

ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ



На правах рукописи



Дребот Валерия Витальевна

**ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД
В РАЙОНЕ ТОРЕЙСКИХ ОЗЕР (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)**

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

1.6.6 – Гидрогеология

Томск – 2023

Работа выполнена в Томском филиале ФГБУН Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН и в ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет».

Научный руководитель:

Лепокурова Олеся Евгеньевна

доктор геолого-минералогических наук, Томский филиал ФГБУН Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, директор, ведущий научный сотрудник лаборатории гидрогеохимии и геоэкологии

Официальные оппоненты:

Харитонов娜 Наталья Александровна

доктор геолого-минералогических наук, доцент, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, профессор кафедры гидрогеологии

Плюснин Алексей Максимович

доктор геолого-минералогических наук, ФГБУН Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, заместитель директора по научной работе, заведующий лабораторией гидрогеологии и геоэкологии

Защита состоится «21» октября в 13:30 часов на заседании диссертационного совета ДС.ТПУ.25 Национального исследовательского Томского политехнического университета по адресу: 634028, г. Томск, пр. Ленина, 2а, строение 5 (корпус 20, ауд. 504).



С диссертацией можно ознакомиться в научно-технической библиотеке Томского политехнического университета и на сайте dis.tpu.ru при помощи QR-кода.

Автореферат разослан «___» _____ 2023 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета ДС.ТПУ.25
доктор геолого-минералогических наук

A handwritten signature in blue ink, appearing to be 'Olesya'.

Лепокурова Олеся Евгеньевна

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность. Проблема засоления пресных подземных вод традиционно является насущной для регионов с засушливым климатом (Kummi и др., 2016), где эти воды нередко – единственный питьевой ресурс. Среди причин, приводящих к засолению, наиболее часто выделяют смешение с солёными поверхностными водами (Liu и др., 2019; Nisi и др., 2022), антропогенное воздействие (Sunkari, Abu, Zango, 2021), а также в настоящее время все чаще указывают на роль глобального изменения климата (Давыдова, 2022; Veldkamp и др., 2016). Последний фактор нередко проявляется в еще большей аридизации засушливых областей (Пугачева, 2020). Для России данная проблема стоит не столь остро как для других стран ввиду её географического расположения, однако, граничащий с Монголией юго-восток Забайкальского края аридизация коснулась в полной мере. Больше всего пострадал в этом отношении район трансграничных соленых озер – Зун и Барун-Торей, где затянувшаяся почти на 10 лет засуха стала причиной почти полного отсутствия воды в водоемах вплоть до 2021 года (Давыдова, 2022; Обязов, Кирилюк, Кирилюк, 2021).

Торейские озера вместе с прилегающими водно-болотными угодьями являются уникальными природными объектами международного значения, т.к. они служат средой обитания для многочисленных краснокнижных видов животных, одновременно являясь и развитым сельскохозяйственным регионом, благодаря чему с 2017 г. входят в список Всемирного наследия ЮНЕСКО, и нарастающая проблема аридизации может пагубно сказаться на устойчивости экосистемы. Причины снижения численности гидробионтов, сокращения водной растительности и прочие проблемы связывают с ростом солёности уникальной по своему составу содовой озерной воды (Vorzenko и др., 2021), делая ее на период засухи не пригодной для обеспечения жизнедеятельности многих организмов. Между тем понимание механизмов формирования неглубоко залегающих подземных вод, во многом обеспечивающих постоянное существование данных озер благодаря гидравлической связи, может быть основой искомой устойчивости. Этой связи способствует наличие трещиноватых вулканогенных структур, представленных раннемеловыми андезитобазальтами тургинской свиты. Базальты изначально образовывали нашу планету, и как показали последние исследования (Шварцев, 2016), равновесие с ними в принципе невозможно. Поэтому это неравновесное состояние можно считать начальной точкой эволюции состава вод, которые уже на литогенном этапе в ходе длительного взаимодействия с вмещающими породами становятся содовыми, а значит их формирование нельзя объяснить только засушливостью климата.

Объектом исследования являются подземные воды, а также связанные с ними поверхностные воды (озерные, речные) и атмосферные осадки, отобранные на прилегающей территории озер Зун- и Барун-Торей (юго-восток Забайкальского края), формирование состава которых представляет **предмет** исследования.

Цель работы - разработка концептуальной модели формирования химического состава подземных вод верхней гидродинамической зоны района Торейских озер (Забайкальский край) в рамках общей теории взаимодействия воды с алюмосиликатными породами.

Для достижения этой цели были поставлены следующие **задачи**:

- 1) обозначить природные условия региона, влияющие на формирование химического состава подземных вод района Торейских озер;
- 2) определить характер изменения макро- и микрокомпонентного состава подземных вод района исследования при их движении от источников питания (атмосферные осадки) через вмещающие породы к областям разгрузки (реки, озера);

- 3) выявить закономерности перераспределения химических элементов в системе вода-порода на основе расчётов форм миграции элементов и их геохимической подвижности, а также оценки термодинамического равновесия воды с основными минералами вмещающих пород;
- 4) определить источники питания подземных вод и длительность взаимодействия в системе вода-порода на основе изотопного состава воды (δD , $\delta^{18}O$), водорастворенных элементов ($\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$) и трития (3H);
- 5) разработать концептуальную модель формирования химического состава подземных вод района Торейских озёр на основе выделенных геохимических типов (по С.Л. Шварцеву).

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены данные о химическом и изотопном составе 59 проб подземных вод верхней динамической зоны: родники, колодцы и скважины глубиной до 70 м, отобранных совместно с учеными из Института природных ресурсов экологии и криологии (ИПРЭК СО РАН, г. Чита) в летние полевые сезоны 2017–2019 и 2021 гг. Для изучения источников питания подземных вод и особенностей миграции химических элементов было отобрано 6 проб атмосферных (дождевых) осадков. Для выявления возможной взаимосвязи с поверхностными водами территории дополнительно опробовали реки (9 проб) и озера разного состава (10 проб). Одновременно отбирали образцы вмещающих горных пород и продуктов выветривания. Макрокомпонентный состав воды определялся методами титриметрии, фотометрии, потенциометрии, турбидиметрии, атомно-абсорбционной и пламенной атомно-эмиссионной спектроскопией в аттестованной лаборатории геоэкологии и гидрогеохимии ИПРЭК СО РАН. Микрокомпонентный состав вод определялся масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии ТПУ (г. Томск) и Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Изотопный анализ кислорода и водорода воды, кислорода и углерода растворенных карбонатов, а также серы сульфатов выполнялся с помощью метода изотопной масс-спектрометрии в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), и частично для изотопов воды – в лаборатории Isotope Tracer Technologies Inc (Уотерлу, Канада). Тритий в воде определялся методом жидкостно-сцинтилляционной спектроскопии в лаборатории ядерной океанологии ТОИ ДВО РАН (г. Владивосток). Пробы воды отбирались в стерильные пластиковые или стеклянные тары, предварительно трижды промытые исследуемой водой. Быстроменяющиеся показатели (температура, pH, Eh) измеряли в полевых условиях с использованием универсального мультиметра AMTAST AMT03 (USA). Исследования образцов водовмещающих горных пород были выполнены в Аналитическом центре геохимии природных систем ТГУ (г. Томск) петрографическим, рентгеноструктурным и рентгенофлуоресцентным методами, а также масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой и растровой электронной микроскопией. Все полученные данные были статистически обработаны в программном пакете Statistica с учетом закона распределения.

Решение поставленных задач будет проходить в рамках концепции о геологической эволюции системы вода-порода, сформулированной С.Л. Шварцевым (2007), согласно которой, химический состав подземной воды определяется разностью между количеством элементов, поступающих в раствор путём растворения горных пород, и количеством элементов, связываемых образующимися вторичными минералами. Технически этот подход к формированию состава вод был реализован с помощью расчетов форм миграции элементов и индексов насыщения раствора относительно минералов (SI) в программных комплексах HydroGeo (Россия), и GWB (США). Оценка подвижности элементов на начальном этапе взаимодействия проведена на основе расчетов коэффициентов водной миграции K_x и геохимической подвижности K_d .

Полученные результаты визуализировались с помощью программ: GWB (диаграммы полей устойчивости минералов, Eh-pH), ArcGis (площади водосбора Торейских озёр, распределения химических и других типов и др.), Adobe Illustrator (концептуальная модель и графики).

Научная новизна. 1) Впервые на большом фактическом материале показано, что подземные воды района Торейских озер представляют собой сложную единую природную систему с поверхностными (атмосферные, речные, озерные) водами, формирующуюся в условиях повышенного испарения. 2) На основе статистического анализа данных показано, что в направлении от области питания в сторону внутреннего стока изменяется как макро-, так и микрокомпонентный состав подземных вод. 3) С помощью термодинамических расчётов в современных программных комплексах (Hydrogeo, GWB) рассчитан характер равновесия вод с минералами вмещающих пород (прежде всего базальтов), что позволило выделить геохимические типы вод. 4) На основе современных данных по изотопному составу ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, ^3H) доказано, что подземные воды имеют инфильтрационное происхождение, дана оценка длительности взаимодействия в системе вода-порода, определены источники углерода и связь с озерными водами. 5) Впервые для района исследования разработана концептуальная модель формирования химического состава подземных вод.

Достоверность результатов работы подтверждается большим количеством данных о составе вод и пород территории, полученных с помощью современного высокоточного оборудования в аттестованных лабораториях, а также степенью проработки фактического материала и литературы по теме исследования, апробацией основных научных результатов на различных международных конференциях и публикациями в рецензируемых российских и зарубежных журналах.

Практическая значимость работы. Полученные данные по химическому составу природных вод и горных пород района Торейских озёр могут быть использованы в качестве фоновых значений организациями, осуществляющими экологический мониторинг, водоподготовку, водоснабжение и инженерные изыскания на территории юго-восточного Забайкалья, а также для наблюдения за экосистемой международного российско-монгольско-китайского заповедника «Даурия». В контексте растущей аридизации данные также могут быть использованы при разработке новых механизмов адаптации экономики к климатическим изменениям с целью обеспечения экономической устойчивости и экологической безопасности региона. Кроме того, полученные результаты моделирования и выявленные факторы формирования состава воды могут быть распространены на аналогичные природные системы.

Материалы научного исследования были использованы при выполнении работ по грантам РНФ № 17-17-01158 «Механизмы взаимодействия, состояние равновесия, и направленность эволюции системы соленые воды и рассолы - основные и ультраосновные породы (на примере регионов Сибирской платформы)» (руководитель Шварцев С.Л., Лепкурова О.Е.), РФФИ № 18-05-00104 А «Геохимия озер Восточного Забайкалья: гидрогеохимические условия формирования и их минеральные ресурсы» (руководитель Борзенко С.В.), РФФИ № 20-35-90040 Аспирантам «Формирование химического состава подземных вод в условиях аридного климата на примере восточного Забайкалья» (руководитель Лепкурова О.Е.), РНФ № 22-17-00035 «Экология и эволюция водных экосистем в условиях климатических флуктуаций и техногенной нагрузки» (руководитель Борзенко С.В.).

Апробация работы и публикации. Результаты исследования опубликованы в 19 научных работах, в том числе 4 из них в рецензируемых журналах, индексируемых в базах данных Scopus, Web of Science и рекомендованных перечнем ВАК. Полученные результаты были представлены на научных конференциях различного уровня как за рубежом (80th EAGE Conference and Exhibition, г. Копенгаген, 2018 и Near Surface Geoscience, г. Амстердам, 2020, онлайн) так и в России: III Всероссийская научная конференция с международным участием "Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами" (г. Чита, 2018), 16th International Symposium on Water-Rock Interaction (г. Томск, 2019), Всероссийская конференция-конкурс студентов и аспирантов (г. Санкт-Петербург, 2019), XV Международный форум-конкурс студентов и молодых ученых

"Актуальные проблемы недропользования" (Санкт-Петербург, 2019), IV Всероссийская научная конференция с международным участием имени профессора С.Л. Шварцева "Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами" (г. Улан-Удэ, 2020), XXIII Всероссийском совещании по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (г. Иркутск, 2021), Всероссийская молодежная научная конференция с участием иностранных ученых "Трофимуковские чтения" (г. Новосибирск, 2019, 2021), Международный симпозиум студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова (г. Томск, 2018, 2019, 2021).

Личный вклад автора. Автор лично принимал участие в комплексном гидрогеохимическом опробовании воды, образцов горных пород и вторичных образований на территории восточного Забайкалья в 2017-2019 и 2021 гг., а также в пробоподготовке и проведении аналитических и экспериментальных работ совместно с сотрудниками ИПРЭК СО РАН. Автором проведена самостоятельная статистическая и графическая обработка полученных данных, термодинамические расчёты в системе вода-порода, сформулированы основные защищаемые положения и предложено их доказательство.

Структура и объем диссертации. Диссертация объёмом 150 страниц машинописного текста состоит из введения, 7 глав, заключения, списка литературы из 223 наименований, содержит 69 рисунков и 22 таблицы.

В главе 1 представлены данные о состоянии изученности территории, приведены сведения о том какие исследования сейчас проводятся в регионе, описано текущее экологическое состояние и сформулирована научная проблема. Глава 2 содержит описание физико-географических и природных условий района исследований, геологические и гидрогеологические особенности распространения подземных вод. В главе 3 приводится фактический материал, подходы и методы исследования. В главе 4 описываются геохимические особенности всех природных вод региона, осуществляется типизация подземных вод по областям распространения и выделяются зависимости в их обогащении макро- и микроэлементами. В главе 5 оценены формы миграции химических элементов в воде, их геохимическая подвижность и равновесие в системе вода-порода. В главе 6 на основе изотопного состава вод и водорастворенных веществ определено происхождение воды, дана сравнительная оценка длительности взаимодействия в системе вода-порода, выделены области активного и замедленного водообмена. В главе 7 описаны геохимические типы подземных вод и предложена концептуальная модель формирования их химического состава.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность и благодарность д.г.-м.н, профессору [Степану Львовичу Шварцеву] за приобщение к работе над научными проектами, содействие в выборе темы настоящего исследования, организацию первого полевого выезда на территорию восточного Забайкалья и бесценный опыт. За проявленное терпение, отзывчивость и веру в способности автора, а также за направление хода мыслей автор глубоко благодарен своему научному руководителю д.г.-м.н. Лепокуровой Олеся Евгеньевне. Искреннюю признательность за научные идеи, неоценимую поддержку, а также организацию полевых работ д.г.-м.н. Борзенко Светлане Владимировне, благодаря которой была собрана база гидрогеохимических данных и построено исследование, а также всему коллективу лаборатории геоэкологии и гидрогеохимии ИПРЭК СО РАН и в особенности Федорову И.А. за помощь в проведении аналитических работ. Глубокая признательность выражается профессорам канадского университета Уотерлу за научные идеи, рекомендованную литературу, неравнодушное отношение, выделенное время и помощь в лабораторных исследованиях изотопного состава воды: Орфану Шуакар-Стэшу и Рэнди Стотлеру. За проявленное внимание, разносторонние и своевременные рекомендации автор благодарит д.г.-м.н. Наталью Владимировну Гусеву. Автор также выражает искреннюю признательность за помощь в работе с графическими программами, составлении карт и выполнении термодинамических расчётов кандидатам наук Никитенкову А.Н, Янкович Е.П., Пургиной Д.В. и сотруднику ИПРЭК СО РАН Усманову М.Т. За оказанную помощь на разных этапах работы автор

региона – чередовании засушливых и влажных периодов, которые приводят к тому, что раз в 25-30 лет Торей (и окружающие их небольшие водоемы) почти полностью пересыхают, после чего начинается фаза увлажнения, и озера обводняются (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021). Уровни неглубоко залегающих подземных вод в это время также понижаются (Иванов, 1977). Последний период засухи, начавшийся ещё в 1999 году, продолжался вплоть до 2021 года, при ожидаемом старте восполнения в 2011–2012 гг., т.е. в регионе фиксируется затяжная (почти на 10 лет) аридизация (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021).

Территория приурочена к Торейской впадине неправильно-изометрической формы, большая часть которой занята одноименными озёрами (Синица, 2015), которая в морфоструктурном отношении относится к более крупной структуре обширного межгорного понижения гобийского типа, расположенного на смежных территориях Китая, Монголии и России. Абсолютные отметки здесь составляют порядка 600–800 метров, возвышенности представлены грядами и холмами. Самая низкая точка заповедника находится на дне озера Барун-Торей – 591,4 м н.у.м. Окружающая Торей территория относится к Монгольской степной провинции и генетически связана со степными центральноазиатскими ландшафтами Монголии (Кирилук и др., 2009). Почвы горных обрамлений на севере района каштановые, черноземы или бескарбонатные степные, по мере понижения отметок в сторону Тореев к ним добавляются солончаковые с признаками засоления (Куриленко и др., 2019).

В геологическом строении района исследований принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Торейская впадина представляет собой грабен-синклинальную структуру, в обрамлении которой развиты осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя (Рисунок 2). С юга к сохранившимся от размыва полям девонских сланцев причленяются покровы верхнемезозойских базальтов, с севера Торейская впадина отделена от долины р. Онон песчанно-гравийными и песчано-глинистыми неоген-четвертичными образованиями (Кренделев, Шамсутдинов, 1987; Степанов, 1980).

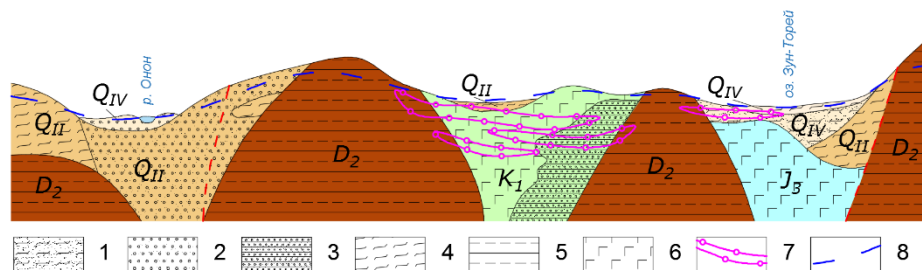


Рисунок 2 – Схематический геологический разрез от долины р. Онон до Торейской впадины. Построен на основе материалов А.П. Кроковой, Ю.П. Скляревского и В.М. Степанова (1 – пески глинистые, 2 – гравелиты, 3 – конгломераты, 4 – глины, 5 – сланцы метаморфизованные, 6 – базальты, 7 – многолетнемерзлые породы, 8 – уровень подземных вод (Степанов, 1980)

В районе существует множество проявлений рудной минерализации, большинство из которых не имеют промышленного значения. Тем не менее они являются составной частью водовмещающих пород и могут выступать источником микроэлементов вод. К котловинам части озер приурочены отложения поваренной соли, соды и сульфата натрия, которые служат дополнительным источником основных катионов и анионов в подземных водах.

В зависимости от особенностей гидродинамического режима, типа, состава и возраста вмещающих пород выделяются водоносные комплексы с пластово-поровыми подземными водами (N-Q) и трещинных образований (K₁, PZ-MZ, yMZ) (Куриленко и др., 2019).

Формирование химического состава подземных вод – это сложный процесс, который проходит в несколько этапов: атмосферный, биогенный, литогенный и испарительный (Шварцев, 1998). Поэтому подземные воды района рассматриваются совместно с источниками питания (атмосферными осадками) и поверхностными (речными и озерными) водами территории, чтобы лучше проследить общую эволюцию формирования их состава (Таблица 1).

Таблица 1 – Химический состав вод: интервалы значений (в числителе) и среднее (в знаменателе)

Компонент	Ед. изм.	Атмосферные осадки	Реки	Подземные воды		Озера	Среднее** в зоне гипергенеза
				Обрамление Торейской впадины (область питания)	Водосбор Торейских озёр (область сброса)		
pH	—	$\frac{6,00^*-6,80^{**}}{6,33^{***}}$	$\frac{7,30-8,20}{7,78}$	$\frac{6,70-8,67}{7,71}$	$\frac{7,32-8,82}{8,16}$	$\frac{8,95-9,99}{9,42}$	7,60
Eh	мВ	$\frac{145-250}{210}$	$\frac{100-208}{178}$	$\frac{(-98,0)-208}{92,6}$	$\frac{(-130)-217}{55}$	$\frac{(-69,0)-94,0}{39,9}$	—
M*	г/л	$\frac{0,01-0,12}{0,05}$	$\frac{0,09-0,83}{0,47}$	$\frac{0,16-0,96}{0,59}$	$\frac{0,30-3,19}{0,94}$	$\frac{1,08-131}{6,88}$	1,59
CO ₂	мг/л	$\frac{<0,4-11,6}{8,06}$	$\frac{0,15-13,8}{6,44}$	$\frac{<0,4-17}{5,69}$	$\frac{<0,4-54,5}{1,66}$	<0,4	15,3
CO ₃ ²⁻		<0,3	$\frac{<0,3-2,40}{0,90}$	<0,3	$\frac{<0,3-36,0}{14,6}$	$\frac{6,00-10560}{2315}$	—
HCO ₃ ⁻		$\frac{3,66-22,2}{12,3}$	$\frac{50,3-456}{284}$	$\frac{71,0-552}{345}$	$\frac{202-824}{487}$	$\frac{522-7320}{2446}$	404
SO ₄ ²⁻		$\frac{0,95-8,94}{5,07}$	$\frac{4,71-137}{53,3}$	$\frac{5,03-127}{45,9}$	$\frac{8,14-1126}{104}$	$\frac{65,7-17916}{3395}$	472
Cl ⁻		$\frac{0,87-6,13}{3,76}$	$\frac{1,78-37,9}{9,79}$	$\frac{2,55-526}{16,7}$	$\frac{7,01-445}{49,4}$	$\frac{131-45650}{1328}$	225
F ⁻		$\frac{0,00-0,04}{0,01}$	$\frac{0,17-1,35}{0,76}$	$\frac{0,43-6,44}{1,19}$	$\frac{0,51-4,77}{2,10}$	$\frac{3,30-414}{79,8}$	1,22
Ca ²⁺		$\frac{0,38-2,11}{1,26}$	$\frac{11,3-92,1}{53,3}$	$\frac{13,9-103}{47,2}$	$\frac{4,55-119}{55,7}$	$\frac{1,59-84,2}{7,25}$	126
Mg ²⁺		$\frac{0,03-1,50}{0,68}$	$\frac{2,20-45,9}{22,9}$	$\frac{4,49-76,2}{30,8}$	$\frac{4,64-219}{39,7}$	$\frac{2,67-85,3}{21,9}$	79,4
Na ⁺		$\frac{1,49-85,0}{21,7}$	$\frac{4,84-58,6}{30,9}$	$\frac{6,89-188}{65,5}$	$\frac{11,9-583}{175}$	$\frac{260-48729}{2064}$	203
K ⁺		$\frac{0,29-3,14}{1,26}$	$\frac{0,70-23,2}{4,75}$	$\frac{0,22-3,93}{1,77}$	$\frac{0,84-73,8}{5,55}$	$\frac{3,32-390}{100}$	11,1
Si		$\frac{0,44-1,19}{0,74}$	$\frac{0,25-21,4}{6,92}$	$\frac{0,93-11,6}{7,15}$	$\frac{3,71-16,5}{8,13}$	$\frac{1,07-130}{29,9}$	9,02

Примечания:

M* – минерализация; Среднее** – среднее для подземных вод степей провинции континентального засоления (Шварцев, 1978); **Жирным** шрифтом внутри группы подземных вод выделены максимальные и минимальные содержания элементов для всех подземных вод в целом. «—» – данные отсутствуют.

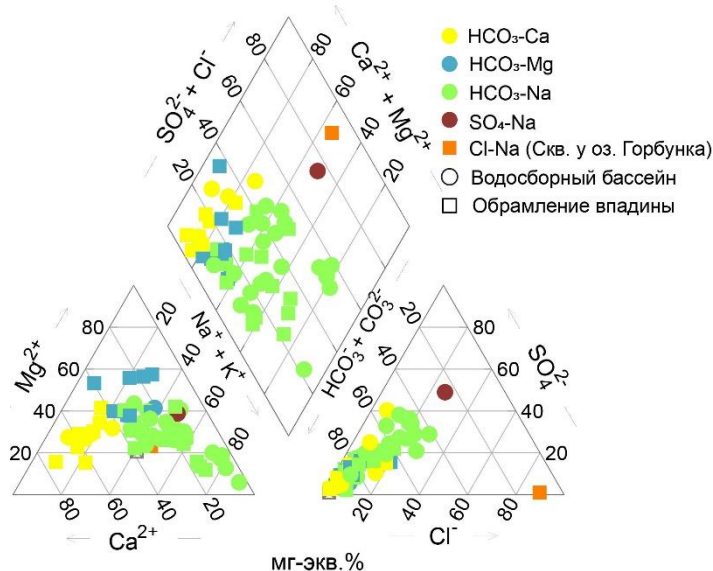


Рисунок 3 – Диаграмма Пайпера с нанесением фигуративных точек по составу подземных вод

Подземные воды – преимущественно гидрокарбонатные с пёстрым катионным составом (Рисунок 3). Встречаются HCO₃-Mg-Na, HCO₃-Na-Mg, HCO₃-SO₄-Na и HCO₃-Ca-Mg химические типы (по Шукареву). Исключение составляют две скважины: Cl-Na воды, отобранные на водосборе памятника природы – хлоридного оз. Горбунка (58G) и SO₄-Na вод на правом берегу оз. Барун-Торей (9G). По преобладающему аниону и катиону можно выделить три основных химических типа подземных вод: 1) гидрокарбонатные кальциевые воды (HCO₃-Ca), на долю которых приходится не более 20% всех проб, 2) гидрокарбонатные магниевые (HCO₃-Mg), число которых не превышает 16% и 3) самые распространённые – гидрокарбонатные натриевые (HCO₃-Na).

Солёность подземной воды варьирует в широких пределах от 0,2 г/л ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$ химический тип) до максимальной 3,2 г/л в точке 9G (соответствует $\text{SO}_4\text{-Cl-Na-Mg}$ водам). При этом рост минерализации отмечается с севера и северо-запада (обрамление Торейской впадины) на юг в сторону озёр (область внутреннего стока) (Рисунок 4). Наиболее минерализованные воды (более 1 г/л) отобраны у береговой линии озёр.

В соответствии с солёностью в этом же направлении меняется и химический тип вод: от пресных $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ к более минерализованным $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ и до слабосолоноватых $\text{HCO}_3\text{-Na}$ вод (Рисунок 5). Единично встречаются сульфатные (вышеописанная скважина 9G на северном берегу оз. Барун-Торей) и хлоридные подземные воды (скважина 58G у хлоридного оз. Горбунка).

Питают Торейские озёра, две реки, берущие начало в Монголии – *Ульдза* и *Ималка* (Рисунок 1). Площадь водосборного бассейна Торейских озёр (28,5 км²) была оценена путем суммирования водосборных областей этих рек и озёрной котловины. По условиям пространственного залегания подземные воды были разделены на две группы: отобранные в пределах водосборного бассейна Торейских озёр (область сброса) и за его пределами, в обрамлении Торейской впадины (область питания), т.е. расположенные на более высоких отметках рельефа к северу от озёр (Рисунок 6).

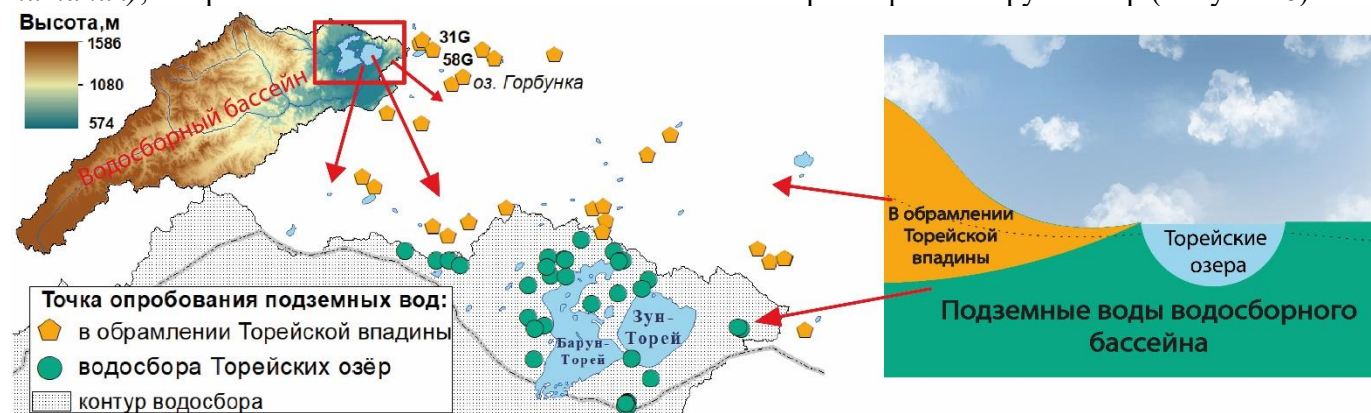


Рисунок 6 – Схема отбора проб подземных вод в зависимости от принадлежности к водосбору

Подземные воды обрамления Торейской впадины пресные и слабоминерализованные (0,16–0,96 г/л), нейтральные и слабощелочные (pH 6,70–8,67). По химическому типу воды гидрокарбонатные сложного катионного состава. При этом, преобладание определенного катиона

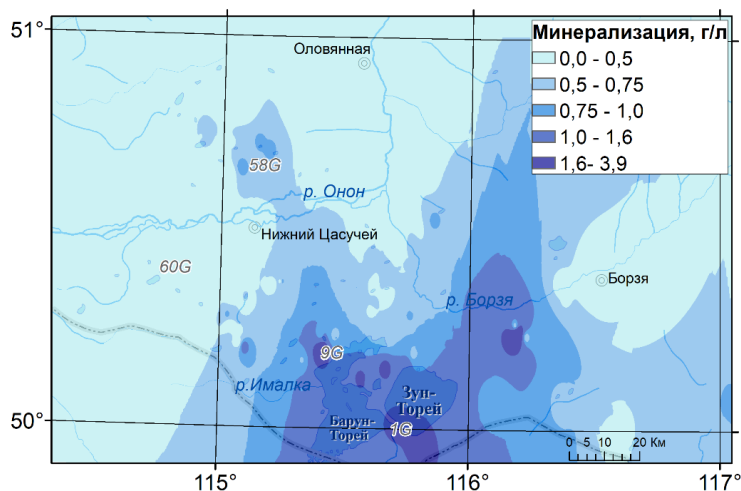


Рисунок 4 – Распределение солёности подземных вод

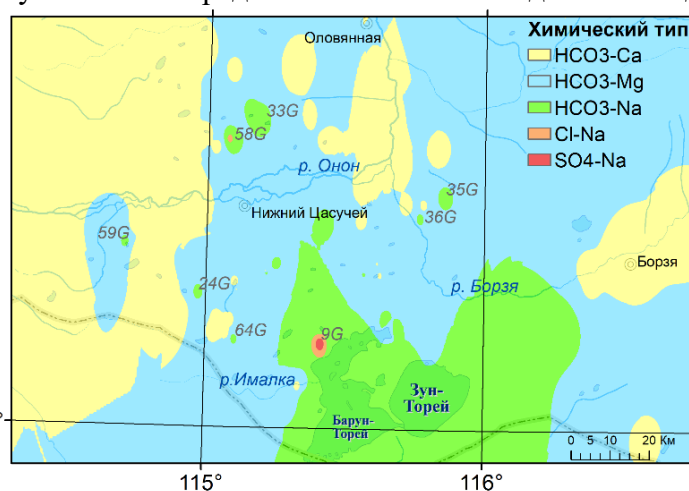


Рисунок 5 – Распределение химических типов подземных вод

контролируется солёностью и pH воды: Ca^{2+} превалирует при минерализации до 0,6 г/л и pH до 7,4, Mg^{2+} при солёности от 0,5 до 0,8 г/л, pH 7,4–7,8, а Na^+ , соответственно – при более высоких значениях pH и солёности (Рисунок 7).

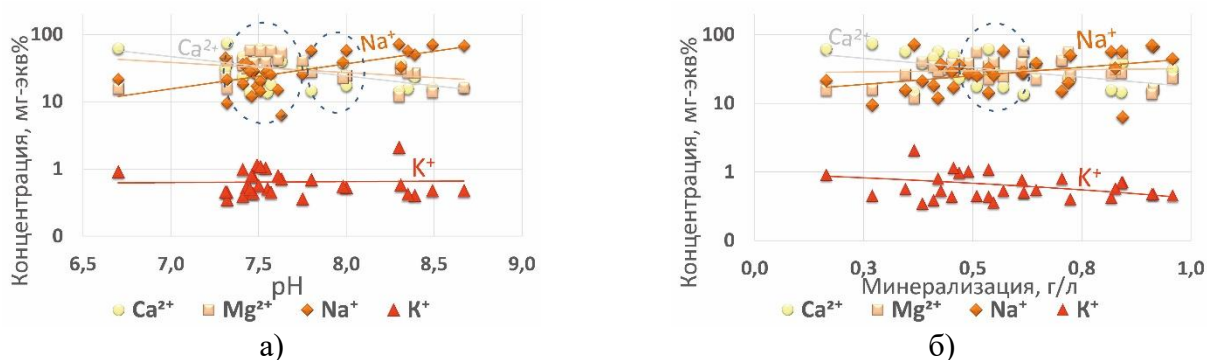


Рисунок 7 – Зависимость концентраций (мг-экв%) основных катионов от величины pH (а) и минерализации (б) подземных вод обрамления Торейской впадины

Подземные воды водосборного бассейна более минерализованные (0,3–3,2 г/л) и щелочные (pH 7,3–8,8) относительно вышеописанных. Они уже отличаются не только пёстрым катионным составом, но и анионным. Ведущим катионом является Na^+ , анионом – HCO_3^- , однако, доля SO_4^{2-} и Cl^- значительно выше и они могут входить в формулу ионно-солевого состава вторыми (Рисунок 8). Это делает воды водосборного бассейна преимущественно – $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Na}$.

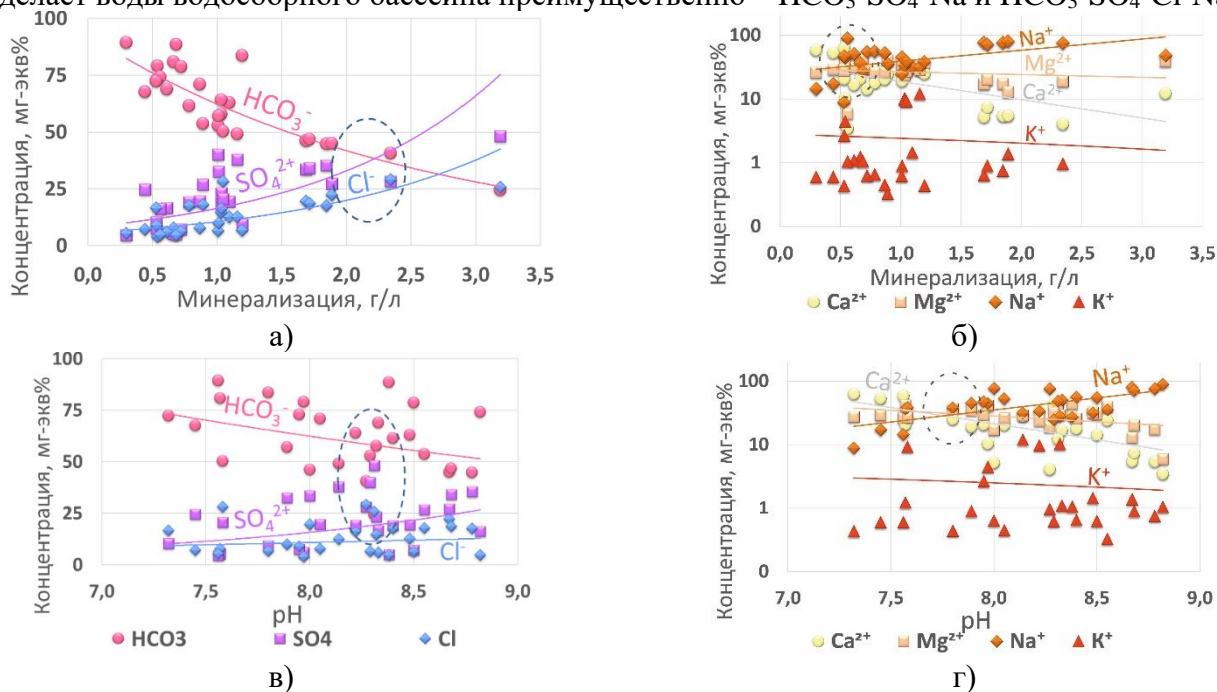


Рисунок 8 – Зависимость концентрации (мг-экв%) основных анионов (а,в) и катионов (б,г) от величины минерализации (а,б) и pH (в,г) подземных вод водосборного бассейна Торейских озёр

При рассмотрении источников питания подземных вод можно выделить следующие закономерности. Атмосферные осадки территории являются ультрапресными (10–120 мг/л), слабокислым (pH 6,0–6,8), сложного катионного и анионного состава, но в основном преобладают HCO_3^- , реже SO_4^{2-} и Na^+ . Состав в целом сопоставим с данными по г. Улан-Батор за многолетний период (1974–2005 гг.) (Туваанжав, Халзанхуу, 2005). Однако осадки района Торейских озёр являются более минерализованными с концентрациями Na^+ и Mg^{2+} в 2 раза выше, чем в Монголии. В то время как величина pH и содержание сульфат-иона преобладает в осадках г. Улан-Батор.

В целом средний показатель солёности *речных вод территории* (0,47 г/л) также превышает среднемировое значение, которое, по разным данным, находится на уровне 0,12 г/л (Шварцев, 1998). Наиболее минерализованными являются, питающие Торейские озера воды рек Ульдза и Ималка (0,5–0,7 г/л), а также в реке Урулунгуй (0,7 г/л). Химический состав речных вод – $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca-Mg}$.

Как было показано ранее, пробоотбор выполнялся в период засухи, когда часть *солёных озёр* оказалось пересохшей, что затруднило доступ к водоёмам (в том числе и самим Торейям). Для характеристики их химического состава были использованы литературные данные (Борзенко, Замана, Зарубина, 2017). Формула Курлова для вод озера Зун-Торей (1) по данным за 2013 г.:

$$M_{7,5} \frac{Cl38 \text{ HCO}_3 30 \text{ SO}_4 19}{Na95} pH_{9,5} \quad (1)$$

Воды непересохших озёр, которые удалось отобрать, отличаются большим разбросом солёности от 1 до 131 г/л, но достаточно узким диапазоном pH от 9,0 до 10,0. Состав при этом очень разнообразен: анионный варьирует – HCO_3 , Cl-SO_4 , $\text{SO}_4\text{-Cl}$, Cl , в катионном всегда преобладает Na.

Таким образом, подземные, речные, атмосферные и озерные воды представляют собой единую систему, отличительной особенностью которой являются высокие значения pH и солёность. В целом в направлении осадки → реки → подземные воды → озера рост минерализации (от 10 мг/л до 130 г/л) сопровождается увеличением pH (от 6,7 до 10,0) и накоплением основных анионов и Na^+ , но снижением по мере роста времени взаимодействия в системе вода-порода концентраций Ca^{2+} и Mg^{2+} (Рисунок 9).

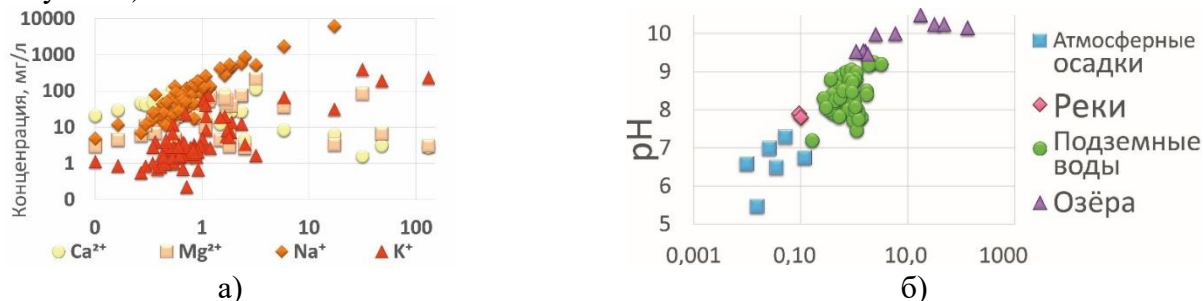


Рисунок 9 – Зависимость содержаний катионов (а) и значений pH (б) от **солёности** природных вод

Не смотря на то, что район не испытывает значительной антропогенной нагрузки, в подземных водах концентрируется большое количество микроэлементов, закономерности распространения которых могут дать дополнительную информацию о формировании состава вод. К ним относятся Br, B, Li, U, As, Fe, Mn, Cu, Zn, Sr, Ba, Rb, V, $\Sigma\text{PЗЭ}$. Некоторые из этих компонентов достигают концентраций выше, чем предельно допустимые в воде питьевых систем (СанПиН 1.2.3685-21). Источником микроэлементов выступают исходные породы различного состава: алюмосиликаты, сульфиды, сульфаты и т. д. Для Fe, Mn, Pb, Cu, Zn, U, As и V характерно накопление в пределах нескольких ореолов (вокруг Тореев и в зонах рудной минерализации). Часть компонентов связывается вторичной фазой, например, Fe, Mn, Pb – гидроокислами (Рисунок 10а), другая указывает на существование источника сульфидной минерализации – Cu, Zn (Рисунок 10б).

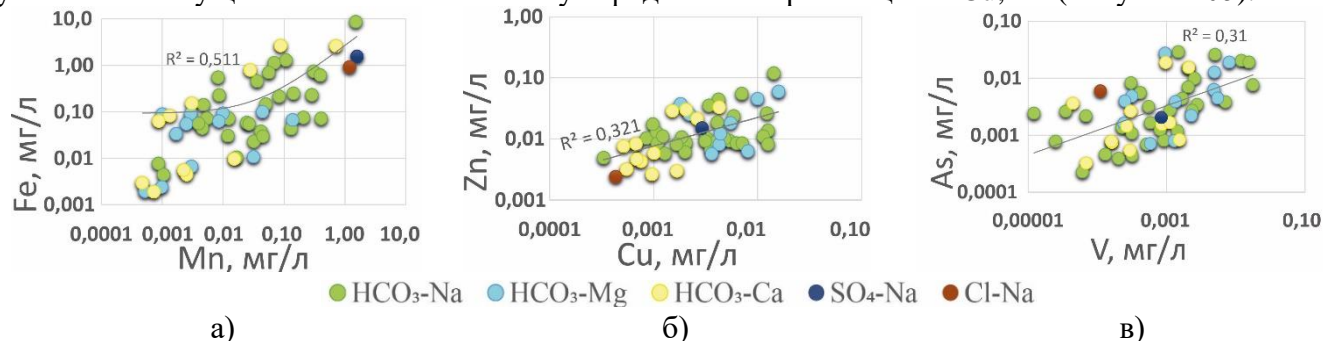


Рисунок 10 – Зависимость концентраций Fe от Mn (а), Cu от Zn (б), As от V (в) в подземных водах

Аккумуляция As, V (Рисунок 10е), U (Рисунок 11б), В (Рисунок 12в), Sr и Ba (Рисунок 11а,б) напрямую связана с процессом содообразования на территории, т.е. их содержания находятся в зависимости от доли HCO_3^- или Na^+ , а также солёности воды. При этом обогащение воды некоторыми химическими элементами (Sr, Ba) ограничено геохимическими барьерами (сорбционным или карбонатным), другие не связываются вторичной фазой и продолжают беспрепятственно накапливаться в растворе.

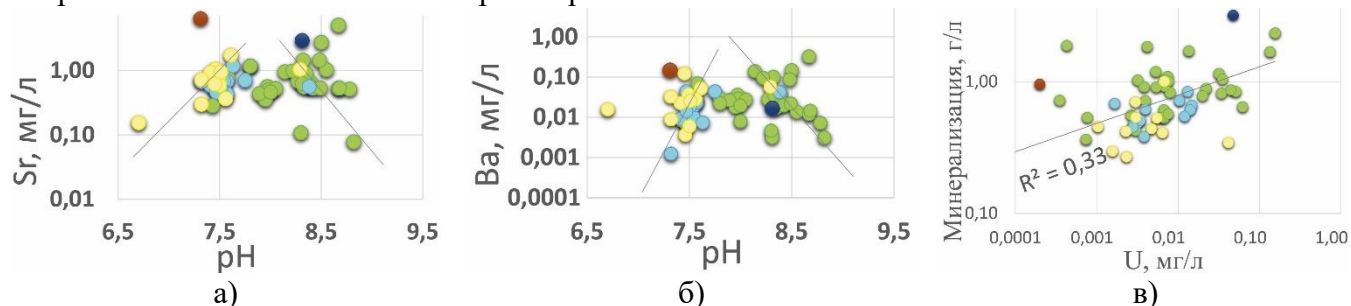


Рисунок 11 – Зависимость концентраций Sr (а) и Ba (б) от pH и U от солёности (в) подземных вод (условные обозначения см. на рис. 10)

Процессы континентального засоления оказывают наибольшее влияние на аккумуляцию Br, Li, содержания которых растут вместе с их геохимическими аналогами – Cl и Na (Рисунок 12а,б).

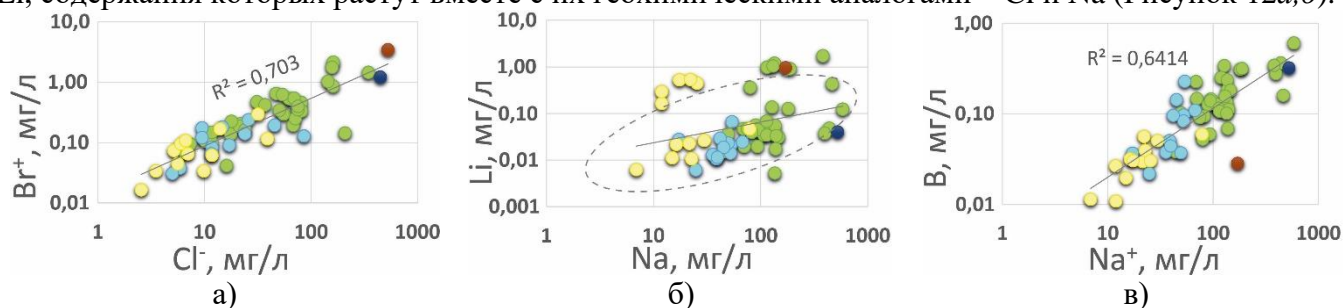


Рисунок 12 – Зависимость концентраций Br от Cl (а), Li от Na (б) в подземных водах (условные обозначения см. на рис. 10)

Редкоземельные элементы в подземных водах водосборного бассейна и обрамления впадины накапливаются по-разному. В пределах водосбора суммарные концентрации РЗЭ ниже из-за более высоких значений pH. В то время как в обрамлении формирование состава находится на начальном этапе взаимодействия вод с вмещающими породами, интенсивность протекания которого, по-видимому, привело к мощному фракционированию с депленированием в сторону тяжелых РЗЭ из пород в воду и изменению соотношения легких/тяжелых РЗЭ (Рисунок 13).

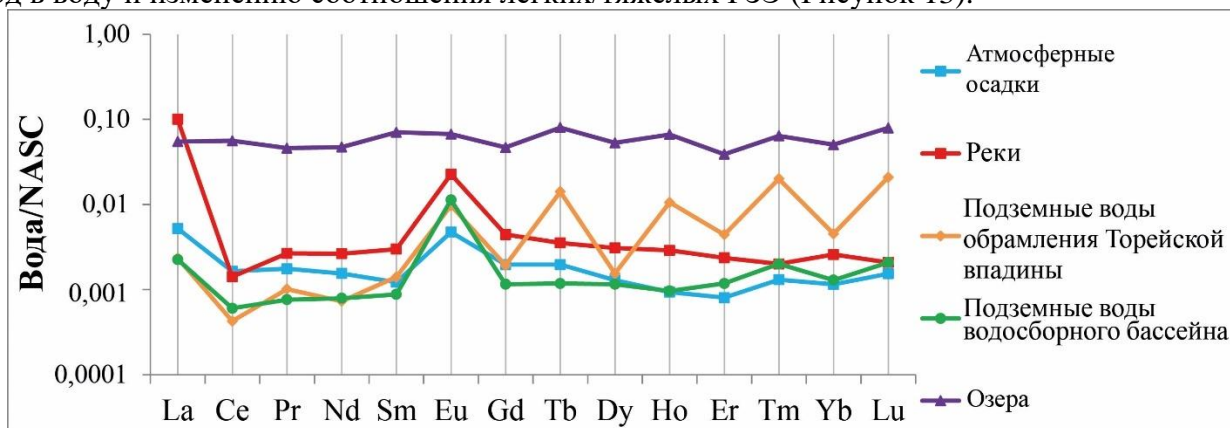


Рисунок 13 – Нормализованные графики РЗЭ в природных водах района Торейских озер

Второе защищаемое положение. Все природные воды территории неравновесны относительно исходных Ca-Mg-Fe алюмосиликатных пород, особенно широко развитых здесь базальтов, что и обеспечивает эволюцию состава вод. При этом воды различаются по характерному набору равновесных вторичных минералов. В направлении от области питания в сторону разгрузки увеличивается количество и разнообразие равновесных вторичных фаз. При этом уменьшается интенсивность миграции основных элементов, большинство из которых на разных этапах уходят во вторичные отложения (Ca, Mg, Sr, Ba, РЗЭ). Продолжают накапливаться в водах – Na, Cl и S.

Для того, чтобы получить наиболее полное представление о сложном поведении химических элементов в составе изучаемых подземных вод с помощью термодинамических расчётов было оценено их равновесие с наиболее распространенными минералами вмещающих пород. Ниже для удобства результаты представлены графически отдельно для алюмосиликатных (Рисунок 14) и карбонатных, сульфатных, фторидных минералов (Рисунок 15) в форме диаграмм равновесия, построенных на основе методик, разработанных Г.К. Хельгесоном, Р. Гаррелсом, Ч.Л. Крайстом, П.Б. Бартоном и другими (Garrels, R.M., Christ, 1965; Helgeson, 1968).

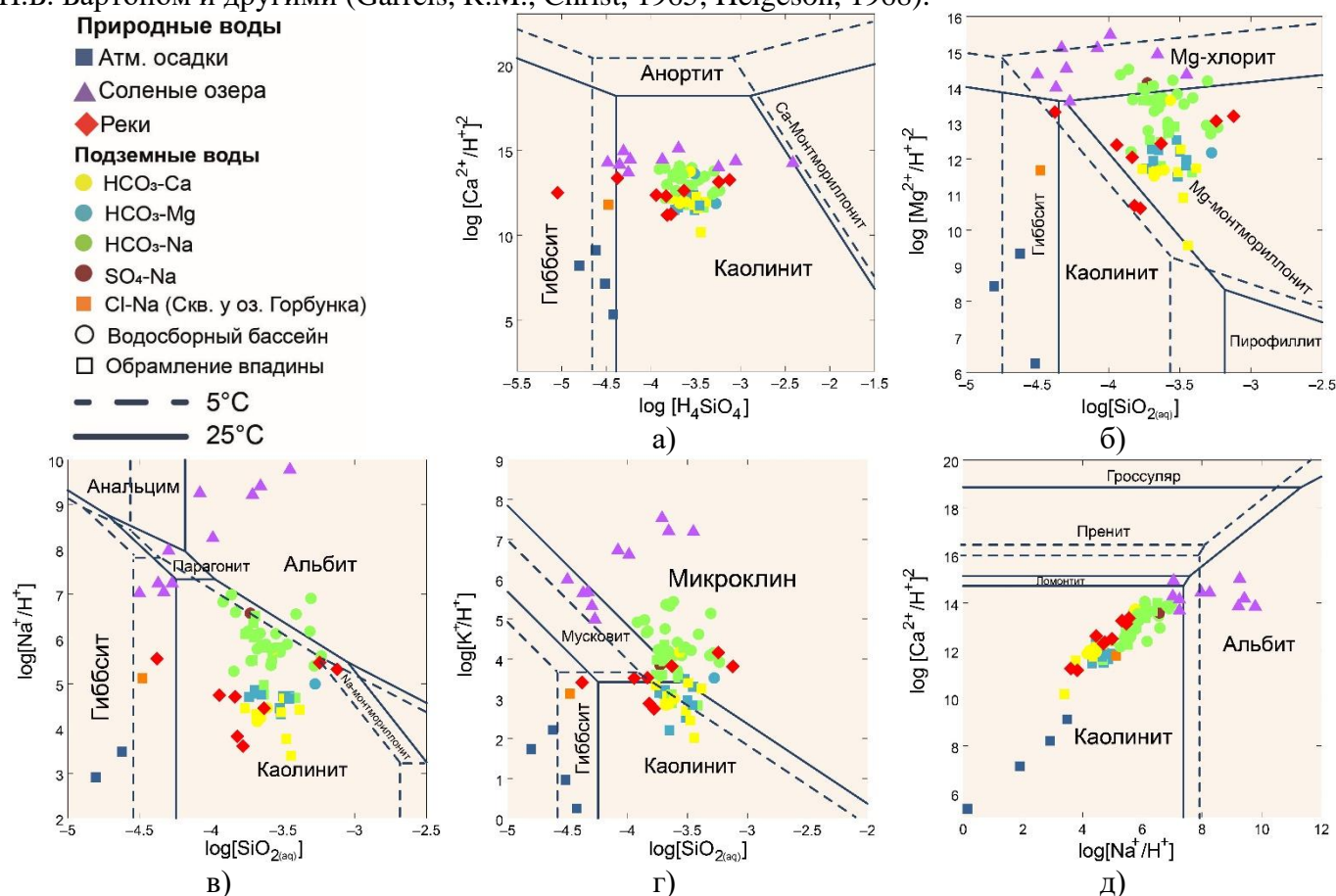


Рисунок 14 – Равновесие подземных вод, а также атмосферных осадков, рек и озер района Торейских озер с алюмосиликатными минералами в системах (а) $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-SiO}_2$; (в) $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2$; (г) $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-SiO}_2$; (д) $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$; (е) $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$ при 25 и 5°C

Доказано, что система вода–порода носит четко выраженный равновесно-неравновесный характер: все природные воды района равновесны с вторичными алюмосиликатными минералами (каолинитом, монтмориллонитом), и неравновесны с эндогенными минералами водовмещающих пород (оливин, амфибол, жадеит, анортит и др.), что обеспечивает постоянную эволюцию состава вод и вторичных отложений. Особенно активно подвергаются изменению базальты, развитые на

территории. При этом для каждого этапа характерен свой набор равновесных вторичных минералов. Уже на атмогенном этапе в осадках начинает формироваться гиббсит, а в речных водах – каолинит и даже монтмориллониты. При этом вода продолжает растворять неравновесные с ней минералы, поэтому продолжает обогащаться элементами, её солёность и pH растут. Проникая глубже в породы подземные воды остаются неравновесными относительно исходных минералов. Среди вторичных образований, к которым вода достигает насыщения, кроме каолинита появляются также монтмориллониты, гидрослюды и карбонаты (Рисунок 15). Так, в подземных водах обрамления Торейской впадины (области питания), кроме глин, для нескольких точек опробования появляется равновесие к карбонатам: сидериту, родохрозиту, кальциту. С этого момента, несмотря на общее увеличение минерализации, Ca, Mg, Sr, Ba и Fe постепенно уходят из вод, а Na и K, наоборот, продолжают расти. Подземные воды водосбора Торейских озер уже полностью равновесны к кальциту и дополнительно к микроклину, хлориту, альбиту, магнезиту, бариту, флюориту. На испарительном этапе в соленых озерах дополнительно достигается равновесие с анальцимом и целестином. Таким образом, с ростом значений pH и солёности вод увеличивается количество и разнообразие вторичных равновесных минералов.

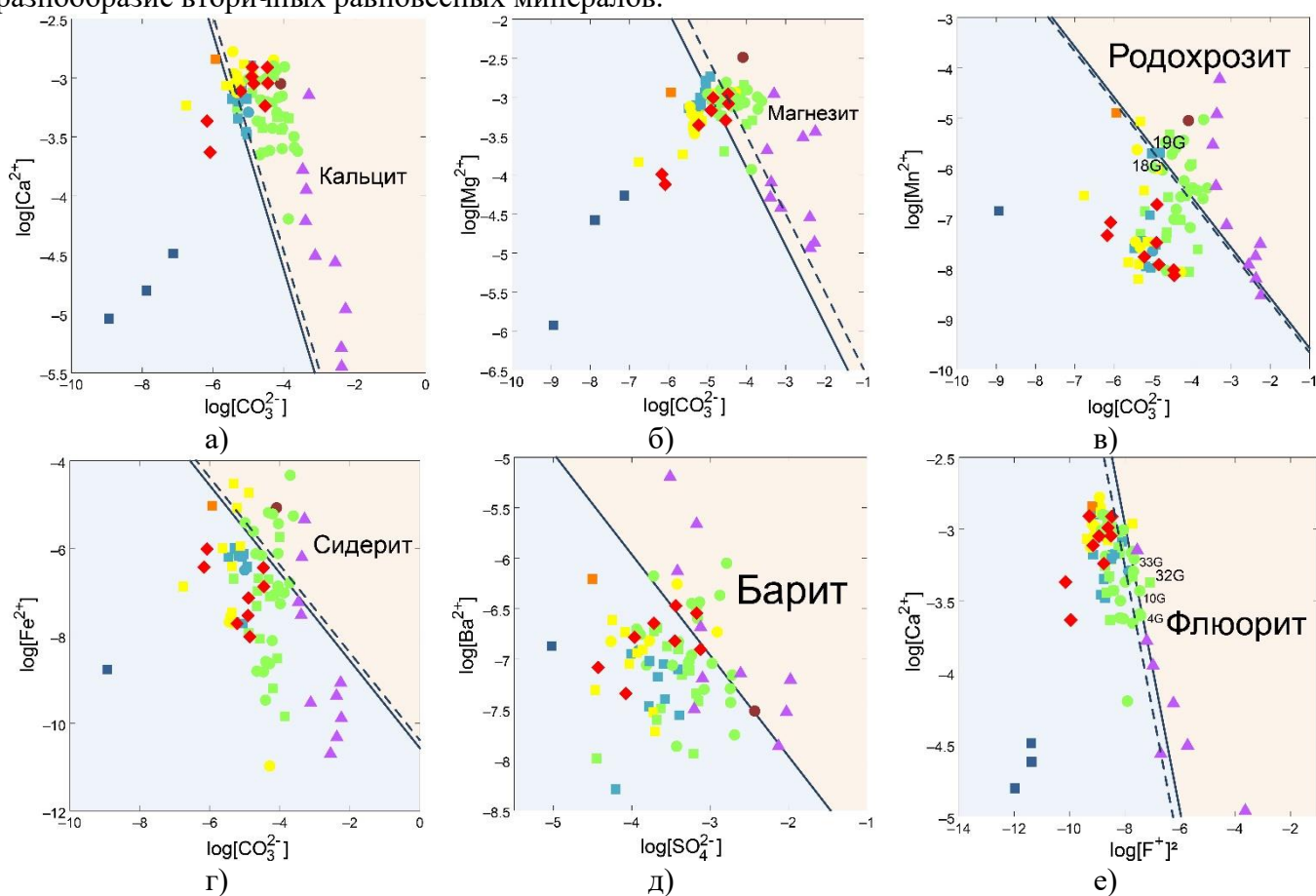


Рисунок 15 – Равновесие исследуемых природных вод с: а – кальцитом, б – магнезитом, в – родохрозитом, г – сидеритом, д – баритом, е – флюоритом при 5 °С и 25 °С и 1 атм (условные обозначения см. рисунок 15)

Проведенные термодинамические расчеты по вторичному минералообразованию подтверждаются результатами минералого-петрографических исследований пород. Показано, что в качестве вторичных отложений на территории формируются: среди минералов группы силикатов – монтмориллониты, каолиниты, иллиты, биотиты, мусковиты и хлориты, среди карбонатов – кальциты, сидериты, доломиты. На некоторых снимках свежих сколов можно увидеть разную степень карбонизации и хлоритизации пород, а также наличие барита, целестина и др.

В этом же направлении (осадки → речные → подземные → озерные воды) интенсивность миграции и подвижности почти всех химических элементов начинает падать, т.к. уменьшается выщелачивание элементов из пород и увеличивается связываемость их вторичными фазами. Подземные воды характеризуются средней миграционной способностью элементов, занимая место между речными и озерными водами. При этом коэффициенты водной миграции K_x и геохимической подвижности K_p особой разницы между собой не показали. Среди макрокомпонентов интенсивно накапливается в водах на всех этапах Cl, Na, S, которые хорошо выносятся из базальтов, но пока не достигают равновесия с вторичными минералами (за рассматриваемый период) (Рисунок 16).

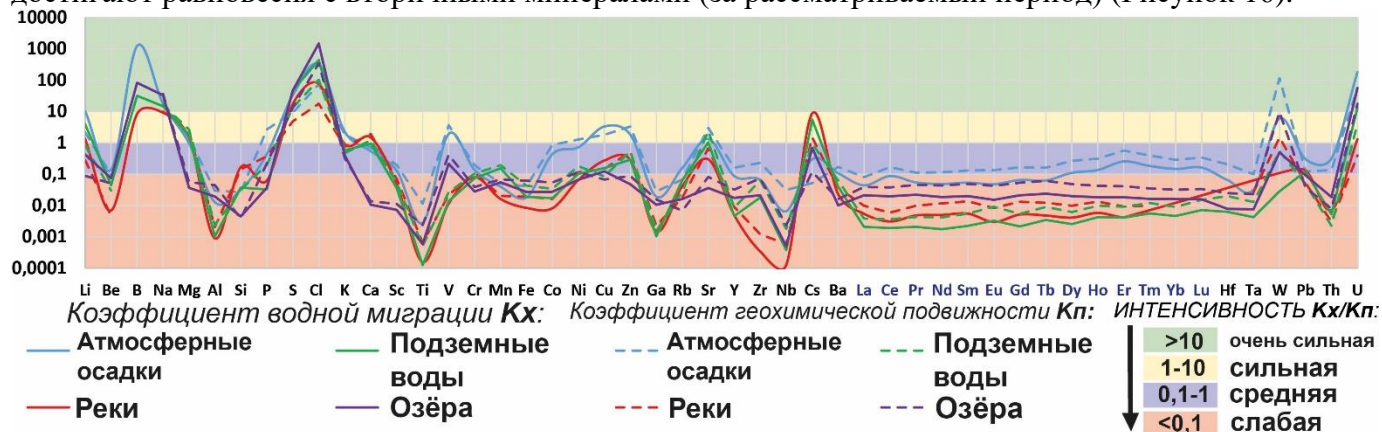


Рисунок 16 – Интенсивность выноса химических элементов природными водами из базальта (K_x) и подвижность химических элементов в водах с учетом связываемости глинами (K_p)

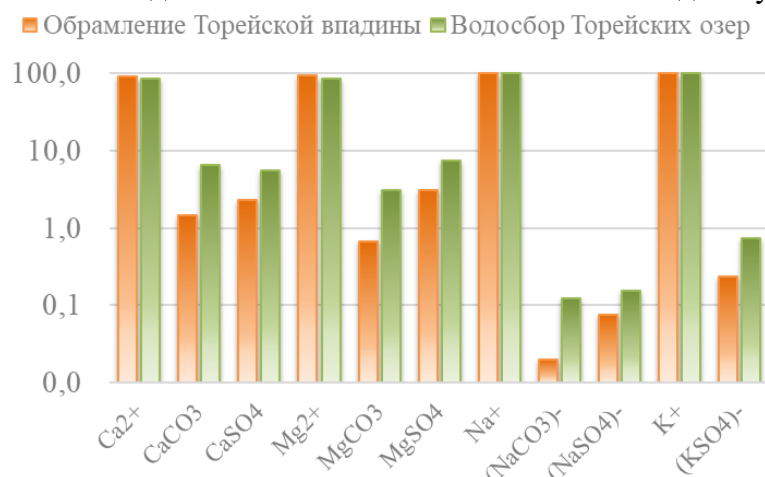


Рисунок 17 – Формы миграции основных катионов

Согласно расчетам, ведущие катионы в составе всех подземных вод мигрируют в форме простых ионов: кальций – в форме Ca^{2+} , магний – Mg^{2+} , натрий – Na^+ и калий, соответственно – K^+ . На их долю приходится от 69 до 99%. Однако по мере движения от обрамления Торейской впадины в область внутреннего стока растет доля комплексных соединений (особенно карбонатных – $CaCO_3$, $MgCO_3$, $Na(CO_3)^-$), которые удерживают элементы в воде (Рисунок 17).

Третье защищаемое положение. Формирование химического состава подземных вод региона является результатом сложного сочетания атмогенного, литогенного и испарительного этапов. По мере движения от области питания в область стока к озерам время взаимодействия со вмещающими породами растет, параллельно усиливается влияние испарения. В этом же направлении формируется три геохимических типа вод: кремнистый, содовый и солесодержащий, каждый из которых отличается по химическому составу и набору вторичных минеральных фаз. При этом осадки уже обогащены солями местного генезиса, которые поступают в атмосферу из всех компонентов ландшафта, в том числе и с акваторий обмелевших соленых озер, т. е. система всегда работает в условиях повышенной солёности, способствуя развитию засоления.

Изотопные исследования воды показали, что бóльшая часть фигуративных точек распределена вдоль локальной (LMWL) (Ферронский, Поляков, 2009) и глобальной (GMWL) линий

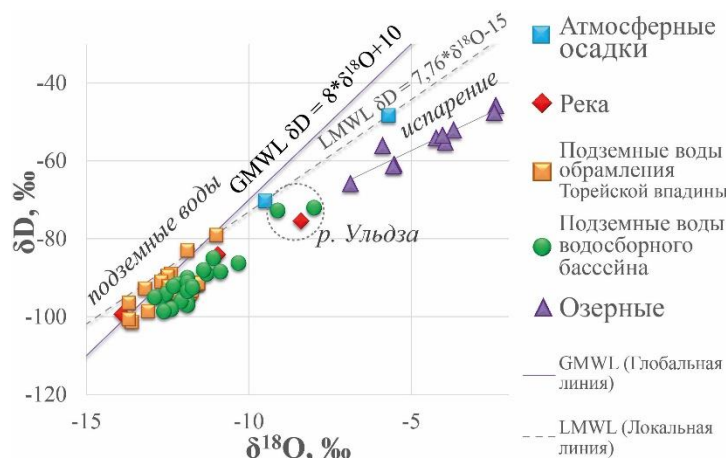


Рисунок 18 – Распределение изотопов Н и О в природных водах

Воды водосбора в отличие от обрамления Торейской впадины характеризуются небольшим кислородным сдвигом, что может говорить о их более длительном взаимодействии с вмещающими алюмосиликатными породами. Поскольку породы в среднем обогащены ^{18}O на 20–30‰, чем воды, то при более длительном времени взаимодействия в системе вода–порода происходит изотопный обмен «легкого» кислорода вод с «тяжелым» кислородом пород. В целом, при движении подземных вод от областей питания в сторону озер при замедлении водообмена параллельно с ростом солёности и величины pH утяжеляются значения $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ (Рисунок 19б,в).

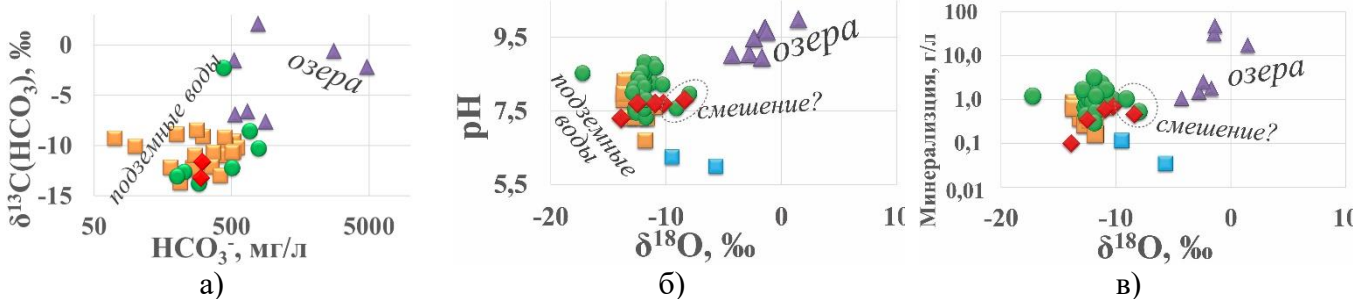


Рисунок 19 – Зависимость $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ от HCO_3^- (а) и $\delta^{18}\text{O}$ от pH (б) и минерализации (в) (усл. обознач. – см. на рис. 18)

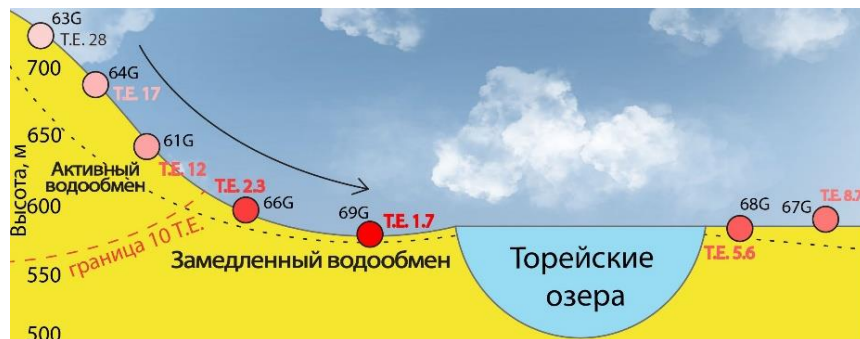


Рисунок 20 – Распределение концентрации трития по профилю отбора

становится меньше, т.е. увеличивается возраст воды. Показано, что в зоне активного водообмена значения ^3H находятся в интервале от 12 до 28 Т.Е., что соответствует условному возрасту подземных вод до 40 лет. При этом воды области питания по составу являются – $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ или $\text{HCO}_3\text{-Mg}$. Зона замедленного водообмена начинается примерно с концентраций $^3\text{H} \sim 10$ Т.Е., после чего

метеорных вод (Craig, 1961), что указывает на инфильтрационный генезис (Рисунок 18). Исключение составляют две фигуративные точки, отклоненные по линии метеорных вод, которые попадают на линию смешения с озерными. На наличие смешения с поверхностными водами также указывают данные по $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ подземных вод. Значения варьируют от –13,8 до –8,5‰, и кроме участия легкой биогенной, доказывают наличие утяжеленной атмосферной углекислоты (другие источники согласно геолого-гидрогеологическим условиям исключены), т.е. участие поверхностных вод (Рисунок 19а).

О замедлении водообмена в районе Торейской котловины говорят и показатели трития (^3H), которые были определены для 7 проб воды. Зависимость концентраций ^3H от гипсометрического положения точек опробования вод хорошо прослеживается на рисунке 20: с уменьшением высоты и продвижением вод от областей питания в сторону озер Т.Е.

значения продолжают уменьшаться (от 8,7 до 1,7 Т.Е.) с увеличением возраста воды до 50 лет и более.

На основе классификации С.Л. Шварцева (1998) в районе Торейских озёр были выделены три геохимических типа подземных вод: *кремнистый, содовый и солесодержащий* и некоторые их разновидности (Таблица 2). Они различаются не только по составу равновесных минералов, но и по величинам общей солёности, значениям pH, Eh, и концентрациями характерных элементов.

Таблица 2 - Геохимические типы подземных вод района Торейских озёр

Геохимический тип вод	Геохимический подтип вод	Тип выветривания	Контролирующие показатели	Необходимые геохимические условия	Вторичные минералы, равновесные с водой	Территория
Кремнистый	Кремнистый Са-Na-Mg-K	Бисиллитный	pH, Si, K, HCO_3^- , Ca, Mg, Na, K	Равновесие вод с каолинитом, монтмориллонитами Са, Mg, Na, K	Каолинит, иллит, монтмориллонит	Обрамление Торейской впадины
	Кремнистый Са-Fe		pH, Si Ca, Fe	Равновесие вод с дафнитом, сидеритом	Дополнительно: сидерит	
	Кремнистый Са-Mn		pH, Si Ca, Mn	Равновесие вод родохрозитом	Дополнительно: гидроксиды марганца, родохрозит	
Содовый	Кремнистый карбонатно-кальциевый	Карбонатобразующий	pH, HCO_3^- , Ca, Si, K	Равновесие с кальцитом, монтмориллонитами	Каолинит, иллит, Mt, кальцит, мусковит, пренит, ломонтит	Водосбор Торейских озёр
	Кремнисто карбонатный кальциево-фтористый		pH, HCO_3^- , Ca, Si, F	Равновесие с кальцитом, монтмориллонитами, флюоритом	Дополнительно: флюорит	
Солесодержащий	Кремнистые сульфатно-натриевые	Солеобразующий	pH, HCO_3^- , Cl^- , Ca, Si, Mg	Равновесие с кальцитом, альбитом, хлоритом	Каолинит, иллит, Mt, кальцит, мусковит, пренит, ломонтит, хлорит, биотит, анальцит	

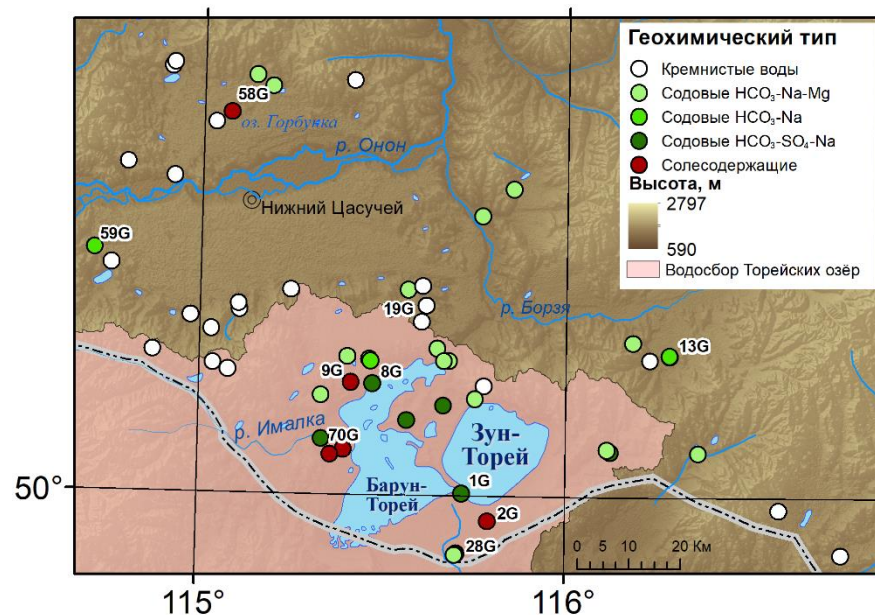
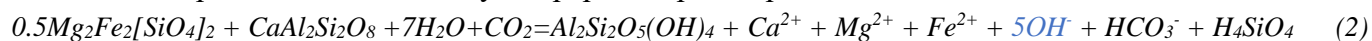


Рисунок 21 – Карта геохимических типов подземных вод

Формование каждого геохимического типа можно проиллюстрировать следующим образом. Слабокислые и нейтральные атмосферные осадки уже повышенной минерализации (до 0,12 мг/л), достигают равновесия с гипситами (Рисунок 14), который выступает первым геохимическим барьером, препятствующим накоплению алюминия в водах. Остальные химические элементы, аккумуляция в которых не ограничена геохимическими барьерами, продолжают накапливаться в растворе.

Попадая в зону аэрации атмосферные осадки начинают интенсивно растворять вмещающие породы: песчаники, гранитоиды и эффузивные породы, при этом последние растворяются более интенсивно. Начинается литогенный этап формирования состава вод, сопровождающийся ростом всех компонентов, т.е. солёности и щелочности раствора. Это можно рассмотреть на примере

реакции растворения алюмосиликатов основного состава (анортита и оливина) (2), к которым воды не достигают равновесия и поэтому непрерывно растворяют:



При гидролизе выделяется группа OH^- , что ведет к постоянному подщелачиванию раствора. Часть аниона сразу нейтрализуется уголекислотой (CO_2), всегда присутствующей в зоне активного водообмена при растворении почвенного и органического вещества. Поэтому подземные воды на начальном этапе всегда являются гидрокарбонатными. Это и есть *биогеогенный этап* формирования состава вод, который в существующих природных условиях не сильно выражен. По достижении минерализацией значений $> 0,2$ мг/л и $pH > 7,1$ формируется первый геохимический тип подземных вод – *кремнисто-кальциевый* или *кремнисто-магниево-кальциевый*, для которого характерно равновесие с глинами. В катионном составе вод здесь превалирует Ca и Mg из-за их высоких кларков в породах и сильной миграционной способности. Среди микрокомпонентов накапливаются Sr и Ba, сменяется соотношение легких/тяжелых РЗЭ в сторону тяжелых РЗЭ, в то время как SiO_2 наоборот снижается, что обусловлено высокой интенсивностью выщелачивания пород. Воды данного типа локализованы преимущественно в обрамлении Торейской впадины и чаще всего выходят за пределы водосбора непосредственно самих Торейских озер к северу, охватывая частично бассейн р. Онон (Рисунок 21).

По мере движения подземной воды от горного обрамления в сторону Торейской котловины возрастает время взаимодействия вод с вмещающими породами, что ведет к еще большему увеличению значений солёности и pH. При минерализации $> 0,5$ г/л, $pH > 7,5$ воды достигают равновесия с кальцитом (Рисунок 22) и другими карбонатами.

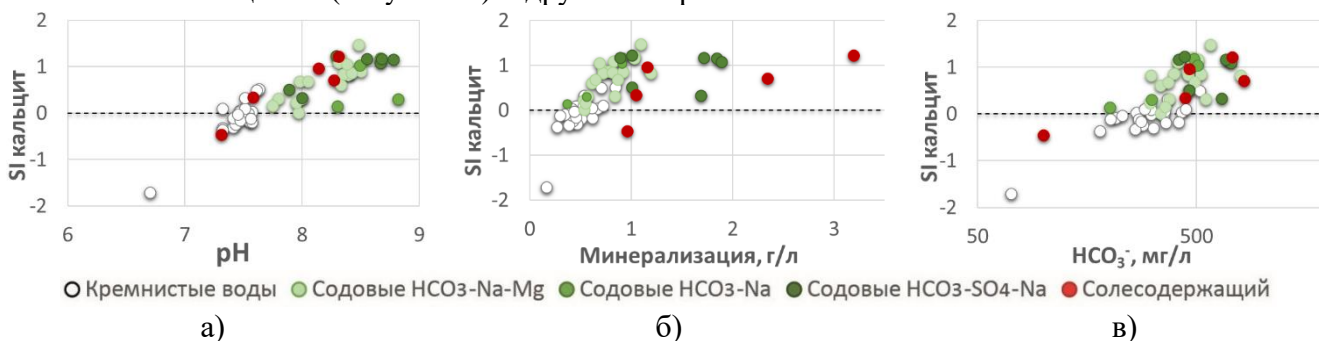


Рисунок 22 – Зависимости индексов насыщения (SI) вод кальцитом от величины pH (а), солёности (б) и HCO_3^- (в) при $5^\circ C$

Это начало формирования второго и самого распространённого в районе исследований геохимического типа воды – *кремнисто-карбонатно-кальцевого (содового)*, наступающего с момента достижения равновесия воды с кальцитом (Шварцев, 2004). С этого момента Na начинает интенсивно аккумулироваться в водах, а концентрации Ca и Mg начинают снижаться. На разных этапах уходят из раствора во вторичные отложения Sr, Ba, SiO_2 . Параллельно растёт доля комплексных соединений (особенно карбонатных), которые удерживают элементы в воде. Также накапливаются часть компонентов (Na, K, As, V, U, F и др.), для которых более благоприятны щелочные условия.

В текущих природных условиях классические содовые воды формируются редко, поэтому внутри типа хорошо выделяются три основные подгруппы: *содовые с высокой долей Mg^{2+}* в составе, которые распространены в основном в обрамлении впадины, *чистые содовые HCO_3^- -Na* и *содовые с высокой долей сульфата*, которые распространены в районе озёрной котловины (Рисунок 21).

В условиях полуаридного климата формирование химического состава неглубоко залегающих подземных вод проходит под влиянием испарения, ускоряющего процессы взаимодействия в системе вода-порода. Для оценки этого влияния были использованы диаграммы

Гиббса, позволяющие оценить степень влияния испарительного концентрирования в сочетании с ролью выщелачивания горных пород (Gibbs, 1970) (Рисунок 23).

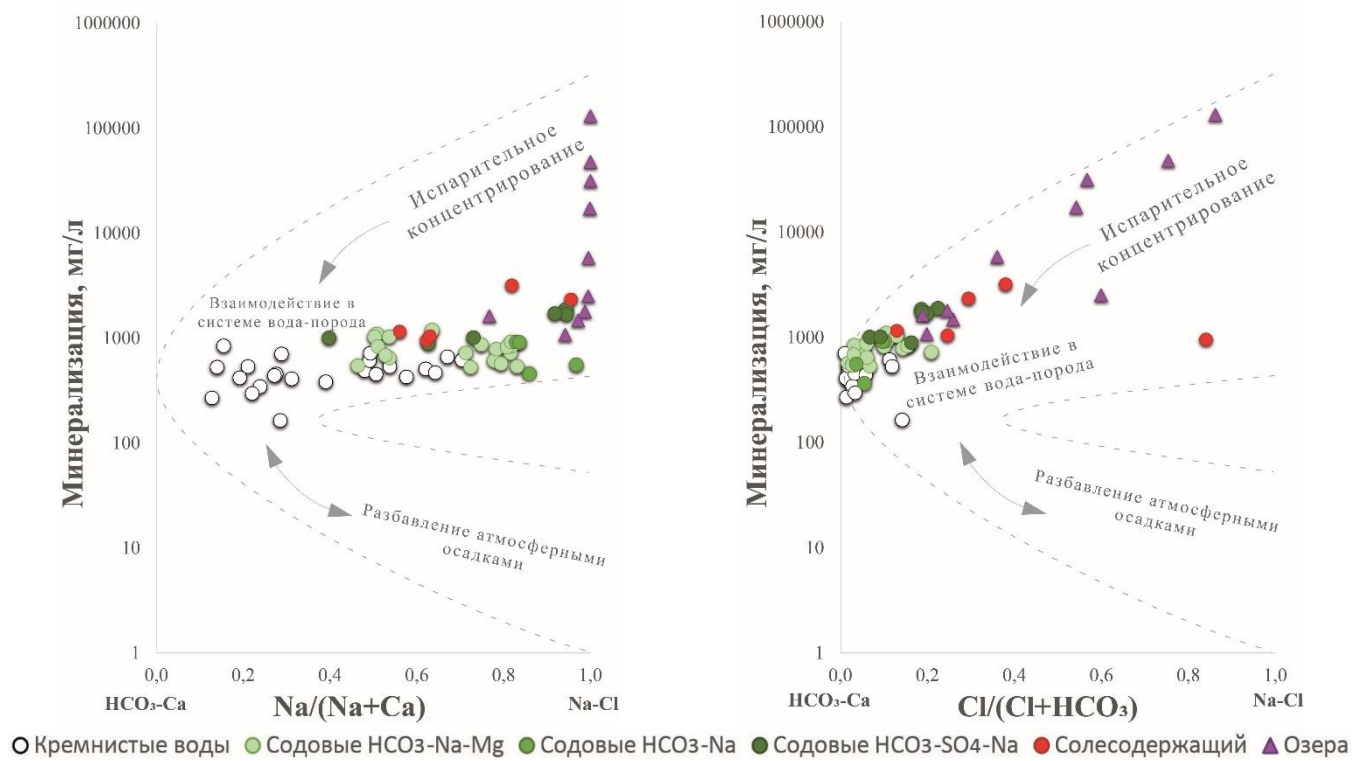


Рисунок 23 – Диаграмма Гиббса с нанесением данных по составу подземных и озерных вод

Полученные данные по расчету коэффициентов $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ и $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{HCO}_3)$ указывают на то, что ведущим процессом, контролирующим формирование состава подземных вод, является взаимодействие в системе вода-порода. Тем не менее, видно, что влияние испарения нарастает в направлении кремнистые воды → содовые воды с долей натрия → классические содовые воды $\text{HCO}_3\text{-Na}$ → содовые с долей сульфатов → солесодержащие → озёрные. Таким образом, испарение оказывает наибольшее влияние на формирование последнего геохимического типа – солесодержащего (и сульфатного содового), пробы которых отбирались из колодцев и скважин у берегов Тореев, где дебиты скважин снижаются (до 0,3 л/с). При этом взаимодействие в системе вода-порода продолжается и воды уже достигают равновесия со слюдами (мусковит, биотит, и др.), низкотемпературными алюмосиликатами (альбит, пренит, хлорит и др.) и т.д. Минерализация таких вод доходит до 3 г/л, а роль ведущего аниона в формуле ионно-солевого состава делят между собой HCO_3^- , SO_4^{2-} и Cl^- .

Кроме того, на пике аридизации климата площадь акваторий многих озер в районе уменьшается, их солёность возрастает (Borzenko и др., 2021), увеличивается потенциал образования в рапах этих водоемов сульфатных и хлоридных солей, которые затем с ветром (в том числе и с Монголии) попадают в атмосферу и разносятся по водосборным площадям. На атропогенном этапе солёность и концентрация натрия в осадках выше, чем средние показатели по г. Улан-Батор, т.е. вода активно обогащается солями местного генезиса, которые затем растворяются и с осадками возвращаются в зону аэрации. Этот круговорот существует постоянно, поэтому на литогенном этапе система всегда работает в среде с повышенной солёностью. При этом вода обогащается сульфатами быстрее чем хлоридами, потому что кларк серы в 2,8 раз выше (Шварцев, 1998). Дополнительным источником сульфатов могут служить и распространенные в обрамлении впадины проявления

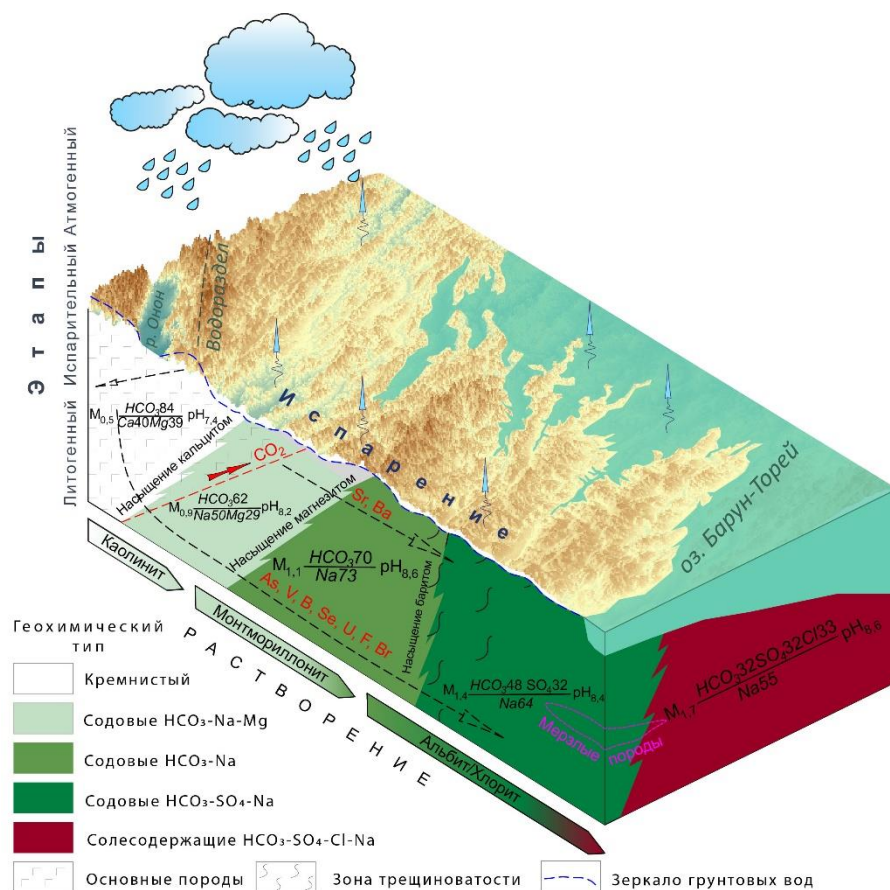


Рисунок 24 – Концептуальная модель формирования химического состава подземных вод в районе Торейских озёр

сульфидной минерализации, что также объясняет рост содержаний SO_4^{2-} локально на удалении от области внутреннего стока. Кроме того, не исключено смешение подземных вод с солёными озёрными по средствам трещиноватости пород. Это касается нескольких точек, которые выбиваются из выборки, например воды Cl-Na скважины 58G у хлоридного оз. Горбунка.

Вышеописанный процесс с формулами ионно-солевого состава и основными характеристиками выделенных типов вод наглядно проиллюстрирован с помощью концептуальной модели формирования химического состава подземных вод района Торейских озёр (Рисунок 24).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, подземные воды района Торейских озёр представляют единую природную систему совместно с атмосферными, речными и озерными водами территории, отличительной особенностью которых являются повышенные значения солёности и pH воды. По составу все подземные воды гидрокарбонатные с пёстрым катионным составом. От областей питания в сторону разгрузки химические типы вод сменяются от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ через $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ к $\text{HCO}_3\text{-Na}$. Точечно рядом с озерами циркулируют солёные разновидности вод ($\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Na}$ и др.). В этом же направлении растут величины pH, минерализация, содержания Na, K, Cl, SO_4 , Br, B, Li, F, As, U, V и других элементов, а также значения $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$. Часть компонентов наоборот постепенно уходит из раствора (Ca, Mg, Sr, Ba, SiO_2 , РЗЭ, ^3H).

Проведенные термодинамические расчеты в системе вода-порода позволили получить наиболее полное представление о сложном поведении химических элементов в составе изучаемых подземных вод. Установлено, что система вода-порода носит четко выраженный равновесно-неравновесный характер. При этом подземные воды, равновесные с вторичными минералами (каолинитом, Са-, Mg-монтмориллонитом, иллитом, частью карбонатов: кальцитом, сидеритом, родохрозитом), всегда остаются неравновесными с эндогенными минералами водовмещающих пород (в первую очередь, базальтов), что обеспечивает постоянную эволюцию состава вод. Результаты комплексных лабораторных исследований водовмещающих пород совпадают с полученными результатами проведенных термодинамических расчетов. В направлении от области питания к области разгрузки (Торейским озерам) увеличивается время взаимодействия в системе вода-порода и растет количество равновесных минералов. При этом уменьшается интенсивность

миграции основных элементов, большинство из них на разных этапах уходят во вторичные отложения (Ca, Mg, Sr, Ba, SiO₂, PЗЭ), продолжают накапливаться в водах – Na, Cl, S.

Разработанная концептуальная модель формирования химического состава подземных вод в районе Торейских озер представляет собой сложное сочетание атмогенного, литогенного и испарительного этапов. По мере движения от обрамления Торейской впадины в область внутреннего стока время взаимодействия с вмещающими породами растёт, параллельно усиливается влияние испарения. В этом же направлении формируется три геохимических типа вод: кремнистый, содовый и солесодержащий, каждый из которых отличается по химическому составу и набору вторичных минеральных фаз. При этом атмосферные осадки уже обогащены солями местного генезиса, которые поступают в атмосферу из всех компонентов ландшафта, в том числе и с акваторий обмелевших солёных озер, т.е. система всегда работает в условиях повышенной солёности, способствуя развитию засоления.

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Публикации в журналах, индексируемых международными реферативными базами данных Scopus, Web of Science и/или рекомендованных перечнем ВАК

1. **Дребот В.В.**, Равновесно-неравновесное состояние природных вод территории торейских озер (Восточное Забайкалье) с ведущими минералами вмещающих пород / **В.В. Дребот**, О.Е. Лепокурова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – № 9. – С. 99-112
2. Лепокурова О.Е. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$) подземных вод территории Торейских озер (Восточное Забайкалье) / О.Е. Лепокурова, **В.В. Дребот** // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332. – № 9. – С. 20-29
3. Borzenko S.V. Main formation conditions of soda-type groundwater: A case study from south-eastern Transbaikalia region (Russia) / S.V. Borzenko, **V.V. Drobot**, I.A. Fedorov // Applied Geochemistry. – 2020. – Vol. 123. – p. 1-16
4. Зиппа Е.В. Химический состав и геотермальный режим термальных вод Байкальской складчатой области (Республика Бурятия) / Е.В. Зиппа, Д.В. Пургина, **В.В. Дребот** // Успехи современного естествознания. – 2022. – № 12. – С. 110-115

Публикации в других научных изданиях и материалах конференций

5. **Drobot V.V.** Geochemistry of soda-type groundwater in the Torey Lakes Region (Russia): Differences between catchment area and beyond / **V.V. Drobot** // 26th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Amsterdam, 7-8 December 2020. - Houten: EAGE, 2020 - p. 1-5
6. Borzenko S.V. Chemical composition and formation conditions of NaHCO₃ type of waters in the Eastern Transbaikalia / S.V. Borzenko, **V.V. Drobot**, I.A. Fedorov // E3S Web of Conferences. – 2019. – Vol. 98. – p. 1-5
7. **Drobot V.V.** Geochemistry of Groundwater in the Area of Zun-Torey and Barun-Torey Lakes (Transbaikalia, Russia) / **V.V. Drobot** // 80th EAGE Conference & Exhibition 2018, Copenhagen, 11-14 June, 2018. - Copenhagen: EAGE, 2018 - p. 1-3
8. **Дребот В.В.** Изотопный состав углерода и кислорода гидрокарбонат-иона ($\delta^{13}\text{C}$) в подземных водах территории Торейских озер (Восточное Забайкалье) / **В.В. Дребот** // Трофимуковские чтения - 2021: материалы Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых, Новосибирск, 11-16 Октября 2021. - Новосибирск: Изд-во НГУ, 2021 - С. 102-105
9. Борзенко С.В. Геохимия подземных вод юго-восточного Забайкалья / С.В. Борзенко, **В.В. Дребот**, И.А. Федоров, О.Е. Лепокурова // Подземная гидросфера: материалы XXIII

Всероссийского совещания по подземным водам востока России с международным участием, Иркутск, 21-26 Июня 2021. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021 - С. 142-146

10. Лепокурова О.Е. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$) подземных вод территории Торейских озер (Восточное Забайкалье) / О.Е. Лепокурова, С. В. Борзенко, **В.В. Дребот** // Подземная гидросфера: материалы XXIII Всероссийского совещания по подземным водам востока России с международным участием, Иркутск, 21-26 Июня 2021. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021 - С. 184-188

11. **Дребот В.В.** Микроассоциации химических элементов в подземных водах юго-восточного Забайкалья по данным кластерного анализа / **В.В. Дребот** // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXV Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, Томск, 5-9 Апреля 2021. - Томск: Изд-во ТПУ, 2021 - Т. 1 - С. 242-244

12. **Дребот В.В.** Оценка подвижности химических элементов в системе базальты - природные воды - вторичные отложения территории Торейских озер (Восточное Забайкалье) / **В.В. Дребот**, О.Е. Лепокурова // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы IV Всероссийской научной конференции с международным участием, Улан-Удэ, 17-20 Августа 2020. - Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2020 - С. 335-338

13. Лепокурова О.Е. Механизмы взаимодействия, состояние равновесия и направленность эволюции системы природные воды - основные и ультраосновные породы (на примере регионов Восточной Сибири) / О.Е. Лепокурова, Н.С. Трифонов, С.В. Борзенко, С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева, Е.В. Зиппа, **В.В. Дребот** // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы IV Всероссийской научной конференции с международным участием, Улан-Удэ, 17-20 Августа 2020. - Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2020 - С. 33-40

14. **Дребот В. В.** Особенности взаимодействия воды с основной породой на начальной стадии в природных и экспериментальных условиях / **В.В. Дребот** // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXIII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, Томск, 8-12 Апреля 2019. - Томск: Изд-во ТПУ, 2019 - Т. 1 - С. 416-417

15. **Дребот В.В.** Микрокомпоненты в составе подземных вод района Торейских озер (Забайкальский край) / **В.В. Дребот** // Трофимукские чтения – 2019: материалы Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых, Новосибирск, 7-12 Октября 2019. - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2019 - С. 153-155

16. **Drebot V.V.** Geochemistry of natural waters in the area of the Torey lakes (Eastern Transbaikalia) / V.V. Drebot // Topical Issues of Rational Use of Natural Resources: Scientific Conference Abstracts the XV International Forum-Contest of Students and Young Researchers, St Petersburg, May 13-17, 2019. - Санкт-Петербург: Изд-во Горного университета, 2019 - р. 154

17. **Дребот В.В.** Геохимия природных вод района Торейских озёр (Восточное Забайкалье) / **В.В. Дребот** // XVII Всероссийская конференция-конкурс студентов и аспирантов горно-геологического, нефтегазового, энергетического, машиностроительного и металлургического профиля: Тезисы докладов, Санкт-Петербург, 27-29 Марта 2019. - Санкт-Петербург: Изд-во Горного университета, 2019 - С. 43

18. Борзенко С.В. Содовые воды района Торейских озер Забайкальского края: химический состав подземных и озерных вод / С.В. Борзенко, **В.В. Дребот**, И.А. Федоров, С.Л. Шварцев // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы III Всероссийской научной конференции с международным участием, Чита, 20-25 Августа 2018. - Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2018 - С. 434-437

19. **Дребот В.В.** Химический состав подземных вод района Торейских озер (Забайкальский край, Россия) / **В.В. Дребот** // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, Томск, 2-7 Апреля 2018. - Томск: Изд-во ТПУ, 2018 - Т. 1 - С. 558-560