.8 | 0.08 | 0.06 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Нуху-Нур | 8 | 1.9 | 17 | 1.3 | 0.6 | 0.6 | 1.9 | 0.13 | 0.11 | » | » | » |
| Скалистое | 6 | 5.1 | 12 | 3.5 | 1.9 | 1.1 | 2.1 | 0.06 | 0.21 | Арагонит Моногидрокальцит Низко-Mg кальцит Промежуточный Mg кальцит Высоко-Mg кальциты Са избыточный доломит | 14.4 3.8 3.9 14.7 17.4 21.1 18.6 | — — 2.5 12.5 23.0 35.2 43.5 |
| Гурби-Нур | 5 | 2.6 | 14 | 4.7 | 0.6 | 0.6 | 2.2 | 0.19 | 0.21 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Холбо-Нур | 9 | 5.6 | 12 | 2.4 | 1.7 | 1.3 | 3.3 | 0.08 | 0.19 | Арагонит Низко-Mg кальцит Промежуточный Mg-кальцит Высоко-Mg кальциты Родохрозит | 15 23.5 25.6 20.5 13.3 1.5 | — 2.5 10.5 33.5 41.0 — |
| Шалар-Нур | 9 | 6.2 | 11 | 2.3 | 0.9 | 1.4 | 3.0 | 0.08 | 0.09 | Низко-Mg кальцит Промежуточный Mg-кальцит | 17.2 82.8 | 0.75 7.0 |
| Цаган-Тырма | 6 | 2.7 | 14 | 5.8 | 1.9 | 1.2 | 2.1 | 0.06 | 0.15 | Низко-Mg кальцит Промежуточный Mg-кальцит Высоко-Mg кальцит Са-избыточные доломиты | 23.0 11.0 25.0 30.0 11.0 | 4.0 12.5 32.0 43.0 45.0 |
| Мелкое | 6 | 2.8 | 13 | 3.1 | 0.5 | 1.3 | 2.6 | 0.09 | 0.10 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Намши-Нур | 10 | 4.5 | 11 | 2.2 | 0.8 | 1.1 | 3.0 | 0.06 | 0.26 | Моногидрокальцит Низко-Mg кальцит Промежуточный Mg-кальцит Высоко-Mg кальциты | 46.4 30 12.6 7.8 3.2 | 0 3.5 12.5 31.2 41.5 |
| Придорожное | 8 | 5.8 | 7 | 2.2 | 1.6 | 1.4 | 1.9 | 0.06 | 0.07 | Низко-Mg кальцит Промежуточный Mg кальцит Высоко-Mg кальцит Са-избыточные доломиты | 14.9 9.5 11.6 35 29 | 2.5 12.0 32.0 43.5 49.5 |

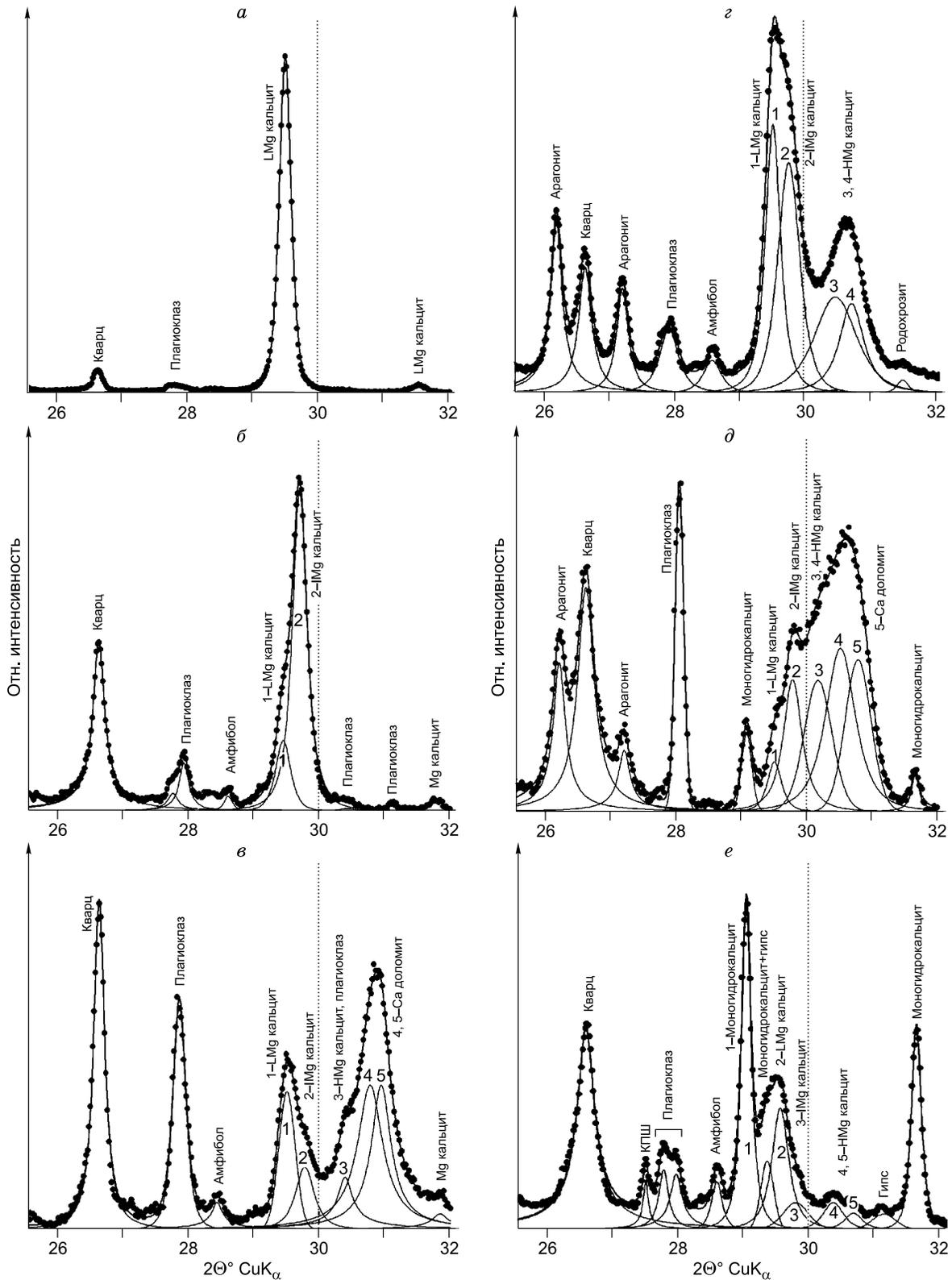


Рис. 6. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатных минералов современных осадков Тажеранских озер.

Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Наблюдается хорошее соответствие суммарных модельных профилей карбонатов (сплошная линия) с экспериментальными (точечное изображение). Модельный подход обеспечивает надежную дифференциальную диагностику всего набора присутствующих карбонатных минералов с определением их количественных соотношений. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100 %. LMg — низко-Mg кальцит; IMg — промежуточный Mg кальцит; HMg — высоко-Mg кальцит.
 а — оз. Хара-Нур, б — оз. Шалар-Нур, в — оз. Придорожное, г — оз. Холбо-Нур, д — оз. Скалистое, е — оз. Намши-Нур.

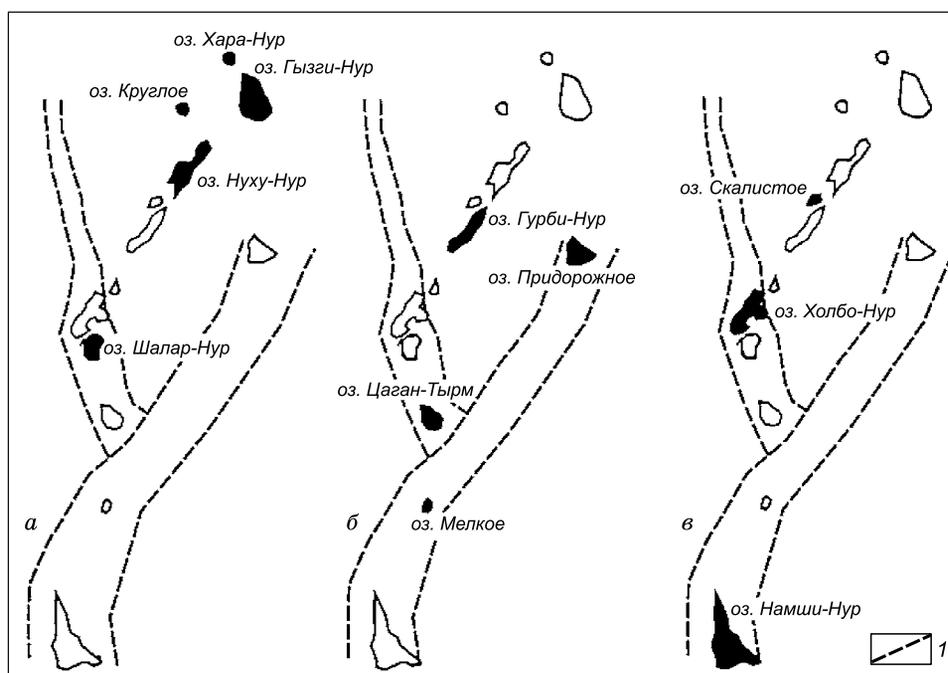


Рис. 7. Схема распространения карбонатных минералов в донных осадках озер Тажеранской системы.

Выделены черным цветом озера: *а* — первая группа, где карбонаты представлены низкомагнезиальными и промежуточными разностями Mg кальцитов; *б* — вторая группа, где наблюдается весь спектр карбонатов кальцит-доломитового ряда с преобладанием Ca избыточных доломитов; *в* — третья группа, где помимо карбонатов кальцит-доломитового ряда присутствуют арагонит, моногидрокальцит, родохрозит. *1* — разломы.

личины d_{104} от содержания $MgCO_3$ (мол. %) [Goldsmith, Graf, 1958; Deelman, 2011]. При низких содержаниях магния ($MgCO_3 < 18$ мол. %) Mg кальциты являются истинными твердыми растворами $MgCO_3$ в $CaCO_3$ [Chave, 1952; Mackenzie et al., 1983]. Повышение концентрации Mg приводит к формированию «доменных» кристаллов нанометрической размерности, представляющих собой смешанослойные образования, состоящие из последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, вплоть до составов Ca избыточных доломитов, что обеспечивает устойчивость Mg кальцитов в поверхностных условиях [Navrotsky, Capobianco, 1987; Deelman, 2011]. В структуре Ca избыточных доломитов количество $CaCO_3$ не превышает 7 % относительно стехиометрического доломита. Сложная структура Ca избыточных доломитов также описывается как смешанослойная, в которой слои нестехиометрического доломита с различным содержанием избыточного Ca чередуются со слоями стехиометрического доломита и кальцитоподобными слоями в различных пропорциях и с разной степенью порядка [Jones et al., 2001; Drits et al., 2005; McCarty et al., 2006]. Исходя из того, что смешанослойная структура Ca избыточного доломита более близка структуре высоко-Mg кальцита, нежели доломита *sensu stricto*, сделан вывод, что этот смешанный кристалл является крайним членом ряда Ca-Mg безводных карбонатов, включающего низко-Mg кальцит, промежуточный Mg кальцит, высоко-Mg кальцит и Ca избыточный доломит, и имеет генезис, отличный от стехиометрического доломита [Deelman, 2011].

Исследованные озера по наличию в осадках тех или иных карбонатных минералов можно разделить на три группы. Первую (наиболее многочисленную) — составляют озера Хара-Нур, Гызги-Нур, Круглое, Нуху-Нур и Шалар-Нур (рис. 7, *а*). В их донных отложениях карбонаты представлены только низкомагнезиальными и промежуточными разностями Mg кальцитов, содержание $MgCO_3$ в них не превышает 12.5 мол. % (см. табл. 2, рис. 6, *а, б*). Морфология и особенности внутреннего строения выделений низкомагнезиального кальцита в донных отложениях могут отличаться даже в пределах одного озера (рис. 8) и/или быть удивительно похожими в отложениях разных озер (рис. 9). Ко второй группе относятся озера Придорожное, Цаган-Тырма, Гурби-Нур и Мелкое (см. рис. 7, *б*), в осадках которых присутствует весь спектр карбонатов кальцит-доломитового ряда, причем доминируют Ca избыточные доломиты (см. рис. 6, *в*). Морфология и особенности внутреннего строения выделений высокомагнезиальных кальцитов и Ca избыточных доломитов в озерных отложениях не отличаются разнообразием и представлены в основном лепешковидными зернами различной формы [Страховенко и др., 2013]. Осад-

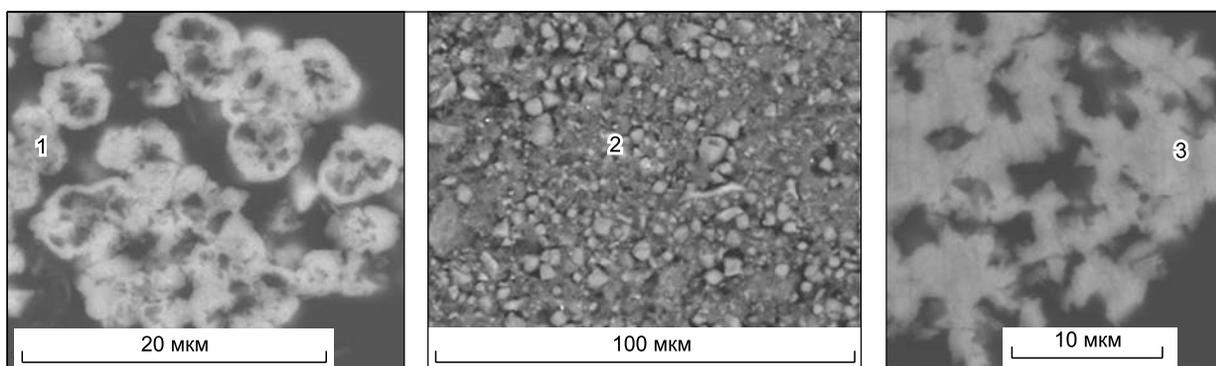


Рис. 8. Электронно-микроскопические снимки выделений низкомагнезиального кальцита в донных отложениях оз. Хара-Нур.

1 — фулярные кристаллы, 2 — ромбоэдрические и изометричные зерна разной размерности, 3 — древовидные выделения (можно предположить срастание тонких скаленоэдрических кристаллов).

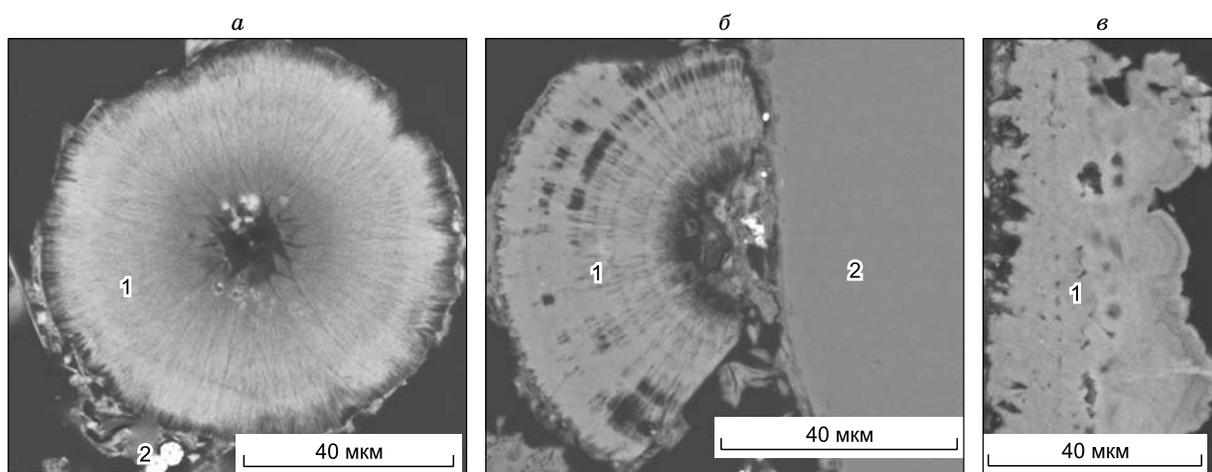


Рис. 9. Электронно-микроскопические снимки зонально-концентрических образований низкомагнезиального кальцита в различных озерах Тажеранской системы:

a — Гызги-Нур, *б* — Нуху-Нур, *в* — Шалар-Нур. 1 — низко-Mg кальцит, 2 — кварц.

ки озер третьей группы — оз. Холбо-Нур, Скалистое и Намши-Нур (см. рис. 7, *в*) — имеют более богатый карбонатный состав. Кроме карбонатов кальцит-доломитового ряда в отложениях оз. Холбо-Нур присутствуют арагонит и родохрозит (см. рис. 6, *з*), оз. Скалистое — арагонит и моногидрокальцит (см. рис. 6, *д*), а в осадках оз. Намши-Нур — моногидрокальцит (рис. 6, *е*), на долю которого приходится более 45 % от карбонатной составляющей осадка (см. табл. 2). На рис. 6 видно, что пики ($hkl = 104$) карбонатов кальцит-доломитового ряда из отложений озер второй и третьей групп образуют два широких максимума сложной формы и переменной интенсивности. Первый максимум формируют низкомагнезиальные и промежуточные кальциты, второй — высоко-Mg кальциты и Ca избыточные доломиты. Провал на XRD-профилях в области $2\Theta \text{ CuK}\alpha = 30^\circ$ (см. рис. 6, пунктирная линия) связан с переходом (перестройкой) структур Mg кальцитов от истинных твердых растворов к структурам смешанных «доменных» кристаллов [Deelman, 2011; Солотчина, Солотчин, 2014].

Содержание арагонита в отложениях озер Холбо-Нур и Скалистое невелико и не превышает 15 % от общего количества карбонатов (см. табл. 2). Известно, что арагонит (ромбическая модификация CaCO_3) формируется в более узком диапазоне физико-химических условий, чем Mg кальцит и более метастабилен по сравнению с ним [Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. В обзорной работе В. Ластва [Last, 2002] приводится основанная на наблюдениях последовательность осаждения карбонатов в соленых озерах: низко-Mg кальцит—высоко-Mg кальцит—арAGONIT—ДОЛОМИТ—МАГНЕЗИТ/ХАНТИТ, отражающая увеличение Mg/Ca отношения в воде и ее солёности. В нашем случае арагонит осаждается

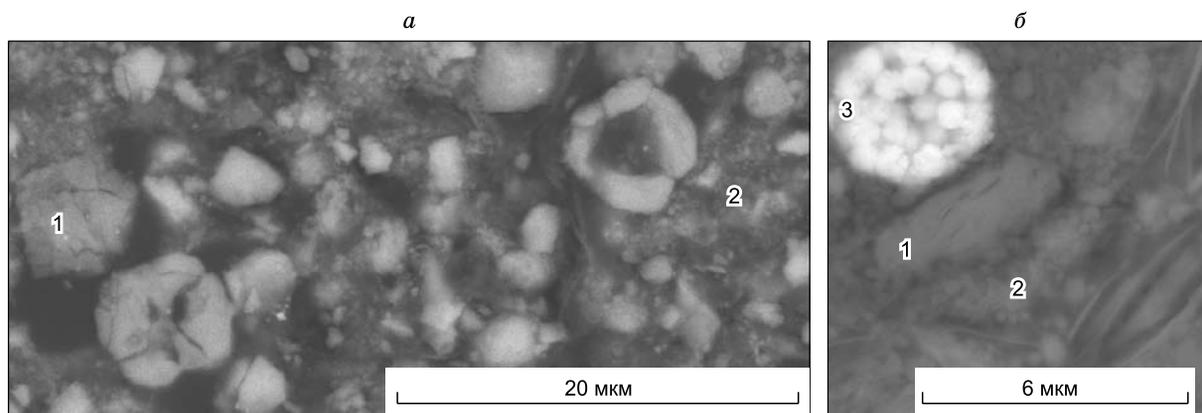


Рис. 10. Электронно-микроскопические снимки выделений моногидрокарбоната, Mg кальцита и пирита в осадках оз. Намши-Нур.

а — футлярные выделения моногидрокарбоната (1), аморфное вещество + промежуточный магниевый кальцит (2); *б* — растительные остатки, сложенные аморфным веществом (1), моногидрокарбонат (2), фрамбоид пирита (3).

совместно с кальцитами разной магниевости и Ca избыточными доломитами. Экспериментально установлено, что преимущественному осаждению арагонита в сравнении с кальцитом благоприятствуют повышенные концентрации в воде ионов Mg^{2+} , которые окружены плотной гидратной оболочкой $[Mg(H_2O)_6]^{+2}$. Сорбируясь на поверхности зародышей кальцита, они блокируют его рост [Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. Особенности ромбической структуры арагонита таковы, что адсорбция ионов Mg^{2+} незначительна и мало влияет на скорость его кристаллизации. Вместе с тем образованию арагонита препятствует избыток в растворе карбонатных ионов и при повышенной карбонатной щелочности наблюдается соосаждение его с Mg кальцитами, при этом увеличение солености раствора способствует осаждению последних.

Моногидрокарбонат, водный карбонат кальция $CaCO_3 \cdot H_2O$, на сегодняшний день едва ли соответствует закрепившейся за ним репутации редкого карбоната, поскольку все чаще встречается в самых различных обстановках [Swainson, 2008; Nishiyama et al., 2013]. Минерал крайне неустойчив и склонен к быстрому преобразованию в кальцит и арагонит. Тем не менее в озерных осадках моногидрокарбонат можно встретить на больших глубинах, в частности, нам принадлежит его первая находка в плейстоценовых отложениях оз. Хубсугул (Монголия) на глубине 60 м [Solotchina et al., 2009]. Мы полагаем, что частицы с органодегритовой структурой и футлярные выделения, состав которых близок к кальциту (но сумма значений химического состава микрозондового анализа всегда меньше 100 %), наблюдаемые нами в электронном микроскопе, сложены моногидрокарбонатом (рис. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате комплексного изучения донных отложений озер Тажеранской системы получены данные, позволяющие оценить обстановки карбонатообразования в озерных системах на фоне накопления терригенного и органического материала. В донных осадках озер Тажеранской системы, расположенных в степной зоне Прибайкалья, характеризующейся аридным климатом, накапливаются преимущественно кальциты разной степени магниевости и Ca избыточные доломиты. В водах соленых озер в результате интенсивного процесса испарения воды при осаждении образуются высоко-Mg кальциты и Ca избыточные доломиты (озера Скалистое, Цаган-Тырма, Холбо-Нур, Мелкое, Придорожное, Гурби-Нур). В соответствии с обзорной работой В. Ласта [Last, 1990], посвященной формированию доломитов в озерных обстановках на территории Северной Америки и Австралии, присутствие в осадках значительного количества Ca избыточного доломита указывает на мелководный или плайевый характер озера. Современные ландшафтные обстановки и ионно-солевой состав вод для названных озер соответствуют описанным характеристикам обстановок осаждения. Низкомагниевые и/или промежуточные Mg кальциты осаждаются в верхнем слое донных отложений всех изученных озер. В одной из последних работ Г.А. Заварзина [2008] утверждается, что перевод растворенного бикарбоната в нерастворимый карбонат реален в солоноватых и пресных озерах только при удалении CO_2 , которое осуществляется в процессе фотосинтеза. Изучение донных осадков с помощью СЭМ позволило зафиксировать присутствие органодегритовых, комковатых, лепешковидных, зонально-концентрических структур выделений, сложенных низкомагниевым кальцитом. Обнаруженные обломки раковин в

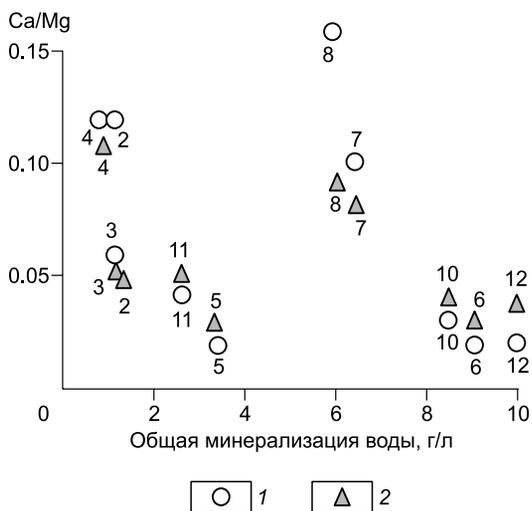


Рис. 11. Зависимость отношения Ca/Mg в воде (1) и в донном осадке (2) озер Тажеранской системы от общей минерализации воды озер.

Отношение Ca/Mg в донном осадке уменьшено в 100 раз. Цифры — порядковый номер озера в табл. 1.

донных отложениях водоемов представлены либо арагонитом, либо низко-Mg кальцитом. Полевые наблюдения указывают на присутствие значительных количеств биомассы в водной толще озер (например, в 2012—2013 гг. водная поверхность оз. Гурби-Нур на 40 % была покрыта ковром из сине-зеленых водорослей, а дно оз. Скалистое полностью заросло телорезом и др.). Наличие захороненного органического материала в верхних слоях осадка озер указывает на то, что в восстановительных условиях лишь часть ОВ минерализуется в результате микробактериальной деятельности.

Исходя из преобладающих в осадках структур выделений, можно предположить, что низко-Mg кальциты либо формировались непосредственно на организмах, фиксируя их морфологию, либо образовывали псевдоморфозы по остаткам растительности или пеллетам. Исследования наших коллег показало, что органическое вещество поступает в мелководные озера юга Сибири в основном в составе пеллетного органоминерального материала [Ермолаева, 2013].

В донных отложениях озер Скалистое и Намши-Нур, где по данным XRD-анализа установлен моногидрокальцит, фиксируются органогенно-детритовые, комковатые, зонально-концентрические структуры выделений. Анализ обстановок формирования моногидрокальцита [Нечипоренко, Бондаренко, 1988; Swainson, 2008; Nishiyama et al., 2013] показал, что они включают в себя те же факторы, которые в целом характерны для Mg кальцитов. Существенное различие состоит в определяющем влиянии на его образование и стабилизацию ряда органических и неорганических примесей. Их присутствие значительно расширяет диапазон условий осаждения этого нестабильного карбоната. Тем не менее, поскольку одним из условий стабилизации моногидрокальцита является высокий уровень биологической активности среды, его присутствие в озерных осадках может служить косвенным подтверждением потепления климата, способствующего активизации процессов фотосинтеза водной растительности и накоплению примесей, необходимых для сохранения этого минерала [Swainson, 2008]. На каталитическую роль бактерий в образовании моногидрокальцита указывают в своих работах ряд авторов [Заварзин, Колотилова, 2001; Розанов, 2002]. Несмотря на то, что об условиях формирования моногидрокальцита известно многое, он остается предметом исследований и в настоящее время [Rodriguez-Blanco et al., 2014]. Авторами этой работы показано, что в современных отложениях моногидрокальцит образуется в богатой магнием обстановке в широком интервале отношений $0.2 \leq \text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+} < 65$ как продукт биоминерализации. Малая его распространенность относительно других карбонатов объясняется его метастабильностью. Он обладает высокой сорбционной способностью для многих ионов, являющихся одновременно стабилизирующими для его структуры. Кроме того, авторами цитируемой работы высказывается гипотеза, что некоторые кальцитовые и арагонитовые отложения могут быть вторичными по происхождению и образовываться через метастабильный моногидрокальцит. Присутствие в озерных осадках Тажеранской системы моногидрокальцита можно увязать с жизнедеятельностью организмов и наличием необходимых примесей магния при формировании и сохранении этого минерала. В оз. Намши-Нур моногидрокальцит находится только в верхней части осадка, но иногда он сохраняется и до более глубоких горизонтов (в оз. Скалистое до глубины 40 см).

Сопоставление полученных данных по отношению Ca/Mg в водах и донных осадках озер показало, что отношение Ca/Mg в воде в большей части изученных озер наследуется в их донных отложениях (рис. 11) с увеличением значений на два порядка. За пределами данного графика осталось отношение Ca/Mg в озере при роднике (оз. Хара-Нур), где оно максимально и равно 28, при этом в осадке образуется низко-Mg кальцит. Кроме того, не показано отношение Ca/Mg в оз. Цаган-Тырма, где при высокой минерализации вод оба элемента находятся в резко подчиненном количестве относительно Na (Ca = 47, Mg = 944, Na = 5053 мг/л), а в осадке накапливаются Са доломит и высоко-Mg кальцит. В двух озерах — Гызги-Нур и Шалар-Нур Ca/Mg отношения в воде и в осадке существенно отличаются (в воде 0.10 и 0.17, в донном осадке $0.08 \cdot 10^{-2}$ и $0.12 \cdot 10^{-2}$ соответственно). Для выяснения причин выявленного несоответствия для всех проб озерных отложений проведено декальцирование. Согласно полученным данным, во всех озерах выход Са при декальцировании осадка составляет от 80 до 100 %, а Mg — от 65 до 80 %, за исключением оз. Гызги-Нур, в котором выход Mg 35 % при 100 %-м выходе Са, и оз. Ша-

лар-Нур с выходом Mg 38 % при 92 %-м выходе Са. Очевидно, что в донных отложениях практически весь Са содержится в карбонатах, а источником Mg помимо карбонатов являются биотит и иногда хлорит или смектит.

В целом количество и состав карбонатов, накапливающихся в осадках Тажеранских озер, определяются не только хемогенным осаждением их из вод озер, но и биохимическими процессами, протекающими в озерах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что озера Тажеранской системы, расположенные компактно в пределах каменистого плато в аридных условиях и характеризующиеся единым геолого-геохимическим ландшафтом, имеют единый источник питания озерных вод. Выявленное разнообразие геохимии озерных вод в основном связано с процессами метаморфизации питающих подземных вод, поскольку состав пород водосборных бассейнов для всех озер практически одинаков. Трансформация поступающих в озера вод (гидрокарбонатно-сульфатных натриево-магниевых-кальциевых) приводит к формированию в них содовых и содово-сульфатных вод. В образовании донных отложений исследуемых озер участвуют аутигенные минералы, обломочный материал и органическое вещество. Основными минералами обломочной фракции донных осадков являются полевые шпаты, кварц и биотит, их состав отвечает составу минералов горных пород площадей водосбора.

Озера характеризуются карбонатной седиментацией. Установлено, что в результате хемогенного осаждения в донных осадках озер Тажеранской системы с высокой минерализацией вод (более 4 г/л) и высокой карбонатной щелочностью накапливаются и доминируют высоко- Mg кальциты и Са избыточные доломиты. Во всех изученных озерах, начиная от наименее минерализованных вод (0.25 г/л) и до наиболее соленых (4.5 г/л), в донных отложениях образуются низко- и промежуточный Mg кальциты. Наряду с карбонатами кальцит-доломитового ряда в озерах Скалистое, Намши-Нур, Холбо-Нур присутствуют моногидрокарбонат и арагонит.

Воды озер характеризуются разбросом величин карбонатной щелочности, солености, содержания ОВ без значимой корреляции между ними. Формирование карбонатных минералов контролируется рядом взаимоисключающих факторов, несомненно, важную роль играют биохимические процессы, протекающие в озерах, на что указывает значительное количество в осадках органического вещества. Эти карбонаты образуются в донных осадках в результате аккумуляции на поверхности минерализованных компонентов мертвой биомассы или биогенной стимуляции хемоосаждения. Привлечение термодинамических расчетов для построения модели карбонатообразования в озерных осадках позволит выявить основные факторы, влияющие на формирование парагенетических ассоциаций карбонатов. В ассоциации с карбонатными минералами во всех изученных озерах в донном осадке выявлены аутигенный пирит, иногда смектиты, хлорит и иллиты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 13-05-00341а, 14-05-00296а) по программе ФНИ Российской академии наук.

ЛИТЕРАТУРА

Баженова О.И., Мартынова Г.Н. Современные морфоклиматические режимы степей и лесостепей Сибири // География и природные ресурсы, 2002, № 3, с. 57—64.

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

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

Власов Н.А., Павлова Л.И. Гидрогеохимия и геохимия природных вод озер Тажеранских степей // Изв. физико-химического научно-исследовательского института при ИГУ, 1968, т. V, вып. 2, 45 с.

Дзюба А.А., Кулагина Н.В. Формирование и распространение минеральных озер в Прибайкалье и Забайкалье // Водные ресурсы и режим водных объектов, 2005, т. 32, № 1, с. 13—17.

Дзюба А.А., Тулохонов А.К., Абидуева Т.И., Гребнева П.И. Распространение и химизм соленых озер Прибайкалья и Забайкалья // География и природные ресурсы, 1997, № 4, с. 65—71.

Ермолаева Н.И. Роль зоопланктона в формировании сапропелей в озерах юга Западной Сибири // Мир науки, культуры и образования, 2013, № 6, с. 545—549.

Заварзин Г.А. Планета бактерий // Вест. РАН, 2008, т. 78, № 4, с. 328—336.

Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию: учебное пособие. М., Книжный дом «Университет», 2001, 256 с.

Заварзина Д.Г., Жилина Т.Н. Ранняя колонизация суши // Геобиологические системы в прошлом. М., ПИН РАН, 2012, с. 69—91.

Лейн А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Дара О.М., Поняев М.С., Захарова Е.Е., Розанов А.Г., Иванов М.В., Флинт М.В. Процессы трансформации взвеси и осадок Карского моря // Океанология, 2013, т. 53, № 5, с. 643—679.

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

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М., ГЕОС, 2003, 263 с.

Макаркина Н.В. Структура и функционирование зоопланктона степных бессточных озер Байкальской Сибири: Автореф. дис.... к. б. н. Улан-Удэ, ГИ СО РАН, 2009, 20 с.

Минеральные воды южной части Восточной Сибири / Под ред. В.Г. Ткачука, Н.И. Толстихина. М., Л., Изд-во АН СССР, 1961, т. 1, с. 189—245.

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

Розанов А.Ю. Некоторые вопросы бактериального минерало- и седиментообразования // Бактериальная палеонтология. Тезисы Международной конференции. М., ПИН РАН, 2002, с. 68.

Рогозина Е.А., Архангельская Р.А., Свечина Р.М., Шапиро А.И. Направленность микробиологических процессов преобразования органического вещества современных осадков в анаэробных условиях // Генезис нефти и газа. М., ГЕОС, 2003, с. 269—270.

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, 2010а, т. 431, № 5, с. 668—674.

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-Тырма (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2010б, т. 51 (3), с. 303—328.

Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С. Структурно-геологический контроль локализации и состава вод озер и родников Приольхонья // Геология и геофизика, 2002, т. 43(8), с. 732—745.

Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С., Санина Н.Б. Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы, 2004, № 4, с. 44—49.

Сковитина Т.М., Федоровский В.С. Раннепалеозойские коллизионные структуры в современном рельефе Ольхонского региона (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 903—915.

Солоноватые и соленые озера Забайкалья: гидрохимия, биология / Ред. Б.Б. Намсараев. Улан-Удэ, Изд-во Бурят. ун-та, 2009, 340 с.

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-Тырма (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., Склярв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярва 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.

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. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири: Автореф. дис... д. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2011, 36 с.

Страховенко В.Д., Таран О.П., Ермолаева Н.И. Биогеохимия современных биокосных систем (на примере донных отложений озер Обь-Иртышского междуречья) // Геохимия живого вещества: материалы Международной молодежной школы-семинара (Томск, 2—5 июня, 2013). Томск, Изд-во ТПУ, 2013, с. 99—106.

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.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргаполов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3-22.

Chave K.E. A solid solution between calcite and dolomite // J. Geol., 1952, v. 60, p. 190—192.

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 // Developments in sedimentology / Eds. A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner. Elsevier, 2010, p. 1—59.

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

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.

Jones B., Luth R.W., MacNell A.J. Powder X-ray analysis of homogeneous and heterogeneous dolostones // J. Sediment. Res., 2001, v. 71, p. 791—800.

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 Systems, 2005, doi: 10.1186/1746-1448-1-10.

Mackenzie F.T., Bischoff W.D., Bishop F.C., Loijens M., Schoonmaker J., Wollast R. Magnesian calcites: Low-temperature occurrence, solubility and solid-solution behavior // Carbonates: mineralogy and chemistry / Ed. R.J. Reeder. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia, U.S.A., 1983, v. 11, p. 97—144.

McCarty D.K., Drits V.A., Sakharov B. Relationship between composition and lattice parameters of some sedimentary dolomite varieties // Eur. J. Miner., 2006, v. 18, p. 611—627.

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

Nishiyama R., Munemoto T., Fukushi K. Formation condition of monohydrocalcite from CaCl_2 — MgCl_2 — Na_2CO_3 solutions // Geochim. Cosmochim. Acta, 2013, v. 100, p. 217—231.

Rodriguez-Blanco J.D., Shaw S., Bots P., Roncal-Herrero T., Benning L.G. The role of Mg in the crystallization of monohydrocalcite // Geochim. Cosmochim. Acta, 2014, v.127, p. 204—220.

Smoot J.P., Lowenstein T.K. Depositional environments of non-marine evaporates // Evaporites, petroleum and mineral resources / Ed. J.L. Melvin. New York, Elsevier, 1991, p. 189—348.

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, p. 38—52.

Swainson I.P. The structure of monohydrocalcite and the phase composition of the beachrock deposits of Lake Butler and Lake Fellmongery, South Australia // Amer. Miner., 2008, v. 93, № 7, p. 1014—1018.

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.