

На правах рукописи



БОРЗЕНКО Светлана Владимировна

ГЕОХИМИЯ СОЛЕННЫХ ОЗЕР ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков
полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Томск, 2018

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук (ИПРЭК СО РАН), г. Чита.

Научный консультант: доктор геолого-минералогических наук, профессор **Шварцев Степан Львович**

Официальные оппоненты: Рыженко Борис Николаевич, доктор химических наук, старший научный сотрудник, ФГБУН Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, главный научный сотрудник лаборатории моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов

Плюснин Алексей Максимович, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ФГБУН Геологический институт СО РАН, заместитель директора по научной работе

Кулаков Валерий Викторович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ФГБУН Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, главный научный сотрудник лаборатории гидрологии и гидрогеологии

Ведущая организация: ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Защита диссертации состоится «15» июня 2018 года в 15 часов на заседании объединенного диссертационного совета Д 999.170.03 при ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет», ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский государственный университет» по адресу: г. Томск, пр. Ленина, 2а, строение 5, 20-й корпус, аудитория 504.

С диссертацией можно ознакомиться в научно-технической библиотеке ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет» (634050, г. Томск, ул. Белинского, 55) и на сайте <http://portal.tru.ru/council/2799/worklist>.

Автореферат разослан « » марта 2018 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
кандидат геолого-минералогических наук



Лепокурова Олеся Евгеньевна

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность работы. В настоящее время соленые озера представляют уникальные объекты для широких научных исследований, в особенности как возможные нетрадиционные источники минерального сырья, архивы палеоклиматических изменений, системы активно протекающих современных и аналоги древних биогеохимических процессов.

Это связано с тем, что появились новые методы и технологии, которые позволяют получать более полные сведения по геохимической специализации озер, выявлять источники химических элементов в них, расширять представления о процессах озерной седиментации, изучать распределение микрокомпонентов в озерах и механизмы их накопления, определять роль различных процессов и факторов в формировании состава озер. Как объекты исследований соленые озера Восточного Забайкалья представляют несомненный интерес, поскольку характеризуются высоким содержанием многих химических элементов (Li, U, Th, As, Sr, B, Br, Mo, F и др.), которые могут иметь промышленное значение. Вместе с тем фундаментальные вопросы, такие как источники этих элементов, механизмы и масштабы их концентрирования изучены недостаточно. Более того, сама по себе проблема генезиса различных типов озер в современной гидрогеохимии остается спорной и требует дальнейших исследований.

Исторически сложилось так, что многими исследователями формирование химического состава соленых озер объясняется испарительным концентрированием (Курнаков, 1936, Валяшко, 1952, Посохов, 1981 и др.). Однако до сих пор нет однозначного объяснения, почему на относительно небольшой территории в близких климатических и ландшафтно-геоморфологических условиях формируются различные типы озер: содовые, сульфатные и хлоридные, с определенным для каждого из них набором микроэлементов. Все эти особенности их состава и особенно самих содовых озер невозможно объяснить только процессами испарительного концентрирования (Жеребцова, Волкова, 1966; Harvie et. all, 1980; McCaffrey et. all, 1987). Между тем, вне поля зрения ученых остается роль горных пород, непрерывное растворение которых приводит к созданию новых минеральных образований и геохимических типов воды (Шварцев, 1991, 1998, 2006). Такой источник солей как горная порода применительно к озерам обычно не учитывается, но он играет важную роль в формировании состава озер наряду со степенью их испарения. В этой связи изучение процессов взаимодействия воды с горными породами в условиях испарительного концентрирования вод позволит лучше понять ведущие процессы, механизмы и факторы формирования определенного типа озер и их эволюцию.

Цель исследований. На основе данных по химическому и изотопному составу озерных и подземных вод водосборных территорий выявить ведущие процессы, факторы и механизмы формирования различных геохимических типов соленых озер Восточного Забайкалья.

Задачи исследований:

- исследовать химический и изотопный состав озер и подземных вод территорий их водосборных бассейнов;
- оценить степень испарения воды для различных типов озер;
- изучить закономерности распределения некоторых микроэлементов (урана, мышьяка, тория, брома, лития, стронция, редкоземельных элементов) в разных типах озер;
- определить масштабы восстановления сульфат-ионов в озерах;
- исследовать степень равновесности подземных и озерных вод с ведущими первичными и вторичными минералами горных пород;
- выявить механизмы, процессы и факторы формирования основных геохимических типов соленых озер Восточного Забайкалья.

Объектами научного исследования являются соленые озера Восточного Забайкалья; процессы, механизмы и факторы формирования химического состава этих объектов представляют предмет исследования.

Фактический материал и личный вклад автора. Диссертационная работа подготовлена в процессе выполнения государственных заданий Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН в рамках программы IX.137.1. Динамика биокосных систем Центральной Азии в условиях изменения климата и техногенного давления (факторы и тенденции), трех междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 38, 23,56, а также грантов РФФИ № 13-05-00556 и РНФ № 15-17-10003, № 17-17-01158.

Диссертационное исследование основано на материалах собственных полевых работ, проведенных в период 2003-2017 г., а также обширной геологической, гидрогеологической и геохимической опубликованной и фондовой литературы. Систематизация обширного фактического гидрогеохимического материала, термодинамических расчетов позволила автору создать новую концепцию формирования различных геохимических типов соленых озер Восточного Забайкалья.

Методы исследования. Важнейшим методологическим приемом данной работы является принципиально новое научное положение о геологической эволюции системы с позиции равновесно-неравновесного состояния воды с горными породами (Шварцев, 2012, 2013, 2015, 2016, 2017). Основные методы исследований базируются на изучении и сравнительном анализе химического состава подземных вод, питающих озера, и озерных вод; анализе изотопов воды и растворенных элементов; изучении форм миграции химических элементов; термодинамическом моделировании физико-химических равновесий озерных и подземных вод с основными минералами горных пород; выявлении масштабов

влияния испарения вод и восстановления сульфат-ионов; установлении роли горных пород в формировании определенного типа озер.

Химический анализ макрокомпонентного состава природных вод выполнен стандартными методами в аттестованной лаборатории ИПРЭК СО РАН. Определение микрокомпонентов озерных вод проведено в Аналитическом центре Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия). Анализы стабильных изотопов воды и растворенных в ней карбонатов, сульфатов и сероводорода выполнены в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Рентгенофазовый анализ (РФА) донных отложений и солей проведен в ЦКП Института Земной коры СО РАН (г. Иркутск).

Расчет равновесия воды с горными породами проводился по методике, изложенной в монографии Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста при 25°C, с учетом значений pH и Eh (1968). Расчеты активностей компонентов водных растворов определяли с использованием программного комплекса HydroGeo (Букаты, 2002) по методу Питцера для высокоминерализованных вод. Обработка полученных химико-аналитических данных проводилась с помощью программных средств Microsoft Office. Для оцифровки и построения карт применялись программные комплексы ArcGIS.

Достоверность научных результатов обеспечена использованием результатов более 500 химических и изотопных анализов озерных и подземных вод, полученных высокоточными методами в аттестованных и аккредитованных лабораториях, с хорошими показателями прецизионности результатов; использованием новейших теоретических положений по формированию природных вод; апробацией основных научных положений на российских и международных конференциях и опубликованных в рецензируемых российских и международных журналах; выполнением заданий государственных программ, интеграционных проектов и проектов Российского научного фонда.

Научная новизна работы:

- впервые для региона изучен широкий комплекс химических элементов в сопряженных компонентах окружающей среды, включая редкие и редкоземельные, определен изотопный состав воды, углерода, растворенных карбонатов и серы, сульфатов и сероводорода;
- установлен характер равновесия озерных и подземных вод с большим количеством минералов горных пород;
- впервые показано, что химический состав озер наряду с испарением определяется масштабом и характером взаимодействия воды с горными породами водосборной площади и дна озера;

- разработана новая методика расчета степени испарения озерных вод;
- установлено, что значительная доля сульфат-ионов в озерах восстанавливается до сероводорода и других форм серы в результате сульфатредукции;
- впервые для региона разработана модель формирования химического состава различных геохимических типов соленых озер, расположенных на ограниченной территории.

Практическая значимость. Практическая значимость выполненных исследований определяется тем, что соленые озера обладают широким спектром промышленно значимых минеральных солей, энергетическими (возможности преобразования тепловой энергии в электрическую), биологическими (культивация и добыча отдельных водорослей и кормовой аквакультуры), бальнеологическими (целебные грязи) и рекреационными ресурсами. Установленные высокие содержания лития, молибдена, мышьяка, урана, брома, стронция, редкоземельных и др. элементов позволяют рассматривать соленые озера Восточного Забайкалья как перспективные источники минеральных возобновляемых ресурсов.

Апробация результатов исследования. Основные положения и результаты исследований докладывались на международных и всероссийских конференциях. В их числе III международная научно-практическая конференция «Вода – источник жизни» (Павлодар, Казахстан, 2008); международная конференция «Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов экстремальных местообитаний» (Улан-Удэ-Улан-Батор, 2011), 12-th International Conference on Salt Lake Research (Beijing, China, 2014), «Water-Rock Interaction» (Evora, Portugal, 1916); всероссийские конференции: «Гидрогеохимия осадочных бассейнов» и «Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии» (Томск, 2007 и 2010); «Современные проблемы микробиологии Центральной Азии» (Улан-Удэ, 2007 и 2010); XIII научное совещание географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 2007); «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Новосибирск, 2009); «Природные ресурсы Забайкалья и проблемы геосферных исследований»; «Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий»; «Эволюция биогеохимических систем (факторы, процессы, закономерности)» (Чита, 2006, 2008 и 2011); III Всероссийская научно-практическая конференция «Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле» (п. Листвянка Иркутской области, 2014); «XXI Всероссийское совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока» (г. Якутск, 2015); «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами», Томск, 2012, Владивосток, 2015); «Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии» (Москва, 2016 г.), «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания

человека» (г. Томск, 2016); «Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах» (Барнаул, 2017).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 60 работ, в том числе 22 в журналах из списка ВАК, а также 21 индексируемых WOS и SCOPUS. Часть статей написаны в соавторстве со специалистами, которые не имеют возражений против защиты данной работы.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения и списка литературы, включающего 232 наименований. Объем работы – 270 с., количество таблиц – 22, рисунков – 77, приложений – 5.

Во **введении** обоснована актуальность исследований, определены цели, задачи и методы исследований, сформулированы научная новизна, теоретическая и практическая значимость работы. **Глава 1** «Природные условия района исследований» включает информацию о природных условиях территории распространения соленых озер с описанием климата, геоморфологических и геологических условий региона, растительности и почв, гидрогеологии и гидрографии. Приведены основные гидрогеохимические параметры озер разных водосборных систем. **Глава 2** «Химический состав минеральных озер» содержит результаты гидрохимических исследований и анализ поведения макро- и микрокомпонентов выделенных типов и подтипов озер. *На материалах первой, второй, шестой и седьмой глав обосновывается первое защищаемое положение.* В **главе 3** «Степень испарения и источники главных ионов озер» приведены данные по водному балансу некоторых озер и проанализирована степень испарения вод для отдельно взятого водоема и в целом для каждого типа и подтипа озер. Обсуждается поведение основных ионов в зависимости от степени испарения вод. В **главе 4** «Равновесие озерных вод с основными минералами пород» выполнен анализ термодинамических расчетов основных форм миграции макрокомпонентов озер и равновесий озерных и подземных вод с минералами горных пород. В подтверждение термодинамических расчетов приводится минералогический состав донных осадков некоторых озер и седиментационных ловушек. *На материалах этой главы формируется второе защищаемое положение.* В **главе 5** «Геохимические превращения серы в озерах» рассмотрено распределение содержаний различных форм серы и изотопный состав серы растворенных в воде сульфат- и сульфид-ионов. Установлены зависимости поведения сульфатов от процессов сульфатредукции и окисления сульфидов горных пород. *На материалах главы обосновывается третье защищаемое положение.* В **главе 6** «Источники гидрокарбонат- и карбонат-ионов в озерах» рассматривается изотопный состав углерода растворенных в воде карбонатов. В **главе 7** «Изотопный состав воды» проанализирован изотопный состав озерных, грунтовых и атмосферных вод района исследований. Выделены основные

процессы, участвующие в формировании изотопного состава вод в различных типах озер. В главе 8 «Формирование состава минеральных озер» анализируются основные факторы, процессы и механизмы образования различных геохимических типов озер на территории Восточного Забайкалья. На материалах главы формулируется четвертое защищаемое положение.

Благодарности. Автор благодарит за выбор темы и объекта исследований, многолетнее сотрудничество, а также за проведение совместных экспедиционных исследований своего наставника к.г.-м.н. Л.В. Заману. Глубокую признательность автор выражает д.г.-м.н., профессору, лауреату Государственной премии СССР С.Л. Шварцеву за ценные советы, внимание к процессу создания диссертации, способствовавшие выделению основных положений работы. Автор признателен за помощь и консультации д.г.-м.н. Б.Н. Абрамову, д.г.-м.н. Ф.И. Еникееву, д.г.н. О.Г. Савичеву, а также своим коллегам по лаборатории Л.И. Усмановой, М.Т. Усманову, Т.Г. Смирновой, Т.Е. Хвостовой, И.А. Федорову и Л.П. Чечель за помощь в проведении полевых работ, химико-аналитических исследованиях и разностороннюю поддержку.

ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Первое защищаемое положение. На ограниченной территории в близких ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях формируются разнообразные геохимические типы озер: хлоридные, сульфатные, содовые и многочисленные их подтипы. Содовые озера характеризуются наиболее высокими значениями pH, Na, HCO_3^- , CO_3^{2-} , повышенными концентрациями U, Th, As, F, РЗЭ и др. микрокомпонентов. Хлоридные озера выделяются высокой соленостью, но низкой щелочностью с большим содержанием Br, Li, Sr и др. элементов. Отличительным признаком сульфатных озер является минимальная их соленость, высокая сульфатность и относительно низкие концентрации большинства микроэлементов. Каждый тип озер отличается также изотопным составом H, O и C.

В Восточном Забайкалье распространены многочисленные солёные¹ озера. Все они приурочены к лесостепной и степной ландшафтно-климатическим зонам и расположены в бассейнах рр. Ингоды, Онона, Аргунь, а также в пределах Улдзаторейского бессточного бассейна. С запада и востока территория ограничена координатами 112-118° в.д., с севера – широтой 52°, с юга – государственной границей с Республикой Монголия и КНР. Рельеф района преимущественно низкорослый, полого-холмистый и равнинный. В бассейне р. Ингоды располагаются хребты с абсолютными отметками до 1300 м. Минимальная отметка (596 м)

¹ К солёным озерам отнесены водоемы с минерализацией от 1 г/л.

находится в районе оз. Зун-Торей. Значительную часть площади занимает Онон-Торейская равнина, изрезанная неглубокими падами, простирающимися на несколько километров каждая. В понижениях и котловинах сосредоточены многочисленные соленые озера. Большая часть их локализована в пределах Цасучейской впадины. Впадина с поверхности сложена среднеплейстоценовыми песчано-глинистыми осадками мощностью до 100 м, перекрывающими эффузивно-осадочные меловые породы, выходящие на дневную поверхность в районе Торейских озер. Породы представлены преимущественно алевролитами, песчаниками, базальтами, трахиандезибазальтами, их кластолавами и туфами. За пределами впадины в выступах фундамента распространены гранитоиды мезозоя и метаморфические породы палеозоя, в составе которых значительную долю занимают сланцы, гнейсы, известняки, аргиллиты и алевролиты.

Климат района резко континентальный. Маломощный снежный покров образуется в начале ноября и сходит в конце апреля до таяния льда, поэтому питание водоемов талыми снеговыми водами отсутствует. Годовое количество осадков почти в два раза ниже испаряемости.

Минерализация подземных вод изменяется в диапазоне от 0.11 до 3.72, среднее 0.60 г/л, а pH от 6.47 до 9.24, среднее 7.80. Выявляется следующая последовательность преобразования подземных вод: по мере увеличения их солености и pH они переходят из $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ в $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg-Ca}$, а при более высоких их значениях в $\text{HCO}_3\text{-Na}$ (по Щукареву). Наиболее соленые воды локализованы в бассейне внутреннего стока, а менее минерализованные – в бассейне р. Ингоды (табл. 1).

Таблица 1. Основные химические параметры подземных вод водосборных территорий озер, локализованных в пределах бассейнов основных рек и области внутреннего стока

Показатели	Бассейн р. Ингоды			Бассейн р. Онон			Бассейн внутреннего стока		
	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.
pH	7.52	7.07	8.10	7.87	6.47	9.24	7.99	6.90	9.02
HCO_3^- ; мг/л	305.2	59.6	778.0	271.3	77.8	1165	457.8	153.0	1866
SO_4^{2-} ; мг/л	39.9	6.54	443.0	30.4	2.66	594.0	88.5	2.41	1126
Cl^- ; мг/л	14.6	1.45	52.4	28.2	2.36	729.8	62.9	4.73	361.6
F^- ; мг/л	0.26	0.03	1.58	1.00	0.21	2.68	1.74	0.26	6.29
Ca^{2+} ; мг/л	59.8	12.1	154.9	59.7	5.52	160.3	54.5	5.59	148.6
Mg^{2+} ; мг/л	28.4	6.42	97.8	20.5	5.47	64.3	39.4	4.64	219.4
Na^+ ; мг/л	21.7	2.71	97.6	35.3	6.37	232.0	129.5	7.20	528.1
K^+ ; мг/л	1.50	0.03	8.24	1.70	0.50	9.75	5.92	0.32	57.8
Минерализация; г/л	0.49	0.11	1.34	0.50	0.14	3.72	0.87	0.25	3.12
Количество проб	27			71			31		

В данной работе за основные показатели, определяющие принадлежность озер к определенному типу, приняты рН и преобладающий компонент анионного состава вод (Шварцев и др., 2014). К содовому типу отнесены водоемы с $\text{pH} \geq 9$, к хлоридному и сульфатному – озера с $\text{pH} < 9$ и доминированием соответствующего аниона в водах. Такой подход позволяет сравнить озера не только по химическому составу, как это предложено в наиболее используемых классификациях (Курнаков-Валяшко, Алекин и др.), но и по главным процессам их формирования, а также источникам химических элементов, что имеет первостепенное геохимическое значение.

На рассматриваемой территории в относительно близких климатических и ландшафтно-геоморфологических условиях формируются разнообразные типы соленых озер: хлоридные, сульфатные, содовые и их многочисленные подтипы. Особенностью этих озер является значительная вариабельность их минерализации (1.2-343 г/л), значений рН (7.40-10.7) и химического состава (табл. 2). Наиболее высокая соленость вод в среднем характерна для хлоридных озер, а щелочность – для содовых. В большинстве случаев в анионном составе доминирует хлор, концентрации которого достигают 134 г/л при среднем значении 5.5 г/л, в катионном преобладает натрий с содержанием до 125 г/л при среднем 5.7 г/л.

Озера представляют собой водоемы с различными морфометрическими характеристиками. При значительных вариациях площадей водных зеркал (от 0.1 до 580 км²) и площадей их водосборов (от 1 до 25100 км²), глубин (от 0.1 до 8.0 м), общее у них одно – все они бессточные, только во влажные периоды в единичных случаях соединяются между собой временными руслами, но все изолированы от рек. Как правило, содовые озера расположены в центральных частях депрессий или в пределах их бортов, они глубже, с большим объемом воды. Хлоридные озера локализованы на относительно выровненных поверхностях, они чаще неглубокие (менее 1 м) и имеют меньший объем воды. Анализ зависимостей минерализации от объемов воды показал, что для озер с объемом водной массы от 1 до 10⁻³ км³ она увеличивается до 15 г/л, а при меньших объемах может достигать 50 г/л и более (рис. 1).

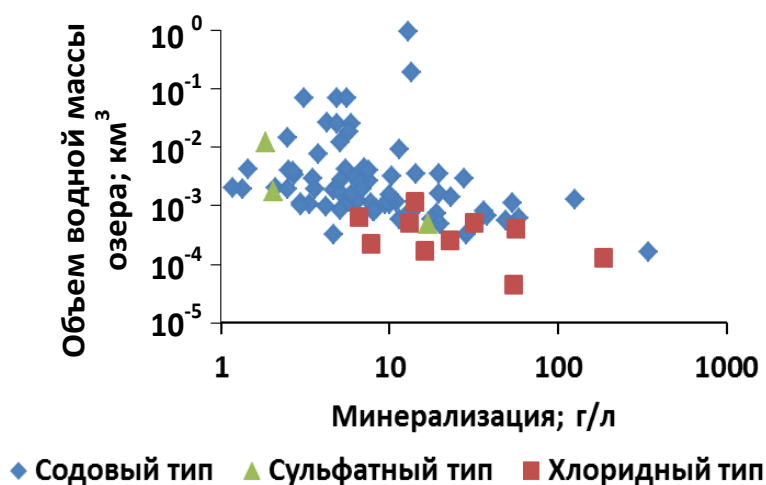


Рис. 1. Зависимость солености озер от их объема.

Таблица 2. Основные химические параметры соленых озер Восточного Забайкалья по выделенным типам и подтипам

Показатели	Ед. изм.	Содовый тип												Сульфатный тип, $n = 3$			Хлоридный тип, $n = 10$			
		Усредненный, $n = 84$			I подтип, $n = 37$			II подтип, $n = 5$			III подтип, $n = 42$									
		Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	
pH		9.53	9.02	10.74	9.47	9.02	10.74	9.53	9.20	9.83	9.55	9.09	10.02	8.74	8.32	8.90	8.17	7.40	8.70	
CO ₂	мг/л	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	144	132	156	
CO ₃ ²⁻ +HCO ₃ ⁻	г/л	3.1	0.05	30	3.5	0.42	30	4.3	0.63	17	2.9	0.24	22	0.81	0.07	18	0.50	0.06	2.1	
SO ₄ ²⁻		2.2	0.01	62	0.59	0.01	2.0	6.2	1.7	13.8	3.1	0.06	62	2.9	0.49	7.6	3.5	0.21	14	
Cl		4.2	0.03	134	1.4	0.03	14	2.7	0.32	6.6	7.2	0.39	134	0.90	0.27	2.1	17.8	1.2	101	
F		0.01	0.001	0.41	0.01	0.001	0.07	0.02	0.001	0.11	0.02	0.001	0.41	0.002	0.001	0.005	0.007	0.001	0.04	
Ca ²⁺		0.02	0.001	0.08	0.02	0.001	0.06	0.008	0.003	0.02	0.01	0.001	0.08	0.05	0.005	0.08	0.10	0.006	0.62	
Mg ²⁺		0.07	0.001	0.40	0.06	0.003	0.18	0.21	0.05	0.38	0.05	0.001	0.40	0.06	0.03	0.09	0.62	0.01	3.8	
Na ⁺		5.1	0.27	125	2.4	0.27	19	5.8	1.4	17	7.4	0.37	125	2.2	0.39	5.4	13	1.35	65	
K ⁺		0.06	0.002	0.44	0.05	0.003	0.44	0.16	0.05	0.36	0.06	0.002	0.20	0.02	0.01	0.04	0.08	0.01	0.24	
Минерализация		15	1.2	343	7.8	3.2	59	19	5.5	54	21	3.1	343	6.9	1.8	17	35	4.6	185	
Si		мг/л	5.5	2.3	22	6.4	3.6	22	5.9	4.5	6.8	4.8	2.3	10	3.6	2.9	4.1	3.6	3.4	4.5
Al	0.35		0.01	17	0.17	0.01	3.5	0.38	0.01	2.1	0.50	0.01	17	0.20	0.07	0.40	0.13	0.02	0.42	
Mn	0.07		0.001	4.0	0.01	0.001	0.10	0.70	0.002	4.0	0.03	0.001	0.72	0.06	0.01	0.13	0.01	0.002	0.04	
Fe	0.44		0.001	18	0.34	0.001	2.6	0.14	0.01	0.52	0.59	0.01	18	0.23	0.08	0.39	0.08	0.01	0.26	
Zn	0.38		0.002	2.3	0.09	0.002	0.98	0.41	0.07	2.3	0.08	0.002	0.36	0.18	0.11	0.23	0.12	0.004	0.75	
As	0.42		0.001	6.0	0.53	0.001	1.4	0.53	0.01	1.7	0.31	0.02	6.0	0.07	0.03	0.14	0.10	0.014	0.28	
Br	30		0.03	624	12	0.03	152	24	3.5	74	48	3.2	624	5	2.1	10	84	11	369	
Sr	0.55		0.07	9.2	0.40	0.08	1.6	0.83	0.09	3.3	0.66	0.07	9.2	0.59	0.24	0.97	4.4	0.13	19	
Mo	0.12		0.003	3.0	0.06	0.003	0.54	0.78	0.013	3.0	0.09	0.01	0.92	0.07	0.02	0.16	0.09	0.02	0.38	
U	0.22		0.003	11	0.07	0.003	0.36	1.0	0.003	5.4	0.23	0.01	11	0.07	0.01	0.14	0.08	0.02	0.25	
Li	мкг/л		107	2.0	646	183	2.0	326	266	101	646	88	5.2	585	157	85	242	269	62	1470
Ni			8.1	0.94	244	4.9	0.94	66	56	3.0	244	5.4	1.2	27	6.7	5.0	24.5	4.9	1.2	20
Cu		47	0.79	438	6.4	0.79	31	180	2.3	438	24	1.0	304	40	9.5	236	6.0	1.9	20.9	
Rb		5.6	0.43	53	4.6	0.76	27	13	5.0	36	5.6	0.43	53	5.7	2.5	10	7.5	1.3	25	
Zr		50	0.12	1104	50	0.38	935	115	0.12	677	60	0.26	1104	2.0	0.70	4.5	7.8	0.14	48	
PЗЭ		8.3	0.04	109	2.2	0.04	56	20	0.09	109	2.8	0.04	82	0.89	0.82	0.96	0.66	0.05	2.5	
Th		2.9	0.01	209	0.64	0.01	13	0.80	0.01	4.4	5.5	0.01	209	0.20	0.03	0.53	0.04	0.01	0.10	

Согласно принятой схеме большинство изученных озер принадлежат к содовому типу, на его долю приходится 87% от общего их количества. Основным отличительным их признаком является высокое значение pH (9.02-10.74, среднее 9.54), широкая вариабельность солёности воды (1.2-343, среднее 15 г/л) и низкие концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} (среднее 0.02 и 0.07 г/л соответственно). Анионный состав, как правило, смешанный с доминированием Cl^- (среднее 4.2 г/л) и карбонатного комплекса $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (3.1 г/л), в меньших количествах присутствует SO_4^{2-} (2.2 г/л). В катионном составе содовых озер основным является Na^+ со средней концентрацией 5.1 г/л.

Ввиду того, что в химическом составе содовых озер зачастую карбонатная составляющая не является преобладающей в общем балансе анионов, они были разделены на подтипы, к I подтипу отнесены озера с преобладанием суммы гидрокарбонат и карбонат-ионов, ко II подтипу – сульфат- и к III подтипу – хлорид-ионов. Среди выделенных подтипов наибольшим распространением пользуются озера I и III подтипов, составляющие 45 и 50 % соответственно, ко II подтипу отнесены всего 5 озер. Переход от I подтипа к последующему при относительно небольших изменениях pH (среднее 9.50, 9.53 и 9.55 соответственно) сопровождается ростом среднего значения минерализации воды от 7.8 в I до 19 во II и 21 г/л в III подтипах. Одновременно увеличиваются содержания всех основных анионов и натрия, максимальные концентрации которых определены в наиболее минерализованном оз. Борзинское. Напротив, по мере роста солёности в сумме концентрации кальция и магния снижаются (рис. 2).

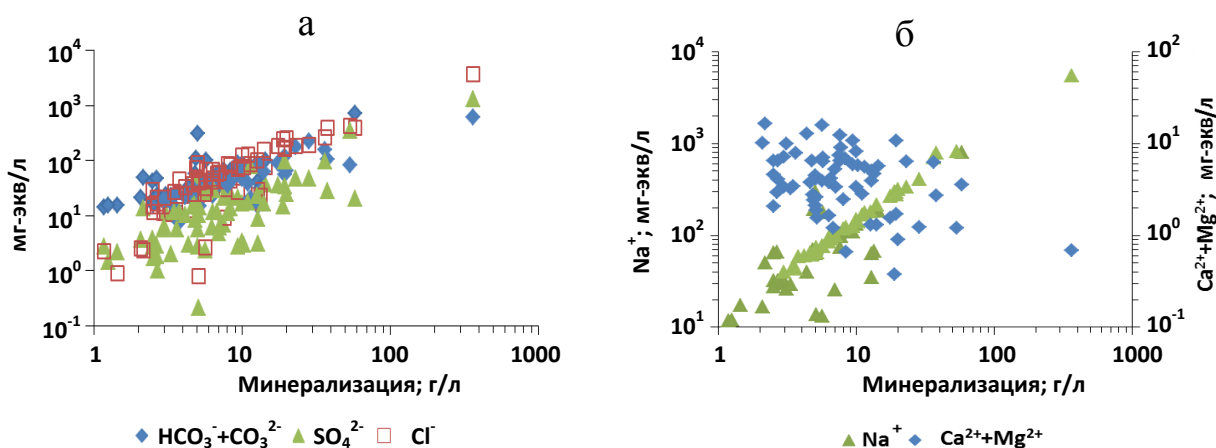


Рис. 2. Зависимость содержаний ведущих анионов (а) и катионов (б) от минерализации содовых озер.

Ограниченное распространение на рассматриваемой территории имеют хлоридные озера (10 %). Они характеризуются по средним оценкам максимальной минерализацией (4.6-185, среднее 35 г/л) и относительно низким значением pH (7.40-8.70, среднее 8.17). В среднем содержание Cl^- здесь существенно выше (17.8 г/л), чем в содовом и сульфатном типах озер. Наиболее высокая его

концентрация (101 г/л) определена в самом соленом оз. Горбунка. Вторым среди анионов является SO_4^{2-} с содержанием до 14 при среднем 3.5 г/л. Концентрация $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ существенно ниже (среднее 0.75 г/л). В значимых количествах (до 2.1 г/л) она фиксируется в менее минерализованных озерах с соленостью до 14 г/л. С ростом солености сумма карбонатов резко снижается до 0.06 г/л (рис. 3), напротив, содержание катионов увеличивается. Количество Na^+ в среднем здесь составляет 13 г/л, немногим выше и концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} (0.10 и 0.62 г/л соответственно).

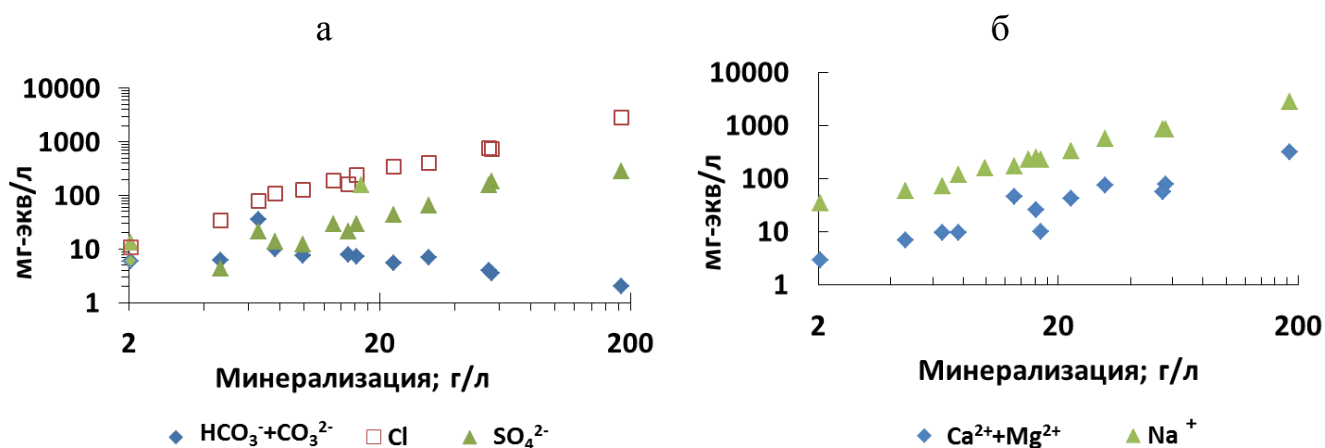


Рис. 3. Зависимость содержаний ведущих анионов (а) и катионов (б) от минерализации хлоридных и сульфатных озёр.

Еще реже встречаются сульфатные озера (только 3 %). Сульфатный тип озёр по сравнению с двумя предыдущими отличается относительно низкой минерализацией (от 1.8 до 17, среднее 6.9 г/л). Значения pH изменяются в диапазоне 8.32-8.90 при среднем 8.74. Содержание SO_4^{2-} варьирует от 0.49 до 7.6 при среднем значении 2.9 г/л. При этом доля последнего в анионном составе (среднее 51 мг-экв %) существенно выше их доли в целом в содовых (15 мг-экв %) и хлоридных (12 мг-экв %) озерах, но сопоставима с содовыми озерами II подтипа (42 мг-экв %). Хлорид- и сумма карбонатных ионов содержится здесь в почти равных количествах (среднее 0.8 и 0.9 г/л соответственно). По усредненным данным в сульфатных озерах среди катионов превалирует Na^+ с концентрацией 2.2 г/л, количество Ca^{2+} и Mg^{2+} составляет 0.05 и 0.06 г/л соответственно.

Анализ полученных данных показал, что во всех выделенных типах и подтипах озёр среди катионов резко доминирует натрий, концентрация которого по мере увеличения минерализации вод растет. В хлоридных и сульфатных озерах с ростом солености не накапливаются карбонаты, в то время как в содовых их содержание неуклонно растет. Одновременно повсеместно увеличиваются концентрации хлорид- и сульфат-ионов. Однако рост содержаний хлорид-ионов, за небольшим исключением, существенно опережает рост сульфат-ионов (рис. 4).

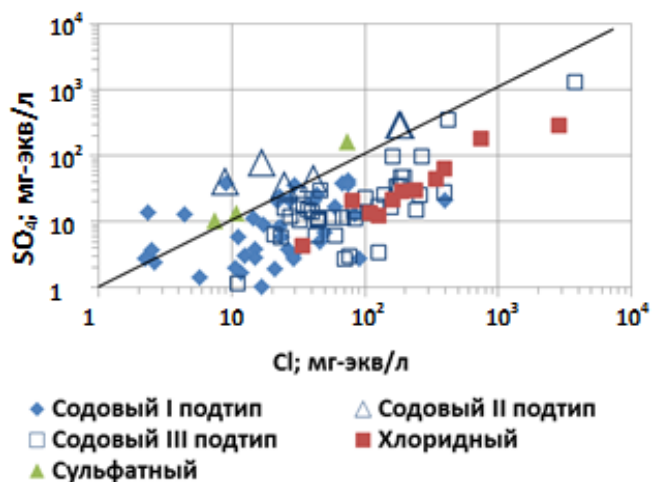


Рис. 4. Связь содержаний сульфат-ионов с хлорид-ионами в выделенных типах и подтипах озер.

По-разному ведут себя и микроэлементы. В сравнении с хлоридными содовые озера выделяются более высокими концентрациями F (до 0.41, среднее 0.01 г/л), As (до 6 мг/л, среднее 0.42 мг/л), U (до 11, среднее 0.22 мг/л), Th (до 209, среднее 2.9 мкг/л), РЗЭ (до 109, среднее 8.3 мкг/л). В хлоридных в больших количествах присутствуют Br (до 369, среднее 84 мг/л), Sr (до 19, среднее 4.4 мг/л), Li (до 1470, среднее 269 мкг/л). Все эти элементы проявляют

себя как накапливающиеся в озерах с ростом содержаний основных анионов, для содовых – карбонатной составляющей, а для хлоридных – хлорид-ионов (рис. 5).

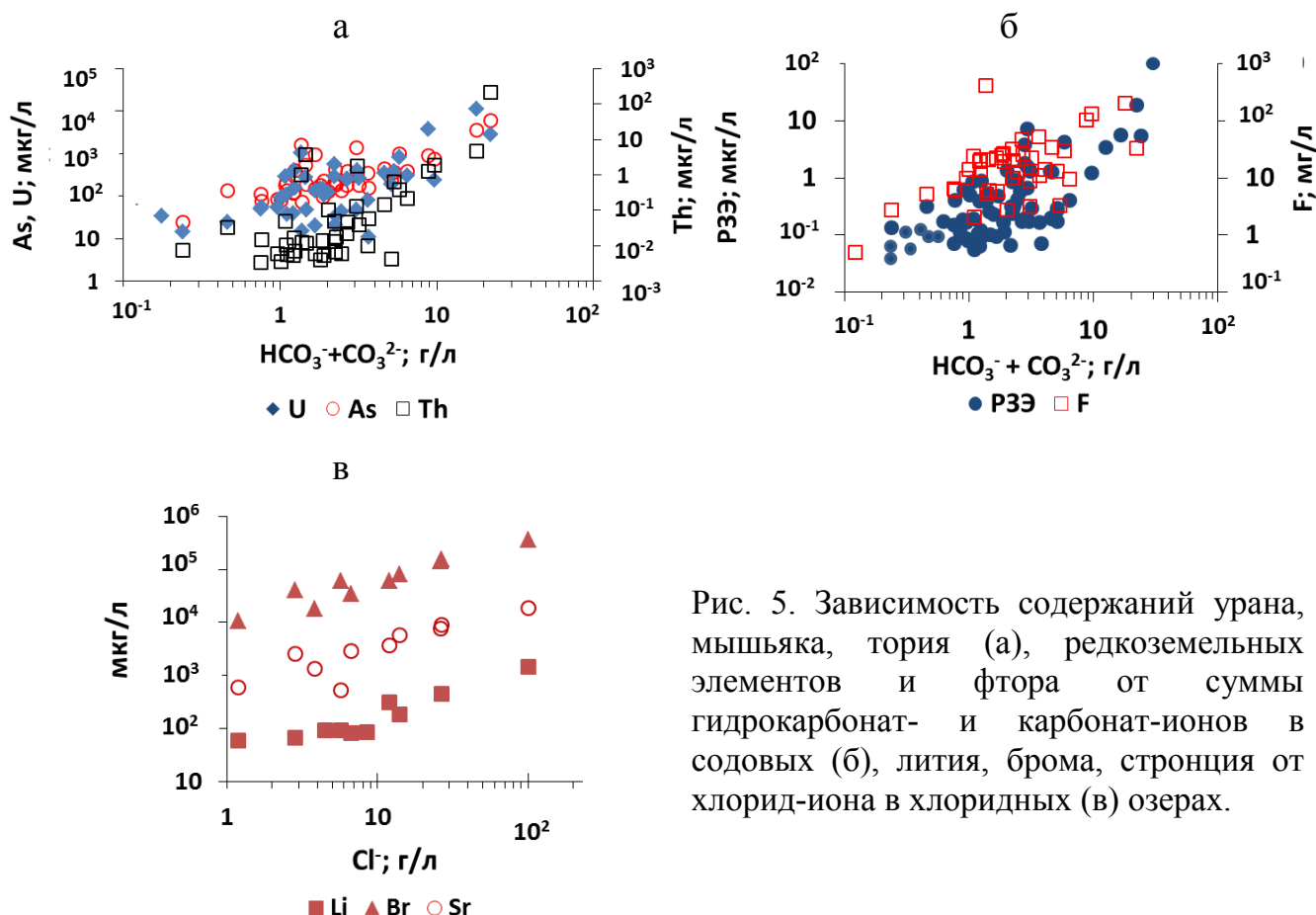


Рис. 5. Зависимость содержаний урана, мышьяка, тория (а), редкоземельных элементов и фтора от суммы гидрокарбонат- и карбонат-ионов в содовых (б), лития, брома, стронция от хлорид-иона в хлоридных (в) озерах.

Высокая миграционная способность этих элементов обусловлена наличием наиболее устойчивых их форм миграции в определенной среде. Так, среди уран-содержащих наиболее устойчивые дикарбонат-уранил $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ и трикарбонат-уранил $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ комплексы, относительное содержание которых определяется

концентрацией в водах карбонат-ионов. При высоких концентрациях последних доля дикарбонат-уранил комплекса приближается к 100 %.

Торий характеризуется меньшим содержанием, чем уран. Это соответствует установленным более слабым водно-миграционным свойствам Th. Растворимость в воде (гидр)оксидов U(VI) и Th(IV) различается на 3 порядка. Согласно расчетам преобладающей формой для тория является $\text{Th}(\text{OH})_3\text{CO}_3^-$ и $\text{Th}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2^{2-}$. Не исключено нахождение тория в форме $\text{Th}(\text{OH})_4^0$, так как даже при содержании Th в сотые доли мкг/л по этому гидроксиду воды насыщены (IP^2 равно $2.0 \cdot 10^{-50}$ (Лурье, 1989)).

Мышьяк мигрирует в форме HAsO_4^{2-} , за исключением озер с сероводородной обстановкой, где он восстанавливается до As^{3+} и присутствует уже в форме H_2AsO_3^- . Для него известны парагенетические ассоциации с ураном, т.к. они оба мигрируют в виде анионов. В рассматриваемом случае этот факт подтверждается положительной корреляционной зависимостью ($r=0.8$) их содержаний в содовых озерах (рис. 6).

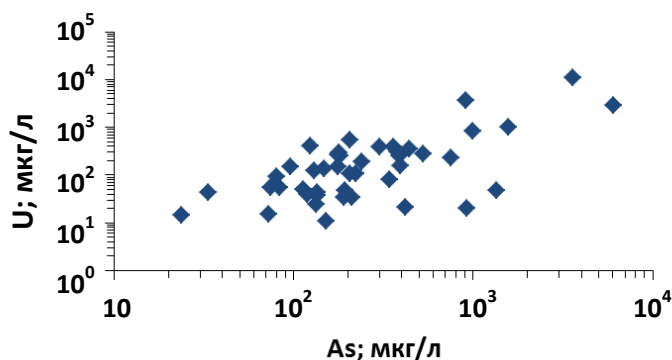


Рис. 6. Связь содержаний мышьяка и урана в содовых озерах.

Для фтора наиболее устойчивой его формой в содовых озерах является F^- (среднее содержание 90 мол. %), а в хлоридных с ростом минерализации воды значимыми становятся комплексы фтора с основными катионами, а именно MgF^+ (30 мол %) и NaF (21 мол.%).

Определяющая роль геохимической среды для редкоземельных элементов обуславливается не только их связью с карбонатным комплексом (они мигрируют преимущественно в форме $(\text{LnCO}_3)^+$), но также их четко выраженным фракционированием с накоплением тяжелой фракции в содовых озерах. Данный факт подтверждается различным распределением нормализованных содержаний РЗЭ в содовых и хлоридных озерах (рис. 7), а также значениями нормализованных отношений La_n/Yb_n равными по средним оценкам для содовых 0.25 и хлоридных озер 0.74.

² Произведение растворимости.

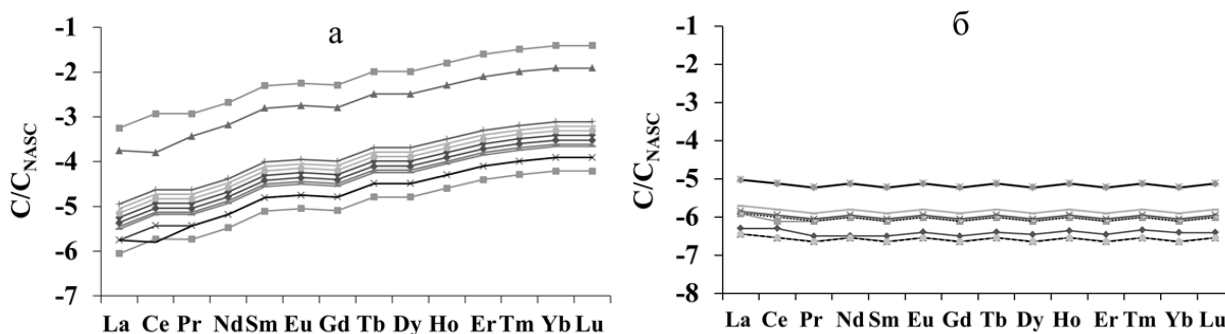


Рис. 7. Нормализованное содержание РЗЭ по отношению к североамериканскому (NASC) сланцу в содовых (а) и хлоридных (б) озерах.

Внутри содового типа выделяется II подтип бóльшими содержаниями Mn (до 4.0, среднее 0.7 мг/л), Mo (до 3, среднее 0.78 мг/л), Zn (до 2.3, среднее 0.41 мг/л), Ni (до 244, среднее 56 мкг/л), Cu (до 438, среднее 180 мкг/л), РЗЭ (до 109, среднее 20 мкг/л).

В хлоридных озерах отсутствие геохимических барьеров позволяет бром, литию и стронцию, как и хлору, концентрироваться в значительных количествах. В то же время стронций может связываться карбонатами, в частности стронцианитом. Косвенным подтверждением этому является уменьшение его содержаний с ростом суммы концентраций HCO_3^- и CO_3^{2-} в озерах (рис. 8).

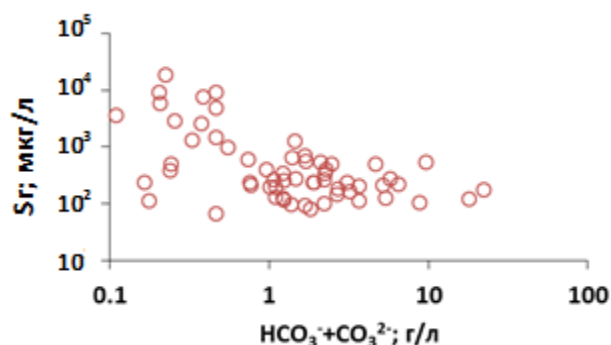


Рис. 8. Зависимость содержаний стронция от суммы гидрокарбонат- и карбонат-ионов в озерах.

Сульфатный тип озер отличается относительно низкими концентрациями всех микроэлементов.

Кроме химического состава озер был проанализирован изотопный состав их вод. Диапазон варьирования изотопных данных по значениям отношений кислорода-18 и дейтерия составляет от -6.6 до 2.1 при среднем -2.3 по $\delta^{18}\text{O}$ и от -66 до -23 при среднем -43 по D. Тяжелая вода по кислороду принадлежит содовому солоноватому оз. Уту-Нуур (14 г/л) и хлоридному рассолу оз. Горбунка (185 г/л). В последнем зафиксировано также максимальное обогащение дейтерием. По средним оценкам в больших количествах кислород-18 накапливается в содовых озерах и это при меньшей солености их вод. Но в меньших количествах присутствует здесь дейтерий, относительно высокое его содержание приходится на хлоридные озера. При близких значениях δD

существенное обогащение вод содовых озер ^{18}O (рис. 9) косвенно указывает на кислородный обмен легкого изотопа воды на тяжелый изотоп подстилающих пород.

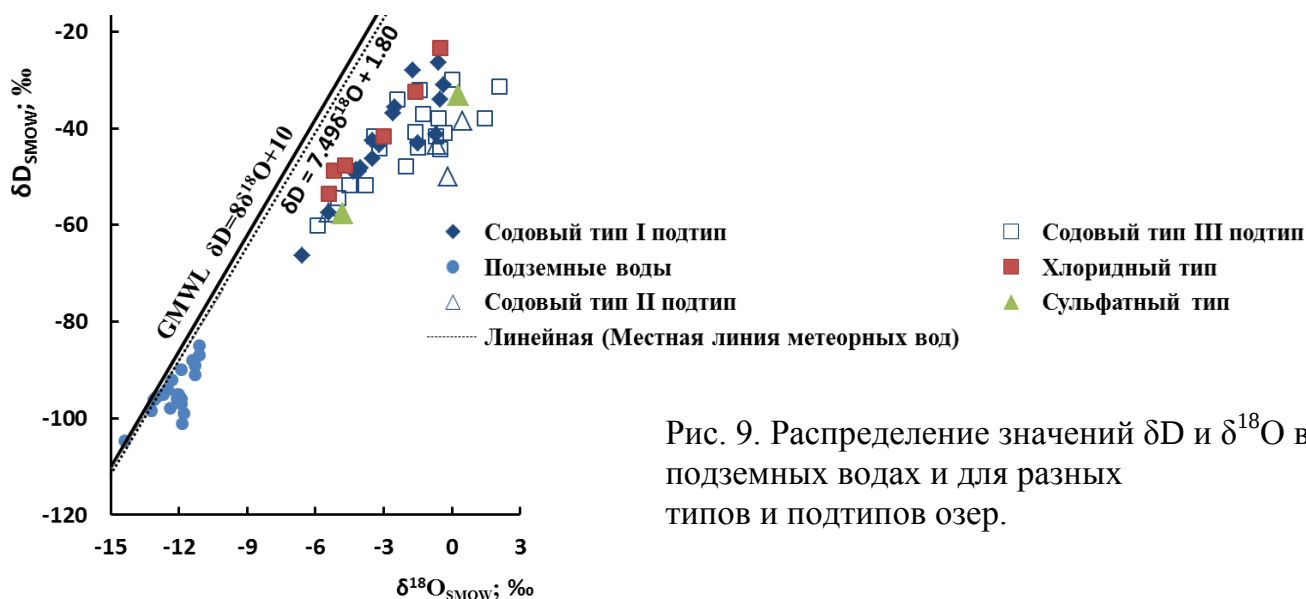


Рис. 9. Распределение значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах и для разных типов и подтипов озер.

Изотопный состав подземных вод водосборных территорий озер варьирует в более узком диапазоне от -14 до -11 по кислороду-18 и от -105 до -85 по дейтерию. Часть точек, отнесенных к ним, расположились на линии метеорных вод, другая часть, так же, как в случае с содовыми озерами, при близких содержаниях дейтерия сдвинута вправо (сдвиг по ^{18}O -1.4‰). В целом точки, отнесенные к озерам, расположены на большем удалении от линии метеорных вод, чем подземные, а это значит, что озерные воды в большей степени подвержены испарению.

Изотопный анализ углерода растворенных карбонатов показал, что они заметно обеднены ^{13}C по отношению к атмосферному углекислому газу ($-8 \text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -5 \text{‰}$). При коэффициентах фракционирования в системах $\text{CO}_2 \rightarrow \text{HCO}_3^-$ и $\text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_3^{2-}$ соответственно 1.014 и 1.012 (Юдович, Кетрис, 2010) равновесные отношения $\delta^{13}\text{C}$ растворенного неорганического углерода должны находиться в интервале 4.0–9.0 ‰. По полученной нами выборке они не превышают 5.1 ‰ и в большинстве имеют отрицательные значения (табл. 3).

Несмотря на большой разброс данных, прослеживается согласованность между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и содержаниями в озерных водах карбонатных компонентов. При этом заметно утяжеляется углерод с ростом содержания в озерах суммы карбонатных ионов (рис. 10). Отсюда, наиболее легкий состав углерода отмечается в озерах хлоридного типа, наиболее тяжелый — в содовых.

Таблица 3. Значение $\delta^{13}\text{C}$ (‰) растворенных в воде карбонатов и гидрокарбонатов в соленых озерах по выделенным типам и подтипам

Показатель	Содовый тип				Сульфатный тип	Хлоридный тип
	Среднее	I подтип	II подтип	III подтип		
Сред.	-1.7	-0.4	-2.0	-2.8	-5.6	-7.2
Мин.	-15.0	-6.6	-10.8	-15.0	-6.7	-12.5
Макс.	5.1	5.1	3.5	3.9	-4.5	0.8
Кол-во проб	64	27	5	32	2	10

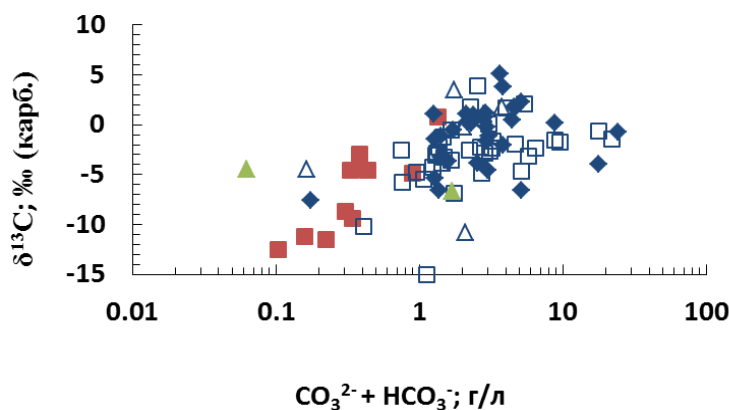


Рис. 10. Зависимость $\delta^{13}\text{C}$ от суммы содержания растворенных гидрокарбонатов и карбонатов по выделенным типам и подтипам соленых озерах (условные обозначения по аналогии с рис. 9).

Таким образом, в близких природных условиях формируются разные геохимические типы и подтипы соленых озера, отличающиеся соленостью, значением pH, химическим и изотопным составом воды и углерода растворенных в ней карбонатов. Все это свидетельствует о том, что процесс формирования соленых озера более сложный и определяется не только испарительным концентрированием вод.

Второе защищаемое положение. Все озерные воды образуют с горными породами региона специфическую равновесно-неравновесную систему: они не только равновесны со многими вторичными минералами – продуктами выветривания и диагенеза донных осадков (карбонатами, глинами, гидрослюдами, оксидами и гидроксидами железа, алюминия и др.), но и многими нетипичными для зоны гипергенеза аутигенными минералами (цеолитами, хлоритами, фторидами и др.). Вместе с тем они всегда неравновесны с Ca-Mg-Fe-алюмосиликатами эндогенного генезиса (анортитом, форстеритом, фаялитом, диопсидом и др.).

На основе полученных данных был выполнен анализ термодинамических равновесий озерных вод с позиции современных представлений о системе вода-порода (Шварцев, 1998). В первую очередь рассматривалось равновесие вод с кальцитом, основным минералом, контролирующим начальный процесс содообразования. Установлено, что все без исключения исследованные озерные

воды независимо от их солености и pH равновесны с кальцитом и магнезитом (рис. 11а, б). Среди других карбонатных минералов, с которыми подавляющая часть озер с минерализацией вод более 1.5 г/л находится в равновесии, – доломит и стронцианит (рис. 11в, г). В поле равновесия гейлюссита попадают содовые озера с минерализацией воды более 15 г/л (рис. 11д), хотя все хлоридные и сульфатные озера по этому минералу не насыщены из-за относительно низких значений pH. Насыщение вод натроном характерно только для наиболее соленых содовых озер Зандай и Борзинское с минерализацией более 130 г/л (рис. 11е).

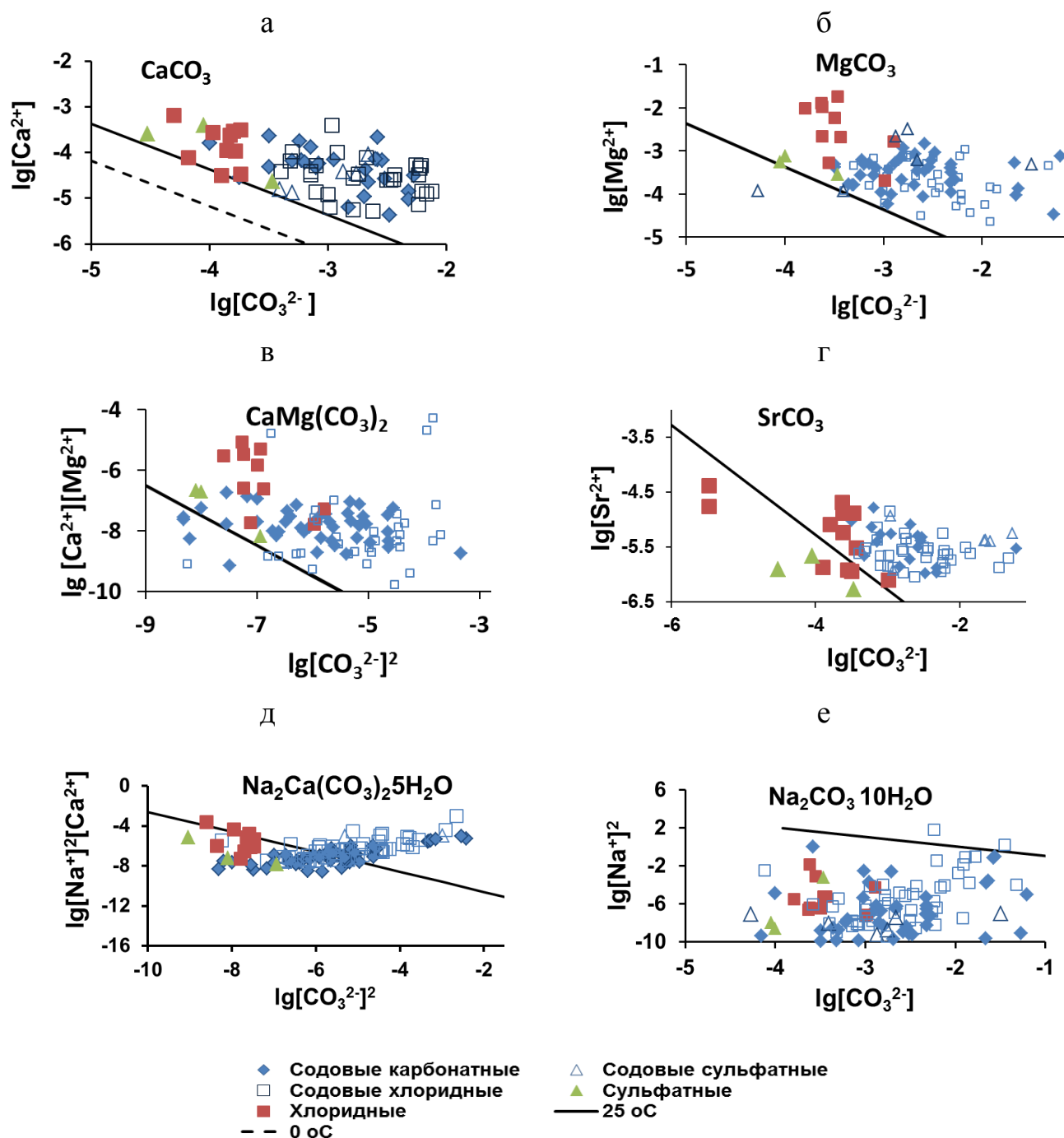


Рис. 11. Равновесие вод с кальцитом (а), магнезитом (б), доломитом (в), стронцианитом (г) гейлюсситом (д) натроном (е) в выделенных типах и подтипах озер.

Вместе с тем озера, за небольшим исключением, не насыщены по сульфатным минералам, в частности, гипсу, мирабилиту, бледиту, глаубериту и эпсомиту (табл. 4). С гипсом достигается равновесие в хлоридном оз. Бильчир-Нуур с содержанием сульфат-иона 8.8 г/л и кальция 0.6 г/л (рис. 12а). С мирабилитом равновесны воды содового оз. Борзинское с содержанием сульфат-иона 62 и натрия 125 г/л (рис. 12б).

Наличие в озерах сероводорода способствует формированию различных сульфидов железа: гидротроилита, пирита и др. (табл. 4). Наряду с этим железо в восстановительной среде может формировать сидерит. В окислительных условиях термодинамически выгодно образование широкого ряда различных оксидов и гидроксидов, преимущественно железа.

Таблица 4. Состав и индекс насыщения (SI) озерных вод некоторыми вторичными минералами в выделенных типах озер

Формула минерала	Название минерала	Типы озер								
		Содовый			Сульфатный			Хлоридный		
		Сред.	Мин.	Мак.	Сред.	Мин.	Мак.	Сред.	Мин.	Мак.
Mg ₂ SiO ₄	Форстерит	-4.9	-12	-1.3	-4.4	-12	-1.1	-3.2	-11.	-3.0
Fe ₂ SiO ₄	Фаялит	-5.9	-11	-2.1	-6.2	-13	-1.9	-12	-12	-5.8
KAlSi ₃ O ₈	К-полевые шпаты	-5.8	-13	-1.0	-12	-21	-8.5	-4.9	-7.3	-2.0
Ca(Al ₂ Si ₂ O ₈)	Анортит	-2.8	-7.3	-1.1	-3.6	-4.7	-2.9	-4.4	-6.9	-2.4
CaMg(Si ₂ O ₆)	Диопсид	-5.3	-12	-1.5	-7.1	-14	-5.2	-6.0	-12	-7.6
FeS 2H ₂ O	Гидротроилит	2.0	-12	3.4	-5.1	-12	-1.7	2.4	-13	4.3
FeO(OH)	Гетит	4.5	-0.9	9.0	7.8	7.4	8.1	7.0	5.1	10
Fe ₂ O ₃	Гематит	13.9	2.7	20	18	17	19	16	13	23
Fe ³⁺ O(OH)	Лепидокрокит	5.8	2.2	8.1	6.9	6.5	7.2	6.1	4.2	9.5
(Fe,Ni) _{1+x} S (x = 0-0.07)	Макинавит	-7.6	-42	4.0	-4.4	-11	-1.0	-4.7	-12	0.3
FeS ₂	Пирит	11	-31	44	-16	-69	20	10	-6.4	20
FeCO ₃	Сидерит	-1.6	-11	2.8	-0.9	-1.2	-0.5	-1.4	-3.8	3.2
NaHCO ₃	Нахколит	-6.1	-17	-1.3	-6.0	-7.3	-4.3	-5.8	-8.2	-4.0
Na ₂ Mg(SO ₄) ₂ 4H ₂ O	Бледит	-6.4	-18	-0.6	-5.5	-6.7	-3.7	-4.2	-6.1	-1.8
Na ₂ Ca(SO ₄) ₂	Глауберит	-4.1	-11	-0.7	-2.1	-12	-1.5	-1.3	-7.2	-0.9
MgSO ₄ 7H ₂ O	Эпсомит	-5.6	-10	-2.0	-6.3	-10	-8.0	-4.3	-11	-2.3
Na ₂ CO ₃ · H ₂ O	Термонатрит	-7.5	-19	-2.3	-7.5	-8.3	-6.0	-7.3	-9.3	-6.0
NaCl H ₂ O	Гидрогалит	-5.3	-17	-0.6	-4.8	-5.6	-3.8	-3.0	-4.5	-0.7
NaCl	Галит	-5.8	-18	-0.9	-4.9	-5.9	-4.1	-3.8	-4.8	-1.2

Отрицательное значение SI означает, что воды недосыщены по отношению к минералу, положительное – пересыщены (возможно его осаждение в донный осадок). Условие равновесия SI = ±0.3.

С фторидами, в частности, с флюоритом, равновесны чаще наиболее минерализованные (более 10 г/л) содовые озера, содержащие более 20 мг/л F⁻ (рис. 13).

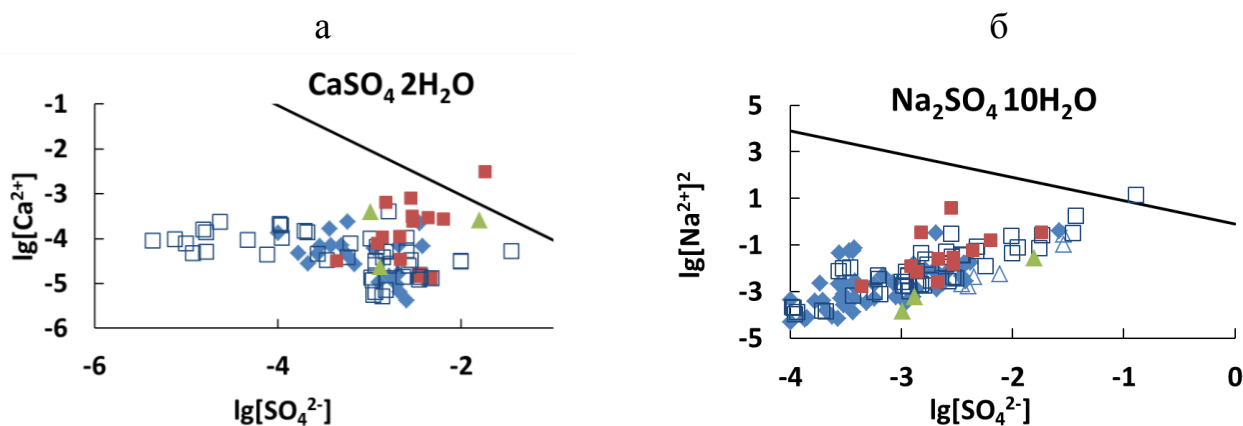


Рис. 12. Равновесие вод с гипсом (а), мирабилитом (б)
(условные обозначения см. рис. 11).

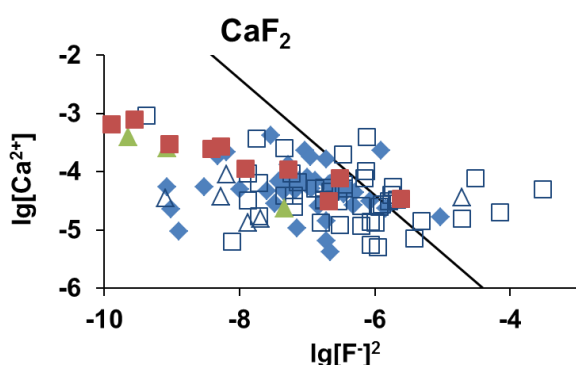


Рис. 13. Равновесие вод с флюоритом в
выделенных типах и подтипах озер
(условные обозначения см. рис. 11.)

С хлоридными солями, в частности с гидрогалитом и галитом, насыщения не отмечается.

Кроме рассмотренных вторичных карбонатных и сульфатных минералов было изучено равновесие вод с алюмосиликатными и силикатными минералами (рис. 14). Для этих целей использовали классические диаграммы $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4] - \lg[\text{Me}^{n+}/\text{H}^+]$, где Me – это K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} (Helgeson et al., 1969). Анализ таких диаграмм после нанесения фактических данных по химическому составу озерных и подземных вод показал в поле устойчивости каких минералов они попадают.

Согласно расчетам все озерные воды уже на ранних этапах концентрирования при минерализации >1.2 г/л и $\text{pH} > 7.4$ насыщены гиббситом, каолинитом, монтмориллонитами различного состава и иллитом, т.е. минералами, которые развиваются преимущественно в коре выветривания. С ростом солености (>3 г/л) и pH (>8.6) вод устанавливается равновесие с нетипичными для зоны гипергенеза аутигенными минералами: анальцимом, Mg-хлоритом, мусковитом, пренитом и др., т.е. минералами, которые обычно формируются в гидротермальных условиях. Такое равновесие, прежде всего, характерно для содовых озер и редко для хлоридных и сульфатных. Так, в поле равновесия пренита попадают хлоридные озера с минерализацией 6-10 г/л. Важно отметить, что для содовых озер достижение равновесия вод с этим минералом становится возможным при меньшей солености,

начиная с 3 г/л. С ломонитом и альбитом равновесны исключительно воды содовых озер с $\text{pH} > 9.5$ и минерализацией более 10-15 г/л.

На рис. 14 видно, что подземные воды района исследований насыщены гипбситом, каолинитом, большая часть иллитом, монтмориillonитами различного состава, наиболее минерализованные (выше 0.8 г/л) и щелочные воды (pH выше 7.6) находятся в поле равновесия с кальцитом и магнезитом. Различия в равновесиях между озерными и подземными водами объясняется тем, что в первых pH , соленость и содержания многих химических элементов значительно выше, чем во вторых.

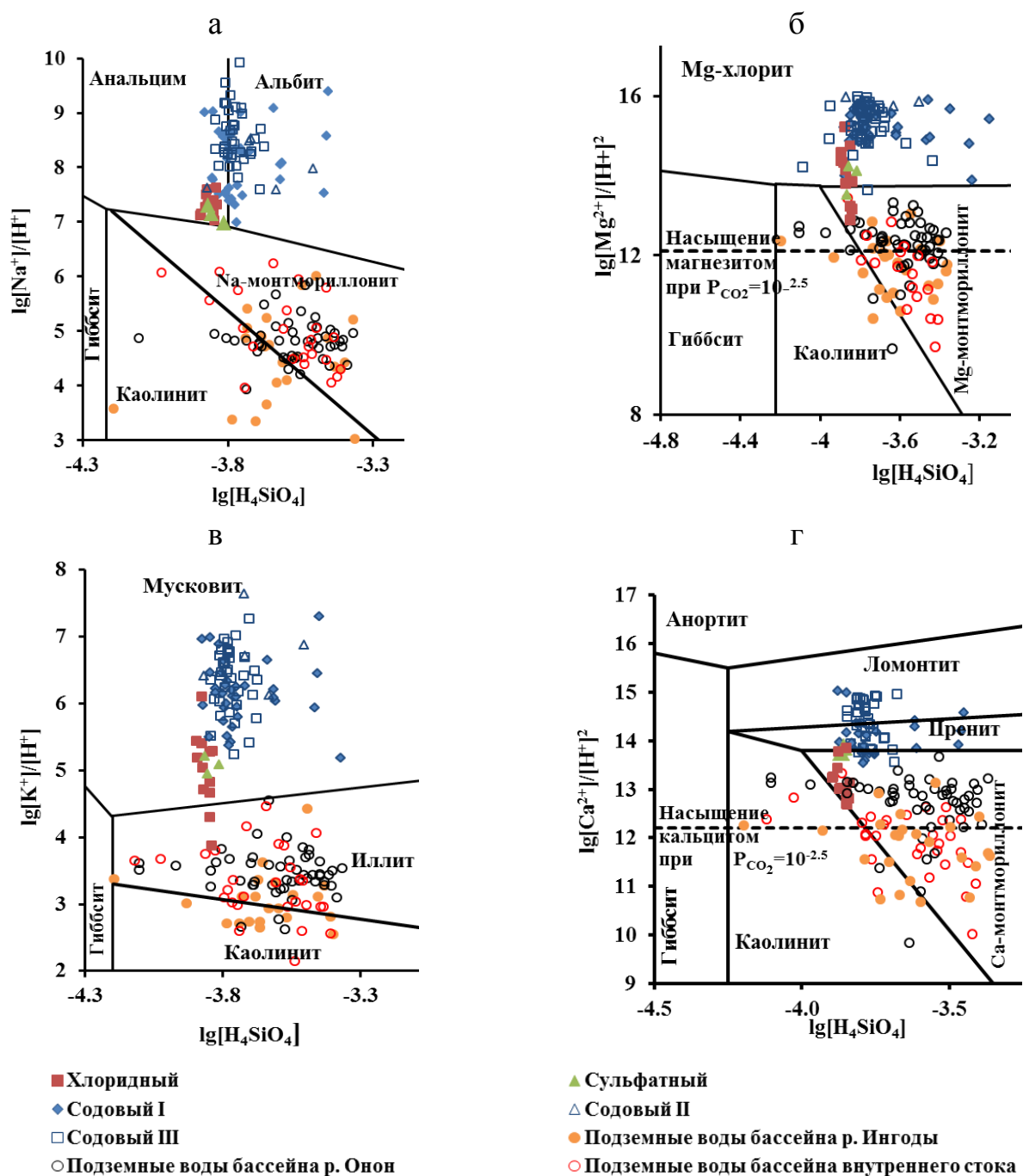


Рис. 14. Системы: $\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ (а); $\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ (б); $\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ (в); $\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ (г) (при 25°C) с нанесением данных по составу вод района исследований.

Между тем, все подземные и озерные воды, включая рассолы, остаются неравновесны к большой группе первичных алюмосиликатных минералов, особенно Fe, Ca и Mg разностям фаялиту, анортиту, диопсиду, форстериту и др. (табл. 4). А это значит, что они могут растворяться и являться источниками химических элементов и основой для вновь формируемых вторичных минералов.

Термодинамические расчеты подтверждаются рентгенофазовым анализом донных отложений 30 исследованных озер, который показал, что в их минеральном составе присутствуют полевые шпаты (преимущественно альбит, ортоклаз и микроклин), карбонаты (кальцит и доломит), рентгеноаморфная фаза, состоящая из тонкодисперсных глинистых минералов. В наиболее соленом содовом оз. Борзинское определены сода и мирабилит. Сравнительный анализ показал, что в содовых озерах, по сравнению с хлоридными в больших количествах присутствуют кальцит (на 11 %), полевые шпаты (на 3 %) и кварц (на 20 %).

Озерные осадки – это сложные полигенные образования, в их составе наряду с аутигенной присутствует значительное количество терригенной составляющей. Для того чтобы разобраться в генезисе минералов донных осадков были установлены седиментационные ловушки в период ледостава на разных глубинах меромиктического оз. Доронинского. Рентгенограммы полученных образцов показали наличие в них преимущественно кальцита, на долю которого приходится до 80 % от суммы всех минералов. В меньших количествах выявлены ватерит, несквегонит, доломит, оксиды и гидроксиды железа: маггемит, лепидокрокит, гётит. Среди алюмосиликатных минералов почти повсеместно в ловушках установлено наличие альбита. В летне-осенний период в донных илистых осадках обнаруживался гейлюссит.

Следовательно, система вода-порода является равновесно-неравновесной, поскольку вода растворяет минералы, с которыми она неравновесна, но формирует те, с которыми она равновесна. В озерах идут те же процессы растворения и осаждения минералов, что и на водосборной территории. В то же время имеются и существенные отличия. Причина этого состоит в том, что со временем, по мере взаимодействия воды с горной породой, чем дольше вода ее растворяет, тем больше образуется новых вторичных минералов, которые меняют соотношение элементов в растворе.

Третье защищаемое положение. Поведение сульфат-ионов в исследуемых озерах носит сложный характер в связи с тем, что наряду с испарением оно контролируется двумя дополнительными процессами, которые имеют противоположную направленность: сульфатредукцией и окислением сульфидов горных пород. Бактериальное восстановление сульфатов развито в большей части озер, которые отличаются более высокими значениями $\delta^{34}\text{S}$ окисленной её формы, наличием H_2S и других восстановленных форм серы. В случае появления

дополнительных источников сульфатов значения $\delta^{34}\text{S}$ уменьшаются, а их содержание возрастает вплоть до формирования сульфатного типа озер.

Как было показано ранее, в большинстве изученных озер не происходит пропорционального накопления сульфатов с хлорид-ионами, хотя согласно существующим представлениям по мере роста солености вод в процессе испарения они должны накапливаться приблизительно в равных соотношениях ($\text{SO}_4/\text{Cl} \approx 1$), по крайней мере, до садки гипса (Шварцев, 2006). Наши исследования показали, что чаще значение коэффициента $\text{SO}_4/\text{Cl} < 1$ и может снижаться до 0.01 (табл. 5).

Таблица 5. Содержание сероводорода и его производных, значения $\delta^{34}\text{S}$ растворенных сульфат- и сульфид-ионов, Eh и коэффициента SO_4/Cl в озерах

Тип проб	Донные осадки		Вода							
Показатели	S ²⁻	Eh	Eh	S ²⁻	S ⁰	S ⁰ S ⁴⁺	ΣS _{восст}	δ ³⁴ S ⁶⁺ _{VCDT}	δ ³⁴ S ²⁻ _{VCDT}	SO ₄ /Cl*
	г/л	мВ		мкг/л				‰		
Содовый тип усредненный										
Среднее	2.77	-250	75.1	508.7	511.9	119.7	1256	15.9	-13.1	0.57
Минимум	0.01	-423	-423.0	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	-8.4	-30.8	0.01
Максимум	15.5	25	380.7	370200	3800	1320	406000	27.4	13.0	5.85
Содовый тип I										
Среднее	2.48	-120	75.4	861.0	721.0	114.6	1697	14.9	-12.7	0.81
Минимум	0.13	-423	-423.0	<5.00	2.12	0.21	<5.00	1.7	-26.3	0.01
Максимум	15.5	120	380.7	370200	3800	630.0	370202	26.2	13.0	5.85
Содовый тип II										
Среднее	3.24	85	86.1	6.75	202.5	28.6	282.3	4.3	-7.5	2.14
Минимум	1.65	-33	45.0	<5.00	<5.00	<5.00	67.0	-0.9	-18.6	1.09
Максимум	5.44	155	124.0	96.3	939.0	72.0	1047	8.8	0.2	4.52
Содовый тип III										
Среднее	2.92	-250	72.7	572.2	406.0	148.3	984.6	16.8	-14.8	0.36
Минимум	0.01	-380	-125.0	<5.00	<5.00	<5.00	27.0	-8.4	-30.8	0.03
Максимум	8.90	120	365.0	6700	2900	1320	7874	27.4	0.9	1.05
Сульфатный тип										
Среднее	1.91	120	107.2	19.0	6.33	7.00	183.0	7.7	-	1.54
Минимум	0.02	-50	104.0	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	1.1	-	1.21
Максимум	3.80	180	110.4	278.5	939	36.0	80.0	9.3	-	2.05
Хлоридный тип										
Среднее	11.9	-180	53.2	469.0	148.8	52.0	199.0	18.2	-2.8	0.15
Минимум	11.5	-300	-9.90	<5.00	<5.00	<5.00	87.0	16.0	-5.6	0.10
Максимум	12.4	44	97.7	1250	313.0	123.0	384.0	22.1	1.2	0.26

Примечание. Прочерк – данные отсутствуют в виду отсутствия сероводорода или его низких содержаний, * – концентрации SO_4 и Cl в мг-экв.

Наиболее низкие его величины приходятся на содовые озера I и III подтипов: Ходатуй ($\text{SO}_4/\text{Cl}=0.03$), Куджертай (0.05), Доронинское (0.01), Байн-Цаган (0.09), с содержанием SO_4^{2-} на два порядка ниже, чем Cl. По средним оценкам минимальные значения этого коэффициента относятся к хлоридным и содовым озерам III подтипа.

Однако в редких случаях величина отношения $\text{SO}_4/\text{Cl}>1$. Избыток сульфатов отмечается в нескольких озерах I подтипа: Кудук ($\text{SO}_4/\text{Cl}=1.2$), Засулан (2.9), Баян-Булак (3), Бусутуй-Нуур (4.2), Цаган-Нор (5.8) (Урда-Агинский), Галутай (1.1), Лебединское (1.7), III подтипа: Харанор (2.8) и Хара-Торум (1.8), во всех сульфатных ($1.2<\text{SO}_4/\text{Cl}<2$) и содовых озерах II подтипа ($1.1<\text{SO}_4/\text{Cl}<4.5$).

Низкие значения этого коэффициента объясняются широким развитием процессов сульфатредукции, активно протекающих в донных отложениях и водной толще 84 % исследованных озер, о чем свидетельствует повсеместное присутствие сероводорода³.

В озерах содержание сероводорода изменяется от предела обнаружения (5 мкг/л) до 370 мг/л, определенном в придонном слое содового оз. Доронинского. Исходя из средних содержаний сероводорода, наиболее продуктивно восстановление сульфатов протекает в хлоридных и содовых озерах I и III подтипов, со средним содержанием 861 и 572.2 мкг/л соответственно. В сульфатных озерах максимальная его концентрация приходится на оз. Барун-Шивертуй (278.5 мкг/л) при среднем значении по выборке 19 мкг/л. Во II подтипе содовых озер относительно высокая его концентрация установлена в оз. Жилино (96.3 мкг/л) при среднем 6.75 мкг/л.

Особенно активно сульфатредукция протекает в донных иловых водах, в которых количество сероводорода достигает 15.5 г/л (оз. Доронинское), при среднем 2.6 г/л. Относительно высокие его содержания определены в озерах: Большая Булугунда (12.5 г/кг), Горбунка (11.5 г/кг), Хилганта (12.4 г/кг), Ходатуй (0.58 г/кг), Куджертай (0.85 г/кг), Малые Якши (0.24 г/кг), Шварцовское (0.32 г/кг) и др., в озерах с более мощными донными илистыми отложениями.

Наличие восстановительной обстановки и относительно высокого содержания органического вещества (до 7.6 г/л) в озерах способствует активному процессу бактериального восстановления сульфатов. Скорость сульфатредукции в илах соленых озер Восточного Забайкалья в среднем составляет 69 мгS/ кг сут. при численности сульфатредуцирующих бактерий 10^4 - 10^5 кл/мл (Солоноватые..., 2009). Из выделенных доминируют алкалофильные сульфатредуцирующие бактерии *Desulfonatronum lacustre*, *Desulfonatronumaceae* δ -подкласса *Proteobacteria* (Захарюк, 2010).

³ Принята сумма сероводорода, кислоторастворимых сульфидов, гидросульфидов, выраженная через S^{2-} .

Помимо сероводорода в озерах были установлены элементная и тиосульфатная формы, которые являются промежуточным звеном в цепи биогеохимических преобразований серы. Наличие элементной серы свидетельствует о том, что сероводород частично окисляется кислородом или при участии бактерий. В водах концентрация S^0 достигает 3800 мкг/л (оз. Малые Якши) при среднем значении для всех озер 259 мкг/л. Как по максимальным, так и по средним оценкам содержание S^0 больше в содовых озерах I подтипа. Согласованность в распределении концентраций S^0 с S^{2-} (коэффициент корреляции $r=0.7$) в области повышенных ее значений (более 20 мкг/л) указывает на присутствие ее в форме полисульфид-ионов SS_n^{2-} (Глобальный..., 1983). Количество тиосульфатной серы S^0S^{4+} достигает 1320 мкг/л (оз. Хоточей). По усредненным данным максимум приходится также на содовые озера, в остальных типах ее содержание существенно ниже. В распределении содержаний всех восстановленных форм серы в целом отсутствуют закономерности, что объясняется наличием в озерах двух противоположно направленных процессов восстановления сульфатов и окисления образующегося сероводорода.

В то же время в поведении всех восстановленных форм серы с глубиной в озерах имеет место строго определенная закономерность – снижение содержаний кислорода, сульфат-ионов, переход окислительно-восстановительного потенциала Eh в область отрицательных значений и рост концентраций сероводорода ко дну. При этом в восстановительной обстановке озер в сумме $\Sigma S_{\text{восст}}$ чаще превалирует S^{2-} , концентрация которого к поверхности постепенно снижается, одновременно растут содержания более окисленных S^0 и S^0S^{4+} соединений (рис. 15).

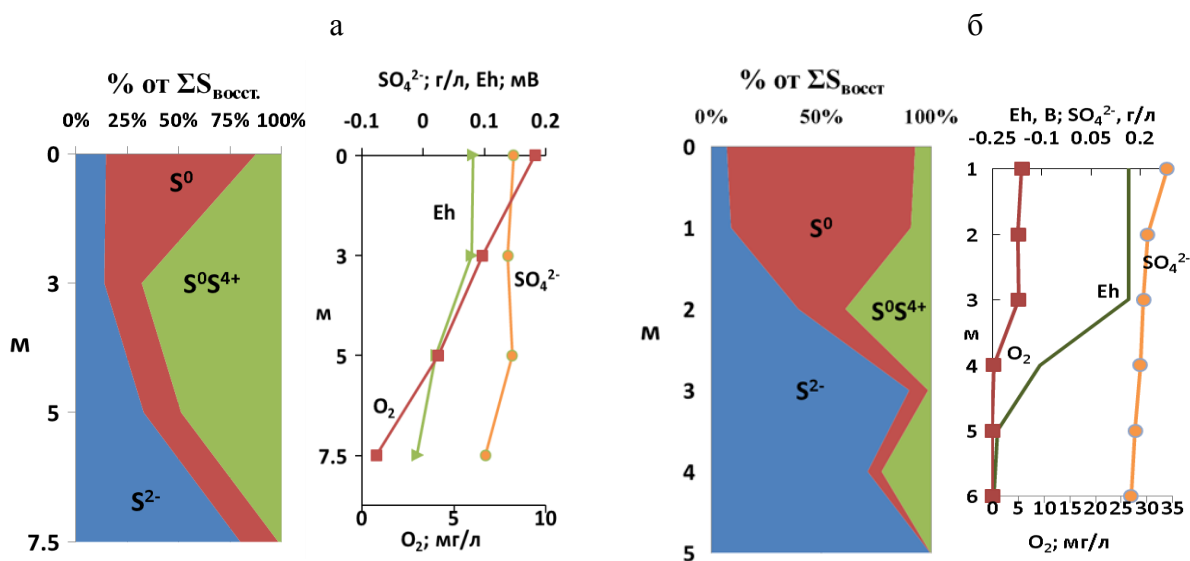


Рис. 15. Распределение содержаний восстановленных форм серы, кислорода, сульфат-ионов и значений Eh по глубине оз. Байн-Цаган (а) и оз. Доронинское (б) (27.08.2013).

Многолетние межсезонные исследования показали, что в оз. Доронинском сульфатредукция протекает интенсивно не только в летний период, но и в ледостав на фоне исчезновения в водной толще растворенного кислорода (рис. 16). Так, в марте 2013 г. в придонном слое воды был зафиксирован максимум концентраций H_2S (370 мг/л). Значение Eh опустилось до минимальной величины -423 мВ, а содержание SO_4^{2-} снизилось с 113 до 18 мг/л. С прогреванием воды в озере формируются бактериальные маты (как и в большинстве озер), к концу лета они разлагаются, поэтому в этот период фиксируется следующий пик содержаний сероводорода и снижение количества сульфат-ионов.

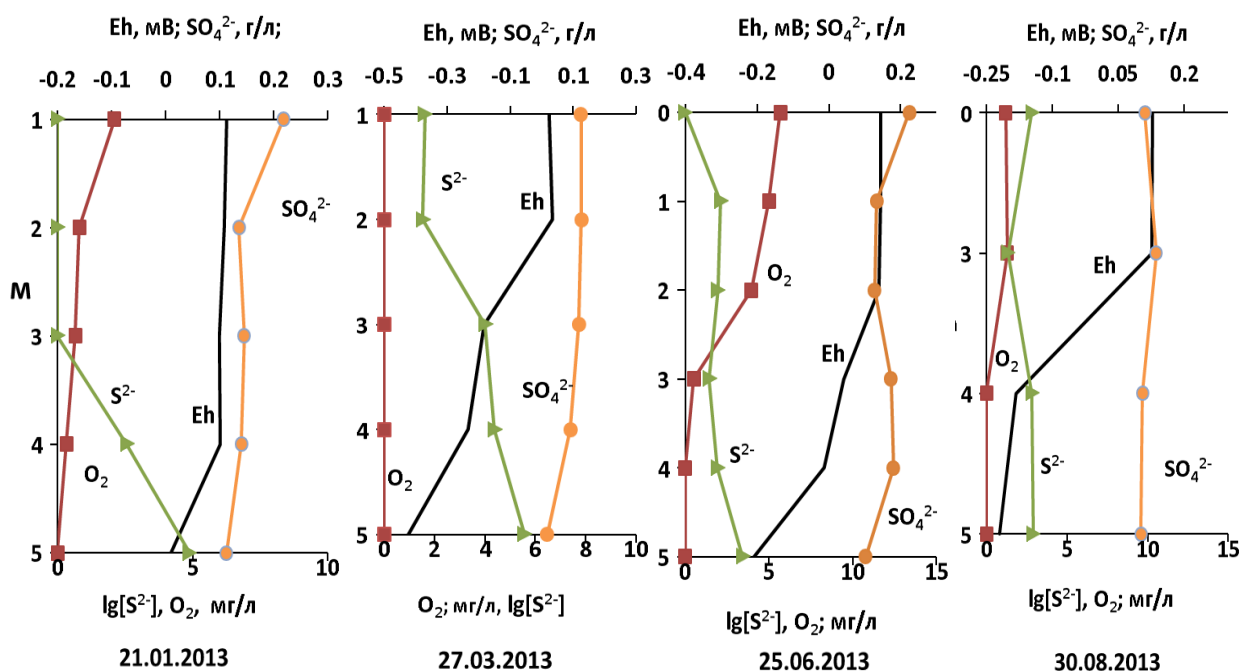


Рис. 16. Распределение содержаний кислорода, сульфат-иона и сульфидной серы, значений Eh в оз. Доронинское в разные периоды опробования.

Учитывая, что большинство озер имеют глубины первые метры (и меньше), а ледяной покров существенно сокращает объем озерной воды в зимний период, количество гидробионтов в единице объема резко увеличивается, расход кислорода на дыхание и на химическое окисление восстановленных элементов (серы, азота, железа и др.) возрастает, что в свою очередь приводит к полному исчезновению в водной толще кислорода. Сформированная таким образом восстановительная обстановка благоприятствует развитию в озерах сульфатредуцирующих бактерий, активно продуцирующих сероводород. По данным (Намсараев и др., 2009) в этот период активизируется психрофильное галоалкалофильное сообщество, участвующее в разложении органического вещества.

Для подтверждения основных механизмов, ответственных за процесс, контролирующий в озерах содержание сульфат-иона, нами изучался изотопный состав серы растворенных сульфатов и сульфидов.

Известно, что бактериальная редукция сульфата сопровождается существенным разделением изотопов серы, крайних членов цепи ее превращения. При этом сульфидная обогащается легким изотопом, а в остатке сульфатной серы накапливается тяжелый изотоп (Herrison, Thode, 1975). Химическое окисление сульфидов не приводит к фракционированию изотопов серы, а при бактериальном окислении коэффициент разделения не превышает 1.7 ‰, что существенно не влияет на изотопные отношения серы (Kroyse, McCready, 1979).

В озерных водах среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ растворенных сульфатов равно 10 ‰, хотя диапазон варьирует от -8.4 до 27.4 ‰, определенных в первом случае в оз. Харанор, а во втором – оз. Ходатуй. Близкое значение к минимальному (-2.74 ‰) зафиксировано в оз. Хара-Торум. В озерах с изотопно-легкой серой не обнаружено признаков сульфатредукции. По средним значениям $\delta^{34}\text{S}$ облегченный состав серы характерен для сульфатных (7.7 ‰) и содовых озер II подтипа (4.2 ‰) с диапазоном вариаций от -0.9 ‰ в содовом оз. Гришкино до 9.3 ‰ сульфатном оз. Барун-Шивертуй. Большая часть этих озер локализована в пределах интрузивных образований шахтаминского комплекса, несущих сульфидную минерализацию, отсюда окисление сульфидов (в основном пирита) водовмещающих пород водосборных площадей приводит к накоплению в озерах сульфат-ионов с относительно легкой серой.

В среднем наиболее тяжелая сера сульфат-ионов (18 ‰) приходится на хлоридные озера, немногим ниже значение $\delta^{34}\text{S}$ (16.8 ‰) для содовых озер III подтипа. Максимальное обогащение сульфатов ^{34}S отмечено в содовом оз. Ходатуй с высоким содержанием в воде сероводорода (6.7 мг/л) и низким значением SO_4/Cl . При этом максимальное значение $\delta^{34}\text{S}$ превышает значение для серы сульфата океанической воды (20.1 ‰) и современных эвапоритов (24.3 ‰), уступая только сульфатам соляных куполов (до 62 ‰ в отдельных образцах; все значения даны по (Гриненко, Гриненко, 1974). Тяжелая сера сульфат-ионов определена также в хлоридных озерах: Большая Булугунда (22.2 ‰), Горбунка (22.1 ‰) и Хилганта (19.4 ‰), в содовых озерах: Цаган-Нур (16 ‰), Куджертай (18 ‰), Доронинское (27 ‰), Малые Якши (15 ‰), Гашкой (17 ‰), Зун-Торей (15 ‰), Цаган-Нор (18 ‰), т.е. в озерах с высокими содержаниями в них сероводорода и низким значением $\text{SO}_4/\text{Cl} < 0.5$.

В целом выявляется следующая закономерность: чем больше в озерах присутствует восстановленной серы, тем ниже значение коэффициента SO_4/Cl и тем изотопно-тяжелее становится сера сульфат-ионов (рис. 17).

Определенные изотопные отношения сульфидной серы варьируют от 13 в оз. Доронинское до -30.8 ‰ оз. Мал. Якши. Фракционирование изотопов серы

отмечается по большинству озер с относительно высоким содержанием в них сероводорода. В среднем коэффициент фракционирования составляет 1.023‰, с наибольшей величиной для содовых озер III подтипа (1.031‰).

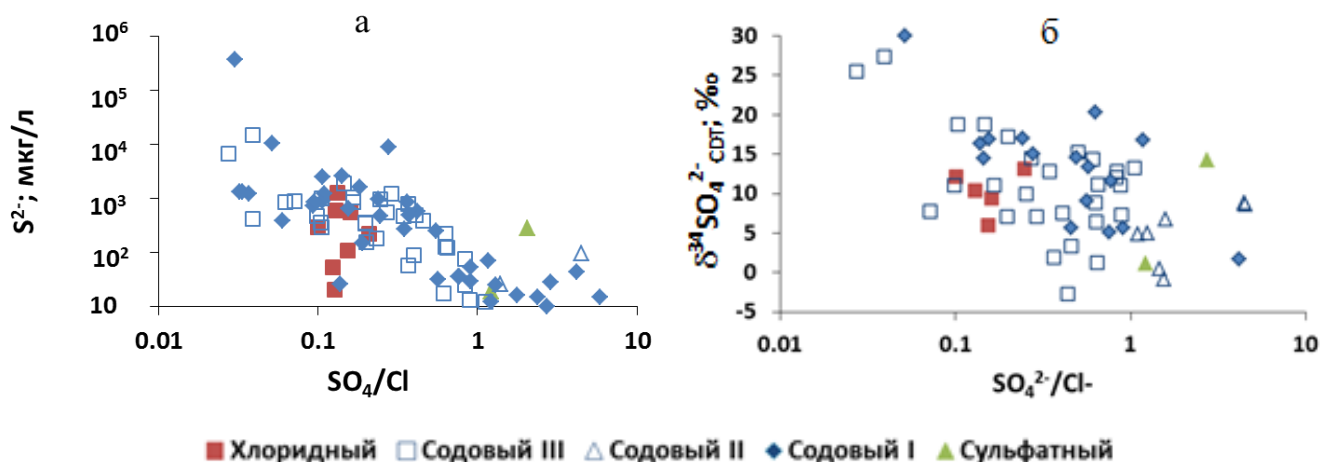


Рис.17. Связь значений коэффициента SO_4/Cl с содержанием сульфидной серы (а) и значением $\delta^{34}S$ (б).

Разделение изотопов серы в результате бактериальной редукции сульфатов хорошо прослеживается в сезонных изменениях изотопных соотношений сульфатной и сульфидной форм серы в оз. Доронинском. Диапазон варьирования значений $\delta^{34}S$ растворенных сульфатов в озере не выходит за границы 18-27 ‰ при среднем значении 20.3 ‰, а сероводорода от 13 до -7.4 ‰ при среднем 3.5 ‰. Максимально тяжелая сера сульфатов определена в период ледостава (коэффициент фракционирования составил в среднем 1.0356 ‰). По мере снижения концентрации сульфат- и роста сульфид-ионов с глубиной происходит утяжеление сульфатной серы, но облегчение сульфидной.

Следовательно, относительно низкие содержания сульфатов в озерах объясняются их бактериальной редукцией. Бактериальное восстановление сульфатов обеспечивает присутствие в озерах сероводорода и других восстановленных форм серы и сопровождается фракционированием серы с накоплением тяжелого изотопа в остаточных сульфатах и легкого в сульфидах. Часть сульфатов необратимо восстанавливается до сероводорода, вступающего в реакции, главным образом, с железом с образованием сульфидов и выводится из раствора. Наличие дополнительного источника сульфат-ионов и слабо выраженный процесс сульфатредукции или его отсутствие приводит к росту содержаний изотопно-легкой серы сульфатов вплоть до формирования сульфатных озер.

Четвертое защищаемое положение. Природа разнообразия химического и изотопного состава озерных вод и отдельных химических элементов исследуемого региона связана с многофакторным процессом их формирования.

Неодинаковая степень испарения воды в озерах, разнообразие связей их с подземными водами водосборных территорий, разная продолжительность взаимодействия озерных вод с горными породами, обеспечивающая осаждение различных аутигенных минералов, изменчивость микробиологической деятельности приводят к дифференцированному накоплению химических элементов в озерах и формированию их разных типов и подтипов на ограниченной территории.

В аридных условиях исследуемого нами региона широко развиты процессы континентального засоления, начальная стадия которых отчетливо проявляется уже в формировании содовых грунтовых вод с минерализацией до 3.7 г/л и значением $pH > 9$. В таких условиях процессы испарительного концентрирования обеспечивают прогрессивное накопление солей как в грунтовых водах, так и в озерах. В связи с этим первостепенной нашей задачей стало определение степени испарения воды в озерах.

В качестве показателя степени испарения использовался СІ как наиболее консервативный компонент, не вступающий в реакции взаимодействия с образованием вторичных минералов в исследованном диапазоне солености, а также не принимающий участие в сорбционных и биохимических процессах. По среднему его содержанию в грунтовых водах определенного бассейна (р. Ингоды или р. Онон) или области внутреннего стока и его концентрации в конкретном озере того же района была рассчитана степень испарения озерных вод (табл. 6).

Таблица 6. Степень испарения озерных вод в выделенных типах и подтипах соленых и солоноватых озер

Показатели	Содовый тип				Сульфатный тип	Хлоридный тип
	Усредненный	I подтип	II подтип	III подтип		
Среднее	141	45	55	202	18	722
Минимум	2	2	5	12	4	44
Максимум	2218	487	105	2218	33	3744

Полученные данные показывают, что испарение озерной воды колеблется в широких пределах от 2 до 3744, среднее 280. Минимум относится к солоноватым содовым озерам, а максимум к рассолам хлоридного типа (оз. Горбунка). Если сравнивать этот показатель между разными типами озер, то его минимальные значения характерны для сульфатных озер, а максимальные для хлоридных. Содовые озера занимают промежуточное положение. Внутри содового типа отмечается постепенное увеличение величины степени испарения от I к III подтипу.

Такие высокие в целом значения степени испарения и их существенные различия для разных типов озер и внутри каждого типа вполне возможны, поскольку степень реального испарения воды зависит от многих факторов: площади озера, его глубины, объема воды, высоты местности, где расположено озеро, соотношения площади озера с водосборной площадью, колебаний температуры в течение года, продолжительностью влажных и сухих периодов и т.д. В последние годы в исследуемом регионе преобладали засушливые годы, что привело к резкому снижению уровней в озерах, а некоторые из них полностью пересыхали в летний период. Объемы в первую очередь малых озер уменьшались в тысячи раз.

Приведенный в диссертации анализ данных показал, что действительно максимальная степень испарения характерна именно для наиболее малых и мелких озер. Справедливость полученных цифр в целом подтверждается и проведенными нами расчетами водного баланса для некоторых озер. Оказалось что соотношение приходной и расходной составляющих в изученных озерах разные. Так в содовых озерах (Доронинское, Бальзой, Зун-Торей, Байн-Цаган, Баян-Булак, Ножий) отношение приходной части воды к расходной колеблется в пределах 0.60-0.99, а в хлоридных (Горбунка, Хилганта, Бильчир-Нуур, Дабаса-Нор) оно значительно ниже и составляет только 0.46-0.52. Возможно, что такая картина частично связана и с еще одним фактором: изученные содовые озера геоморфологически расположены ниже, чем хлоридные: абсолютные отметки уровней воды первых колеблются от 629 до 657 м, а вторых – от 661 до 691 м, т.е. расположены ниже, чем хлоридные и поэтому дренируют более глубокие горизонты воды.

Отсюда, содовые озера, по сравнению с хлоридными содержат в меньших количествах NaCl (табл. 7), поскольку процесс испарения в первых не максимальный по масштабам. Важно отметить, что все озера содержат то или иное количество соды, доля которой в целом колеблется в широких пределах от 2.7 до 54.9 %. Естественно, что содовые озера имеют максимальное ее количество, хлоридные – минимальное, а сульфатные – промежуточное.

Таблица 7. Содержание растворенных солей в разных типах озер (%)

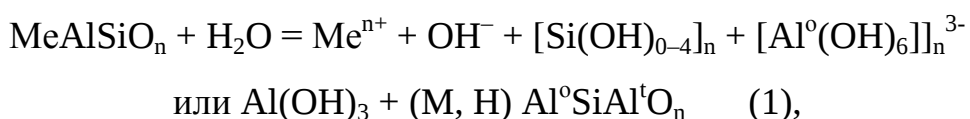
Соли	Геохимические типы озер								
	Содовый			Сульфатный			Хлоридный		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Na ₂ CO ₃	35.7	54.9	13.5	20.0	10.0	18.1	3.9	8.1	2.7
NaCl	43.0	33.8	60.3	19.9	33.0	18.3	81.2	78.9	86.1
(Na, Ca, Mg) SO ₄	21.3	11.3	26.2	60.1	57.0	63.6	15.0	13.0	11.2

1 – при средней, 2 – минимальной, 3 – максимальной солености вод.

Таким образом, фактическое испарение озерных вод важный фактор их формирования, но далеко не единственный. Вторым важным фактором выступает

процесс взаимодействия озерных вод с водовмещающими породами, который начинается еще на водосборной площади конкретного озера и продолжается непосредственно в озере, поскольку озерные воды независимо от их солености продолжают оставаться неравновесными ко многим минералам эндогенного генезиса (табл. 4 и рис. 14).

Долгое время считалось, что любая природная вода приходит очень быстро в равновесие с алюмосиликатами, т.к. они отличаются относительно низкой растворимостью. Поэтому вторичные минералы наблюдаются в корках выветривания и др. средах, при этом их формирование объясняли твердофазными превращениями одного минерала в другой, катионным обменом, влиянием растворенных органических соединений на кинетику растворения алюмосиликатов, изменением pH и т.д. (Goldman, 1955; Страхов, 1962; Tardy, 1969 и др.). Но оказалось, что это не так. После появления книги «Растворы, минералы, равновесия» американских ученых Р.М. Гаррелса, У.Л. Крайста на английском языке в 1965 г. и на русском в 1968 г. картина постепенно стала меняться. Было установлено, что все природные воды не равновесны с теми или иными эндогенными минералами, которые они непрерывно растворяют, но равновесны ко многим вторичным минералам, которые они также непрерывно формируют. Это происходит потому что при растворении эндогенных алюмосиликатов образуются еще менее растворимые вторичные минералы (окислы Fe, Al, глины, гидрослюда и т.д.), которые связывают своим составом многие ведущие химические элементы горных пород и тем самым выступают геохимическими барьерами на пути установления равновесия воды с первичными алюмосиликатами (Шварцев, 1998; Алексеев и др., 2007). Как известно, эндогенные алюмосиликаты растворяются по механизму гидролиза, общая реакция которого предложена У.Д. Келлером.



где n относится к неопределенным атомным соотношениям, o и t – соответственно к октаэдрическим и тетраэдрическим координатам, Me – катионы металлов.

Как видно из реакции, в воде появляется OH⁻ в количествах эквивалентных положительно заряженным катионам (Me⁺), но в реальных природных условиях в воде всегда присутствует растворенный CO₂, который по реакции:



образует ион HCO₃⁻, что подтверждается конкретными данными составов подземных и озерных вод региона (табл. 1, 2). В результате в системе имеет место два разнонаправленных процесса: по реакции 1 идет увеличение pH, а по реакции

2 его уменьшение. Если к этому добавить, что при простом испарении в лабораторных условиях, т.е. когда отсутствует взаимодействие воды с горными породами, pH раствора уменьшается (McCaffrey et al., 1987), а окисление сульфидов имеет одну направленность процесса, то становится понятным, почему зависимость значений pH озерных вод с их минерализацией носит сложный характер (рис. 18а), но растет с ростом суммы карбонатов (рис. 18б).

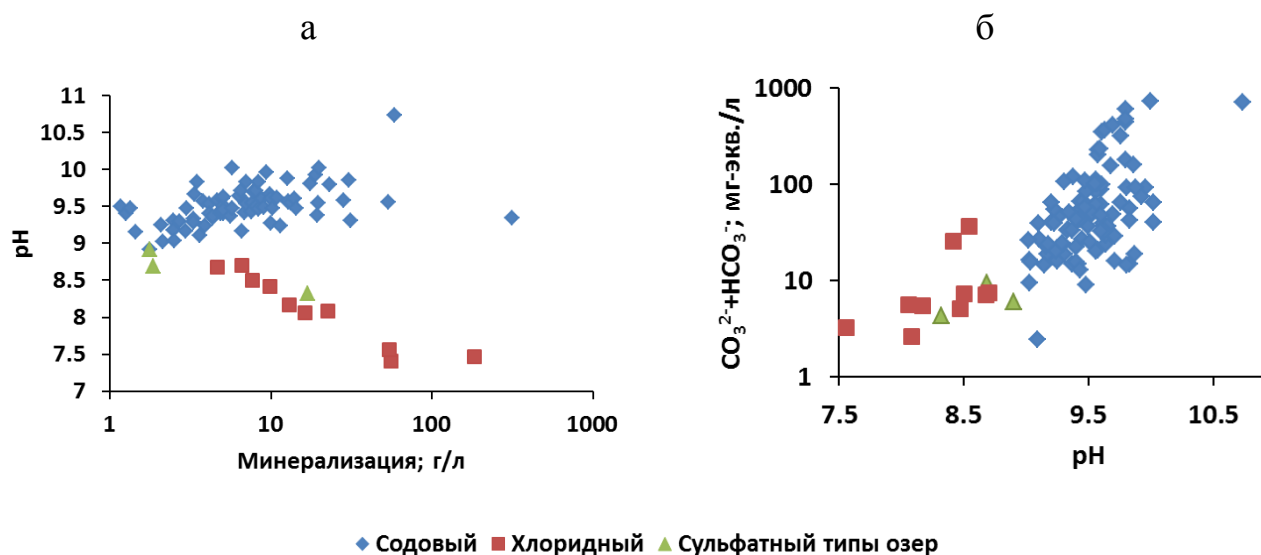
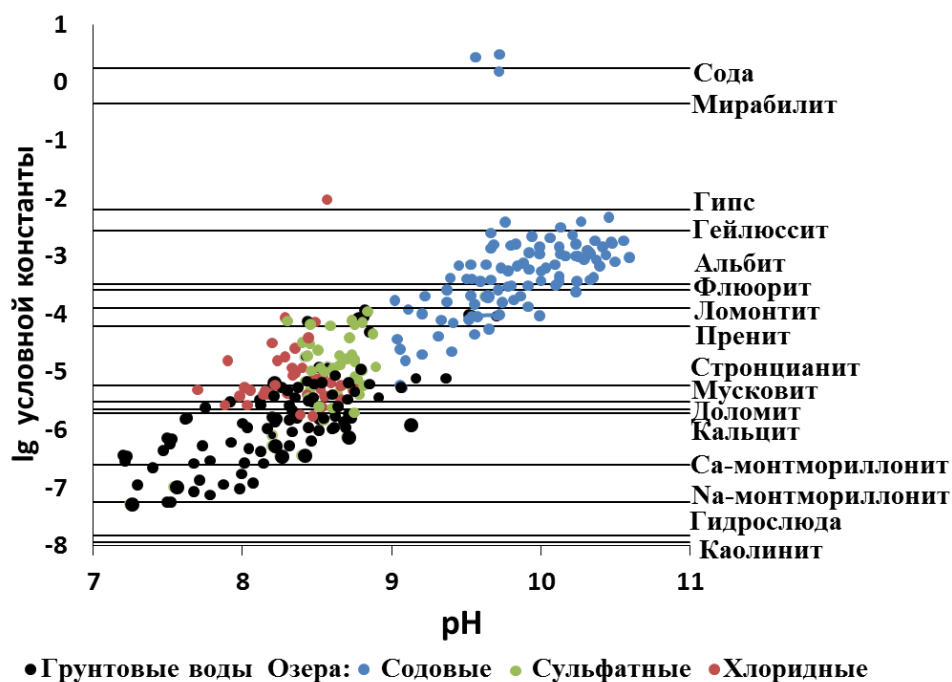


Рис. 18. Связь pH с минерализацией (а), с суммой карбонатных ионов (б) озерных вод исследуемого региона.

Образование вторичных минералов имеет не хаотичный, а строго направленный характер, определяемый законами термодинамики: первыми образуются наименее растворимые минералы применительно к конкретной среде (Шварцев и др., 2007). На определенном этапе взаимодействия воды с горной породой $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ воды переходят в $\text{HCO}_3\text{--Na}$ содовые с более высокой соленостью и значением pH. Этот переход одного типа вод в другой принципиально важен, поскольку *содовые воды не образуются в процессе испарения, если нет взаимодействия с алюмосиликатными породами*. Как правило, геохимический барьер в виде образования вторичных минералов, который обеспечивает появление содовых вод, в современной научной литературе не учитывается.

Попадая в озера, подземные воды оказываются в условиях, где степень испарения их возрастает, что сопровождается не только концентрированием в них анионов Cl и SO_4 , но и других элементов, включая Na и многие микрокомпоненты. Наши исследования убедительно показывают, что в озерах идет не только процесс испарения воды, но и продолжается взаимодействие с горными породами. Доказательством этого является рост в большинстве из них значений pH (табл. 2). Без взаимодействия с алюмосиликатами рост pH невозможен.

В конкретном случае среда – это суммарный результат действия всех упомянутых выше факторов. Одним из важнейших показателей среды является рН, значения которого косвенно характеризуют результирующий эффект действия этих факторов. На рис. 19 показана зависимость степени насыщения озерных и подземных вод к некоторым минералам от значений рН водного раствора⁴. Как видно из этого рисунка, с ростом рН природные воды постепенно насыщаются к большому количеству вторичных минералов, начиная с каолинита и кончая содой. При этом разные типы вод равновесны с разным набором вторичных минералов.



Процесс связывания химических элементов вторичными минералами начинается уже на водосборных территориях, поскольку все подземные воды насыщены к глинистым минералам и гидроксидам Al и Fe, а 55% также к кальциту и доломиту, реже магнезиту. Следовательно, наличие равновесия подземных вод с карбонатными и глинистыми минералами уже в пределах водосборных территорий является существенным геохимическим барьером, который ограничивает концентрирование в них Ca, Mg, Fe, K, Al, частично Si и некоторых микрокомпонентов.

Появление геохимических барьеров в виде вторичных минералов резко изменяет направленность формирования состава подземных вод: ограничение концентрирования Ca, Mg и K автоматически обеспечивает среди ведущих катионов рост содержаний Na, что особенно четко проявляется в подземных

⁴ Расчет проведен по нескольким пробам каждого типа вод (по среднему, максимальному и минимальному значениям рН (табл. 1 и 2)).

водах на территории области внутреннего стока, т.е. там, где замедлен водообмен (табл. 1).

В озерах наряду с испарением продолжается взаимодействие воды с горными породами, но с разной интенсивностью, поскольку геохимическая среда в каждом озере разная. В целом с течением времени количество равновесных с водой минералов растет в соответствии с законами термодинамики в следующей последовательности: 1) глинистые минералы (каолинит, иллит, монтмориллонит); 2) карбонаты (кальцит, доломит, магнезит, сидерит, гейлюссит и др.); слюды: (мусковит, биотит, флогопит и др.); фториды (флюорит); низкотемпературные алюмосиликаты (альбит, микроклин, пренит, анальцит, хлорит и др.), сульфаты (гипс, мирабилит), сода, хлориды. Конечно, последовательность вторичного минералообразования в разных типах озер несколько меняется и не во всех из них она достигает последних стадий. Например, к хлоридам равновесие не установлено ни в одном озере, к мирабилиту, гипсу, соде – в единичных случаях, но в разных озерах. В общем, направленность этого процесса сохраняется, и он служит важнейшим процессом, контролирующим способность химических элементов к концентрированию. Именно в результате растворения одних минералов и осаждения других формируется содовый тип озер, а при наличии сульфидов в горных породах и окислительной среды появляются дополнительные источники сульфатов, что обеспечивает формирование сульфатного типа озер.

Если же испарение продолжается, а рост количества карбонатных ионов в озере не растет или растет медленно из-за связывания их выпадающими карбонатными минералами, то содержание хлора становится более высоким, pH меньше 9.0, а тип озер переходит в хлоридный (табл. 2).

Третий основной процесс формирования озерных вод – это сульфат-редукция, которая описана выше. В результате сульфатредукции в озерах появляется H_2S , а при метаногенезе – и CH_4 , что принципиально меняет характер геохимической среды из окислительной в восстановительную и приводит к изменению валентности многих элементов (S, C, N, Fe, Mn, As, U, Mo, Se и т.д.), меняя их миграционную способность и, значит, способность к концентрированию или связыванию вторичными минералами.

Сформированная таким образом разная геохимическая среда в озерах разного типа способствует тому, что содержания только некоторых подвижных в этих условиях элементов растут и накапливаются до значительных концентраций. Так в содовых озерах в больших количествах концентрируются F, U, As, Th, РЗЭ, Zr, реже Mn, Zn, Mo, Ni, Cu, в хлоридных – Br, Sr, Li, Ba, Rb, в сульфатных явно накапливающимися элементов не выявлено.

Непрерывное растворение одних минералов и осаждение других приводит к фракционированию изотопов воды и некоторых элементов. Так, наиболее

высокий рост значений ^{18}O в озерных водах обеспечивается более длительным, взаимодействием с алюмосиликатными минералами (рис. 9). Если растворимые водой первичные алюмосиликаты обычно имеют значение ^{18}O равными 7–10 ‰, то формируемые аутигенные алюмосиликаты имеют уже более высокие значения (15–20 ‰), а карбонаты (20–30 ‰) (Ферронский, Поляков, 2009). Поэтому и вторичные минералы, которые образуются в водах с большим содержанием ^{18}O , обогащены этим же изотопом.

Близкая картина характерна и для фракционирования изотопов углерода растворенных карбонатов. При окислении органического вещества в CO_2 , который в дальнейшем по реакции (2) переходит в ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} , концентрирующиеся преимущественно в содовых озерах, изотопный состав углерода по мере накопления растворенных форм карбонатных ионов постепенно утяжеляется. Объясняется это тем, что на терминальных этапах деструкции не весь восстановленный (органический) углерод минерализуется, т.е. переходит в окисленную карбонатную форму, часть его захороняется в донных осадках, откуда многократно повторяющиеся циклы, в конечном счете, приводят к уменьшению доли формирующегося углерода карбонатных компонентов за счет первичного биогенного CO_2 .

Таким образом, формирование химического состава соленых озер исследуемого региона – многофакторный процесс, в котором наряду с испарительным концентрированием участвуют процессы растворения водой одних минералов и образования других, а также бактериального восстановления сульфатов и окисления органического вещества и сульфидов. Поэтому в каждом озере региона имеются продукты всех перечисленных процессов, а именно, растворенные сода, хлориды Na и сульфаты Na, Ca и Mg, но их соотношение в разных типах озер неодинаково (табл. 7).

Как видно из этой таблицы, в среднем хлориды Na преобладают не только в хлоридных озерах, что естественно, но и содовых. Все это отражает очевидный факт большой роли процессов испарения в формировании всех озер. Содержание соды в среднем немного ниже даже в содовых озерах, чем хлоридов Na, но если брать только менее минерализованные озера, то в них значительно преобладает сода. Очевидно, что процесс накопления соды на начальных этапах испарения преобладает над концентрированием хлоридов, но на последних более высоких стадиях, когда переходит в осадок большое количество вторичных минералов, процесс концентрирования хлоридов становится более весомым. Сульфаты занимают относительно невысокие позиции по накоплению, потому что их значительная доля восстанавливается до сероводорода.

Заключение

В Восточном Забайкалье на относительно небольшой территории с близкими ландшафтно-климатическими условиями широко распространены разнообразные по составу, солености и морфометрическим характеристикам озера. Аридный климат района исследований определяет высокую степень их испарения. Проведенный нами расчет по соотношению содержаний хлора в подземных водах и озерах одной и той же территории показал, что максимальное значение степени испарения характерно для хлоридных озер, в меньшей степени – для содовых и минимально – для сульфатных озер. Такая разная степень испарения озерных вод определяется размером озер, их глубиной и в меньшей мере колебаниями атмосферных осадков.

Нами на большом фактическом материале впервые для этого региона установлено, что наряду с испарением огромную роль в формировании состава озер играет и их взаимодействие с алюмосиликатами, поскольку равновесия озерной воды, как и других типов вод, носит равновесно-неравновесный характер. Со многими минералами магматических пород основного состава все озера не равновесны. С алюмосиликатными минералами кислых и средних пород равновесие наступает только при относительно высокой минерализации и pH озерных вод.

Неравновесное состояние озерных вод со многими первичными минералами обеспечивает их непрерывное растворение и, соответственно, накопление подвижных элементов, т.е. тех, которые не связываются образующимися в озерных водах вторичными минералами, что существенно меняет состав озер.

Наиболее масштабно такие процессы проявлены в содовых озерах, что подтверждается наличием в них наиболее высоких значений pH (9.0-10.7) которые являются свидетельством максимального по масштабам взаимодействия таких вод с эндогенными алюмосиликатами, гидролиз которых обеспечивает рост pH и, соответственно, повышенное содержание карбонатных ионов. Высокие значения pH и содержания ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} в свою очередь приводят к максимальному выпадению карбонатов Ca, Mg, Fe и частично Na (гейлюссит, альбит, парагонит и др.). В то же время в этом типе озер активно концентрируются Na, U, Th, As, F, редкоземельные элементы и др., для которых щелочная среда благоприятна для их накопления. Естественно, что содовые озера содержат и высокие концентрации хлора, поскольку процесс испарения и в содовых озерах имеет место, хотя и не максимальный по масштабам.

Иное поведение характерно для сульфат-иона в озерных водах: его содержания в большинстве случаев значительно ниже относительно рассчитанной степени испарения. Исключение составляют только несколько озер, в которых

содержания сульфатов, по сравнению с другими анионами, значительно выше, так как имеются дополнительные источники этого иона. Относительно низкие концентрации сульфатов объясняются тем, что во многих озерах активно протекают процессы микробиологического восстановления сульфатов. Наличие мощных иловых отложений (до 7.5 м) и органического вещества в озерах способствует формированию восстановительной геохимической среды с накоплением сероводорода. Масштабы таких процессов разные в каждом озере и доля восстановленных форм серы, поэтому, тоже разная.

И только в редких случаях, когда в озере сульфатредукция проявлена слабо, а горные породы содержат сульфиды, развиваются противоположные геохимические процессы, а именно имеет место окисление сульфидов. Содержание сульфатов в таком озере растет, а pH озерной воды уменьшается. Если при этом не достигается равновесие с гипсом и другими сульфатными минералами, а испарение остается незначительным, формируются озера сульфатного типа. Напротив, формирование хлоридных озер происходит в условиях относительно слабого водообмена, т.е. в озерах с высокой степенью испарения воды и наличии процессов сульфатредукции. Степень взаимодействия таких вод с алюмосиликатами относительно небольшая. Геохимическая среда в этом случае способствует концентрированию в них наряду с Na и Cl, также Li, Br, Sr и др. элементов.

ОСНОВНЫЕ РАБОТЫ, ОПУБЛИКОВАННЫЕ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Главы в монографиях:

1. Борзенко, С.В. Минерализация, ионный и микроэлементный состав вод / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Водоем–охладитель Харанорской ГРЭС и его жизнь / М.Ц. Итигилова [и др.]; отв. ред. В.В. Кириллов; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т прир. ресурсов, экол. и криол. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – Разд. 3.1. – С. 40–47.
2. Борзенко, С.В. Гидрохимия минеральных озер Восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Солоноватые и соленые озера Забайкалья: гидрохимия, биология / Отв. ред. Б.Б. Намсараев. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятск. гос. ун-та, 2009. – Гл. 4. – С. 56–81.

Статьи в журналах из перечня ВАК и рецензируемых зарубежных журналах:

1. Борзенко, С.В. Кремний в ледяном покрове озер Забайкалья / Л.В. Замана, Г.С. Бордонский, С.В. Борзенко, А.А. Гурулев, С.Д. Крылов, С.В. Цыренжапов // Докл. Акад. наук. – 2005. – Т. 401. – № 2. – С. 248–251.
2. Борзенко, С.В. Сероводород и другие восстановленные формы серы в кислородной воде озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Докл. Акад. наук. – 2007. – Т. 417. – № 2. – С. 232–235.
3. Борзенко, С.В. Гидрохимия рек по трассе проектируемого нефтепровода “Восточная Сибирь – Тихий океан” в междуречье Витима–Олекмы / Л.В. Замана, М.Т. Усманов, С.В. Борзенко // Водные ресурсы. – 2007. – Т. 34. – № 3. – С. 345–355.

4. Борзенко, С.В. Роль вторичного минералообразования в формировании содовых вод озера Доронинское / С.В. Борзенко // Вестн. Читинск. гос. ун-та. – 2008. – № 3 (48). – С. 106–112.
5. Борзенко, С.В. Сульфатредукция как фактор формирования содовых вод озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана // Вестн. Томск. гос. ун-та. – 2008. – № 312, июль. – С. 188–193.
6. Борзенко, С.В. Формы сероводорода в минеральных содовых водах озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. – № 1. – Вып. 13. – С. 54–58.
7. Борзенко, С.В. Изотопы сульфидной и сульфатной серы в азотных термах Баунтовской группы (Байкальская рифтовая зона) / Л.В. Замана, Ш.А. Аскаров, С.В. Борзенко, О.В. Чудаев, И.В. Брагин // Докл. Акад. наук. – 2010. – Т. 435. – № 3. – С. 369–371.
8. Борзенко, С.В. Микробные сообщества стратифицированного содового озера Доронинское (Забайкалье) / В.М. Горленко, С.П. Бурюхаев, Е.Б. Матюгина, С.В. Борзенко, З.Б. Намсараев, И.А. Брянцева, Е.Н. Болдарева, Д.Ю. Сорокин, Б.Б. Намсараев // Микробиология. – 2010. – Т. 79. – № 3. – С. 410–421.
9. Борзенко, С.В. Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // География и природные ресурсы. – 2010. – № 4. – С. 100–107.
10. Борзенко, С.В. Восстановленные формы серы в воде содового озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана // Геохимия. – 2011. – № 3. – С. 268–278.
11. Borzenko, S.V. High abundances of aerobic anoxygenic phototrophs in saline steppe lakes / H. Medová, E.N. Boldareva, P. Hrouzek, M. Koblížek, S.V. Borzenko, Z.B. Namsaraev, V.M. Gorlenko, B.B. Namsaraev // FEMS Microbiology Ecology. – 2011. – V. 76. – Iss. 2. – P. 393–400.
12. Борзенко, С.В. Элементная сера в воде озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Докл. Акад. наук. – 2011. – Т. 438. – № 4. – С. 515–518.
13. Борзенко, С.В. О совместном присутствии кислорода и сероводорода в воде оз. Доронинское / С.В. Борзенко // Вода: химия и экология. – 2013. – № 5. – С. 115–117.
14. Borzenko, S.V. Thermodynamic Evaluation of Mineral Balance in Water Thickness of the Soda Lake Doroninskoe (Eastern Transbaikalia, Russia) / S.V. Borzenko, L.V. Zamana, D.S. Suvorova // Acta Geologica Sinica (English Edition). – 2014. – V. 88. – P. 123–124.
15. Borzenko, S.V. Chemical Composition and Sulfur Forms in Saline Lakes of Kulunda Plain (Russia) / M.N. Kolpakova, S.V. Borzenko, S.L. Shvartsev, V.P. Isupov. // Acta Geologica Sinica (English Edition). – 2014. – V. 88. – P. 139–141.
16. Borzenko, S.V. Isotopic Composition of Dissolved Carbonates Meromictic Soda Lake Doroninskoe (Eastern Transbaikalia, Russia) / L.V. Zamana, S.V. Borzenko // Acta Geologica Sinica (English Edition). – 2014. – V. 88. – P. 395–397.
17. Борзенко, С.В. Механизм и гидрогеохимические условия образования гейлюссита в озерах Доронинской группы (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Геохимия. – 2014. – № 7. – С. 667–672.
18. Борзенко, С.В. Основные особенности формирования химического состава вод минеральных озер Читино–Ингодинской впадины (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Известия РАН. Серия географическая. – 2014. – № 4. – С. 95–101.
19. Борзенко, С.В. Гидрохимия и геохимическая типизация соленых озер степной части Алтайского края / М.Н. Колпакова, С.В. Борзенко, В.П. Исупов, С.С. Шацкая, С.Л. Шварцев // Вода: химия и экология. – 2015. – № 1. – С. 11–16.
20. Борзенко, С.В. Меромиксия озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, Е.В. Носкова // Успехи современного естествознания. – 2015. – № 1–3. – С. 420–425.
21. Борзенко, С.В. Уран в минерализованных озерах Алтайского края / В.П. Исупов, М.Н. Колпакова, С.В. Борзенко, С.С. Шацкая, С.Л. Шварцев, А.П. Долгушин, Г.М. Арзамасова, Н.З. Ляхов // Докл. Акад. наук. – 2016. – Т. 470. – № 5. – С. 566–569.

22. Borzenko, S.V. Geochemical features of Kulunda plain lakes (Altay region, Russia) / M.N. Kolpakova, S.L. Shvartsev, S.V. Borzenko, V.P. Isupov, S.S. Shatskaya // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2016. – V. 33. – Iss. 1. – Article number 012007.
23. Borzenko, S.V. Basic formation mechanisms of the Lake Doroninskoye soda water (East Siberia, Russia) / S.V. Borzenko, L.V. Zamana, L.I. Usmanova // Acta Geochimica. – 2017. – P. 1-14. doi :10.1007/s11631-017-0240-9.
24. Borzenko, S.V. Biogeochemical conversion of sulfur species in saline lakes of steppe Altai / S.V. Borzenko, M.N. Kolpakova, S.L. Shvartsev, V.P. Isupov // Chin. J. Ocean. Limnol. – 2017. – P. 1-11. doi.org/10.1007/s00343-018-6293-8.
25. Борзенко, С.В. Уран, литий и мышьяк в соленых озерах Восточного Забайкалья / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, В.П. Исупов, С.С. Шацкая // Химия в интересах устойчивого развития. – 2017. – 25 (5). – С. 479–488.
26. Borzenko, S.V. Estimation of water–rock interaction during the vertical profiles of prairie brackish lakes of the Altay region, Western Siberia: preliminary results / M.N. Kolpakova, S.V. Borzenko, O.S. Naymushina // Procedia Earth and Planetary Science. – 2017. – V. 17. – P. 128–131.
27. Borzenko, S.V. REE distribution during sedimentation in soda Lake Doroninskoye (Eastern Transbaikalia) / O.L. Gaskova, S.V. Borzenko, G.P. Shironosova // Procedia Earth and Planetary Science. – 2017. – 17. – P. 694–697.
28. Борзенко, С.В. Распределение редкоземельных элементов в водах и донных осадках минеральных озер Восточного Забайкалья (Россия) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, О.В. Зарубина // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – № 4. – С. 306-321.

Прочие издания

1. Борзенко, С.В. Формирование и качество подземных вод эксплуатируемых водозаборов БАМ в зоне влияния проектируемого нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий океан (Читинский участок) / Л.В. Замана, С.В. Борзенко, М.Т. Усманов // Подземная гидросфера: Мат. XX Всерос. совещания по подземным водам востока России / ИЗК СО РАН; Научный совет по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока; ИрГТУ. – 2006. – С. 397–400.
2. Борзенко, С.В. Химический состав и минерализация льда озера Доронинское / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Природные ресурсы Забайкалья и проблемы геосферных исследований. – 2006. – С. 68–70.
3. Борзенко, С.В. Сезонные и межгодовые изменения химического состава и минеральных равновесий содового озера Доронинское (Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, М.Б. Букаты // Гидрогеохимия осадочных бассейнов: Тр. Рос. науч. конф. / ТФ ИНГиГ им. А.А. Трофимука. – 2007. – С. 235–239.
4. Борзенко, С.В. Гидрохимия соленых озер Ононской группы (Восточное Забайкалье) на начало XXI века / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Мат. XIII Науч. совещания географов Сибири и Дальнего Востока / Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН; под ред. А.Н. Антипова. – 2007. – С. 53–55.
5. Борзенко, С.В. Вторичное минералообразование как один из механизмов формирования содовых вод озера Доронинское / С.В. Борзенко // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование: Мат. II Всерос. симп. с междунар. участием и VIII Всерос. чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана. – 2008. – С. 93–96.
6. Борзенко, С.В. Термодинамическая оценка современной эвапоритовой седиментации соленых озер Восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Фундаментальные

проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Мат. VI Всерос. совещания по изучению четвертичного периода / Отв. ред. А.Э. Конторович. – Новосибирск, 2009. – С. 220–223.

7. Борзенко, С.В. Сезонная и межгодовая динамика форм серы в содовом озере Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана // Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии: Всерос. науч. конф., посв. 80-летию кафедры гидрогеологии, инженерной экологии и гидрогеоэкологии ТПУ / Под ред. С.Л. Шварцева. – 2011. – С. 310–317.

8. Борзенко, С.В. Гидрохимия и формирование содовых соленых вод озера Доронинское / С.В. Борзенко // Эволюция биогеохимических систем (факторы, процессы, закономерности) и проблемы природопользования. Геоэкологические, экономические и социальные проблемы природопользования: сб. ст. – 2011. – С. 69–72.

9. Борзенко, С.В. Минеральные озера Читино–Ингодинской впадины (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Геол. эволюция взаимодействия воды с горными породами: докл. Всерос. конф. с участием иностранных ученых, посв. исследованию фундаментальных проблем гидрогеохимии. – 2012. – С. 299–302.

10. Борзенко, С.В. Образование гейлюссита в озерах Доронинской группы (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Развитие минерально–сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней: Мат. Всерос. форума с междунар. участием, посвященного 150-летию акад. Обручева В.А., 130-летию акад. Усова М.А. и 120-летию проф. Урванцева Н.Н. / НИ ТПУ. – 2013. – С. 465–469.

11. Borzenko, S.V. A laboratory experiment for Meromixis in an integrated sample of soda lake Doroninskoye (Transbaikalia) / E.B. Matyugina, S.V. Borzenko, P.V. Matafonov, N.L. Belkova // Current Research in Microbiology and Biotechnology. – 2014. – V. 2. – № 3. – P. 398–401.

12. Борзенко, С.В. Изотопный состав растворенных карбонатов как отражение абиогенных и биогенных процессов, протекающих в водной толще озера Доронинское / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, С.П. Бурюхаев // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле. – 2014. – № 3. – С. 319–323.

13. Борзенко, С.В. Распределение редкоземельных элементов в минеральных озерах Юго–Восточного Забайкалья / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, М.Т. Усманов // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Мат. II Всерос. конф. с междунар. участием. – 2015. – С. 238–241.

14. Борзенко, С.В. Редкоземельные элементы в водах минеральных озер Восточного Забайкалья / С.В. Борзенко // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии: Мат. Всерос. конф. с международным участием с элементами науч. школы / НИ ТПУ. – 2015. – С. 392–396.

15. Борзенко, С.В. Геохимическая специфика озерных вод кулундинской степи Алтайского края / М.Н. Колпакова, С.Л. Шварцев, С.В. Борзенко, В.П. Исупов, С.С. Шацкая // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии: Мат. Всерос. конф. с международным участием с элементами науч. школы / НИ ТПУ. – 2015. – С. 428–432.

16. Борзенко, С.В. Оценка энергий Гиббса фторкарбонатов лёгких лантаноидов / О.В. Еремин, С.В. Борзенко, Е.С. Эпова, О.С. Русаль, В.А. Бычинский // Тр. Всерос. ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (Москва, 19–20 апр. 2016) (ВЕСЭМПГ –2016) / Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН); отв. ред. А.А. Кадик. – 2016. – С. 153–154.

17. Борзенко, С.В. Определение форм нахождения РЗЭ в растворах и карбонатных осадках содовых озер (термодинамическое моделирование) / Г.П. Широносова, С.В. Борзенко, О.Л. Гаськова, Г.Р. Колонин // Тр. Всерос. ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (Москва, 19–20 апр. 2016) (ВЕСЭМПГ –2016) / Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН); отв. ред. А.А. Кадик. – 2016. – С. 166–167.
18. Борзенко, С.В. Некоторые закономерности поведения урана, лития и мышьяка в водах минеральных озер Восточного Забайкалья / С.В. Борзенко, Л.В. Замана // Мат. Всерос. конф. с междунар. участием "Эволюция биосферы и техногенез", VI Всерос. симп. с междунар. участием "Минералогия и геохимия ландшафта горно–рудных территорий" и XIII Всерос. чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана "Рациональное природопользование", "Современное минералообразование", посвященных 35–летию ИПРЭК СО РАН. – 2016. – С. 195–197.
19. Борзенко, С.В. Уран и торий в минеральных водах Восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Мат. V Междунар. конф. / НИ ТПУ [и др.]. – 2016. – С. 247–251.
20. Борзенко, С.В. Ураноносность соленых озер Алтайского края / В.П. Исупов, М.Н. Колпакова, С.В. Борзенко, С.С. Шацкая, С.Л. Шварцев, А.П. Долгушин, Г.М. Арзамасова, И.А. Бородулина // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Мат. V Междунар. конф. / НИ ТПУ [и др.]. – 2016. – С. 262–266.
21. Борзенко, С.В. Изотопный состав растворенного неорганического углерода минеральных озер Восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Мат. Всерос. конф. с междунар. участием "Эволюция биосферы и техногенез", VI Всерос. симп. с междунар. участием "Минералогия и геохимия ландшафта горно–рудных территорий" и XIII Всерос. чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана "Рациональное природопользование", "Современное минералообразование", посвященных 35–летию ИПРЭК СО РАН. – 2016. – С. 81–83.
22. Борзенко, С.В. Геохимия минеральных озер Восточного Забайкалья / С.В. Борзенко // Мат. Всерос. конф. с междунар. участием "Эволюция биосферы и техногенез", VI Всерос. симп. с междунар. участием "Минералогия и геохимия ландшафта горно–рудных территорий" и XIII Всерос. чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана "Рациональное природопользование", "Современное минералообразование", посвященных 35–летию ИПРЭК СО РАН. – 2016. – С. 88–91.
23. Борзенко, С.В. Микробные процессы в озере Доронинское (Забайкалье) в подледный период / С.П. Бурюхаев, С.В. Борзенко / Разнообразие почв и биоты Северной и Центральной Азии: Мат. III Всерос. науч. конф. – 2016. – С. 89–91.