

Томский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения
науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования
«Национальный исследовательский Томский политехнический университет»

На правах рукописи



Дребот Валерия Витальевна
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНЕ
ТОРЕЙСКИХ ОЗЕР (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

1.6.6. Гидрогеология
ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук,
Лепокурова О.Е.

Томск – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ.....	11
1.1 Гидрологическая, геологическая, гидрогеологическая изученность территории и её текущее экологическое состояние	11
1.2 Роль взаимодействия в системе вода-порода в формирования химического состава воды	16
ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ ...	18
2.1 Административное положение района исследований	18
2.2 Гидрологический режим.....	19
2.2.1 Климатические условия	19
2.2.2 Гидрология.....	21
2.2.3 Роль подземных вод в водном балансе территории.....	24
2.2.4 Проблема аридизации климата	25
2.3 Рельеф.....	27
2.4 Ландшафт, почвы, вечная мерзлота и экологическая обстановка.....	28
2.5 Особенности экономики региона и антропогенная нагрузка	32
2.6 Геологические условия	33
2.6.1 Полезные ископаемые	37
2.7 Гидрогеологические условия	48
ГЛАВА 3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	60
3.1 Полевые работы.....	60
3.2 Лабораторные исследования	60
3.3 Камеральная обработка результатов	63
3.4 Оценка равновесия вод с вмещающими породами: методы, подходы, исходные данные	64
ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНА ТОРЕЙСКИХ ОЗЕР	66
4.1 Макрокомпонентный состав вод	66
4.2 Микрокомпоненты в составе подземных вод, их распределение и формы миграции	77
4.2.1 Бром, бор, литий и рубидий	82
4.2.2 Железо, марганец, свинец, медь, цинк, мышьяк, ванадий и уран	84
4.2.3 Стронций и барий.....	89
4.2.4 Редкоземельные элементы	92

ГЛАВА 5. ОЦЕНКА РАВНОВЕСИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ	97
5.1 Формы миграции основных ионов в составе подземных вод.....	97
5.2 Оценка подвижности элементов в системе базальты – вода – вторичные отложения	100
5.3 Равновесие вод с основными минералами.....	103
ГЛАВА 6. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	113
6.1 Изотопный состав подземных вод (δD и $\delta^{18}O$).....	113
6.2 Изотопный состав углерода и кислорода гидрокарбонат-иона ($\delta^{13}C(HCO_3^-)$ и $\delta^{18}O(HCO_3^-)$)....	116
6.3 Изотопный состав водорастворенной серы ($\delta^{34}S(SO_4)$)	117
6.4 Тритий (3H)	117
ГЛАВА 7. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ	
ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД.....	120
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	130
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	132

ВВЕДЕНИЕ

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 последнее время все чаще указывают на роль глобального изменения климата (Давыдова, 2022; Veldkamp и др., 2016). Последний фактор проявляется в еще большей аридизации засушливых областей (Пугачева, 2020). Для России эта 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).

Сами 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 здесь 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 (Borzenko и др., 2021), делая ее на период засухи не пригодной для обеспечения жизнедеятельности многих организмов. Между тем понимание механизмов формирования неглубокозалегающих подземных вод, во многом обеспечивающих постоянное существование этих 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, 2010; 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 озер 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, 2018, 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 точек) и озера разного состава (10 точек). Одновременно отбирали образцы горных пород и продуктов выветривания (25 шт.) для определения их минералогического и элементного состава. Макрокомпонентный состав воды определялся методами титриметрии, фотометрии, потенциометрии, турбидиметрии, атомно-абсорбционной и пламенной атомно-эмиссионной

спектрометрией 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 в 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 спектрометрии 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 (температуры pH, Eh, электропроводность) измеряли в полевых условиях с использованием универсального мультиметра AMTAST AMT03 (USA). Комплексные минералого-геохимические 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.

Настоящее исследование базируется на сформулированной С.Л. Шварцевым концепции о геологической эволюции системы вода-порода порода (Шварцев, 1998), в рамках которой было предложено понятие о равновесно-неравновесном состоянии системы. Согласно этой теории, вода всегда не равновесна относительно эндогенных минералов основного состава, т.е. они непрерывно растворяются водой, но равновесна к определенному набору вторичных минералов, которые формируются в качестве вторичных в результате этого взаимодействия, что и обеспечивает непрерывную эволюцию состава вод. Состав подземных вод при этом определяется разностью химических элементов поступивших в раствор в результате растворения пород, и элементами, связываемыми 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 приложениях для физико-химического моделирования HydroGeo (Россия), и Geochemist's Workbench (США). Оценка подвижности химических элементов

на начальном этапе взаимодействия в системе вода-порода проведена на основе расчетов коэффициентов водной миграции K_x , и геохимической подвижности $K_{\text{п}}$.

Полученные результаты визуализировались с помощью программ: GWB (диаграммы полей устойчивости минералов, Eh-pH), ArcGis (площади водосбора Торейских озер, 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 меняется не только макро-, но 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.

Научные положения, выносимые на защиту:

1) *В районе Торейских озёр развиты гидрокарбонатные подземные воды с пестрым катионным составом, который поэтапно сменяется от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ через $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ к $\text{HCO}_3\text{-Na}$ от областей питания к области разгрузки. Локально у озер встречены соленые разновидности вод ($\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Na}$ и др.). В этом же направлении растут величины pH воды, минерализация, содержания Na, K, Cl, SO_4 , Br, B, Li, F, As, U, V и других элементов. Часть компонентов наоборот постепенно уходит из раствора (Ca, Mg, Sr, Ba, SiO_2 , PЗЭ). При этом высокие значения pH и солёности являются отличительной особенностью всех природных вод региона (атмосферных осадков, речных, озерных), что указывает на единую сложную природную систему, развивающуюся в условиях повышенного испарения.*

2) *Все природные воды территории неравновесны относительно исходных Ca-Mg-Fe алюмосиликатных пород, особенно широко развитых здесь базальтов, что и обеспечивает эволюцию состава. 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, PЗЭ). Продолжают накапливаться в водах – Na, Cl и S.

3) *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 солености, способствуя развитию засоления.*

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 и последующее водоснабжение, инженерно-геологические, -экологические и -гидрометеорологические 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 другие природные системы в схожих условиях.

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., Лепокурова 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 Лепокурова 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 проб воды, образцов горных пород и вторичных образований на территории восточного Забайкалья в 2017-19 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.

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-Стэшшу 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 благодарит сотрудников отделения геологии ТПУ: д.г.-м.н. Дутову Е.М., д.г.н., Савичева О.Г, к.г.-м.н.: Токаренко О.Г., Пасечник Е.Ю., Моисееву Ю.А., Воробьёву Д.А, Соктоева Б.Р. и аспиранта Мишанькина А.Ю. Автор искренне признателен коллективу лаборатории гидрогеохимии и геоэкологии ТФ ИНГГ СО РАН в лице к.г.-м.н.: Ивановой И.С., Колубаевой Ю.В., Зиппа Е.В, Домрочевой Е.В., а также всем сотрудникам организации за неоценимую моральную поддержку на протяжении всего выполнения диссертационного исследования. Также автор искренне благодарен своей семье за моральную поддержку и безграничное терпение.

ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

1.1 Гидрологическая, геологическая, гидрогеологическая изученность территории и её текущее экологическое состояние

Трансграничные Торейские озера расположены на самом юге Забайкальского края и частично в периоды максимальной водности выходят за границу Российской Федерации на территорию Монголии, являясь при этом крупнейшими водными объектами региона. Ключевая их особенность – необычный гидрологический режим, из-за которого раз в 25-30 лет они почти полностью пересыхают, а затем пополняются вновь, затапливая десятки тысяч гектаров земли. Такая изменчивость привлекала внимание и отмечалась многими исследователями-натуралистами еще с начала 18 века, а также подтверждалась разными географическими картами, где озера то появляются (Магидович, Магидович, 1984; Генеральная карта Российской Империи И.К. Кирилова, 1734; Атлас Всероссийской империи: репринтное издание 1727–1737 годов, 2008), то снова пропадают (D’Anville, 1737). Кроме того, существующие природные условия объясняют тесную связь в истории изучения гидрологии, геологии и гидрогеологии территории, поскольку они закономерно связаны между собой.

Первые упоминания природы юго-востока Забайкалья в научно-исследовательской литературе сводятся к началу 18 века. Тогда здесь побывал отряд путешественника-натуралиста С.П. Крашенинникова, который в своих рассказах о маршруте «От Аргунских серебряных заводов до имеющихся вверх по реке Онону теплых вод и оттуда до Читинского острога» от 1735 г. дал первые описания территории и собрали разнообразные коллекции (Кирилюк и др., 2009). Сами Торейские озера были впервые описаны П.С. Палласом, который посетил эту территорию в 1772 г. и увидел их совершенно обмелевшими, при этом питающие их реки также были безводными (Паллас, 1788). Позднее, уже в середине 19 века, обводненными Торей озерами описывал Г.И. Радде (Радде, 1858) и другие исследователи (Дмитриева, Напрасников, Сизиков, 1976; Кренделев, 1986), однако, к концу века в 1899 г. экспедиция Г.Н. Потанина вновь отмечает начало их пересыхания (Потанин, 1948). Одновременно с этим начинается интенсивное исследование Сибири и появляются первые геологические исследования территории, связанные с изысканиями под строительство Сибирской железной дороги (работы В. А. Обручева, А. П. Герасимова и А. Э. Гедройца, 1894–1898) (Куриленко и др., 2019а).

В 20 веке Торейские озера оставались обмелевшими (Кренделев, 1986; Прасолов, 1927) вплоть до 1930 г. (Корнутова, 1968). Примерно в этот же период появляются первые инициативы

организации на водоемах заповедника для охраны птичьих гнездовий (Кирилук и др., 2009) и составляется первая геологическая карта масштаба 1 : 200 000 под руководством С. А. Музылева и В. Н. Руднева (Куриленко и др., 2019а). Так начинается геологическое изучение региона: в 1945 г. Н. Л. Кудрявцевой выделяются триасовые образования (Куриленко и др., 2019а), осадочные породы так называемого «немного палеозоя» исследуются И. В. Лучицким (Лучицкий, 1954), стратиграфия и литология среднего палеозоя описывается Ждановой Л.П. (Жданова, 1956), разрезом устьборзинской свиты занимаются В. А. Амантов и О. Н. Зорина (Амантов, Зорина, 1958; Амантов, Зорина, 1960). Параллельно с этим наступает предпоследний известный период обводнения озер, который продлился до 1965 (Давыдова, 2022; Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021). В отношении геологического изучения, в эти годы составляется карта масштаба листа М-50-XIV и части листа М-50-XX (Чербянова Л.Ф., 1965), в период с 1960 по 1970 гг. продолжается исследование террасовых уровней Торейских озёр (Корнутова, 1968), активно описывается история геологического развития района в антропогене, открываются палеолитические стоянки на р. Онон у с. Икарал (Шамсутдинов, 1971). При этом, среди всех научных трудов по Торейской котловине все еще преобладают именно гидрологические (Иванов, 1977; Корнутова, 1968; Кренделев, 1986; Обязов, 1996; Фриш, 1972; Чечель, 1991; Шамсутдинов, 1971). Последний многоводный период начинается в 1982 году и длится вплоть до начала 21 века, после чего начинается обмеление Торейских озер, продолжающееся до сих пор. В конце 90-годов появляются работы по опережающим литохимическим поискам ФГУГП «Читагеолсъемка» (Иванов, 2014), а в 2010 г. составлен отчет о результатах работ «ГДП-200 листов М-50-XIII, XIV, XX (Цасучейская площадь)» (Куриленко, Ядрищенская, Раитина, 2010). Самый последний выпуск Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 Даурской серии опубликован в 2019 г. (Куриленко и др., 2019а; Куриленко и др., 2019b), его цифровые модели использованы в написании настоящего диссертационного исследования.

Параллельно с геологическим и гидрологическим изучением района Торейских озер, развивается и гидрогеологическая изученность, однако, ее масштабы намного скромнее. Известно, что гидрогеологическая съемка в комплексе с геологическими, инженерно-геологическими и почвенными исследованиями в начале прошлого столетия на юго-востоке Забайкалья проводилась Н.Н. Абдулаевым, В.В. Батуриным, М.Д. Гасиевой, Н.В. Глазковым, Н.Л. Кудрявцевой, П.К. Купаловым-Ярополком, Н.А. Мариновой, А.П. Прилепским, Д.С. Соколовым, Е.А. Стрелковским и др. В результате этих работ были составлены очерки природных условий территории, впервые выделены и достаточно подробно охарактеризованы водоносные комплексы, приуроченные к

горным породам различного возраста и литолого-петрографического состава (Степанов, 1980). Позднее, в 1942-44 гг., Н.А. Титовым, Н.И. Толстихиным Б. А. Зоновым, В.А. Кротовой и Л.М. Орловой были составлены первые мелкомасштабные гидрогеологические карты и пояснительные записки к ним (Степанов, 1980). На основе этих данных в 1955 г. Орловой составлена сводная гидрогеологическая карта, в которой основное внимание уделено условиям сельскохозяйственного водоснабжения (Иванов, 2014). В 1965-1967 гг. на площади листов М-50-XIV и части листа М-50-XX приведена комплексная инженерно-геологическая и гидрогеологическая съемка масштаба 1:200000, материалы которой до сих пор служат основным источником сведений о гидрогеологии района (Крюкова А.П., Складчиков Ю.П., 1975). Логичным завершением многолетних усилий этого периода по гидрогеологическому изучению Забайкалья стал опубликованный в 1969 г. XXI том многотомного издания «Гидрогеология СССР» по Читинской области (Гидрогеология СССР. Читинская область, 1969). В коллектив авторов этого издания вошли многие из вышеописанных исследователей, изучавших гидрогеологию юго-востока Забайкалья, среди которых Л.В. Замана, Р.Я. Колдышева, Л.М. Орлова, А.Н. Складчикова, В.М. Степанов, Н.И. Толстухин и другие (Степанов, 1980). Позднее, в период с 1978 по 1980 гг. на севере территории, в пределах Ононского района, продолжались поиски подземных вод с целью обводнения животноводческих стоянок и ферм (Субботина, Коновалова, 1980).

После составления «гидрогеологической базы» исследования в этой области начинают усложняться, гидрогеологи стараются структурировать полученные данные, выявить закономерности формирования подземных вод в районе исследований, тем более что на территории обнаруживается вода с необычным «содовым» составом и достаточно высокой минерализацией. Так появляются гидрогеохимические исследования и гипотезы, делающие попытку объяснить природу высокой солености грунтовых вод в районе Тореев. Среди них выделялись две, которые до сих пор лежат в основе изучения генезиса подземных вод района Тоейских озер в настоящее время. Первая напрямую связывала высокую минерализацию подземной воды с захоронением вод и рапы древних водоемов при благоприятных для этого условиях. Такая вероятность, например, допускалась А.Я. Стефаненко, также возможность захоронения погребенных вод в межгорных котловинах отмечалась Р.Я. Колдышевой и Д.Ф. Мызниковым (Гидрогеология СССР, 1969). Вторая гипотеза объясняла высокую солёность процессами выщелачивания и концентрирования в них солей под влиянием климатических условий (Маринов, Попов, 1963). Здесь выделяются работы В.М. Степанова (Степанов, 1980), который разделил все гидрогеологические структуры Забайкалья на горные сооружения, межгорные впадины и обводненные разломы, делая акцент при этом и на

районе Торейских озёр (подробнее в подглаве 2.7). Он, вероятно, был одним из первых, кто связывал рост солености с «разрушением гидрокарбонат-иона и осаждением из подземных вод карбонатов кальция и магния, т.е. процессом катионного обмена между поглощенным комплексом тонкодисперсных осадков и осаждающихся в них растворов, а также процессами выщелачивания».

В 1987 году для сохранения и изучения уникальных водно-болотных, степных и лесных экосистем района Торейских озер создается Даурский заповедник и фокус исследований смещается в сторону животного мира (Сайт Даурского заповедника, 2023). Устанавливается, что сами озера и примыкающая к ним территория относятся к полутора-двум десяткам ключевых водно-болотных угодий Восточной Азии, от которых зависит существование многих водоплавающих и околоводных птиц, в том числе исчезающих видов, таких как реликтовая чайка (Обязов, Кирилюк, Кирилюк, 2021). Кроме того, здесь проходит мощная внутриконтинентальная ветвь Восточноазиатско-Австралийского пролетного пути (Кирилюк и др., 2009). В 2017 г. на 41 сессии Комитета Всемирного наследия ЮНЕСКО в Кракове Даурский заповедник, его охранный зона и часть заказника федерального значения «Долина дзерена» совместно с монгольской строго охраняемой территорией "Монгол Дагуур" и заказником «Угтам» включены в список объектов Всемирного природного наследия ЮНЕСКО (объект «Ландшафты Даурии») ввиду высокого экологического значения территории в обеспечении устойчивости всего региона (Сайт Даурского заповедника, 2023).

В связи с вышесказанным неудивительно, что формирование химического состава многочисленных соленых озер юго-востока Забайкалья привлекают внимание многих исследователей. Их изучению посвящены работы Власова Н.А., Павловой Л.И., Чернышева Л.А. (Власов, Павлова, Чернышев, 1961), из современных выделяются многочисленные исследования коллектива авторов ИПРЭК СО РАН – Борзенко С.В., Заманы Л.В. (Борзенко, 2020; Борзенко, Замана, 2011; Борзенко, Замана, Зарубина, 2017; Замана, 2010а; Замана, Борзенко, 2010; Замана, Вахнина, 2014), а также Склярова, Скляровской (Скляров и др., 2011) и др. Кроме того, с гидрогеохимических позиций исследуются и минеральные воды юго-востока Забайкалья, среди которых наиболее выделяются работы Л.В. Заманы (Замана, 2010b; Замана, 2015; Замана, Улыбина, 1990).

В настоящее время перед исследователями Даурского экорегиона встали новые вызовы, связанные с продолжительной аридизацией климата, спровоцировавшей продолжительную засуху, которая привела к тому, что Торей не обводнялись до 2021 года, при ожидаемом старте восполнения в 2011-2012 гг. Неудивительно, что научный интерес к изучению территории нарастает с особенной

силой, т.к. в условиях потепления климата эти уникальные озера вполне могут считаться индикатором выявления фаз повышенной и пониженной водности и многолетних изменений увлажненности во всем регионе (Вахнина, Носкова, Голятина, 2020; Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021). К тому же расширяются возможности материально-технической базы и для исследований уже используют целый комплекс современных данных от спутникового мониторинга (Рисунок 1) до изотопного состава природных вод и т.д.



Рисунок 1 - Спутниковый снимок, иллюстрирующий устойчивое заполнение чаши озера Барун-Торей водами реки Ульдзы в 2021 г.

Таким образом, всесторонне оцениваются последствия сложившейся ситуации в отношении всех компонентов природной среды. Отмечаются ухудшения состояния растительного покрова и древостоя (Давыдова, 2020; Давыдова, 2022), сокращение популяций среди животного мира (Bazarova и др., 2019; Bazhenov, 2019; Kirilyuk и др., 2012) и др. В качестве причин затягивания в наступлении фазы обводнения называются как антропогенные (Кашницкая, 2022a; Kashnitskaya, Volgov, 2021), так и природные (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021) факторы. Одновременно защищаются диссертации, исследующие природу Торейских озер с разных позиций: геохимической (Борзенко, 2017) и гидрологической (Кашницкая, 2022b). В поисках решения проблемы научные коллективы работают над различными проектами, например, из последних – проект РНФ № 22-17-00035 «Экология и эволюция водных экосистем в условиях климатических флуктуаций и техногенной нагрузки» под руководством д.г.-м.н. Борзенко С.В. Показано, что устойчивые состояния экосистемы формируются и сменяются вслед за изменением гидрохимических показателей водоемов (Borzenko и др., 2021), следовательно, уникальный содовый состав озёр региона сам по себе является основой искомой устойчивости. В этой связи выявление механизмов

формирования подземных вод является важной научной задачей и может помочь внести значительный вклад в комплексное изучение ландшафтов Даурии. При этом природа устойчивости химического состава вод территории хорошо объясняется с помощью концепции геологической эволюции системы вода-порода, развиваемой С.Л. Шварцевым и его учениками.

1.2 Роль взаимодействия в системе вода-порода в формирования химического состава воды

Формирование химического состава подземных вод – это сложный гидрогеохимический процесс, который учитывает в себе огромное количество всевозможных факторов – от природных условий территории до состава водовмещающих пород (Heiß и др., 2020; Herczeg, Dogramaci, Leaney, 2001; Su и др., 2020; Zhu, Ren, Rioual, 2019) и даже антропогенного воздействия (Пукало и др., 2020; Senarathne и др., 2021). Именно поэтому последние десятилетия ученые по всему миру на примерах различных территорий и экспериментальных данных пытаются установить соподчиненность этих факторов, чтобы объяснить образование того или иного химического состава воды (Гусева и др., 2018; Мазухина и др., 2017; Мусин и др., 2020; Павлов и др., 2018; Borzi и др., 2019; Eissa и др., 2016; Kamal и др., 2021; Nisi и др., 2022). Все это делает изучение процессов формирования состава природных вод важной задачей как фундаментальной, так и прикладной гидрогеохимии.

Изучению взаимодействия в системе вода-порода, включая экспериментальное растворение алюмосиликатных пород, посвящено множество работ как зарубежных (Appelo C.A.J., 2005; Bowers, Jackson, Helgeson, 1984; Christian и др., 2016; Drever, 1997; Garrels, R.M., Christ, 1965; Helgeson, 1968; Hellmann и др., 2003; Johnson, Oelkers, Helgeson, 1992; Keller, 1963; Nordstrom и др., 1989; Pačes, 1983; Scislewski, Zuddas, 2010; Tardy, 1971), так и российских авторов (Алексеев и др., 2005; Крайнов, Рыженко, Швец, 2012; Шварцев и др., 2007). Приоритетность в мире данной проблематики доказывают регулярно проводимые один раз в три года, начиная с 1974 г., международные симпозиумы Water-rock interaction (WRI). Почти все исследователи пришли к единому мнению, что растворение алюмосиликатов протекает по механизму гидролиза путем перевода всех химических элементов в водный раствор с последующим осаждением принципиально новых соединений. Такой механизм получил название: dissolution-precipitation. При этом общая теория взаимодействия воды с алюмосиликатными породами строится на строгих химических законах и понятиях таких, как закон действия масс, правило фаз Гиббса, открытые и закрытые системы, закон Фика, стандартное и стационарное состояния, коэффициенты активности, летучести, термодинамические свойства веществ (Алексеев и др., 2005) и т. д. В рамках этой теории С.Л. Шварцев (Шварцев, 1998; Шварцев

и др., 2007) предложил понятие равновесно-неравновесное состояние системы: вода всегда не равновесна относительно эндогенных минералов основного состава, которая поэтому их и растворяет, что и обеспечивает непрерывную эволюцию состава вод, но равновесна к определенному набору вторичных минералов. Состав подземных вод определяется разностью между растворяемыми горными породами и образующимися вторичными минералами, при участии органического вещества и газов. В последствии его ученики развили это направление на различных примерах в своих диссертационных работах (Алексеева, 2015; Борзенко, 2017; Воробьева, 2022; Гусева, 2018; Домрочева, 2005; Зиппа, 2020; Иванова, 2013; Колпакова, 2014; Колубаева, 2015; Лепокурова, 2018; Наймушина, 2014; Сидкина, 2013; Солдатова, 2016; Шестакова, 2018).

Особое внимание гидрогеохимиков привлекает выявление природы гидрокарбонатных натриевых (содовых) подземных вод, которые широко распространены как в приповерхностных условиях на границах перехода от вод выщелачивания к водам континентального засоления (Каменский, 1949), так и в зоне замедленного водообмена до глубин 1-2 км (Лепокурова, 2018), иногда появляются и в нефтяных водах на больших глубинах (Киреева, Всеволожский, 2013). При этом до сих пор нет единой точки зрения об генезисе и условиях формирования содовых вод (из последних работ: (Гавришин, 2005; Домрочева, 2005; Казанцев, 1998; Крайнов, Белоусова, Рыженко, 2001; Нгуен Тат Тханг, 2016; Попов, Абдрахманов, 2013; Шварцев и др., 2007; Шварцев, Ванг, 2006; Appelo, 2005; Blake, 1989; Christian и др., 2016; Kimura, 1992; Matthess и др., 1992; May, 1998; Schofield, Jankowski, 2004). В некотором смысле содовые воды служат зеркалом противоречий в современной гидрогеохимии (Шварцев, 2004). Существующие основные конкурирующие гипотезы ионно-обменных процессов или катионного обмена (Антипов-Каратаев, 1953; Бунеев, 1944; Гавришин, 2005; Гедройц, 1912; Каменский, 1949; Ковда, 1973; Кожевников, 1974; Судариков, Нгуен Тат Тханг, 2015; Сулин, 1948; Appelo, 2005; Blake, 1989; Drever, 1997; Kimura, 1992; Matthess и др., 1992), классическая геологическая (Герасимов, Иванова, 1957; Кучин, 1929; Никольская, 1961; Посохов, 1969; Филатов, 1960; Clark, 2015), антропогенное подщелачивание (Kaushal и др., 2017) и др. сталкиваются с определенными трудностями. Наиболее убедительно выглядит гипотеза С.Л. Шварцева, основанная на общей теории взаимодействия воды с горными породами, которая рассматривает содообразование, как естественный этап эволюции системы вода – алюмосиликаты, наступающий с момента достижения равновесия воды с кальцитом (Шварцев, 1998). В последующих работах С.Л. Шварцев и его ученики он более детально развили и дополнили эту гипотезу огромным фактическим материалом по всему миру (Шварцев и др., 2014; Borzenko, 2021; Borzenko, Drebot, Fedorov, 2020; Lepokurova, 2020).

ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Административное положение района исследований

Район исследований расположен на юго-востоке Забайкальского края, южная граница участка совпадает с государственной границей Россия-Монголия (Рисунок 2). Территория пробоотбора окружает крупнейшие водные объекты региона – Торейские озера (два водоема, соединенные протокой) и частично покрывает их водосборную площадь. В административном отношении участок относится Ононскому и Борзинскому муниципальным районам Забайкальского края. Наиболее крупными населенными пунктами за пределами водосборной области Тореев являются с. Нижний Цасучей и г. Борзя, а в пределах водосбора – с. Красная Ималка, с. Кулусутай и п. Соловьевск.



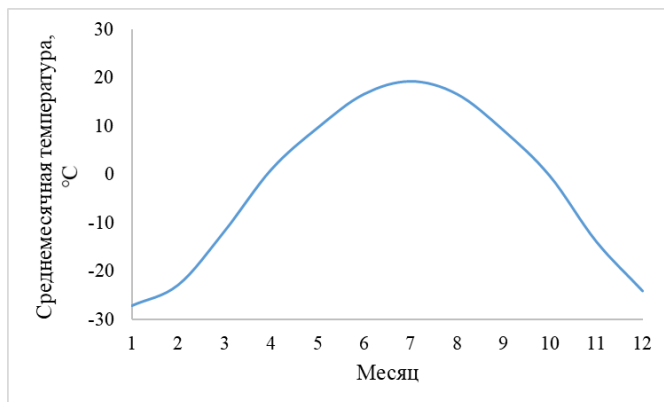
Рисунок 2 - Обзорная карта района исследований с нанесением точек опробования

Сами Торейские озера, а также окружающие их участки на побережье и устья рек Ульдза и Ималка являются центральной частью единственного в Азии международного российско-монгольско-китайского заповедника «Даурия», который служит средой обитания для большого числа редких видов животных и птиц. Территория еще в 1994 г. получила статус водно-болотных угодий международного значения, а в июле 2017 года по итогам 41 сессии Комитета Всемирного наследия ЮНЕСКО в Кракове российско-монгольская территория заповедника «Ландшафты Даурии» получила высокий статус объекта Всемирного наследия ЮНЕСКО.

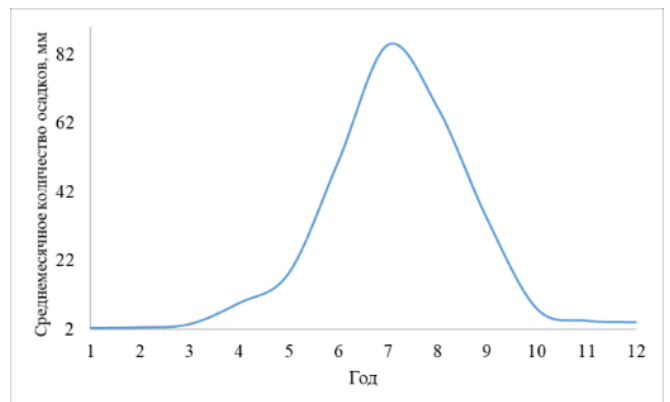
2.2 Гидрологический режим

2.2.1 Климатические условия

Гидрологический режим района Торейских озер формируется в условиях полуаридного климата (Иванов, 1977). Географическое положение внутри огромного материка, его удаленность от морей океанов, влияние азиатского антициклона зимой и сложная орография определяют континентальность климата и большую неоднородность распределения метеорологических элементов (Обязов, 2011). Территория характеризуется также недостаточностью увлажнения, обилием солнечного света, островным распространением вечной мерзлоты (Давыдова, 2022) и отрицательной среднегодовой температурой, которая за последние 50 лет в среднем составляла -0,8°C (Кашницкая, 2022b). Максимальная температура летом может достигать до +40°C в июле (при средней 18-20°C), а минимальная отметка зимой достигает отметки в минус 34°C (Давыдова, 2022). Таким образом, в течение суток температурная разница может составлять от 15°C до 20°C, в течение года – до 90°C. Среднегодовое количество атмосферных осадков неустойчиво и варьирует в пределах от 150 до 400 мм (Давыдова, 2022), при этом наибольшая их часть приходится на теплый летний сезон (порядка 80% от суммы годовых осадков выпадает с июня по август). Ниже приведены графики (Рисунок 3), иллюстрирующие распределение среднемесячной температуры в период с 1926 по 2015 гг. и среднемесячного количества осадков с 1966 по 2015 гг. для одной из ближайших к территории пробоотбора метеостанции, расположенной в г. Борзя (географические координаты 50.40 с.ш. 116.52 в.д.) (ВНИИГМИ-МЦД, 2018).



а)



б)

Рисунок 3 - Среднемесячная температура с 1926 по 2015 гг. (а) и среднемесячное количество осадков с 1966 по 2015 гг. (б) в районе исследований (метеостанции в г. Борзя)

В этой связи мощность снежного покрова по территории крайне низкая и не превышает 10 см (Иванов, 1977), что позволяет отнести район к типу очень малоснежных территорий. При этом в зимний период наблюдается ясная солнечная погода, обусловленная становлением над территорией Забайкальского края и Монголии антициклона (Кирилук и др., 2009).

Среднее значение испаряемости, рассчитанной по формуле Н.Н. Иванова (Обязов, Носкова, 2015), в среднем по территории за теплый период с мая по сентябрь составляет около 550 мм (около 80% от среднегодовой суммы) с максимальными значениями в июне и минимальными – в сентябре (Носкова, Вахнина, Курганович, 2019).

Годовой цикл скорости ветра определяется условиями циркуляции, а именно, развитием в зимний период сибирского антициклона и его разрушением весной. В зимнее время в районе исследования преобладает северное направление ветра, а в летнее – юго-западное. Юго-западное направление ветра в период открытой воды способствует переносу солей местного генезиса со стороны Монголии вдоль стока р. Ульдза на многие километры, тем самым засоляя воды и почвы водосборной площади. Максимальные скорости ветра отмечаются в апреле-мае, а минимальное – зимой (Мещерская и др., 2009). Частые ветры в весенне-летнее время дополнительно способствуют перемешиванию воды в озерах, а во время ледостава – раздуванию отложений солей с поверхности льда, что также может усиливать засоление (Борзенко, 2017).

Основной особенностью климата здесь является чередование засушливых и влажных периодов средней протяженностью порядка 25-30 лет, которые выражаются, в непостоянстве среднегодового количества осадков в районе исследований. Так, последние многоводные периоды на территории наблюдались в периоды с 1955 по 1964 гг. и с 1982 по 1988 (соответствуют максимальным количествам осадков в эти годы), засушливые – с 1965-1981 гг. и с 1999-2021 гг, коррелирующие с отрицательным пикам на графиках распределения осадков (Рисунок 4).

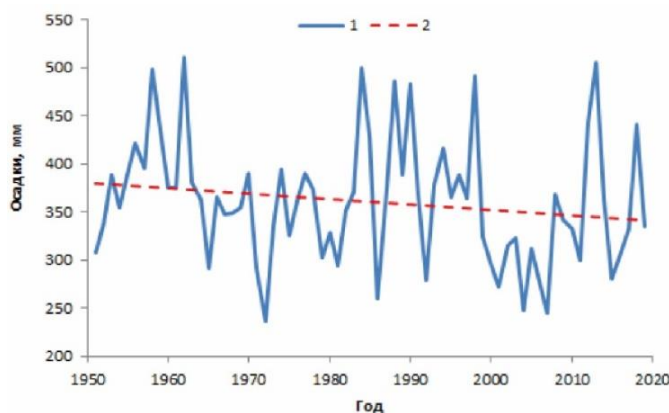


Рисунок 4 - Многолетние изменения годовых сумм атмосферных осадков, осредненных по району исследования: 1 – исходный ряд; 2 – линейный тренд (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021)

2.2.2 Гидрология

Речная сеть района представлена двумя водосборными бассейнами: региональный Амурский бассейн и местный бассейн стока в Торейские озёра. Водоразделом этих бассейнов служат Приторейская, Арегинская и Приималкинская возвышенности. К Амурскому водосбору относится р. Борзя – правый приток р. Онон. Река берет начало в отрогах Кукульбейского хребта, имеет длину 304 км и водосборную площадь 3980 км². В пределах описываемой территории река имеет широкую (до 3 км²) заболоченную долину (Иванов, 2014). Согласно данным (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966), в пределах верхней части бассейна р. Амур выделено 10 районов, существенно различающихся между собой по условиям гидрологического режима рек. Так, район Торейских озёр относится к I Онон-Аргунскому гидрологическому району, который охватывает Торейские и Даурские сухие степи (Таблица 2) (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966).

Таблица 1 - Общие средние физико-географические и гидрографические характеристики района исследования (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966)

Высота над уровнем моря, м	Густота речной сети, км/км ³	Заболоченность, %	Залесенность, %	Озёрность, %
720	0,13	2	5	<0,1

Таблица 2 - Гидрогеологические характеристики и элементы водного баланса (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966)

Гидрологический район	Принадлежность района к характерным зонам среднего годового стока рек	Средние порайонные значения			Элементы водного баланса, мм		
		Модуль стока q, л/сек*км ²	Коэффициент стока ф	Коэффициент вариации годового стока, Cv	осадки	сток	испарение
Онон-Аргунский	Зона незначительного стока	0,11	0,01	>2	322	3,5	318

Согласно данным Методических рекомендаций по определению расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрометрических наблюдений (Методические рекомендации, 2009), гидрологическая весна в районе Торейских озёр Забайкальского края наступает в марте и заканчивается в мае.

Особенностью территории является широкое распространение небольших соленых озер с площадью зеркал, редко превышающей 0,5 км², значительная часть которых не имеет стока и, соответственно, основной источник их разгрузки – это испарение (Иванов, 1977). Среди них выделяются большие озера Зун-Торей и Барун-Торей, вокруг которых был выполнен пробоотбор

подземных вод и площадь поверхности которых в многоводные годы достигает 870 км² (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021), что делает их не только самыми значительными в регионе, но и крупнейшими водными объектами всего Забайкалья. Тореи представляют собой единую гидрологическую систему: озера соединяются между собой двумя протоками, длина и ширина которых составляет порядка 200-300 м и 100 м. При этом водоемы очень мелководны, их максимальная глубина не превышает 8 м (Таблица 3).

Таблица 3 - Морфометрические характеристики Торейских озер при уровне 599 м (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021)

Название	Площадь, км ²	Объём, км ³	Средняя глубина, м	Наибольшая глубина, м
Барун-Торей	567	1,83	3,2	5,1
Зун-Торей	295	1,84	6,2	7,6

Питают Тореи две трансграничные реки – Ульдза и Ималка, впадающие в оз. Барун-Торей с юго-востока и юго-запада, которые берут начало в Монголии (там же сосредоточены большие части их водосборов, площадь которых оценивается в 22 тыс.км² и 1,4 тыс км² соответственно (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021). В целях пространственного разделения пунктов пробоотбора в ПК ArcGIS с помощью инструментов группы Гидрология (см. гл. Методика) был построен водосбор Торейских озер (Рисунок 5), общая площадь которого скалывалась из суммы водосборов двух вышеописанных водотоков Ульдзы и Ималки за вычетом акватории самих Тореев и составила 28 555 км². При этом, согласно самым современным данным, их водосборная область была оценена в 25 273 км² (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021).

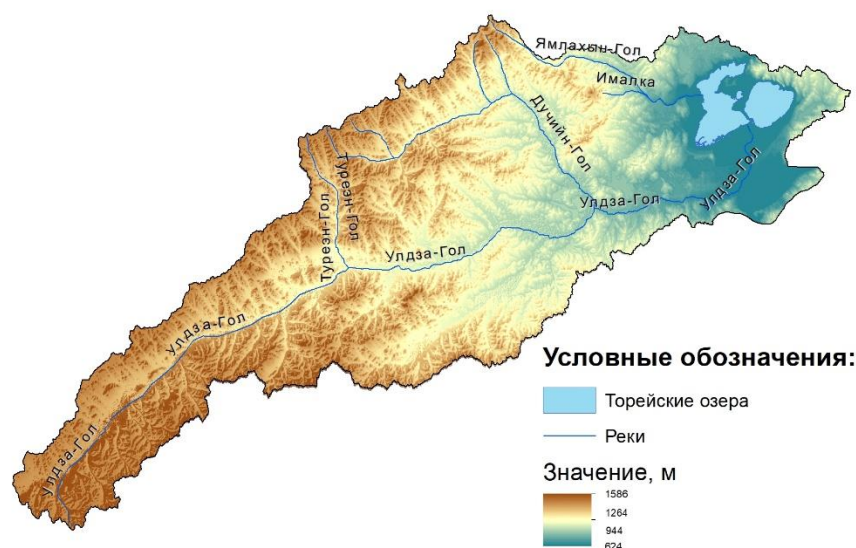


Рисунок 5 - Площадь водосборного бассейна озер Зун- и Барун-Торей

Характерной особенностью Торейских озер является их непостоянный водный режим с выраженным чередованием продолжительностью в 25-30 лет сухих и влажных периодов, повторяющий вышеописанную цикличность климатических условий. Так, при наступлении засушливого периода русла рек пересыхают, их сток прекращается, количество поступающих в котловину осадков сокращается, приводя к пересыханию и обмелению площади Тореев (Кирилук и др., 2009), после чего озера пополняются вновь (Рисунок 6). Так, многолетние колебания уровня воды в водоёмах отражают внутривековые циклы: практически полное пересыхания Торейских озёр наблюдалось в 1903–1904, 1921–1922 и 1944–1947 гг. двадцатого века, а наибольшее наполнение их отмечено в 1963–1965 и 1993–1995 гг. (Замана, Борзенко, 2010), после чего начался новый период засухи, окончание которого фиксируется только в 2020-21 гг. Отбор проб подземной воды был выполнен на пике аридизации климата (Рисунок 7).

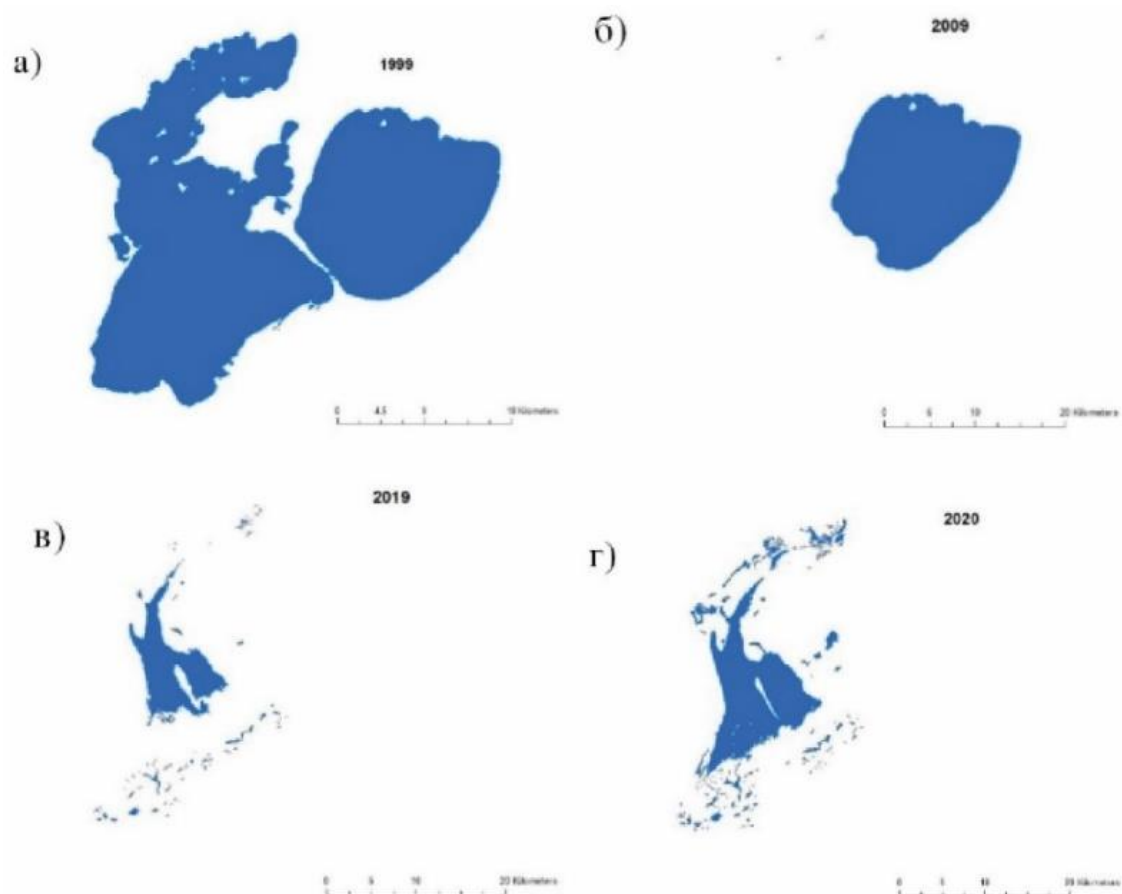
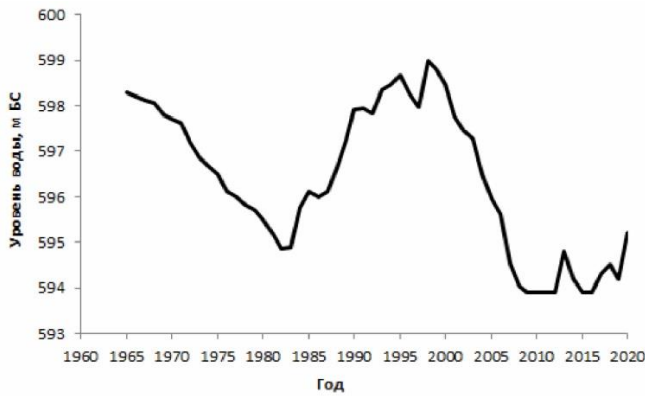


Рисунок 6 - Изменение очертаний водной поверхности Торейских озер в июле – августе на разных этапах сухой фазы в период с 1999 по 2020 год (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021)

Таким образом, именно климатические циклы оказывают определяющее влияние на состояние гидрологической сети территории, а отсюда – на формирование растительного покрова степи и состояние ее животного населения (Кирилук и др., 2009).



а)

б)

Рисунок 7 - Многолетние изменения уровней воды озера Барун-Торей (Обязов, Кириллук, Кириллук, 2021) (а) и фотографии оз. Зун-Торей: выше – сделанное в многоводный период с сайта Даурского заповедника, ниже – вид на оз. Зун-Торей в 2021 г. (б)

2.2.3 Роль подземных вод в водном балансе территории

Подземные воды являются составляющей суммарного водного стока в уравнении водного баланса (Соколов, Чапмен, 1976; Loucks и др., 2005), которую, как правило, сложно оценить. Чаще всего уравнение представляют в сокращенном виде, где приходная часть – атмосферные осадки, выпадающие в виде дождя и снега и поверхностный приток воды извне в пределы бассейна или водоема, а расходную – испарением. Такой же набор элементов водного баланса для исследуемой территории был приведен в Ресурсах поверхностных вод СССР (Таблица 2), где сумма осадков оценивается в 322 мм, сток в 3,5 мм и испарение в 318 мм, вклад подземной составляющей, по-видимому, учитывается в пределах невязки или стока (3,5 мм). Тем не менее существует множество подтверждений того, что неглубоко залегающие подземные воды являются одним из ресурсов питания как самих Тореев, так и множества небольших, окружающих их, соленых озер (Шамсутдинов, 1991). В частности, положение озерных котловин, долин рек и временных водотоков предопределено тектоническими нарушениями, по которым идет их разгрузка (Баженова, 2013). Это в первую очередь подтверждается тем, что параллельно с пересыханием ложа озер понижается и уровень грунтовых вод в районе исследований под их дном, а его восстановление до отметки дна происходит без существенного влияния испарения. В эти периоды уровни подземных вод ниже на 3-4 метра первого от поверхности водоносного горизонта, иногда и больше, в зависимости от

гидрогеологических и геоморфологических особенностей территорий (Обязов, 1996). Например, наиболее низкие уровни подземных вод вблизи Торейских озер (скважины у протоки Уточа в селе Соловьевск) отмечены в 1918-19 годах. Необходимость восполнения уровня грунтовых вод при меньшей скорости подземного и подруслового стока объясняет отмеченное запаздывание периодов роста уровня воды Тореев по сравнению с аналогичными периодами увеличения стока реки (Обязов, Кирилук, Кирилук, 2021).

Имеется ряд признаков интенсивного подземного питания Тореев в зимнее время, выражающиеся в резких, носящих пульсационный характер изменениях минерализации воды в меньшую сторону ввиду подмешивания грунтовых водопроявлений. Кроме того, это подтверждается высокой подвижностью крупных трещин в ледяном покрове, опоясывающих по контуру весь водоем вблизи берегов с выходом воды на его поверхность. Так, будучи сухими, котловины в сентябре-октябре, в ноябре-декабре имеют ледяной покров, который является результатом инфильтрации подземного стока в водоемы и фиксируется в виде льда (Иванов, 1977). Таким образом, с одной стороны, гидрохимические характеристики водоёмов наряду с пространственной неоднородностью обусловлены циклическими колебаниями климатических условий с периодическими наполнениями и пересыханиями водоёмов (Замана, Борзенко, 2010), а с другой, по данным (Иванов, 1977), ведущая роль в распределении солевого питания озер принадлежит подземным водам.

2.2.4 Проблема аридизации климата

Изменение климата вследствие повышения температуры воздуха становится глобальной проблемой (Давыдова, 2022), среди основных причин которого выделяют орбитальные факторы (Параев, Еганов, 2013; Покровский, 2010) и повышение концентрации парникового газа (Изменения климата..., 2002). Выявленные превышения температуры в России ($0,51^{\circ}\text{C}$) в целом выше среднемировых ($0,18^{\circ}\text{C}$), наибольшие повышения характерны для Сибири, Дальнего Востока и Урала (до $1,4-16^{\circ}\text{C}$) (Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях..., 2022). Район Торейских озер не является исключением. По последним данным, здесь с середины XX века зафиксировано повышение среднегодовой температуры в среднем на 2°C , сопровождаемое ростом испаряемости (Рисунок 8) и сокращением суммы атмосферных осадков в регионе (Рисунок 4).

Наблюдаемое усиление аридизации привело к слабой выраженности цикла влажности, что способствовало пересыханию Тореев, которые на момент 2021 г. все еще оставались пересохшими,

при том, что по оценкам разных исследователей, старт пополнения ожидался еще в 2011 году (Обязов, Кирилюк, Кирилюк, 2021).

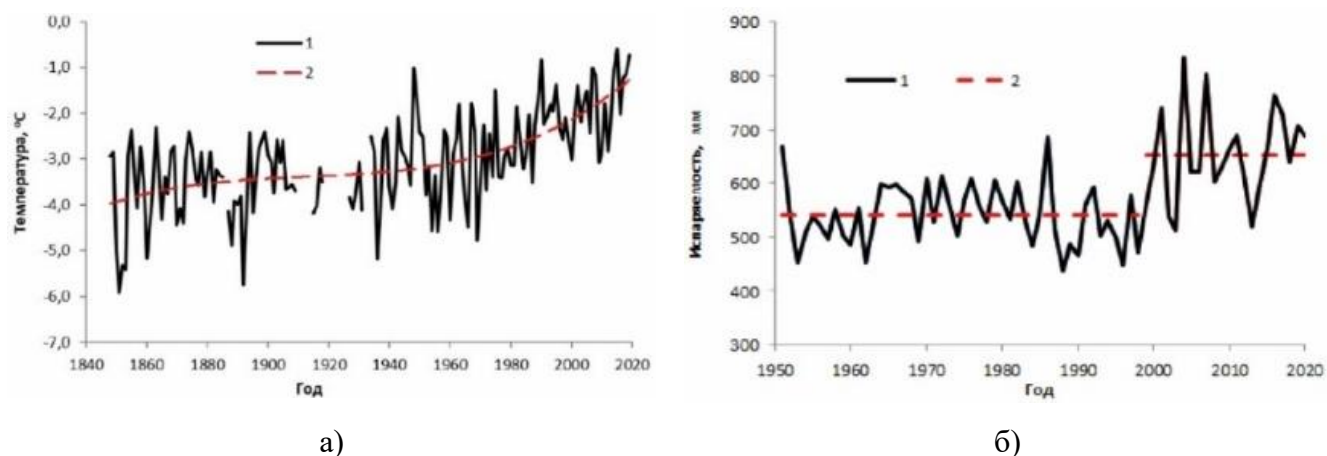


Рисунок 8 - Многолетние изменения средней годовой температуры в районе исследования с 1848 по 2019 гг. (а) и испаряемости в с 1951 по 2020 гг. (б) (Обязов, Кирилюк, Кирилюк, 2021)

Последний период засухи, начавшийся ещё в 1999 году, характеризуется постоянным увеличением тепла с неравномерным поступлением осадков. В этой связи было предложено его разделить на очень сухой, теплый период (1999-2011) и умеренно-влажный, очень теплый 2012-2020 гг. (Давыдова, 2022). В наших исследованиях пробы грунтовой воды были отобраны во вторую фазу, а значит показывают особенности состава подземных вод в период, вызванный именно затяжной засухой. Аналогичная ситуация по усилению аридизации наблюдалась в сухих степях Поволжья (Пугачева, 2020). Катастрофические признаки растущей засушливости климата в восточной части Центральной Азии в начале XX века отмечались также в работах (Давыдова, 2020; Замана, 2010a; Sirin и др., 2010; Slynko и др., 2010).

По данным (Обязов, Кирилюк, Кирилюк, 2021), показатель среднегодовой температуры воздуха смещается в сторону положительных значений в период с 1990 по 2019 гг. (Таблица 4). Это создает парадоксальную ситуацию в регионе, т.к., с одной стороны, повышение испарения может вести к засолению территории, а, с другой стороны, возросшая степень аридизации может приводить к протаиванию толщ многолетнемерзлых пород, распространенных здесь, и дополнительно питать озера.

Таблица 4 - Основные характеристики температуры воздуха по данным метеостанции Соловьевск в период с 1990 по 2019 год (Обязов, Кирилюк, Кирилюк, 2021)

Средняя температура воздуха, °С			Максимальная температура, °С	Минимальная температура, °С
январь	июль	год		
-23,3	18,5	0,3	42,4	-45,7

Кроме пересыхания самих озер, затянувшаяся засуха оказывает негативное влияние и на другие компоненты уникальной экосистемы Тореев, например, ухудшения состояния растительного покрова и состояния древостоя (Давыдова, 2020; Давыдова, 2022), сокращение популяций среди животного мира (Bazarova и др., 2019; Bazhenov, 2019; Kirilyuk и др., 2012) и др.

2.3 Рельеф

Район исследований приурочен к Торейской впадине неправильно-изометрической формы, большая часть которой занята озёрами Барун- и Зун-Торей. От северо-восточного берега озера Зун-Торей на север примерно на 30 км тянется ответвление впадины, известное как Восточно-Торейская впадина (Синица, 2015). Впадина является частью Улдза-Торейской высокой равнины Восточного Забайкалья, которая простирается за пределы Российской Федерации на территорию Монголии, также являясь в морфоструктурном отношении северной окраиной еще более крупной Улдза-Хайларской (Далайнорской) равнины – обширного межгорного понижения гобийского типа, расположенного на смежных территориях Китая, Монголии и России.

По степени приподнятости поверхности суши над уровнем океана рельеф характеризуется как возвышенный. Абсолютные отметки здесь составляют порядка 600-700 метров, местами наблюдаются превышения от десятков до 300-400 метров, которые представлены возвышенностями, грядами и холмами (Кирилюк и др., 2009). Так, согласно данным (Рычагов, 2006) в зависимости от абсолютной высоты, геологического строения и степени расчлененности возвышенный рельеф района исследований можно охарактеризовать как плоскогорье. На правобережье р. Борзя располагаются невысокие хребты (Дабан-Нарын-Хундульский, Адон-Челон, Кэтуй-Нуру) с абсолютными отметками до 876 м (гора Карын-Ундэр). Значительную часть площади занимает Цасучейская равнина, в которую врезаются широкие поймы рек Онон и Борзя. Река Онон пересекает северную часть района почти в широтном направлении. Русло водотока извилистое с множеством протоков, рукавов и стариц; берега обрывистые. Река Борзя имеет ширину не более 20 м и глубину от 0,4 до 1,5 м (Куриленко и др., 2019а).

Территория является хорошо сохранившейся древней поверхностью выравнивания с локально развитой корой выветривания. В пределах Восточного Забайкалья рельеф территории Даурского заповедника менее всего был затронут неоген-четвертичными эндогенными процессами рельефообразования. Однако район исследований сосредоточен в пределах области относительного погружения, где наиболее опущенный участок Улдза-Торейской равнины приурочен к озёрам Зун-

Торей и Барун-Торей Торейской котловины (самая низкая точка заповедника находится на дне озера Барун-Торей, её высота составляет 591.4 м н.у.м.), рельеф которой сформирован под действием тектонических процессов, вулканической деятельности и изменений уровня озёр. Кроме того, на её формирование оказали значительное влияние гидрогенные, криогенные и эоловые процессы. Окружающая озёра прибрежная равнинная территория представлена тремя озерными террасами. Высота первой составляет 20 м, второй – 35-40 м, третьей – 50-60 м.

Чаша Торейских озёр окружена с севера Приторейской, Арегинской и Приималкинской возвышенностями, с запада – Нипсейской возвышенностью (Иванов, 2014). Типичной формой рельефа Торейских озёр являются береговые валы первой надпойменной террасы, образованные в результате перемещения береговой линии вследствие колебаний уровня озёр. Их количества варьирует от 19 до 20 валов в пределах одного склона, а размеры изменяются от 0,5 до 2–3 м по высоте и до 20–30 м по ширине (Кирилук и др., 2009).

2.4 Ландшафт, почвы, вечная мерзлота и экологическая обстановка

Участки заповедника, расположенные вблизи Торейских озёр, относятся к Монгольской степной провинции (Восточномонгольская подпровинция) и генетически связаны со степными центрально-азиатскими ландшафтами Монголии (Кирилук и др., 2009). По биоклиматическим различиям ландшафты относятся к степным и лесостепным. По отношению к основным видам социально-экономической функции ландшафты территории можно охарактеризовать как заповедные (ГОСТ 17.8.1.02-88).

Экологическая обстановка района исследований зависит от физико-географических характеристик и антропогенных факторов. К первым относится геодинамическая и геохимическая устойчивость пород, представляющая абиотическую основу ландшафта. Относительно геоморфологических признаков выделяются области денудации, транспортировки и аккумуляции. К области денудации можно отнести три распространённых на территории пробоотбра типа ландшафта. Первые – это пижмовые и тырсовые степи с относительно глубоким расчленением равнинного типа, развитые на северо-востоке от Тореев, а также в долине р. Онон (Рисунок 9) и представленные меловыми геохимически и геодинамически устойчивыми скальными породами или рыхлыми, грубообломочными, четвертичными отложениями небольшой мощности элювиального, делювиального и десерпционного генезиса. Здесь локально развиты гравитационные процессы и процессы, связанные с деятельностью поверхностных вод [Куриленко и др., 2019a].

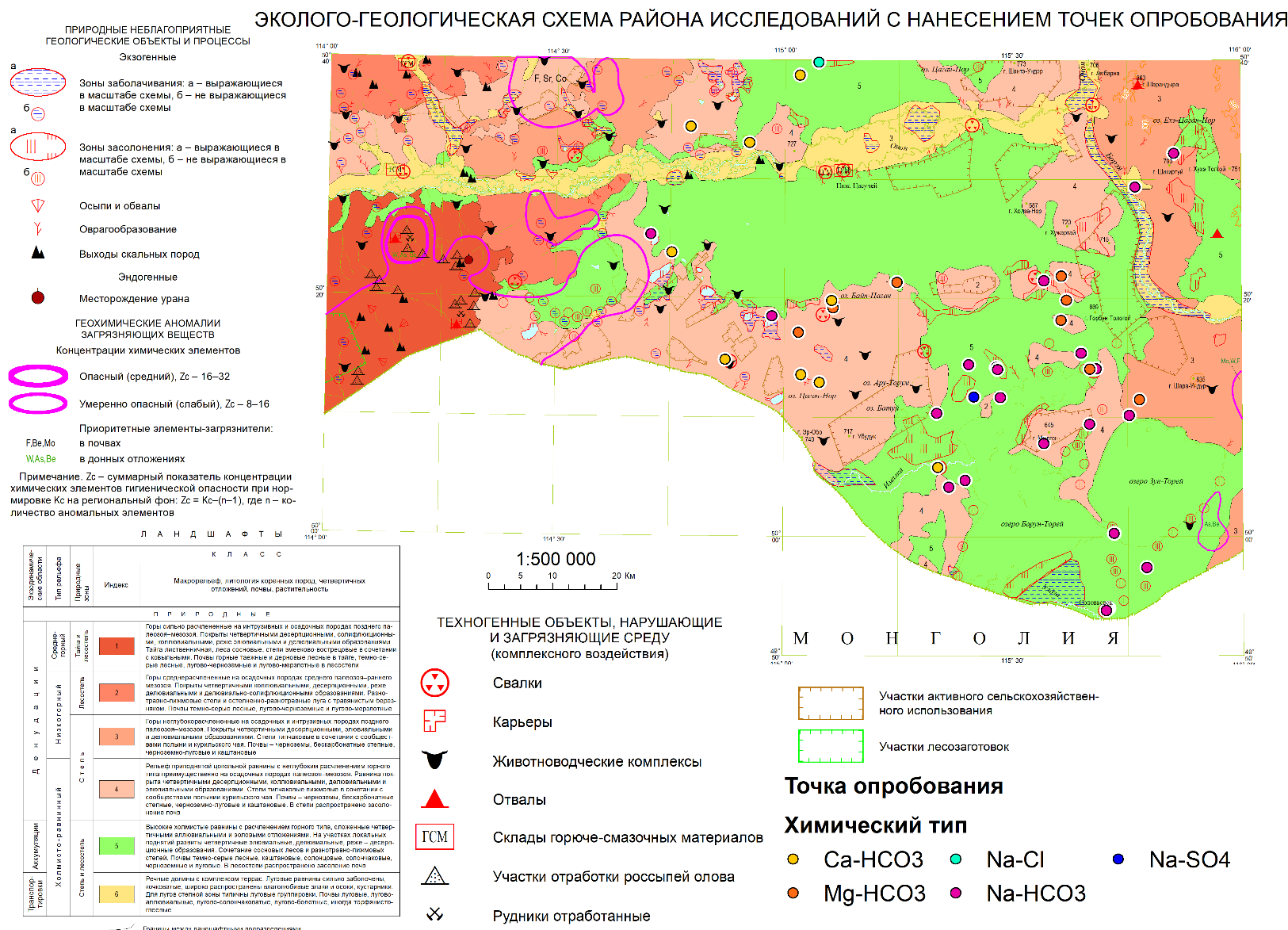


Рисунок 9 – Эколого-геологическая схема района исследований с нанесением точек опробования. Построена на основе цифровой модели Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 500 000 листов М-50-ХІІІ, ХІV и ХХ (Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ») Составители: А.В. Куриленко, Н.Г. Ядрищевская, Н.И. Раитина, И.Г. Баранов. Редактор Е.В. Нечепав. Цифровую модель составили Я.Ж. Бадмаева, И.Г. Баранов, Е.Е. Приезжих (ОАО Читагеолсъемка) (Куриленко и др., 2019а)

Почвы первого типа можно отнести к горным каштановым, с отмечаемым засолением. Транспортных путей здесь немного, существующие представлены насыпными дорогами и тропами. Относительно экзогенных и антропогенных процессов территорию можно отнести к категории средней пораженности (Куриленко и др., 2019а).

Следующий тип ландшафта – это степи типчаковые, пижмовые в сочетании с сообществами полыни и курильского чая на приподнятых цокольные равнины с неглубоким расчленением горного типа вулканогенно-осадочных пород палеозоя и мезозоя, приуроченные к межозёрной области Тореев, а также островно к северу от них и в районе с. Буйлэсан (Рисунок 9). Равнины покрыты десерпционными, коллювиальными, делювиальными и элювиальными отложениями. Большая часть площади здесь занята сельскохозяйственными угодьями, сёлами, фермами и скотомогильники. Степень геохимической и геодинамической устойчивости ландшафта средняя. Отмечается выраженная засоленность почвы, локально встречается овражная эрозия, к северу от берега оз. Барун-Торей развиты гидролакколиты (вынесены на гидрогеологическую схему (Рисунок 12)).

Третий тип ландшафтов денудации – разнотравно-пижмовые степи и остепненно-разнотравные луга с темно-серыми лесными, лугово-черноземными и лугово-мерзлотными почвами низкогорного среднерасчлененного рельефа предгорий хребтов Борщовочный и Эрмана, сложенных преимущественно осадочными образованиями среднего палеозоя–раннего мезозоя, перекрытых коллювиальными, десерпционными, реже делювиальными и делювиально-солифлюкционными образованиями. Данные ландшафты встречаются к западу от с. Буйлэсан, пробоотбор в зоне их распространения не выполнялся. Они характеризуются высокой степенью геохимической и малой геодинамической устойчивости, здесь выявлены криогенные, гравитационные процессы и процессы, связанные с деятельностью поверхностных вод, обусловивших формирование осыпей, обвалов, солифлюкционных форм (Куриленко и др., 2019b).

Аккумулятивные равнины представлены сухой степью с каштановыми, лугово-каштановыми и лугово-солончаковыми почвами слабо расчлененного рельефа, сложенными аллювиальными, озерными, эоловыми, аллювиально-пролювиальными, делювиально-пролювиальными отложениями (отмечены зеленым цветом на карте (Рисунок 9). К ним относятся днища соленых озер с пляжами, а также в площадь заказника – Цасучейский бор, сформированная эндемичным реликтовым видом сосны. Ландшафт имеет низкую степень геохимической устойчивости. Здесь существуют многочисленные дороги, нарушающие почвенно-растительный слой. Не покрытые лесом площади используются как пахотные угодья и пастбища. Палы, имеющие, как правило, антропогенное происхождение, активизируют ветровую эрозию, уменьшающую плодородие почв и

ведущую к широкому распространению неприхотливых сорняков. Засоление на исследуемой территории характерно для степных ландшафтов, где оно приурочено к комплексу песчано-глинистых пород и прослеживается в виде разрозненных пятен белесого цвета на площадях до 40 км². Засоление натриевого, сульфатно-натриевого и содового типов. Интервал засоления почвогрунтов от десятых метра до 3 м. В ограниченных масштабах отмечается рост оврагов, связанный с наличием легкоразмываемых пород. Вокруг крупных озер почвы заболочены (Куриленко и др., 2019а).

К областям транспортировки относятся сильно заболоченные луговые равнины долин рек Онон и Борзя с комплексом террас. Степень расчлененности здесь слабая с одновременно высокой геодинамической и геохимической устойчивостью. Вдоль долин этих рек расположены большинство населенных пунктов района, соответственно, природная среда сильно изменена. По отдельным территориям выполнены перемещения грунтовых масс, встречаются искусственные грунты с отходами хозяйственной деятельности, возле каждого населенного пункта находится свалка. В районе с. Ниж. Цасучей существует несколько складов ГСМ. Все вышеперечисленное совместно с отходами животноводческих ферм, скотомогильниками и применением минеральных удобрений и ядохимикатов в полеводстве, загрязняет почвы, поверхностные и подземные воды. Воды р. Онон для питья практически непригодны (Куриленко и др., 2019а).

В целом, в отношении агропочвенного районирования территорию можно отнести к Торейскому равнинному округу с каштановыми мучнисто-карбонатными глубоко промерзающими почвами. К северу от оз. Зун-Торей развиты каштановые, горно-каштановые почвы засоленные почвы. Территория между озерами представлена уже чернозёмами, бикарбонатными степными, чернозёмно-луговыми и каштановыми, засоленными почвами. На большей же части района исследований развиты каштановые, лугово-каштановые и лугово-солончаковые почвы (Куриленко и др., 2010). Вдоль долин рек Ималка и Улдза формируются луговые и лугово-болотные почвы. Стоит отметить, что значительные площади каштановых почв подвергаются эрозии, которой способствуют открытая для весенне-летних ветров местность, легкий механический состав грунтов (Кирилук и др., 2009).

В пределах района исследований локально распространена вечная мерзлота. Главным образом она приурочена к озёрным котловинам (Рисунок 12). Так, гидролакколиты отмечены на юго-восточном побережье оз. Зун-Торей, а также на северном берегу оз. Барун Торей. Кроме того, бугры пучения локально встречаются в районе оз. Баин-Цаган и оз. Ару-Торум (Куриленко и др., 2010). Согласно имеющимся данным, мощность многолетнемерзлых пород может достигать 20 м,

однако, обычно находится в пределах 10–15 м. Так, по данным Спецгео за 1938–1940 гг., на глубинах до 17–21 м мерзлые породы вскрывались скважинами в чашах днищ Тореев. Формирование такой мерзлоты может быть связано как с периодом пересыхания озер, так и при заполненной водой чаше. В последнем случае не обязательно промерзание озер до дна. Отрицательные температуры в донных отложениях могут возникать за счет образования сезонных криопэг-минерализованных вод с отрицательной температурой (Замана, Улыбина, 1990).

2.5 Особенности экономики региона и антропогенная нагрузка

Район исследования можно охарактеризовать как слабозаселённый. По данным Всероссийской переписи населения 2020 года (Итоги Всероссийской переписи, 2020), общая численность сельского населения Борзинского района - 5 178 человек, Ононского - 8 720 человек (при этом в крупнейших населенных пунктах территории водосбора Торейских озер – п. Соловьевск, с. Кулусутай, с. Красная Ималка и с. Буйлэсан по данным на 2010 год (Всероссийская перепись, 2010) проживали всего по 674, 530, 689 и 472 человек соответственно. В экономическом отношении местные жители заняты в большей степени сельскохозяйственной деятельностью. До создания заповедника в 1987 году часть степных участков, примыкающих к озёрам, использовалась для распашки, выпаса скота и сенокошения. На пастбищах и сенокосных угодьях существенного нарушения травостоя не было, и степи восстановились через 3–4 года (Кирилюк и др., 2009). Залежи приобретают первозданный вид через 30–40 лет (Чимбуева, Ткачук, 2007), в зависимости от их размеров, текущего природного цикла увлажнения территории и интенсивности выпаса.

Большая часть территории пробоотбора находится в пределах охраняемых зон Даурского заповедника, добыча полезных ископаемых непосредственно в районе Тореев не осуществляется, поэтому экологическая обстановка относительно благополучная. Ближайшие участки добычи полезных ископаемых (отработанное Шерловогорского рудное месторождение и разрабатываемое Харанорское угольное месторождение) (Иванов, 2014) расположены к северо-востоку от района исследований. Источниками природного фонового загрязнения геологических сред могут также выступать проявления минерализации Sn, Cu, W, Pb, As, ореолы элементов As, Pb, Zn, Bi, Mo, Mn, Be с аномальными содержаниями в породах и почвах, а также озера с повышенными концентрациями Li, F, U (Павлова и др., 2015).

2.6 Геологические условия

В геологическом строении района исследований принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Древние стратифицированные отложения в значительной степени эродированы и сохранились лишь на небольших разобщённых участках, что не позволяет достаточно уверенно воссоздать их геологические структуры, изменённые интенсивным магматизмом и тектоническими движениями (Степанов, 1980). Торейская впадина представляет собой грабен-синклинальную структуру, в обрамлении которой развиты осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя (Рисунок 10). С юга к сохранившимся от размыва полям девонских сланцев приключаются покровы верхнемезозойских базальтов, а с севера Торейскую впадину от долины р. Онон и её правого притока – р. Борзи отделяют песчанно-гравийные и песчано-глинистые неоген-четвертичные образования (Кренделев, Шамсутдинов, 1987; Степанов, 1980).

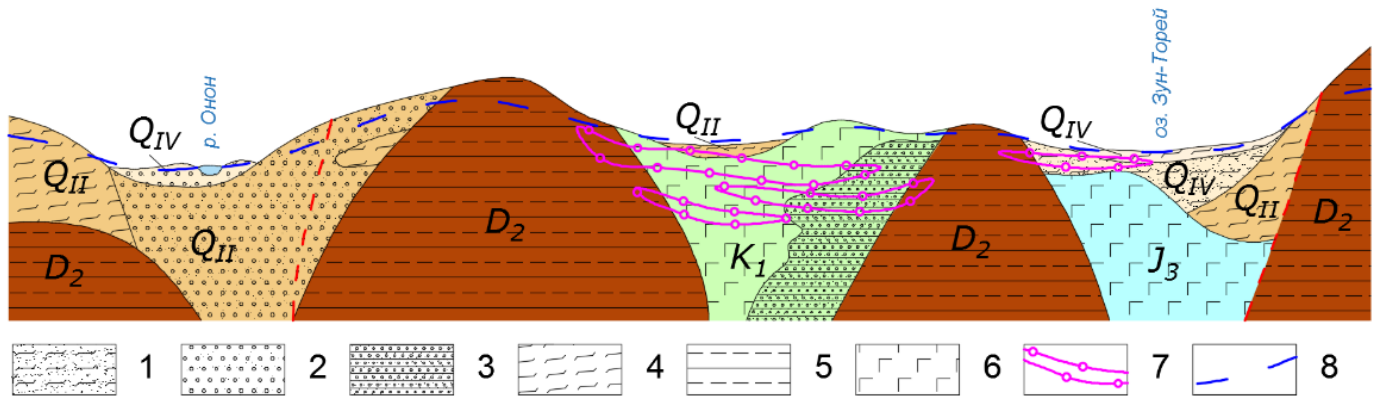


Рисунок 10 - Схематический геологический разрез от долины р. Онон до Торейской впадины. Построен на основе материалов А.П. Кроковой, Ю.П. Скляревского и В.М. Степанова (1 – пески глинистые, 2 – гравелиты, 3 – конгломераты, 4 – глины, 5 – сланцы метаморфизованные, 6 – базальты, 7 – многолетнемерзлые породы, 8 – уровень подземных вод (Степанов, 1980)

Во впадине выделяются Торейский и Восточно-Торейский прогибы, выполненные верхнемезозойскими и кайнозойскими образованиями мощностью соответственно 600 и 1000 м (по данным геофизических исследований). Складчатые дислокации во впадине не развиты. Кайнозойские аллювиально-озерные образования мощностью более 100 м и подстилающие их отложения верхнего мела залегают почти горизонтально, изгибаясь в изометричных брахискладках, отражающих боковую структуру фундамента. Нижнемеловые отложения в основании разреза пересекаются сетью северо-западных и северо-восточных разломов. Современный этап тектонического развития Торейской впадины характеризуется незначительными по амплитуде

подвижками различного знака. На это указывает омоложение эрозионной сети правобережья Онона и колебания уровней в Торейских озерах (Степанов, 1980).

Согласно работам Шамсудинова В.Х. (Шамсутдинов, 1971), Торейские озёра являются остатками древнего моря с площадью акватории достигавшей порядка 2400 км², уровнем зеркала водоема в эоплейстоцене превышающим современный на 60-65 м занимавшими всю территорию Торей-Борзинского водораздела. Его существование подтверждается находками на высоте в 50 м над текущем уровнем озёр Зун-Торей и Барун-Торей диатомовых водорослей в песках Торейской котловины, а также в окрестностях водоёмов встречаются яшмы и халцедоны, которые в свою очередь являются индикаторами проявления подводного вулканизма на дне озерного бассейна (Кирилук и др., 2009).

Непосредственно Торейская котловина была образована в верхнем мезозое. Мезозойские вулканотектонические структуры юго-восточного Забайкалья сформировались в течение трех вулканических циклов: средне-позднеюрского (андезит-липаритовая формация), позднеюрско-раннемелового (базальт-липаритовая формация) раннемелового (базальтовая формация. Онон-Борзинская вулканотектоническая структура района относится к типу вулкано-купольных (Степанов, 1980). При этом морской этап, продолжавшийся с протерозоя до позднего триаса, представлен различными палеонтологическими остатками древних морей позднепротерозойского, раннедевонского, раннесреднедевонского, раннекаменноугольного и позднетриасового возраста.

Поскольку органических остатков самых древних отложений протерозойского возраста обнаружено не было, выделяются они условно на восточном и северо-восточном побережье озера Зун-Торей: это интенсивно измененные глинистые, песчаные и вулканогенные образования – филлиты, различные сланцы, яшмоиды, кварциты и др. мощностью до 3–4 км.

Девонские отложения отличаются интересными находками, указывающими на их принадлежность к пограничному времени между ранним и средним девоном. Так, на южном берегу озера Зун-Торей в современных озерных отложениях были обнаружены полуокатанные обломки органогенных известняков с выщелоченными остатками кораллов, которые, вероятнее всего, являются остатками ругоз – кустистых и ветвистых четырехлучевых кораллов *Embolophyllum* cf. *Mansfieldense* (Dun.). Согласно К.К. Анашкиной и Н.А. Трущовой, органогенные известняки мощностью до 112 м и протяженностью до 1,5 км можно выделить как девонский Хайшинский риф, единственный риф ветвистых тетракораллов в Забайкалье. Исходя из палеоэкологии кораллов и морских лилий, реконструируются сравнительно небольшие глубины обитания и захоронения, а именно в пределах 15–20 м, нормальная соленость вод, отсутствие мути, субтропический климат.

В отношении кремнистых красно-фиолетовых и фиолетовых породах каменноугольного периода (уртуйская свита) о глубоководности условий обитания и образования свидетельствуют остатки кремнистых простейших радиолярий.

Морской разрез территории завершают триасовые отложения, обнаруженные к западу от озера Барун-Торей и в районе правобережья р. Ималка. Представлены они песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов мощностью до 4 км, выделенными как байнцаганская свита.

О начале континентального этапа развития территории (поздняя юра – голоцен) свидетельствуют отложения позднеюрских и раннемеловых, миоценовых и плиоценовых озер, речных систем, а также различные палеонтологические остатки раннего, среднего и позднего плейстоцена и голоцена.

Дневная поверхность северной окраины озера Зун-Торей и северо-западной части побережья озера Барун-Торей (г. Хара-Тологой) представлена верхнемезозойскими Торейской и Восточно-Торейской (Ары-Булакской) впадинами, сложенными отложениями торейской толщи тургинской свиты холуйской толщи кутинской свиты. Оставшаяся же, сложенная верхнемезозойскими отложениями, часть территории перекрыта мощными рыхлыми осадками кайнозойского возраста.

Береговые обрывы в северной части оз. Зун-Торей сложны преимущественно андезитобазальтами, базальтами, шлаками с миндалекаменной, выполненной халцедоном, кварцем, хлоритами, кальцитом, или массивной текстурой. Отложения торейской толщи тургинской свиты залегают на обнажениях сланцев у подножья сопки Куку-Ходан, сосредоточенной к северо-востоку от водоёма.

В основании разреза – осадочные брекчии – сцементированная щебенка подстилающих сланцев, выше залегают желтые мелкозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов, содержащих створки конхострак *Defretinia*, остракод *Darwinula*, *Torinina*, *Rhinocypris*, *Lycocypris*, домиков ручейников из створок остракод *Ostracindusia*, стебли и корни с клубеньками хвощей *Equisetum*, редкие иголки хвойных *Pityophyllum* и семена. Согласно данным, полученным по органическим остаткам возраст вмещающих пород – позднеюрский – раннемеловой. Осадочные отложения, мощностью до 100 м и протяженностью до 200 м перекрыты потоками лав. Разрез, протяженностью до 10 км, проходит к северу озера Зун-Торей, высота скал – свыше 10–20 м.

Слагающие террасу северных берегов оз. Барун-Торей осадки торейской свиты характеризуются плиоценовыми озерами и речными системами. Комплекс плиоценовых

диатомовых водорослей *Melosira*, *Cyclotella*, являющийся характерным для проточных озер и речных систем бореального климата выделен непосредственно из отложений данной свиты.

Озёрные отложения V террасы Торейских озер, представленные галечниками, суглинками, песками с примесью гравия и гальки мощностью до 3 м относятся к среднему плейстоцену. Терраса является абразивной, здесь плохо сохранились озерные отложения.

Аллювиальные отложения четырех надпойменных речных террас, а также отложения озёр IV террасы Торейских озер, сложенные галечниками, глинами, суглинками, песками с примесью гравия и мелкой гальки высотой до 25 метров, выделенные в казанцевский (межледниковый) и муруктинский (ледниковый) горизонты отнесены к позднему плейстоцену.

Ограниченная четким уступом и расчлененная оврагами III терраса Торейских озер с высотой до 9-15 м представляет собой муруктинский горизонт. К северу от оз. Барун-Торей на глубине порядка 2-х метров залегают галечники, а также пески с примесью галек и базальтов, перекрытые лессовидными суглинками.

Период образования отложений III террасы Торейских озер соответствует периоду активного похолодания в районе исследований, т.к. периоду первого позднеплейстоценового (муруктинского) оледенения.

Отложения II террасы с высотой до 5-6 м в области устья реки Ималка, в районе протоки между озёр, северной и восточной части побережья оз. Зун-Торей, представленные глинистыми песками, галечниками и перекрытые лессовидными суглинками относятся уже к каргинскому (межледниковый) и сартанскому (ледниковый) горизонтам, и были сформированы соответственно в периоды каргинского межледниковья и сартанского ледниковья.

I терраса Торейских озер на абсолютных отметках порядка 618–630 м сложена отложениями верхнего плейстоцена-голоцена и представлена озерными песками, гравийно-галечными и гравийно-щебенчатыми отложениями с мощностью более чем 3 метров.

Отложения же голоцена встречаются повсеместно в районе исследований и представлены элювием коренных пород, коллювиально – делювиальными и пролювиальными осадками шлейфов временных водотоков и оврагов, аллювием рек, осадками поймы речных долин и стариц, отложениями озер, золовыми осадками (Кирилук и др., 2009).

2.6.1 Полезные ископаемые

В пределах территории пробоотбора выявлены месторождения известняка, строительных материалов, бурого угля, россыпи олова и др. Встречены многочисленные проявления и пункты минерализации железа, марганца, меди, мышьяка, цинка, олова, сурьмы, лития, золота, серебра, кварца оптического, флюорита, известняка, фосфоритов, цеолитов, минеральных вод, солей и лечебных грязей (Куриленко и др., 2019а) и т.д. Большая часть территории пробоотбора, включая сами Торейские озера, находится в пределах большой Агинской вольфрамово-олово-редкометалльной минерагенической области, внутри которой выделяются отдельные зоны и районы в зависимости от специфики рудной минерализации. Так, точки опробования подземной воды отбирались в окрестностях фрагментов Агинского висмутово-вольфрамово-редкометалльного, Шерловогородского камнесамоцветно-оловорудного, Саханай-Дурулгуевского редкометалльно-вольфрамово-оловорудного районов, а также Унда-Газимурской золото-молибден-полиметаллической, Урулюнгуйской флюорит-урановой и Приаргунско-Нерзаводской серебро-полиметаллической зон (Куриленко и др., 2019b; Куриленко и др., 2019а; Павлова и др., 2015). Эти территории обрамляют Торейские озера с востока, севера и запада, на понижения котловины рудные зоны не распространяются. В окрестностях Агинского W-Bi района, внутри которого выделен Левоононский прогнозируемый марганцеворудный узел, отбирались точки опробования подземной воды северной части района исследований – 29G, 30G, 34G-34G, 39G и 58G. К западу от Шерловогородского района и выделенного внутри него Адун-Челонского редкометалльно-оловорудного узла были отобраны точки опробования подземной воды 35G и 36G. Точки 37G и 38G опробовались у восточного обрамления Саханай-Дурулгуевского Sn-W района. Внутри Унда-Газимурской Au-Mo-Pb-Zn(W,Cu) зоны отбирались пробы подземной воды 40G и 41G. Одна точка опробования 43G на востоке территориально попадает в сопряженные Урулюнгуйскую U-fl и Приаргунско-Нерзаводскую Pb-Zn-Ag(Mo,Au) зоны.

Металлические ископаемые

Железо. Известно два пункта минерализации и два проявления железорудного оруденения, в районе которых проводился пробоотбор подземной воды в рамках настоящего исследования. Первые два расположены у берегов рек Борзя и Онон, в их окрестностях были отобраны точки опробования подземной воды 35G-37G. Пункты представлены вкраплениями магнетитового оруденения в кремнистых породах и жилами интенсивно лимонитизированного с поверхности сидерита шахтаминского комплекса (Куриленко и др., 2019а; Куриленко и др., 2019b). Два

проявления железа были открыты В.Н. Рудневым еще в 1930 г., они расположены к югу от п. Даурия у границы с Китаем и представляют собой вкрапленности гематита среди гранитоидов рифея (Павлова и др., 2015). В этом районе отобрана точка опробования воды – 43G.

Марганец. В районе известны многочисленные проявления и пункты марганцевой минерализации, относящихся к инфильтрационно-гидротермальному генетическому типу марганценозных зон гипергенеза. Большая часть объектов расположена по левобережью р. Онон в пределах Левоононского марганцеворудного узла и окрестностям с. Буйлэсан. Проявления представлены гидроокислами марганца, псиломеланом, пиролюзитом (Куриленко и др., 2019a; Куриленко и др., 2019b). В их окрестностях были отобраны пробы подземной воды 35G, 38G, 59G-61G.

Медь. В пределах территории пробоотбора встречен один пункт минерализации и два проявления меди. Первый пункт расположен на левобережье р. Онон и сопряжен с вышеописанными проявлениями марганца. Минерализация обнаруживается ниже зоны окисления под ожелезненными и омарганцованными породами в маломощных телах с видимой сульфидной минерализацией (пирит, марказит, халькопирит, сфалерит) (Куриленко и др., 2019a). В этом районе была отобрана точка опробования подземной воды – 34G. Ещё одно проявление меди на территории также представлено вкрапленностью сульфидов в вулканических породах, здесь отобраны точки опробования воды 25G и 26G. Точка опробования 40G отобрана в районе гранитного проявления, представленного зоной прожилково-вкрапленных железо-медных руд. Среди минералов встречены гематит, магнетит, халькопирит, пирротин, малахит, азурит, куприт и самородная медь (Павлова и др., 2015).

Цинк. Точки опробования подземной воды 59G-61G были отобраны в окрестностях двух геохимических ореолов цинка в районе Бугунтуевского рудного узла и за его пределом. Ореолы приурочены к полю развития кварцевых, кварц-турмалиновых жил и даек нерчинскозаводского и шахтаминского комплексов. или связаны с субвулканическими образованиями тургинской свиты (Куриленко и др., 2019b). В окрестностях вторичных геохимических ореолов цинка по территории также опробованы точки 25G, 26G, 40G, 41G, 43G.

Молибден в значительных количествах встречается только в Бугунтуевском рудном узле на северо-западе района исследований в верховьях рек Дунда-Бугунтуй и Кусотуй, где известно одно проявление и четыре пункта минерализации молибдена с оруденением молибденовой порфировой формации гидротермального генезиса. Проявление представлено молибденитом, арсенопиритом,

халькопиритом, пиритом, редко – шеелитом в жилах кварца (Куриленко и др., 2019b). В этом районе отбирали точки опробования воды 29G, 30G, 37G, 38G.

Вольфрам является одним из ведущих полезных ископаемых восточной части территории пробоотбора. В районе отработанного Харанорского малого месторождения в центральной части одноименного массива кукульбейского комплекса опробовалась точка 41G. Оно представлено вкрапленностями вольфрамитов в кварце и сопровождающих их грейзенов. К югу от месторождения также в кварцевых жилах обнаруживались вкрапленности пирита и реже вольфрамитов Иккирийского проявления. В этом же регионе, к востоку от оз. Зун-Торей встречены несколько проявлений вольфрама. Среди которых расположенные в 2 км друг от друга Леонтьевское и Хаваргинское, где рудные минералы также представлены вольфрамитом. Оруденение также здесь представлено галенитом, пиритом, халькопиритом, касситеритом и шеелитом. В этом месте отбирали пробы подземной воды 25G и 26G.

Олово. В пределах площади пробоотбора встречена Ары-Булакская группа россыпей касситерита относящаяся к формации оловоносных: Ары-Булакской, Северной и Восточной, расположенных западнее Адун-Челонского гранитного массива внутри Адун-Челонского редкометалльно-оловорудного узла (Куриленко и др., 2019a). Здесь отобрана точка опробования подземной воды 35G. В стороне Дурулгуевского рудного узла, представленного оловорудным кварцево-грейзеновым, силикатно-сульфидным типами (Куриленко и др., 2019b), отобраны точки опробования воды – 29G, 30G и 38G. Точки 25G, 26G, 14G, 16G, 40G отобраны в окрестности сульфидно-касситеритового проявления олова в районе оз. Большой Чиндант (Павлова и др., 2015).

Сурьма. Известно множество пунктов минерализации сурьмы, расположенных в приустьевой части долины р. Борзя, в бассейнах падей Батуй и Убудук, в отложениях устьборзинской и байнцаганской свит. Они приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и северо-западного простираний, которые трассируются зонами окварцевания и жилами низкотемпературного кварца. К западу от этих проявлений была отобрана точка опробования подземной воды 61G в п. Булеэсан. Известны также пункты минерализации сурьмы в Бугунтуевском рудном узле, в районе которых отобраны точки опробования воды 37G и 38G. К югу от г. Борзя разведано Исатуйское проявление, представленное вкрапленностью антимонита, в районе которого отобраны точки опробования подземной воды 13G, 14G, 16G, 44G, 72G.

Мышьяк. В пределах Шарасунского поля вулканитов к северу от оз. Большой Чиндант выявлены два проявления мышьяка, представленные вкрапленностью арсенопирита в прожилках

низкотемпературного кварца и кварцевых брекчиях в зонах дробления. В окрестности были отобраны точки опробования подземной воды 25G, 26G, 40G.

Тантал, ниобий, титан. Подземная вода точек опробования 59G-61G была отбиралась к востоку от Чалотского месторождения и Даам-Булакского проявления тантала и ниобия, приуроченных к Дурулгуевскому массиву. Породы интенсивно альбитизированы. Рудное оруденение месторождения представлено колумбит-танталитом, бериллом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, проявления – рассеянной вкрапленностью ильменита и танталониобатов (Куриленко и др., 2019b). К этому же проявлению относится титановая минерализация в марганценосной терригенной и редкометалльной пегматитовой формациях, где в отложениях широким распространением пользуются ильменит, сфен, рутил, анатаз.

Литий. К северу от оз. Зун-Торей выявлено Ары-Булакское проявление, расположенное на правобережье р. Борзя и приуроченное к интенсивно каолинизированным и альбитизированным гранит-порфирам. Вмещающие породы представлены известняками с прослоями алевропелитов и эффузивов верхнеустьборзинской подсквиты девона. На контакте гранит-порфиров с известняками не исключается наличие нескрытых эрозией зон скарирования с фенакит-берtrandитовым оруденением (Куриленко и др., 2019a). Здесь отбирали точки опробования подземной воды 35G, 36G, 3G, 69G. Литий в значительных концентрациях встречается в выщелпленных рудах Чалотского месторождения тантала и ниобия, где опробовали скважины 59G-61G.

Бериллий играет ведущую роль в Ималкинском проявлении, выявленном на левом берегу одного из притоков р. Ималка, до того, как сток переходит на территорию Монголии. Представлено серией пегматитовых жил кукульбейского комплекса северо-западного простираения мощностью в разгнейсованных гранодиоритах. Оруденение приурочено к зонам альбитизации в пегматитах и представлено бериллом, даналитом, танталит-колумбитом. Со стороны р. Ималка, одной из двух рек, питающих Торейские озера, было отобрано множество проб подземной воды – 61G, 63G, 64G, 46G, 50G, 70G.

Золото. Проявления и пункты минерализации выявлены в районе исследований повсеместно. Большинство встречено в бассейне пади Батуй и р. Ималка в терригенных породах байн-цаганской свиты и представлены золоторудной малосульфидной формацией (Куриленко и др., 2019a). Здесь отбирали точки опробования подземной воды 10G, 46G, 50G и 70G. Золоторудная минерализация определена также в Бугунтуевском рудном узле и генетически связана с нескрытыми и выходящими на дневную поверхность интрузиями средне-позднеюрского шахтаминского комплекса. Оруденение приурочено к зонам сульфидизации, окварцевания и турмалинизации

(Куриленко и др., 2019b). В окрестностях опробовали точки 29G, 30G, 37G 38G и 39G. Наиболее значимым является недостаточно изученное Иккирийское проявление, также представляющее собой жилы и прожилки кварца с вкрапленностью сульфидов. В этом районе отбирали подземные воды в точках опробования 25G, 26G, 40G, 41G.

Серебро. К югу от левого берега р. Борзя выявлен, приуроченный к свалам окварцованных, хлоритизированных, эпидотизированных метаэффузивов, пункт минерализации серебра. Ближайшие точки отбора подземных вод к проявлению – 17G и 20G. Серебро также встречается в качестве сопутствующего элемента в рудах некоторых проявлений меди и свинца. Шихалинорское проявление встречено в трахиандезитовых порфиритах приаргунского комплекса. Помимо серебра здесь отмечали проявления As, Sb, Pb, Sr, Ba, Mn, Zn, Au. В этом районе отбирали воды точки опробования 43G.

Уран. К западу от п. Буйлэсан в пределах Дурулгуевского рудного узла существует малое месторождение урана, приуроченное к одноименному массиву гранитоидов кукульбейского комплекса. Рудные тела локализуются в разрывных нарушениях, вмещающие породы передроблены, интенсивно аргиллизированы, хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы и содержат многочисленные жилы и прожилки низкотемпературного кварца. Все объекты гидротермального генезиса (Куриленко и др., 2019b). В непосредственной близости от этого месторождения подземные воды не отбирали, ближайшая точка опробования 61G была отобрана на расстоянии 40 км в п. Буйлэсан. Район исследований также на юго-востоке захватывает часть территории, которую уже относят к Урулюнгуйской флюорит-урановой минерагенической зоне, к которой приурочено крупное Стрельцовское месторождение урана и флюоритов. Это месторождение уже находится за пределами района исследований, в соседнем Краснокаменском районе, однако, в контур Урулюнгуйской U-fl зоны попадает самая восточная точка опробования подземной воды 43G, а также близкорасположенной к этой области можно считать точку 41G.

Почти все проявления и пункты рудной минерализации ввиду незначительных размеров и низких содержаний не представляют практического интереса. Исключение составляют профильные для региона оловянное и вольфрамовое оруденения. Месторождения олова обрамляют район исследования с запада и востока, однако, в непосредственной близости от них пробы подземной воды не отбирались, т.к. это выходит за рамки исследования. При этом часть этих месторождений уже давно отработаны или законсервированы. То же касается промышленно значимых проявлений вольфрама, тантала и ниобия, которые выявлены к западу от территории

пробоотбора, а также бериллия, зафиксированного в оловянном месторождении Шерловогорского рудного узла, который не затрагивает район изучения.

Неметаллические ископаемые

Драгоценные камни. О существовании в пределах района исследований пунктов минерализации берилла, турмалина, аквамарина, топаза, раухтопаза, горного хрусталя, мориона т. д. известно еще с XVIII в. Они связаны с продуктами магматической и постмагматической деятельности кукульбейского интрузивного комплекса и, в частности, с Шерловогорским и Адун-Челонским гранитовыми массивами. Проявления разрабатывались старателями еще с 1728 г, однако, по данным (Павлова и др., 2015), они не полностью не отработаны и пригодны для добычи драгоценных камней, а также здесь все еще поисковыми работами выявляются новые тела. Территориально Адун-Челонский гранитный массив к Торейским котловинам расположен ближе, здесь на эндоконтакте выявлены жеоды с кристаллами мориона размером до 1–3 см в диаметре в крутопадающей кварцевой жиле северо-западного простираения мощностью до 5 м. Также пункты минерализации, приуроченные к выходу миндалекаменных базальтов раннемелового возраста, обнаружены на восточном берегу оз. Захэй-Нор. На северном берегу оз. Зун-Торей в поле развития миндалекаменных основных эффузивов тургинской свиты существует Торейское проявление агатов и халцедонов (Куриленко и др., 2019а).

Флюорит часто встречается в оловянных месторождениях Шерловогорского рудного поля и на эндоконтактах Адун-Челонского гранитного массива, не достигая при этом практически значимых концентраций. К пегматитам Адун-Челона ближе всего расположены точки опробования подземной воды 35G, 36G, 13G, 14G, 16G, 44G и 72G. Промышленный тип минерализации встречен к юго-востоку от п. Даурия в Гунжолгинском пункте и представлен флюоритизированной кварцевой брекчией по сильно измененным гранитам и серией сближенных неясно выраженных жил кварц-флюоритового и флюоритового состава. В этом районе отбиралась точка 43G.

Цеолиты. В самой восточной части района исследований известно одно из наиболее значимых месторождений цеолитов Забайкальского края – крупное Шивыртуйское, приуроченное к Западно-Урулюнгульской впадине в пределах грабен-синклинали, выполненной вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями (Павлова и др., 2015). К югу от месторождения отбирали точки опробования подземной воды 41G и 43G. По мере приближения к Торейям выявлены цеолиты группы гейландита внутри литиевого геохимического ореола на юго-западном эндоконтакте Ары-Булакского штока, приуроченные к гидротермально измененным гранит-порфирам (Куриленко и др., 2019а). Здесь отбирали точки опробования 35G и 36G.

Строительные материалы

Месторождения строительных материалов широко распространены в пределах территории пробоотбора и представлены базальтами, гранитами, гранодиоритами, известняками, керамзитовыми глинами, глинами и суглинками кирпичными, обломочными породами.

Магматические породы:

Основные эффузивные породы вскрывались в месторождениях Зун-Торейском, Барун-Торейском и Тэли, расположенных по берегам Тореев и приуроченных к выходам раннемеловых *трахиандезибазальтов* тургинской свиты. Здесь отбирали множество точек опробования подземной воды – 3G-6G, 45G, 54G, 69G.

Граниты добывают на Вальчинском крупном месторождении и среднем, расположенном к северо-западу от пос. Тасырхой. Второе приурочено южной части Адун-Челонского гранитного массива и, соответственно, расположено ближе к территории пробоотбора. Ближайшими точками опробования здесь являются 35G, 36G, 13G, 14G, 16G, 44G и 72G.

Гранодиориты добывают в 1,5 км юго-восточнее пос. Будулан (Будуланское среднее месторождение). Месторождение представлено вертикально залегающим телом гранодиоритов шахтаминского комплекса. В этом районе отбирали точки опробования подземной воды 37G и 38G.

Глинистые породы:

Кирпичные глины добывались на Усть-Борзинском среднем и Кулусутайском малом месторождениях, *керамзитовые* на Раздольном крупном месторождении (Куриленко и др., 2019а), которые расположены непосредственно в районе Тореев и приурочены к неогеновым отложениям Монголо-Сибирского горного пояса. Также глины добывают на Кубухайском месторождении, расположенном у с. Кубухай в цоколе третьей террасы р. Онон (Куриленко и др., 2019b), где отбирали точки опробования подземной воды 37G и 38G. На удалении от Торейской котловины также существуют Харанорское, Шерловогорское, Борзинское и Березовское месторождения глин разного качества (Павлова и др., 2015).

Обломочные породы:

Гравийно-галечный материал широко распространен в районе исследования. Месторождения в основном слагают пойму и надпойменные террасы р. Онон и Торейских озер. К третьей террасе оз. Барун-Торей, например, приурочено Кулусутайское малое месторождение, где галечный материал представлен андезибазальтами (Куриленко и др., 2019а). К юго-западу от п. Будулан в пойме р. Онон известно также Будуланское малое месторождение, в районе которого отбирали точки опробования подземной воды 37G и 38G. Гравий здесь представлен средними по размеру обломками

гранитов, гранит-порфиров, сланцев, песчаников, реже – кремнистых пород, трахитов, кварца и полевого шпата разной степени окатанности (Куриленко и др., 2019b). В западной части территории исследований существуют крупное Адун-Челонское месторождение песчано-гравийно-галечного материала, а также Чиндантское, Борзинское-I, Падь Хадабулак и Торейское (Павлова и др., 2015), в районе которых отбирали большое количество точек опробования подземной воды.

Песок строительный встречается повсеместно в районе исследования. К северу от Тореев выявлено месторождение Федькин Брод, где залежи занимают значительный объем в составе аллювиальных и пролювиальных отложений (Куриленко и др., 2019a). Также к западу от Тореев известно среднее месторождение падь Нарусутай и малые – Харанорское-I и Козловское (Павлова и др., 2015).

Карбонатные породы:

Известняк. На правом берегу в приустьевой части р. Борзя с 1952 г. известны крупные Усть-Борзинское и Сопка Известковая месторождения известняка, сложенные карбонатно-терригенными отложениями устьборзинской свиты среднего–верхнего девона и известняками уртуйской свиты раннего карбона соответственно. В непосредственной близости от этих месторождений подземные воды не опробовали.

Горючие ископаемые

Бурые угли. К востоку от района исследований существует три месторождения бурого угля, приуроченные к континентальным отложениям раннемеловых грабен-синклинальных впадин – Тургино-Харанорской, Западно-Урулунгуйской и Даурской. Активно разрабатывается открытым способом крупное Харанорское месторождение, расположенное к северу от п. Шерловая гора, где выявлено 60 угольных пластов (Павлова и др., 2015). В непосредственной близости от этой территории подземные воды не опробовались, ближайшая точка 35G была отобрана на расстоянии более 40 км. Два других Чиндантское и Даурское, относящиеся к категории средних, расположены ближе к территории пробоотбора, в их районе отбирали пробы подземной воды 43G и 16G. Эти месторождения доступны к отработке открытым и подземным способом.

Сланцы горючие. В восточной части района исследований выявлены два проявления горючих сланцев, локализованные в породах верхнетургинской подсвиты. В котловине озер Малый и Большой Чиндант, в районе которых отбирали точку опробования подземной воды 40G, на глубине 6 - 13 м скважинами были вскрыты три пласта углистых горючих сланцев. Дальнейшие перспективы этого проявления не ясны. Перспективной оценки не получило также расположенное на западе Урулунгуйской впадины и приуроченное к рассланцованным песчано-аргиллитовым отложениям

Соли

Таблица 5 – Состав солей в рапах озер и запасы (Куриленко и др., 2019а; Павлова и др., 2015)

[illegible]

Сода. Помимо натриевых и сульфатных солей в рапах соленых озер территории содержится большое количество соды, которая еще в прошлом веке добывалась на водоемах из сырого гуджира (солевые отложения). С 1 га добывалось за один прием в среднем 0,5 т гуджира (1 кг гуджира содержит 0,9 кг карбонатов натрия). Наибольшее содержание карбоната натрия фиксируются в рапах озер Куджерттай (80,66 г/л), Байн-Цаган, Хангэй и Булун-Цаган (10,06–78,30 г/л).

С солеными озерами территории также связаны многочисленные месторождения и проявления лечебных грязей, которые используются местным населением в бальнеологических целях. К средним относят шесть месторождений, приуроченные к котловинам оз. Холбон, оз. Холво, оз. Бабье, оз. Борзинское, оз. Большой и Малый Чиндант. Лучше всего изучены ресурсы оз. Холбон, расположенного к северо-западу от г. Борзя. Состав водной вытяжки здесь имеет следующие характеристики (в %): Cl-0,86, SO₄-0,115, HCO₃-0,103, CaO-0,361, Mg-0,038, Na-0,166, органических веществ - 0,11 (Павлова и др., 2015). Наиболее приближенными к котловинам Торейских озер являются коллоидальные черные илистые грязи на озерах Холза-Нор и Хангэй, приуроченные к их озерным котловинам (Куриленко и др., 2019а). В западной части района исследований также существуют два грязевых источника, которые активно используются населением в лечебных целях. Они расположены на юго-западе котловины озера Баин-Булак и юго-востоке котловины оз. Барьетай (Куриленко и др., 2019b).

Углекислые минеральные воды

Всего в районе исследований известно 6 источников углекислых минеральных вод, большая часть которых находятся в районе котловин Торейских озер. Все проявления приурочены к областям трещиноватости и зонам тектонических нарушений (более подробно условия распространения описаны в разделе 2.7 Гидрогеологические условия). Ближе всего к котловине оз. Зун-Торей находятся источники Зун-Торейский Восточный, Зун-Торейский Южный и Соловьевский. Скважины данных проявлений приурочены к озерным отложениям вдоль восточного берега оз. Зун-Торей в самой южной части территории пробпоотбора. В рамках настоящего исследования эти воды не пробовались, т.к. в период затяжной аридизации уровень подземных вод значительно снизился и они практически не функционировали. Литературные данные свидетельствуют о том, что в периоды большей водности их дебит составлял порядка 0,5 л/с, вода была мутная, холодная, отмечался запах сероводорода и слабое выделение пузырьков газа. Химический состав характеризовали как хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, близкий к эссентукскому типу (Куриленко и др., 2019а). В период затяжной аридизации действующим оставался Убудукский минеральный источник, расположенный в днище пади Убудук у берега оз. Барун-Торей. Дебит этого источника ниже Зун-

Тореских и оценивается в 0,1 л/с. Вода отличается кислым рН, высокой соленостью (>2 г/л), содержанием CO_2 (> 2500 мг/л) и кремнекислоты (> 30 мг/л). К северо-западу от Убудукского источника существует еще одно проявление схожих по составу углекислых минеральных вод Аршантуй, расположенного в окрестности одноименного поселения. Выход приурочен к песчаникам среднего триаса, перекрытым аллювиальными отложениями голоцена (Куриленко и др., 2019a). На берегу оз. Цаган-Нур к юго-западу от с. Урта-Харгана встречен ещё один углекислый источник (Аршан), приуроченный к зоне Даам-Булакского разлома. Согласно литературным данным (Куриленко и др., 2019b), воды здесь гидрокарбонатные кальциево-натриевые, дебит низкий, температура холодная (около 1°C).

Общая характеристика геологических условий района

Таким образом, существующие геологические условия, а именно наличие локальных покровов хорошо растворимых базальтов и андезибазальтов, локальная трещиноватость вулканогенных структур и понижение абсолютных отметок рельефа по мере приближения к Торееям формирует благоприятную обстановку для формирования подземных вод с высокой соленостью. Дополнительно разломы и трещины могут локально обеспечивать смешение озерных и подземных вод, т.е. дополнительное поступление химических элементов в подземные воды из более соленых озерных.

В районе исследований существует множество пунктов минерализации, проявлений и месторождений металлических полезных ископаемых, большинство из которых не имеют практического значения ввиду низких концентраций. Тем не менее они являются составной частью водовмещающих пород, а значит могут выступать источником ряда микроэлементов в подземной воде. Особенно это касается сульфидов, которые встречены повсеместно в обрамлении Торейской впадины. Кроме того, подземная вода в процессе взаимодействия со вмещающими отложениями не только растворяет слагающие их минералы, но и формирует. С этим связана её рудообразующая функция (Шварцев, 1998), следовательно, повышенные концентрации элемента в воде могут свидетельствовать о том, что в текущих природных условиях подземные воды являются агентом формирования рудной минерализации.

Приуроченные к котловинам многочисленных соленых озер территории отложения поваренной соли, соды и сульфата натрия служат дополнительным источником основных катионов и анионов в составе исследуемых подземных вод.

2.7 Гидрогеологические условия

Учитывая сложный характер геологического развития Забайкалья, Степанов В.М. разделил все гидрогеологические структуры Забайкалья на три основных типа – структуры горных сооружений, межгорных впадин и обводненных разломов. Согласно данной классификации, территорию пробоотбора можно отнести ко всем трем структурам: к низкорным гидрогеологическим структурам (северное обрамление Торейской впадины), локальные структуры трещино-карстовых источников обводненных разломов (углекислые водопроявления) и большая часть – это бессточная межгорная впадина торейского типа, которые обнаруживают общие черты внутри выделенных структур и также существенно различаются в структурах (Степанов, 1980).

Закрытая-бессточная межгорная структура в данном случае приурочена к бессточным котловинам Ульдза-Торейской бессточной равнины, северная граница которой заходит из Монголии на территорию юго-восточного Забайкалья. Её замкнутый характер, отсутствие подземного и поверхностного стоков, значительный дефицит увлажнения, интенсивное испарение и другие факторы определяют застойный режим подземных вод и, как следствие, затрудненные условия водообмена (Рисунок 11) (Степанов, 1980).

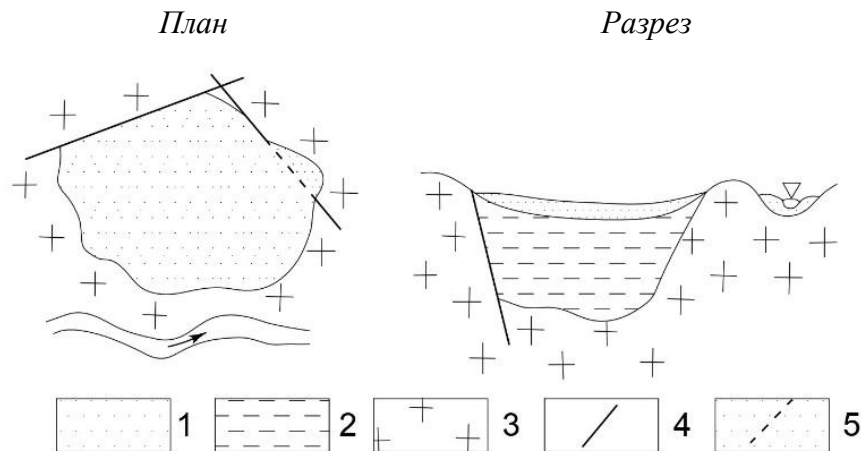


Рисунок 11 - Схема межгорной закрытой бессточной гидрогеологической структуры торейского типа (Степанов, 1980) (1 – четвертичные отложения, 2 – консолидированные отложения верхнего мезозоя, 3 – горные породы фундамента, 4 – разломы, 5 – разломы скрытые под наносами)

Низкорные гидрогеологические структуры распространены в пределах юго-восточной части Агинского массива. Абсолютные отметки водораздельных возвышенностей здесь не превышают 1000 м. Формирование химического состава вод происходит при энергично протекающих процессах окисления и в условиях, благоприятных для испарительной концентрации элементов (Степанов, 1980).

Гидрогеологические структуры обводненных разломов – это закрытые части соответствующих геологических структур, в которых в зависимости от глубины, степени раскрытости, характера связи с поверхностью, геохимических условий и т.д. формируются специфические по составу и свойствам подземные воды. В рамках района исследований в структурах приповерхностных обводненных разломах встречаются холодные (не более 4°C) негазирующие углекислые подземные воды, разгружающиеся в структуру межгорной торейской впадины. Низкая температура подземных вод обусловлена их неглубоким формированием от поверхности, определяющим влиянием многолетнемерзлых пород и низкими среднегодовыми температурами воздуха (Степанов, 1980).

Исследуемые подземные воды локализованы в пределах Торейского артезианского бассейна монгольского типа (Верхотуров, Цыганок, Карпов, 2017), относящегося к низкогорным обрамлениям с наличием нижнемеловых и кайнозойских отложений в чехле и отсутствием. В отношении структурно-геологического районирования район относится к Агинскому палеозойскому полю в южной части Восточно-Забайкальской гидрогеологической складчатой области (Чукаев, Чукаева, Хромова, 2003). В зависимости от особенностей гидродинамического режима, условий циркуляции воды, типа, состава и возраста вмещающих пород были выделены четыре локальных водоносных подразделения (Куриленко и др., 2019а) (Рисунок 12):

- водоносный комплекс рыхлых неоген-четвертичных образований с пластово-поровыми подземными водами (N-Q);
- водоносный комплекс трещинных, трещинно-пластовых и напорных вод нижнемеловых эффузивно-осадочных отложений (K_1);
- водоносная зона трещинных, порово-трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод среднепалеозойско-нижнемезозойских осадочных образований (PZ-MZ);
- водоносный комплекс трещинно-жильных зон трещиноватости мезозойских интрузивных образований (yMZ) (Куриленко и др., 2010).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ С НАНЕСЕНИЕМ ТОЧЕК ОПРОБОВАНИЯ

Точка опробования

Химический тип

- Ca-HCO₃
- Mg-HCO₃
- Na-Cl
- Na-HCO₃
- Na-SO₄
- * Na-HCO₃ углекислых вод

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

N-Q	Водоносный комплекс рыхлых неоген-четвертичных образований с пластово-поровыми подземными водами
K ₁	Водоносный комплекс трещинных, трещинно-пластовых и напорных вод терригенно-вулканогенных образований нижнего мела
PZ ₂ -MZ ₁	Водоносный комплекс трещинных и порово-трещинно-пластовых вод среднепалеозойско-нижнемезозойских осадочных образований
γMZ	Водоносный комплекс зон трещиноватости мезозойских интрузивных образований
а б	Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений: а – с установленной обводненностью, б – с предполагаемой обводненностью
① ② ③	Структуры третьего порядка. Артезианские бассейны: 1 – Судунтуйский, 2 – Дурулгуйский, 3 – Хара-Тологойский

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

	Границы распространения многолетней мерзлоты островного типа
	Наледи
	Пункт наблюдения глубины сезонного промерзания, цифры – глубина, м
а б 	Гидрологические объекты: а – болото, б – солончак
	Границы водовмещающих комплексов
	Гидролакколиты
	Карст
	Основное направление движения подземных вод

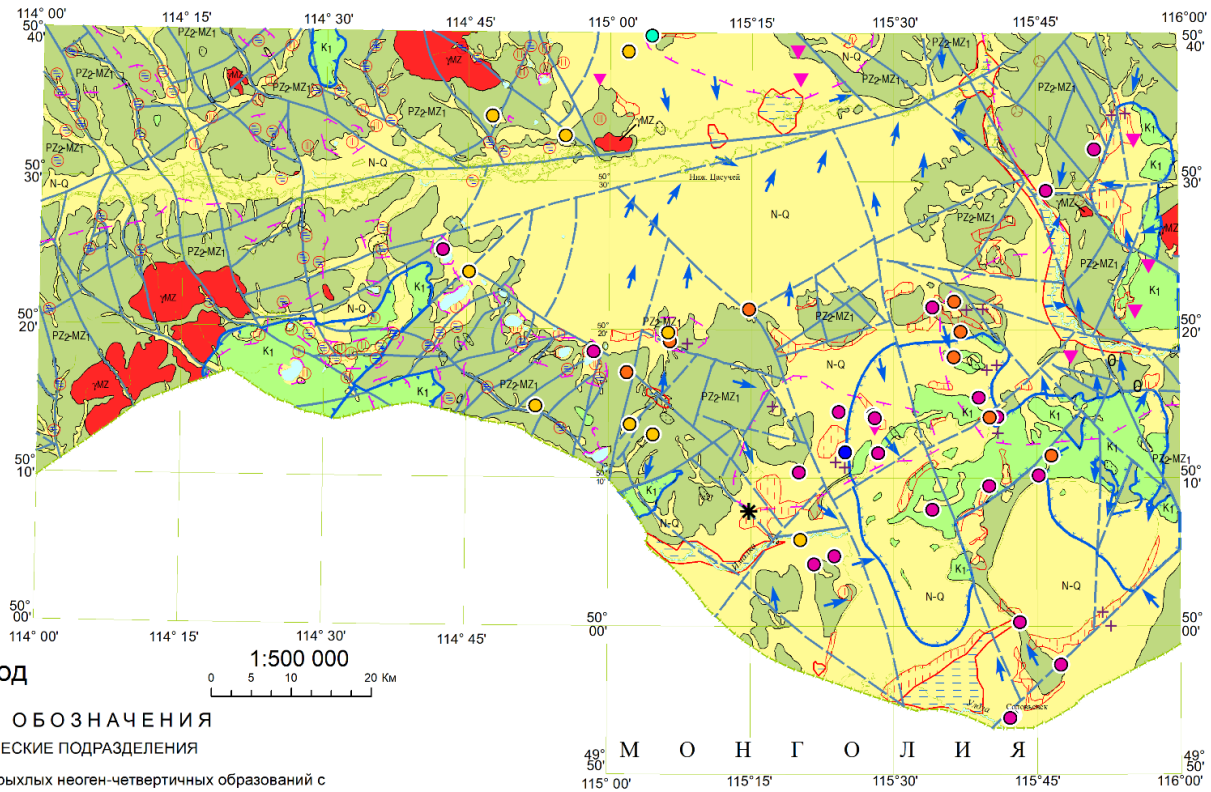


Рисунок 12 – Гидрогеологическая схема района исследований с нанесением точек опробования. Построена на основе цифровой модели Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 500 000 листов М-50-ХІІІ, ХІV и ХХ (Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Составители: А.В. Куриленко, Н.Г. Ядрищенская, Н.И. Раитина, И.Г. Баранов. Редактор Е.В. Нечепасев. Цифровую модель составили Я.Ж. Бадмаева, И.Г. Баранов, Е.Е. Приезжих (ОАО Читагеолсъемка) (Куриленко и др., 2019а)

Водоносный комплекс рыхлых неоген-четвертичных образований с пластово-поровыми подземными водами (N-Q) представлен слагающими Торейскую, Цасучейскую, Ары-Булакскую равнины, долины впадающих в Тореи рек Ималка и Ульдза, а также Онон и Борзя, а также многочисленные озерные котловины фациально неустойчивыми рыхлыми аллювиальными, пролювиальными и лимническими образованиями (Куриленко и др., 2019а). Комплекс охватывает высокие аккумулятивные равнины Торейских террас на высоте 20–65 м. По генезису отложения преимущественно озерные с редкими фациями аллювиальных осадков. Комплекс включает в себя ималкинскую и торейскую свиты неогена, а также средневерхнечетвертичные отложения представленные галечниками, песками, супесями с прослоями и линзами суглинков и глин (Иванов, 2014).

Комплекс характеризуется невысокой водообильностью: коэффициенты фильтрации варьируют в широких пределах: от 1–10 до 50–75 м/сут, редко – 75–100 м/сут (поймы р. Ималка, Онон, Борзя) (Крюкова, Складчиков, 1969). Дебиты скважин варьируют от 0,3 до 2,5–4,5 л/с при понижениях уровня до 12 м, колодцев 0,04–0,2 л/с, родников до 4,0 л/с. Коэффициент водопроницаемости (определенный по данным откачек, а также в лаборатории) составляет 86–234 м²/сут (Иванов, 2014).

Тип циркуляции вод – порово-пластовый. Комплекс является в большей степени безнапорным, редко – слабонапорным (до 2–3 м). Обводненные зоны залегают в пойме р. Онон на глубине от 3–7 до 11 м, по притокам – от 0,5–1,5 до 3–7 м; в надпойменных террасах – до 10–33 м; в озерно-аллювиальных образованиях – до 15 м (Куриленко и др., 2019а). Мощность при этом варьирует в пределах от 10 м до 30–65 м. Статические уровни устанавливаются на глубинах от 2–12 м в пределах 2-ой надпойменной террасы до 30 м на аккумулятивной равнине (Иванов, 2014). В пределах комплекса встречаются многолетнемерзлые породы, создающие напор и способствующие образованию гидролакколитов и термокарстовых озер.

Питание водоносного комплекса идет за счет атмосферных осадков по всей площади его распространения, за счет разгрузки напорных вод нижнемелового комплекса и реже за счет трещинных вод. Разгрузка осуществляется в озера путем испарения через проницаемую зону аэрации (Иванов, 2014).

В пределах комплекса разведано малое Усть-Борзинское месторождение пресных питьевых вод. Запасы подземных вод утверждены ГКЗ (№ 9547, 1984) по категориям А и В и составляют 13 тыс. м³/сут (Куриленко и др., 2019а). При этом запасы подземных вод в ближайших к Торейским озерам населенных пунктах (с. Кулусутай, п. Соловьевск, с. Красная Ималка) не утверждались по

данным на 2014 г., их водоснабжение осуществляется за счет эксплуатации одиночных водозаборных скважин и колодцев, работающих на неутвержденных запасах (Иванов, 2014).

При этом, согласно данным за предыдущие года (Субботина, Коновалова, 1980), в пределах комплекса выделяли также *водоносный комплекс голоценовых аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложений (Q_{IV})*, приуроченный непосредственно к днищу Торейских озер и их береговой линии, а также устью р. Ульдза. Генезис отложений закономерно меняется и осадки замещаются в зависимости от места их выпадения. Водовмещающие породы здесь отличаются большим разнообразием и частым фациальным замещением: щебнистые и гравийно-галечные отложения, пески разнотернистые переслаиваются с суглинками, супесями, глинами, формируя из разрозненных водоносных прослоев единый комплекс. Мощность водоносного комплекса определяется мощностью осадков и составляет 10–15 м в устьях рек до 25–30 м для озерных отложений.

Внутренний комплекс также носит безнапорный (грунтовый) характер с порово-пластовым типом циркуляции подземных вод. Глубина залегания уровня грунтовых вод 0,0–5,0 м (до 9 м в пределах первой надпойменной террасы Торейских озер). На участках распространения здесь многолетнемерзлых пород горизонт является надмерзлотным, сезоннодействующим. Небольшой (0,6–2,0 м) напор формируется на участках глинистых линз и прослоев, а также в зимнее время при перемерзании верхнего интервала отложений (Иванов, 2014).

Небольшую водообильность имеют аллювиальные отложения. Коэффициент фильтрации аллювиальных отложений широко варьирует от 0,21–7,0 м/сут до 21 м/сут, коэффициент водопроницаемости изменяется от 6 до 737 м²/сут, составляя в среднем 100–200 м²/сут. Озерные и озерно-аллювиальные осадки обычно слабо обводненные: дебиты колодцев составляют 0,01–0,2 л/с при понижениях уровня 0,3–0,5 м, коэффициент фильтрации, определенный лабораторным методом – 0,5–3,0 м/сут (Иванов, 2014)

Источником питания здесь также являются атмосферные осадки и трещинные воды коренных пород со стороны горного обрамления, реже речные и озерные воды в периоды паводков. Разгрузка идет в местную речную сеть и на питание водоносных подразделений, залегающих ниже, а также путем испарения за счет капиллярного поднятия (Иванов, 2014).

Водоносный комплекс трещинных, трещинно-пластовых и напорных вод нижнемеловых эффузивно-осадочных отложений (K_1) формирует артезианские бассейны Торейской, Ары-Булакской и Эр-обонской впадин и сложен вулканогенно-осадочными образованиями. Окружен преимущественно эффузивными породами (базальтами), внутренняя часть представлена конгломератами, песчаниками и гравелитами. В рамках исследования были отобраны образцы

метабазальтов и метагидробазальтов, химический и вещественный состав которых был использован при термодинамических расчетах.

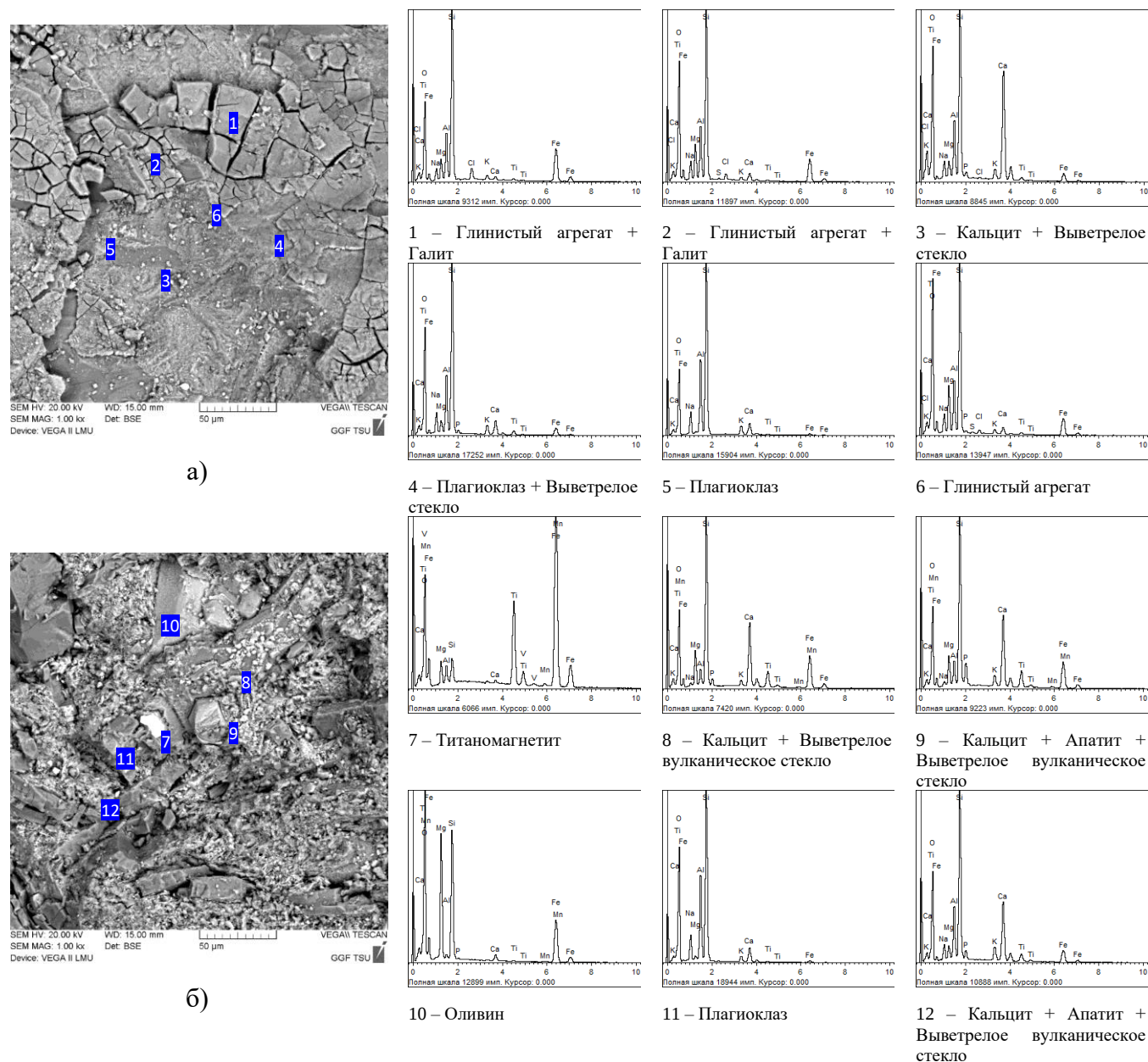


Рисунок 13 - Снимки свежего скола образца, выполненные на растровом электронном микроскопе (слева) и результаты изучения элементного состава образца, выполненные с помощью микрозонда (справа), образцов метагидробазальта (а) и метабазальта (б) (точки изучения элементного состава отмечены цифрами)

В качестве водоупоров здесь выступают невыдержанные пласты аргиллитов и алевролитов с мощностью 4–10 м, что дает возможность оценивать артезианские бассейны как сложный по структуре, единый комплекс с большой мощностью до 1000 м. Общая мощность отложений достигает 600 м, изученная часть разреза составляет до глубины 100–150 м. Предположительно,

суммарная мощность отложений может достигать 600 м, глубина изучения 100–150 м (Иванов, 2014). В целом, породы характеризуются фациальной изменчивостью

Тип циркуляции воды преимущественно трещинно-пластовый, по гидродинамическому состоянию воды напорные или в редких случаях безнапорные в краевых частях. Пьезометрический уровень в депрессиях обусловлен гипсометрическим положением и мощностью многолетнемерзлых пород и находится в пределах: для трещинных вод – от 0,8 до 31 м, для трещинно-пластовых – не более 80 м. Напоры возрастают по мере движения от бортовой части к центрам депрессий от 7–40 до 70–75 м с уровнем выше поверхности земли от 2 до 2,5 м. Глубина залегания пьезометрического уровня преимущественно 2–15 м (до 48 м), напор на кровлю от 11–19 м до 75 м. Реже наблюдаются скважины с уровнем подземных вод выше поверхности земли (до +2,5 м).

Удельные дебиты скважин изменяются от 0,03–0,1 л/с×м до 0,9 л/с×м. Дебиты редких родников находятся в пределах 18,4 л/с, коэффициент фильтрации 0,04–0,88 м/сут, водопроницаемости – от 15,7 м³/сут и выше.

Комплекс характеризуется стабильным режимом в годовом цикле. Области питания комплекса выходит за границы распространения нижнемеловых пород. Подпитка осуществляется за счет инфильтрации из смежных горизонтов и трещинно-жильных вод. Инфильтрационного питания выходит на вторую роль. Разгрузка осуществляется субаквально в озера, рыхлые четвертичные отложения и в зоны тектонических нарушений (Иванов, 2014).

Данному водоносному комплексу принадлежит малое месторождение пресных подземных вод в районе пади Ары-Булак (правый берег р. Борзя). Запасы были утверждены в ТКЗ и составили 6,2 м³/сут (Жуликов, Марков, Кондраков, 1983).

Водоносные комплексы трещинных, порово-трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод среднепалеозойско-нижнемезозойских осадочных образований (PZ-MZ) и трещинно-жильных зон трещиноватости мезозойских интрузивных образований (yMZ): разделение двух обозначенных водоносных комплексов является достаточно условным в виду того, что воды данных гидрогеологических подразделений, циркулируя в трещинных породах различного возраста и состава, формируют единую гидравлически связанную систему с общей областью питания, покрывающий весь бассейн, и схожие условия циркуляции. Эффективная трещиноватость с глубиной снижается, размер трещин сокращается, растет кольматаж. Мощность зоны для всех литолого-стратиграфических разностей пород – 50–70 м (до 100 м). По мере достижения тектонических нарушений отмечается рост степени трещиноватости: для MZ₁ гранитов мощность становится 30–50 м (и до 70 м), для PZ₂ отложений – 80–100 м (Крюкова, Скляревский, 1969). В

зонах локального распространения многолетней мерзлоты, которая может служить местным водоупором, мощности зон циркуляции и перераспределения трещинных подземных вод определяется степенью оттаивания в теплые сезоны и достигает 1–3 м.

Комплекс получил распространение в бортах Торейской впадины и на возвышенных участках. Водовмещающими породами служат трещиноватые метаморфизованные образования устьборзинской и баин-цаганской свит: песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, филлитизированные алевролиты. Реже наблюдаются известняки с прослоями андезибазальтов и трахибазальтов. Мощность водоносной зоны определяется степень. Экзогенной и региональной тектонической трещиноватости. Экзогенная эффективная трещиноватость простирается для всех петрографических разностей пород до глубин 50–70 м и реже до 100 м. Вблизи тектонических нарушений интенсивность и глубина распространения трещиноватости возрастает.

По типу циркуляции воды трещинные и трещинно-карстовые, гидродинамическое состояние – напорно-безнапорное. Глубина залегания уровня вод изменяется от 0,9–10 и до 20–50 м на водоразделах. Участки возвышенностей значительно сдrenированы. Напор отмечается на участках развития многолетнемерзлых пород, а в днищах долин может достигать от 4–10 до 40 и более метров, при этом их пьезометрический уровень устанавливается на глубине от 1 до 2,5 м. Для водораздельных зон пьезометрический уровень отмечается на глубине от 6 до 40 м, а в областях разгрузки, на склонах – от 4 до 10 м.

Водообильность водоносной зоны трещиноватости неравномерна и широко варьирует как по площади, так и в разрезе в виду разной степени трещиноватости скальных пород и мерзлого либо сдrenированного состояния наиболее трещиноватых пород на возвышенностях. Дебиты родников 0,1–0,5 л/с, реже до 2,0–3,5 л/с, скважин – 0,03–0,8 л/с, колодцев – 0,2–1,0 л/с. Коэффициент фильтрации оценивается в 0,02–1,0 м/сут, коэффициент водопроницаемости в 30–40 м²/сут и выше.

Трещинно-карстовые воды встречены локально в средне-верхнедевонских известняках на глубине от 10–12 до 36,5 м. Дебиты скважин здесь варьируют в широких пределах от 0,04 до 49 л/с. Коэффициент фильтрации – 0,05–63,26 м/сут. Верхний водоупор представлен современными глинами и суглинками (Куриленко и др., 2019а). Формирование трещинно-карстовых вод происходит в зонах разломов и тектонических нарушений, рассекающих известняки, а также в зонах контактов известняков с гранитами, эффузивами и другими породами (Степанов, 1980).

Источниками питания комплекса выступают атмосферные осадки, инфильтруясь по всей поверхности скальных пород. В теплые сезоны питание может дополняться таянием многолетней

мерзлоты. Разгрузка осуществляется в зоны тектонических нарушений, четвертичные отложения и в артезианский бассейн Торейской впадины (Иванов, 2014).

В пределах комплекса на правом берегу р. Борзя разведано Быркинское малое месторождение трещинно-карстовых напорных вод отложений среднего и позднего девона. Запасы были отвержены по категории В и составляют 3,2 м³/сут (Крюкова, Складчиков, 1969).

Гидрогеологические параметры скважины, пробуренной на перешейке между озерами Зун- и Барун Торей, в центральной части района исследований.

Репрезентативным примером исследуемых водопроявлений вышеописанного комплекса зоны трещиноватости эффузивно-осадочных метаморфизованных образований палеозоя и мезозоя девонских отложений усть-борзинской свиты (D₂-sub) является пробуренная по проекту ГУП «Забайкалгеомониторинг» в 2012 году скважина с целью поиска подземных вод для водоснабжения научного стационара на кордоне «Уточа» Даурского заповедника (Иванов, 2014). В рамках настоящего исследования водам соответствуют точки опробования 1G (и 68G) (Рисунок 14).

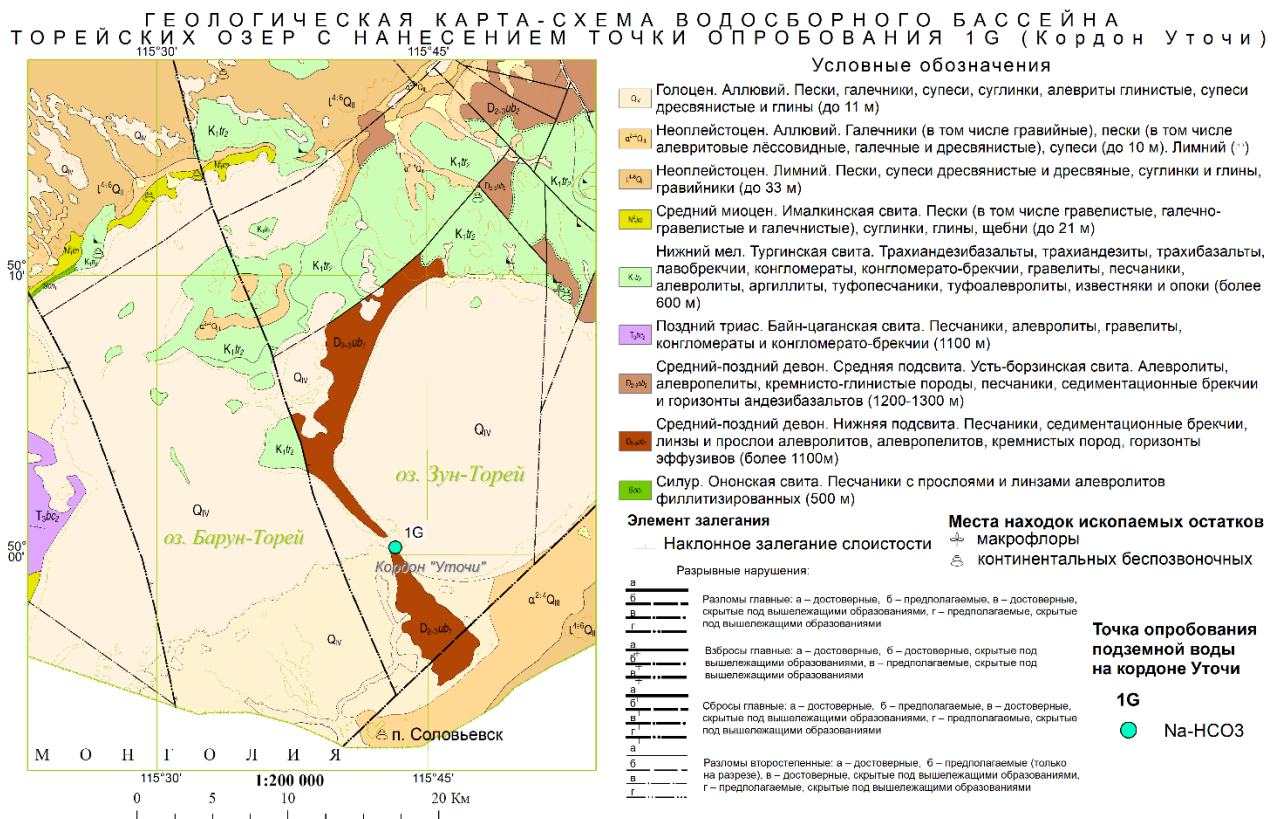


Рисунок 14 - Геологическая карта-схема района исследований с нанесением точки опробования 1G.

Построена на основе цифровой модели геологической карты ВСЕГЕИ (Куриленко и др., 2019а)

Согласно отчету ООО «Гидрогеолог» от 2014 г., коренные породы представлены песчаниками и конгломератами изверженных пород: отложения метаморфизованные, кремнистые, до глубины 35 м интенсивно выветрелые. Водоносная зона начинается на интервале трещиноватых

водоносных пород на глубине 35 м и продолжается до 65 м, далее идут слаботрещиноватые и слабоводоносные породы. Трещиноватость по генезису – экзогенная и региональная тектоническая. Авторы также отмечают, что, перекрывающие девонские, четвертичные отложения мощностью 10 м были практически безводными на момент бурения и представлены озерно-аллювиальными отложениями с прослойками суглинков и глин (Иванов, 2014).

Тип циркуляции – трещинный, гидродинамический режим напорный. Напор создается здесь за счет наличия многолетнемерзлых пород до глубины 10 м, а также интенсивно выветрелых (очевидно до состояния суглинка с обломочным материалом) пород до глубины 35 м. Величина напора – 29,48 м.

По данным пробных откачек условный радиус влияния составил 97 м при откачке в 2012 г., и 77 м при откачке в 2014 г. В этой связи авторами при таком водоотборе фактическая гидродинамическая схема была представлена как безграничный пласт, когда влияние откачки из скважины не достигает контуров питания пласта (уреза поверхностных вод). Модель безграничного пласта дала в дальнейшем дополнительную надежность при расчете запасов подземных вод в виду неучета предполагаемого дополнительного источника питания.

Рассчитанные авторами (Иванов, 2014) запасы подземных вод в количестве 9,0 м³/сут (расчётное водопотребление для участка в 5 м³/сут), при фактическом дебите при пробной откачке (2014 г.) 52,7 м³/сут и понижении 18,34 м говорит о высокой обеспеченности и дополнительном источнике питания горизонта. Расчетный радиус – 430 м не достигает каких-либо других водозаборных скважин или водозаборов. Отсюда запасы подземных вод рассматриваемого одиночного водозабора рекомендовано считать обеспеченными прогнозными ресурсами. Для расчетов были использованы данные пробных откачек приведенные в таблице 6, при этом использовались их усредненные значения $K_{cp} = (0,18+0,42)/2=0,3$ м/сут, $K_m = 0,8$ м²/сут, $m = 30$ м, напор (H) = 29,48 м.

Таблица 6 - Результаты пробных откачек (Иванов, 2014)

Дата проведения откачки	H _{ст.} м	Q л/сек/м ³ /сут	H _{д.} м	S м	q л/сек*м	K м/сут	K _м м ² /сут	R м
2012 г.	9,4	1,17/101,1	24,4	15,0	0,078	0,42	-	97
2014 г.	5,52	0,61/52,7	23,86	18,34	0,033	0,18	0,8	77

Примечание: H_{ст} – статический уровень, H_д – динамический уровень, Q – дебит, S – положение уровня, q – удельный дебит, K – коэффициент фильтрации, K_м – коэффициент водопроводимости, R – условный радиус влияния.

Водоносная зона трещиноватости эффузивно-осадочных образований палеозоя и мезозоя относится к разряду недостаточно защищенных от загрязнения, т.к. может иметь гидравлическую связь с поверхностными водоемами. С другой стороны, экологическая обстановка территории остаточна благоприятная: потенциальные источники загрязнения отсутствуют – нет промышленных предприятий, сельскохозяйственные угодья используются, главным образом, для выпаса скота. В соответствии с Классификацией запасов и прогнозных ресурсов питьевых, технических и минеральных подземных вод (Приказ Минприроды России от 30.07.2007 N 195), по степени геолого-гидрогеологической изученности воды можно отнести к категории C_2 , а по сложности геологического строения и гидрогеологических условий научного стационара – ко 2-ой группе.

Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений Формируются в трещиноватых структурах глубокого залегания (200–300 м, до 500–600 м), подновляемыми неотектоническими движениями, приурочены к линейно вытянутым разломам, секущим породы различного генезиса и возраста, коэффициенты фильтрации вдоль разломов изменяются от 2,2 до 28–30 м/сут, водопроницаемости до 777 м²/сут и выше. За счет обильной трещиноватости пород как по интенсивности, так и по глубине водообильность данных зон обычно высокая. По зонам происходит циркуляция и разгрузка подземных вод всех встреченных комплексов. Воды напорные, что выражается в восходящем типе родников. Существующая современная гидросеть как правило приурочена к этим же областям.

Дебиты родников, которые функционируют весь год, составляют от 1–2 л/с до 15–20 л/с, при этом в зимнее время могут увеличиваться в зимний период за счет концентрирования выходов в одной точке (например, Куцунцук, Нарым-Булак, Аршантуй). На месте выходов подземных вод могут формироваться наледи размером 0,5–0,8 на 0,2–0,3 км².

К комплексу относятся источники минеральных вод, разведанные на юге исследуемой области. У них относятся описанный выше Аршантуй, опробованный нами Убудукский источник, Зун-Торейский южный и восточный, приуроченные к провальным воронкам гидролакколлитов в четвертичных отложениях с дебитами, оцениваемыми в доли л/с, каптированный скважиной Соловьевский на глубине 48 м в меловых отложениях со статическим уровнем в 14 м и дебитом – 0,12–0,7 л/с. В период аридизации климата все Зун-Торейские и Соловьевский источники практически не функционируют из-за снижения уровня подземных вод.

Питание трещинно-жильных вод осуществляется преимущественно за счет подтока вод со всех смежных водоносных подразделений, за счет вод в межпластовых срывах и аллювиальных вод

на участках речных долин, где разломы выходят под аллювий. Разгрузка идет в артезианский бассейн Торейской впадины, родниковым стоком и транзитом (Иванов, 2014).

Общая характеристика гидрогеологических условий района

В масштабе всего района исследований области питания и разгрузки подземных вод для всех водоносных комплексов практически совпадают: подпитка осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков, в теплые сезоны добавляется доля воды в результате таяния многолетней мерзлоты. В холодный осенне-зимний период большую роль начинают вкладывать глубокоциркулирующие трещинные воды. Разгрузка представляет собой переливы в тектонические зоны локальной трещиноватости и артезианские бассейны. Движение подземных вод, обозначенное синими стрелками (Рисунок 12) на схеме направлено от водоразделов к долинам и предопределяется геоморфологической позицией вмещающего комплекса.

Гидродинамический режим исследуемых вод зависит от особенностей местного климата и характеризуется крайней изменчивостью. Минимальные уровни вод в скважинах отмечаются в феврале, с апреля начинается новое пополнение. Источники грунтово-трещинных вод в осенне-зимний период сокращаются из-за отсутствия питания: с октября могут переставать функционировать или циркулируют вниз по склонам долин, образуя небольшие наледи.

Практическое использование для целей водоснабжения местных населённых пунктов вышеописанных водоносных комплексов территории исследования за исключением трещинно-карстовых или трещинно-жильных вод зоны тектонических нарушений невелико в виду малой водообильности. Они могут быть использованы для обеспечения водными ресурсами только мелких потребителей (например, повсеместно встречающихся небольших стоянок или животноводческих ферм, а также поселков с населением до 500-600 человек). Трещинно-карстовые и трещинно-жильные же воды в зонах тектонических нарушений могут использоваться местными жителями для хозяйственно-питьевого водоснабжения различных хозяйственных объектов и ирригации благодаря значительным динамическим запасам, устойчивому режиму и качественным показателям (Куриленко и др., 2019а).

ГЛАВА 3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1 Полевые работы

В основу работы положены данные о химическом и изотопном составе 59 точек опробования подземных вод верхней динамической зоны – родники, колодцы и скважины глубиной до 70 м. Для изучения источников питания подземных вод и особенностей миграции химических элементов было дополнительно отобрано 6 проб атмосферных осадков. Для выявления возможной взаимосвязи с поверхностными водами территории также опробовали реки (9 точек) и озера разного состава (10 точек). Одновременно отбирали образцы вмещающих горных пород (25 шт.). Опробование проводилось совместно с учеными из ИПРЭК СО РАН (г. Чита) в летние полевые сезоны 2017, 2018, 2019 и 2021 гг. в районе Торейских озер на юго-востоке Забайкальского края (карта-схема точек опробования представлена на рисунке 2). Для построения карт распределения минерализации подземной воды и химических типов дополнительно использовались результаты опробования территории с 2009 по 2015 гг. коллективом ИПРЭК СО РАН, опубликованные в совместной работе (Borzenko, Drebot, Fedorov, 2020).

Пробы воды для определения макрокомпонентного состава отбирались в пластиковые бутылки 1,5 л, для микрокомпонентного – в пробирки объемом 50 мл, предварительно трижды промытые исследуемой водой. Процесс пробоподготовки и отбора был выполнен согласно ГОСТ 31861-2012 (ГОСТ 31861-2012 Вода. Общие требования к отбору проб...). Для того, чтобы отобрать атмосферные осадки предварительно подготавливалось углубление в земле объемом около 2 л, которое затем накрывалось чистой полиэтиленовой пленкой. После того, как осадки выпали, их отбирали в пластиковые бутылки объемом 1,5 л и пробирки объемом 50 мл.

Изотопный состав растворенных кислорода и водорода воды ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) определялся из водных проб, предварительно отобранных в стерильные пробирки объемом 50 мл. Для измерения изотопного состава кислорода и углерода карбонатов ($\delta^{18}\text{O}(\text{HCO}_3^-)$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$) и серы сульфатов ($\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4^{2-})$) в полевых условиях высаживался из пробы воды объемом 1,5 литра осадок на фильтры: сначала для карбонатов после добавления CaCl_2 и NH_4OH , и затем для серы сульфатов – после добавления в этот же раствор HCl и BaCl_2 .

3.2 Лабораторные исследования

Все отобранные образцы передавались в аттестованные или аккредитованные лаборатории, их перечень, методы и оборудование, на котором выполнялись определения приведены в таблице 7.

Таблица 7 - Методы определения химического и изотопного состава вод и пород, место определения и количество образцов

Объект	Параметр	Метод	Прибор	Где определяли	Кол-во определений
Вода	Полевые исследования				
	T°C, pH, Eh, электропроводность	с использованием универсального мультиметра AMTAST AMT03 (США)		<i>in situ</i> (в полевых условиях)	84
	Аналитические исследования				
	HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , CO ₂	титриметрический	анализатор жидкости «Эксперт-001-3-0.1» (Россия)	Лаборатория геоэкологии и гидрогеохимии ИПРЭК СО РАН (г. Чита)	84
	F ⁻	потенциометрический			
	Cl ⁻	титриметрический			
	Ca ²⁺ , Mg ²⁺	атомно-абсорбционная спектрометрия с пламенной атомизацией	атомно-абсорбционный спектрометр SOLAAR M6 (США)		
	SO ₄ ²⁻	турбидиметрический	однолучевой спектрофотометр SPEKOL 1300 (Германия)		
	Si, Р _{общ}	фотометрический			
	Li, Be, B, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Tl, Pb, Bi, Th, U	ИСП-МС	масс-спектрометры с индуктивно-связанной плазмой NexION 300D (PerkinElmer, США) и ELEMENT 2 Finnigan MAT (Германия)	Проблемная научно-исследовательская лаборатория гидрогеохимии ТПУ (г. Томск) и Аналитический центр ИГХ СО РАН (г. Иркутск)	80
	Se, Ru, Rh, Pd, In, Te, I, Os, Ir, Pt, Au, Hg				35
Изотопы	δ ¹⁸ O, δD	измеряли на высокотемпературном пиролизаторе TC/EA, соединенном с изотопным масс-спектрометром MAT 253 (Thermo Fisher Scientific, Германия) и на анализаторе Picarro CRDS (модель L1102-i, США)		Аналитический центр ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и лаборатория Isotope Tracer Technologies Inc (Онтарио, Канада)	49
	δ ¹⁸ O(HCO ₃ ⁻), δ ¹³ C(HCO ₃ ⁻)	измеряли на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Fisher Scientific, Германия)		Аналитический центр ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток)	41

Объект	Параметр	Метод	Прибор	Где определяли	Кол-во определений
	$\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4^{2-})$	измеряли на элементном анализаторе Flash EA-1112 и на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific, Германия)			2
	^3H	жидкостно-сцинтилляционная спектрометрия	низкофоновый жидкосцинтилляционный счетчик QUANTULUS 1220 (США)	Лаборатория ядерной океанологии ТОИ ДВО РАН (г. Владивосток)	8
Породы	Минералогический состав	петрографический	поляризационный микроскоп Leica DM750 (Германия)	Аналитический центр геохимии природных систем ТГУ (г. Томск)	25
		растровая электронная микроскопия	сканирующий электронный микроскоп «VEGA II LMU» совмещенный с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром модели INCA Energy 350 (Великобритания)		
		рентгеноструктурный	дифрактометр X'PERT PRO фирмы PANalytical (Нидерланды)		
	Геохимические исследования	рентгенофлуоресцентный	энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр OXFORD ED2000 (Великобритания)		
	Li, Be, B, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Th, U	ИСП-МС	квадрупольный ICP MS – спектрометр серии AGILENT 7500 (США)		

Результаты измерений изотопов представлены в общепринятом виде через δ и выражены в промилле (‰) относительно мировых стандартов:

$$\delta = \frac{R_{\text{образец}}}{R_{\text{стандарт}}} - 1, (1)$$

где $R_{\text{образец}}$ и $R_{\text{стандарт}}$ это отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ в образце и стандарте, соответственно.

Воспроизводимость определений кислорода и водорода воды ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) составила в среднем $\pm 0,1\text{‰}$ и $\pm 0,9\text{‰}$ соответственно. Аналитическая точность анализа δD на приборе Picarro CRDS составляет $\pm 0,6 \text{‰}$. Погрешность определения величин $\delta^{18}\text{O}(\text{HCO}_3^-)$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ составляла $\pm 0,1\text{‰}$. Воспроизводимость результатов $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0,2\text{‰}$. Результаты анализов $\delta^{18}\text{O}$ и δD приведены относительно международного стандарта VSMOW, для $\delta^{18}\text{O}(\text{HCO}_3^-)$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ – относительно VSMOW и VPDB и для $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4^{2-})$ – относительно VCDT.

3.3 Камеральная обработка результатов

Название химического типа вод давалось по Щукареву, т.е. по убыванию содержаний основных катионов и анионов с концентрациями выше 25 мг-экв% в растворе. При этом на первое место в названии ставятся анионы в убывающем порядке, затем катионы в таком же порядке.

Статистическая обработка данных по составу вод, формам миграции растворенных элементов, термодинамическим активностям, параметрам насыщенности осуществлялась в программном пакете Statistica. При помощи показателей асимметрии и эксцесса для каждого химического элемента (или соединения) определялось соответствие эмпирическому распределению – нормальному или логнормальному. Если поведение элемента соответствовало нормальному закону распределения, то в качестве среднего содержания принималось среднее арифметическое, а если логнормальному – среднее геометрическое. Такая обработка была выполнена как внутри различных объектов природных вод, так и внутри различных типов вод по составу и пространственному положению. Для упорядочивания большого массива данных химических элементов (или соединений) в сравнительно однородные группы использовался кластерный анализ. Выявленные микроассоциации химических элементов позволили сделать выводы о закономерностях их аккумуляции в исследуемой воде.

При построении графиков использовались возможности программ MS Excel. Для создания векторной изображений использовалось приложение Adobe Illustrator. Геообработка и картографический материал подготовлены в программном комплексе ArcGIS. Площадь

водосборного бассейна Торейских озер была получена путем суммирования водосборных областей основных питающих их рек – Ульдзы и Ималки, а также самой озерной котловины. Контуров этих областей определялись с помощью комплекса инструментов группы Гидрология, где в качестве входных данных используется цифровая модель рельефа исследуемой территории. Карты распределения общей минерализации, химических и геохимических типов подземных вод построены с помощью интерполяции поверхности на основании соответствующих значений (концентрация, тип воды) в каждой точке опробования с использованием метода обратно взвешенных расстояний (ОВР). При оформлении гидрогеологической и эколого-геологической схем были использованы и доработаны готовые цифровые модели района исследования с сайта ВСЕГЕИ от 2019 года листов М-50-ХІІІ, ХІV, ХХ Даурской серии (Куриленко и др., 2019а; Куриленко и др., 2019b).

3.4 Оценка равновесия вод с вмещающими породами: методы, подходы, исходные данные

Для оценки подвижности химических элементов в системе исходная порода – вода – вторичные отложения были рассчитаны коэффициенты водной миграции K_x (По А.И. Перельману) и геохимической подвижности K_n (по С.Л. Шварцеву).

Коэффициенты водной миграции K_x (По А.И. Перельману) рассчитывались по формуле:

$$K_x = (m_x * 100) / (a * n_x) \quad (2),$$

где a – сумма минеральных веществ, растворенных в воде, г/л; m_x – содержание того же элемента x в воде, г/л; n_x – содержание того же элемента породах, %.

и геохимической подвижности K_n (по С.Л. Шварцеву) по формуле:

$$K_n = (m_x * 100) / (a * n_n) \quad (3),$$

где m_x и a – то же, что и в уравнении (1); n_n – содержание (%) исследуемого элемента в продуктах химического выветривания (в данном случае в глинах).

В качестве исходных пород был использован состав наиболее широко распространённых пород территории – базальтов, которые изначально образовали нашу планету и с которыми равновесие подземных вод невозможно (Шварцев, 2016). Поэтому в расчеты по формуле (2) были включены данные по составу метабазальтов и оливиновых метадолеритов, отобранных в районе исследований. В формулу (3) включались данные по составу глинистых отложений (преимущественно гидрослюдистого состава), отобранные на берегу озера и у выходов родников.

Для расчетов использовали результаты ICP-MS и рентгенофлюоресцентного анализа (для Si, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Mn, Al. По Cl и S использованы литературные данные (Григорьев, 2009) по среднему составу базитов, а также средние значения для каждого типа вод и пород. Всего в круг исследований вошли следующие химические элементы: Ca, Mg, Na, K, Fe, Mn, Si, Al, P, Cl, S, Li, Be, B, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Th, U.

Решение поставленных задач будет проходить в рамках концепции о геологической эволюции системы вода-порода, сформулированной С.Л. Шварцевым (Шварцев и др., 2007), согласно которой, состав подземной воды определяется разностью между количеством элементов, поступающих в раствор путём растворения горных пород, и количеством элементов, связываемых образующимися вторичными минералами. Для оценки степени равновесности вод относительно минералов вмещающих пород рассчитывался индекс насыщения (SI), представляющий собой отношение квотанта реакции к её константе:

$$SI = \log \frac{Q}{K} \quad (4)$$

Отрицательное значение индекса свидетельствует о ненасыщенности вод к минералу, т.е. этот минерал продолжает растворяться водой. Положительный SI указывает на возможность насыщения вод относительно минерала, т.е. о возможности его образования в этих условиях. Расчеты индекса, а также активностей и форм миграций элементов и соединений были выполнены в приложениях для физико-химического моделирования HydroGeo (Россия (Букаты, 2002)), и Geochemist's Workbench (США, (Bethke, 2007)), базирующихся на методе констант равновесий. В программы вводились данные о химическом составе воды, включая концентрации основных ионов (HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), некоторых микрокомпонентов (B, Li, Al, As, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Br, Cd, Rb, Sr, Sn, Cs, Ba, Pb, Th, U), соединения NO_3^- , PO_4^{3-} , SiO_2 , показатели среды (температуры, pH и Eh раствора), а также набор минералов, относительно которых планируется определить степень насыщения раствора. Физико-химические расчёты выполнялись для условий нормального атмосферного давления при 5°C и 25°C. Полученные результаты для удобства визуализировались в виде диаграмм полей устойчивости минералов с нанесением на них фигуративных точек по составу вод. Далее результаты моделирования сопоставлялись с натурными наблюдениями, т.е. имеющимися данными по составу вмещающих пород.

4.1 Макрокомпонентный состав вод

Таблица 8 - Химический состав вод: интервалы значений (в числителе) и среднее (в знаменателе)

Компонент	Ед. изм.	Атмосферные осадки	Реки	Подземные воды верхней динамической зоны	Озера	Среднее в зоне гипергенеза**
pH	-	<u>6,00*-6,80**</u> 6,33***	<u>7,30-8,20</u> 7,78	<u>6,70-8,78</u> 7,92	<u>8,95-9,99</u> 9,42	7,60
Eh	мВ	<u>145-250</u> 210	<u>100-208</u> 178	<u>(-130)-217</u> 75,3	<u>(-69,0)-94,0</u> 39,9	—
*М	г/л	<u>0,01-0,12</u> 0,05	<u>0,09-0,83</u> 0,47	<u>0,16-3,19</u> 0,71	<u>1,08-131</u> 6,88	1,59
CO ₂	мг/л	<u><0,4-11,6</u> 8,06	<u>0,15-13,8</u> 6,44	<u><0,4-54,5</u> 1,80	<0,4	15,3
CO ₃ ²⁻		<0,3	<u><0,3-2,40</u> 0,90	<u><0,3-36,0</u> 8,25	<u>6,00-10560</u> 2315	—
HCO ₃ ⁻		<u>3,66-22,2</u> 12,3	<u>50,3-456</u> 284	<u>71,0-824</u> 411	<u>522-7320</u> 2446	404
SO ₄ ²⁻		<u>0,95-8,94</u> 5,07	<u>4,71-137</u> 53,3	<u>5,03-1126</u> 55,7	<u>65,7-17916</u> 3395	472
Cl ⁻		<u>0,87-6,13</u> 3,76	<u>1,78-37,9</u> 9,79	<u>2,55-526</u> 27,7	<u>131-45650</u> 1328	225
F ⁻		<u>0,00-0,04</u> 0,01	<u>0,17-1,35</u> 0,76	<u>0,43-6,44</u> 1,42	<u>3,30-414</u> 79,8	1,22
Ca ²⁺		<u>0,38-2,11</u> 1,26	<u>11,3-92,1</u> 53,3	<u>4,55-119</u> 51,1	<u>1,59-84,2</u> 7,25	126
Mg ²⁺		<u>0,03-1,50</u> 0,68	<u>2,20-45,9</u> 22,9	<u>4,49-219</u> 31,6	<u>2,67-85,3</u> 21,9	79,4
Na ⁺		<u>1,49-85,0</u> 21,7	<u>4,84-58,6</u> 30,9	<u>6,89-583</u> 71,5	<u>260-48729</u> 2064	203
K ⁺		<u>0,29-3,14</u> 1,26	<u>0,70-23,2</u> 4,75	<u>0,22-73,8</u> 2,76	<u>3,32-390</u> 100	11,1
Si		<u>0,44-1,19</u> 0,74	<u>0,25-21,4</u> 6,92	<u>0,93-16,6</u> 7,62	<u>1,07-130</u> 29,9	9,02

Примечания: М* – минерализация; **Среднее для подземных вод степей умеренного пояса провинции континентального засоления (Шварцев.1978); «-» – данные отсутствуют.

Фтор отнесен к числу макрокомпонентов ввиду его высоких содержаний в составе исследуемых вод (более 1 мг/л).

Подземные воды зоны верхней динамической зоны

С просачиванием вод через горные породы начинается литогенный этап формирования. Подземные воды, в основном, являются гидрокарбонатными с пёстрым катионным составом (Рисунок 15). В пределах территории встречаются $\text{HCO}_3\text{-Mg-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ химические типы воды (по Щукареву). Исключение составляют две скважины: Cl-Na воды точки опробования 58G на водосборе памятника природы – хлоридного оз. Горбунка и 9G $\text{SO}_4\text{-Na}$ вод на правом берегу оз. Барун-Торей. По преобладающему аниону и катиону можно выделить три основных химических типа: 1) гидрокарбонатные кальциевые воды ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$), на долю которых приходится не более 20% от всех, 2) гидрокарбонатные магниевые воды ($\text{HCO}_3\text{-Mg}$), число которых не превышает 16% и самые распространённые – гидрокарбонатные натриевые ($\text{HCO}_3\text{-Na}$).

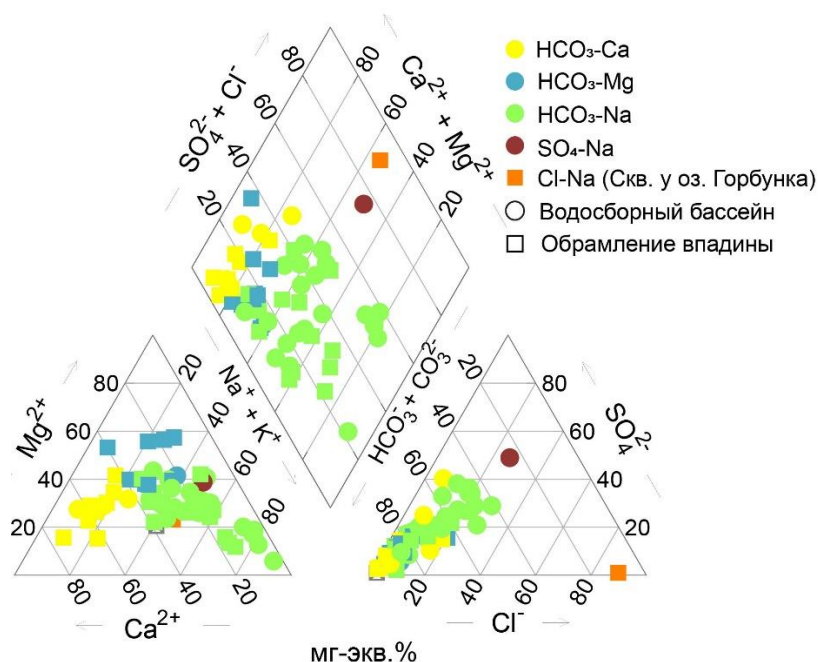


Рисунок 15 - Диаграмма Пайпера с нанесением фигуративных точек по составу подземных вод территории

Солёность подземной воды варьирует в широких пределах от 0,2 г/л в точке 60G (соответствует $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ химическому типу) 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 озер (область внутреннего стока) (Рисунок 16). Наиболее минерализованные воды (более 1 г/л) отобраны близ береговой линии озер.

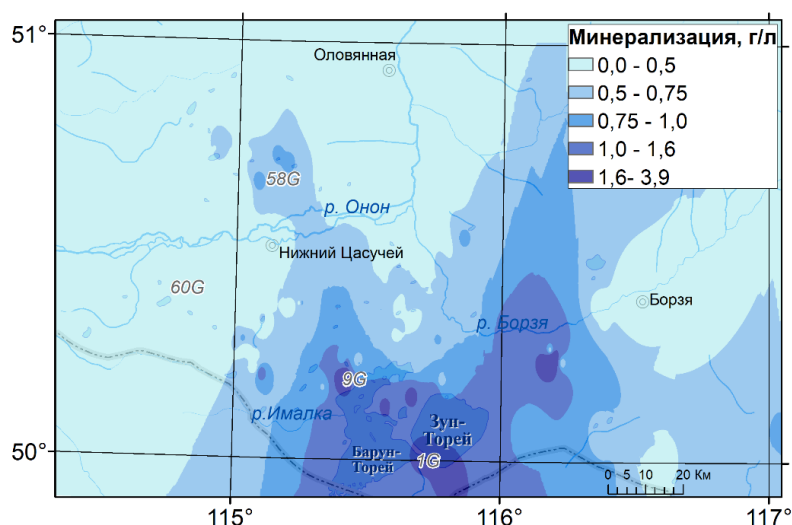


Рисунок 16 - Распределение величины общей минерализации подземных вод

В соответствии с минерализацией 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 слабосоленых $\text{HCO}_3\text{-Na}$ вод (Рисунок 17).

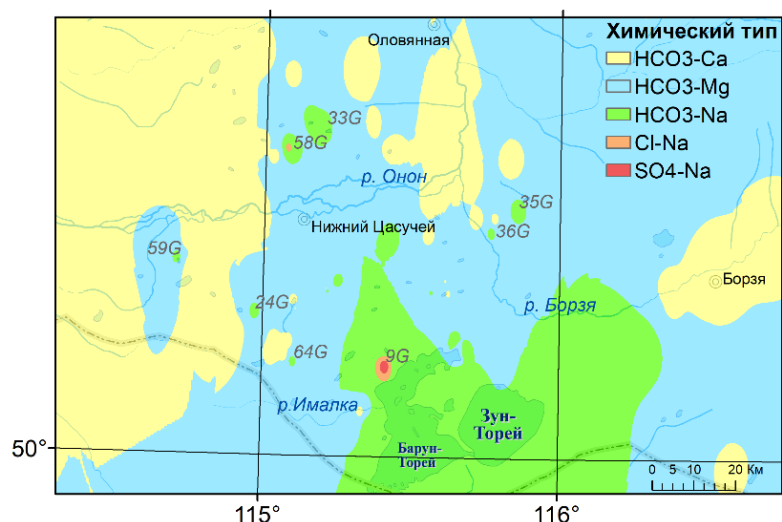


Рисунок 17 - Распределение химических типов подземных вод

Единично встречаются сульфатные (вышеописанная скважина 9G на северном берегу оз. Барун-Торей) и хлоридные подземные воды (скважина 58G у хлоридного оз. Горбунка).

На рисунке 18 представлены зависимости концентраций основных ионов от величины минерализации и pH подземных вод. На графиках (а, б) видно, что ведущим анионом до солености 1,5 г/л является гидрокарбонат-ион, а далее в сопоставимых концентрациях появляются хлор и сульфат ионы. Ведущим катионом при солености до 0,4 г/л является кальций, а после – натрий. Относительно величины pH прослеживается следующая закономерность (в, г): при значениях более

7,4 кальций сменяется натрием, смена гидрокарбонат-иона на сульфат- и хлор-ионы происходит, по-видимому, при значениях более 8,5.

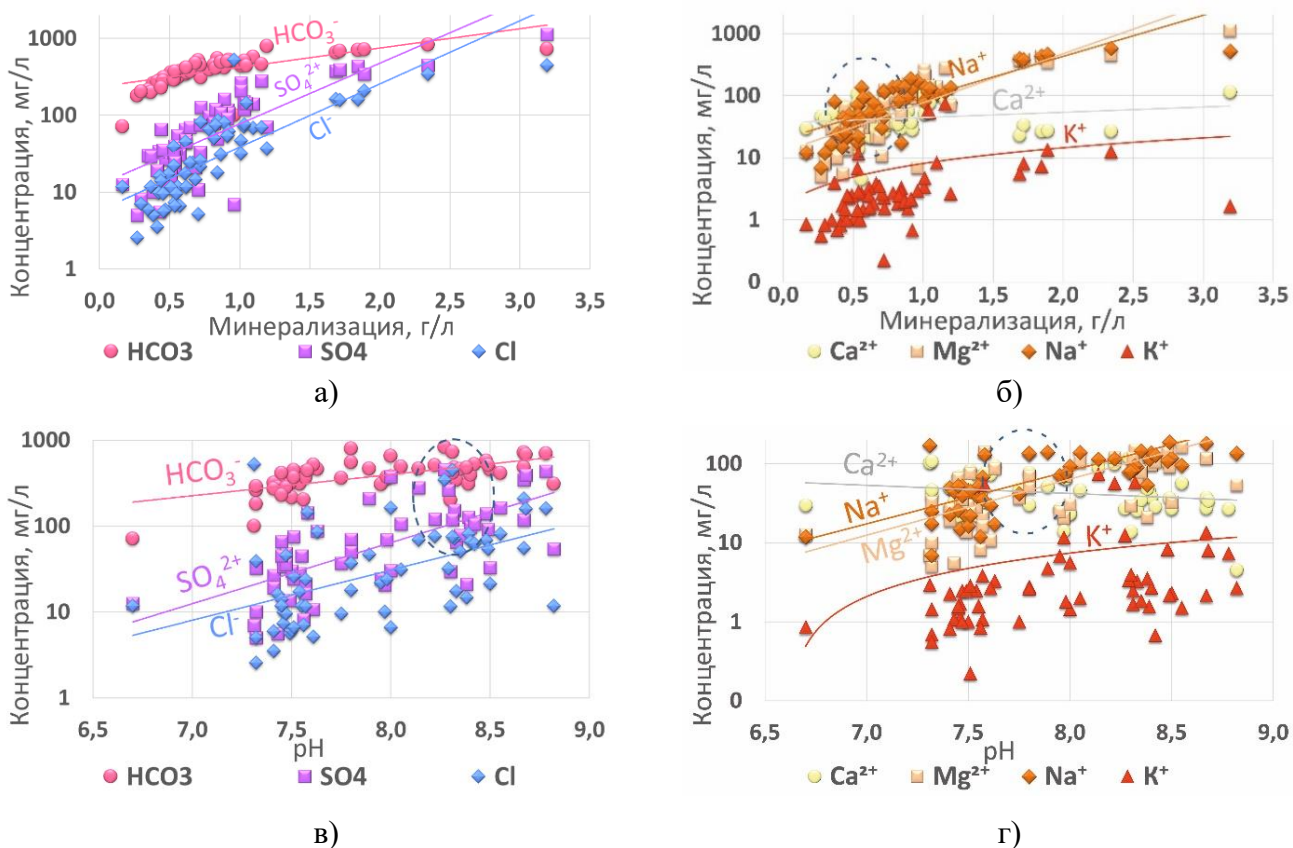


Рисунок 18 - Зависимость концентрации анионов (а,в) и катионов (б,г) от величины минерализации (а,б) и pH (в,г) подземных вод

По условиям пространственного залегания подземных вод можно выделить две группы: *воды водосборного бассейна Торейских озер* (на рис. 20 точки опробования отмечены зеленым цветом) и *воды за его пределами, в обрамлении Торейской впадины* (на рис. 20 точки обозначены желтым цветом), т.е. расположенные дальше относительно озер и на более высоких отметках рельефа. Каждая группа вод характеризуется определенным составом (Рисунок 19), ниже рассмотрим подробнее.

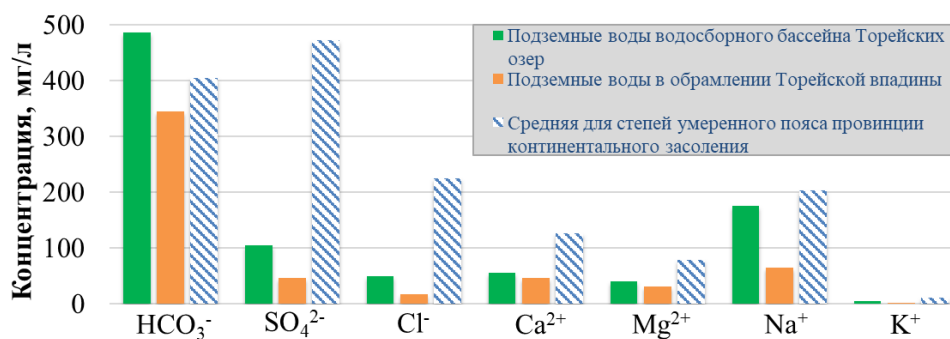


Рисунок 19 - Средние содержания основных ионов подземных вод

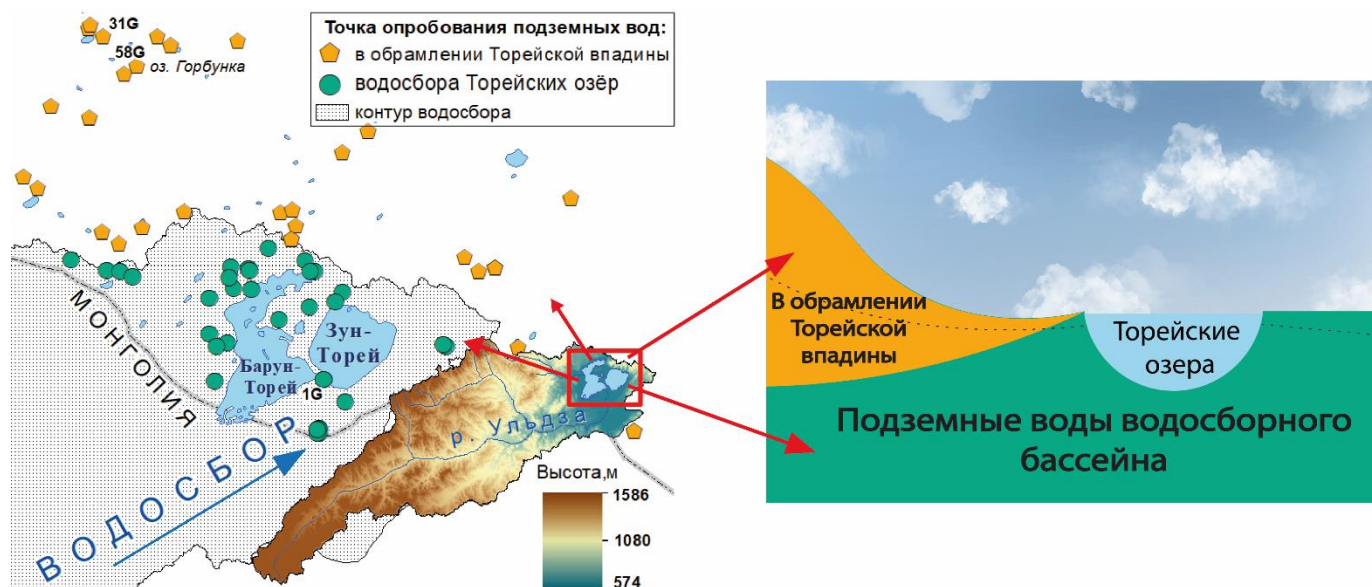
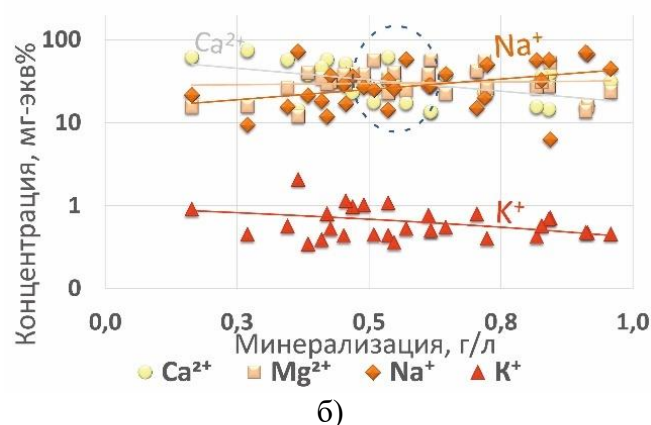
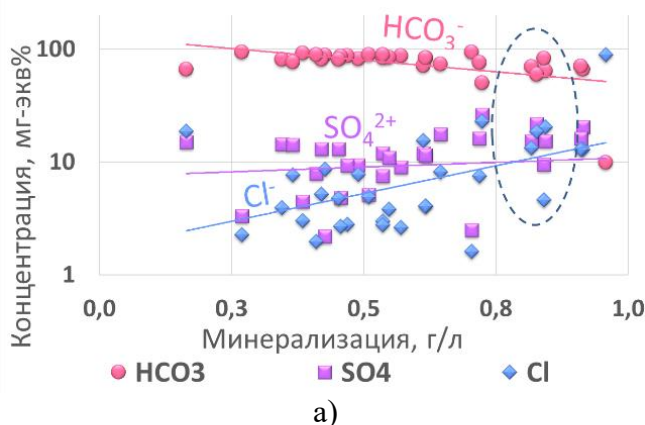


Рисунок 20 - Схема отбора проб подземных вод в зависимости от принадлежности к водосбору

Подземные воды обрамления Торейской впадины пресные и слабоминерализованные (0,16 – 0,96 г/л), нейтральные и слабощелочные (рН 6,7 – 8,67), гидрокарбонатные (Таблица 9). Исключение здесь составляет один хлоридный источник 58G, отобранный возле хлоридного оз. Горбунка (Рисунок 20), где хлор-ион с концентрацией 526 мг/л входит в формулу ионно-солевого состава (>25 мг-экв.%) первым (Рисунок 21). Катионный состав вод разнообразен (Рисунок 21), что и обеспечивает разнообразные химические типы вод $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Mg-Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, реже – $\text{HCO}_3\text{-Na}$.

При этом, как видно на графиках (Рисунок 21б,г), преобладание определенного катиона контролируется соленьостью и рН воды: кальций превалирует при минерализации до 0,6 г/л и рН до 7,4, магний при соленьости от 0,5 до 0,8 г/л и рН 7,4–7,8, натрий, соответственно, при более высоких значениях рН и соленьости.



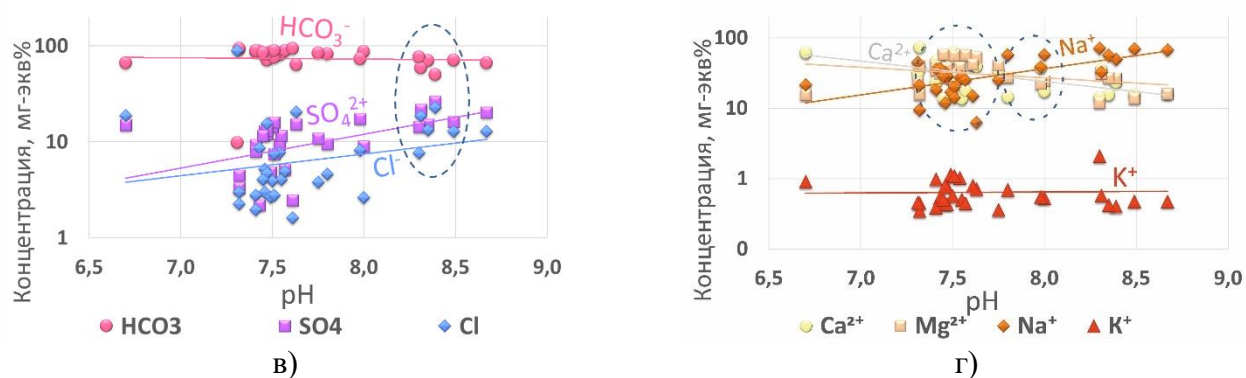


Рисунок 21 - Зависимость концентрации (мг-экв%) основных анионов (а,в) и катионов (б,г) от величины минерализации (а,б) и pH (в,г) подземных вод обрамления Торейской впадины

Таблица 9 - Химический состав подземных вод в зависимости от принадлежности к водосбору

Компонент	Ед. изм.	Подземные воды водосборного бассейна Торейских озер			Подземные воды в обрамлении Торейской впадины			Средняя для подземных вод степей умеренного пояса провинции континентального засоления (Шварцев, 1978)
		Макс.	Мин.	Средн.	Макс.	Мин.	Средн.	
pH	—	8,82	7,32	8,16	8,67	6,70	7,71	7,60
Eh	мВ	217	-130	55	208	-98,0	92,6	—
M*	г/л	3,19	0,30	0,94	0,96	0,16	0,59	1,59
CO ₂	мг/л	54,5	<0,4	1,66	17	<0,4	5,69	15,3
CO ₃ ²⁻		36,0	<0,3	14,6	<0,3	<0,3	<0,3	—
HCO ₃ ⁻		824	202	487	552	71,0	345	404
SO ₄ ²⁻		1126	8,14	104	127	5,03	45,9	472
Cl ⁻		445	7,01	49,4	526	2,55	16,7	225
F ⁻		4,77	0,51	2,10	6,44	0,43	1,19	1,22
Ca ²⁺		119	4,55	55,7	103	13,9	47,2	126
Mg ²⁺		219	4,64	39,7	76,2	4,49	30,8	79,4
Na ⁺		583	11,9	175	188	6,89	65,5	203
K ⁺		73,8	0,84	5,55	3,93	0,22	1,77	11,1
NO ₃ ⁻		179	0,65	36,9	145	0,39	6,13	12,7
Si		16,5	3,71	8,13	11,6	0,93	7,15	9,02
PO ₄ ³⁻		3,96	0,03	0,18	0,46	0,03	0,24	0,09
Примечания:								
*М – минерализация; «←» – данные отсутствуют.								

Подземные воды водосборного бассейна Торейских озер уже более соленые (0,30–3,25 г/л), более щелочные (pH 7,32–8,8) относительно вышеописанных, с еще более пёстрым составом не только относительно катионов, но и анионов. Ведущим катионом является натрий, анионом

гидрокарбонат, однако, доля сульфатов и хлоридов в составе уже значительно выше (Рисунок 22). Это делает воды водосборного бассейна Тореев преимущественно $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$, встречаются также $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4\text{-Na}$, $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl-Na-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Mg-Na}$.

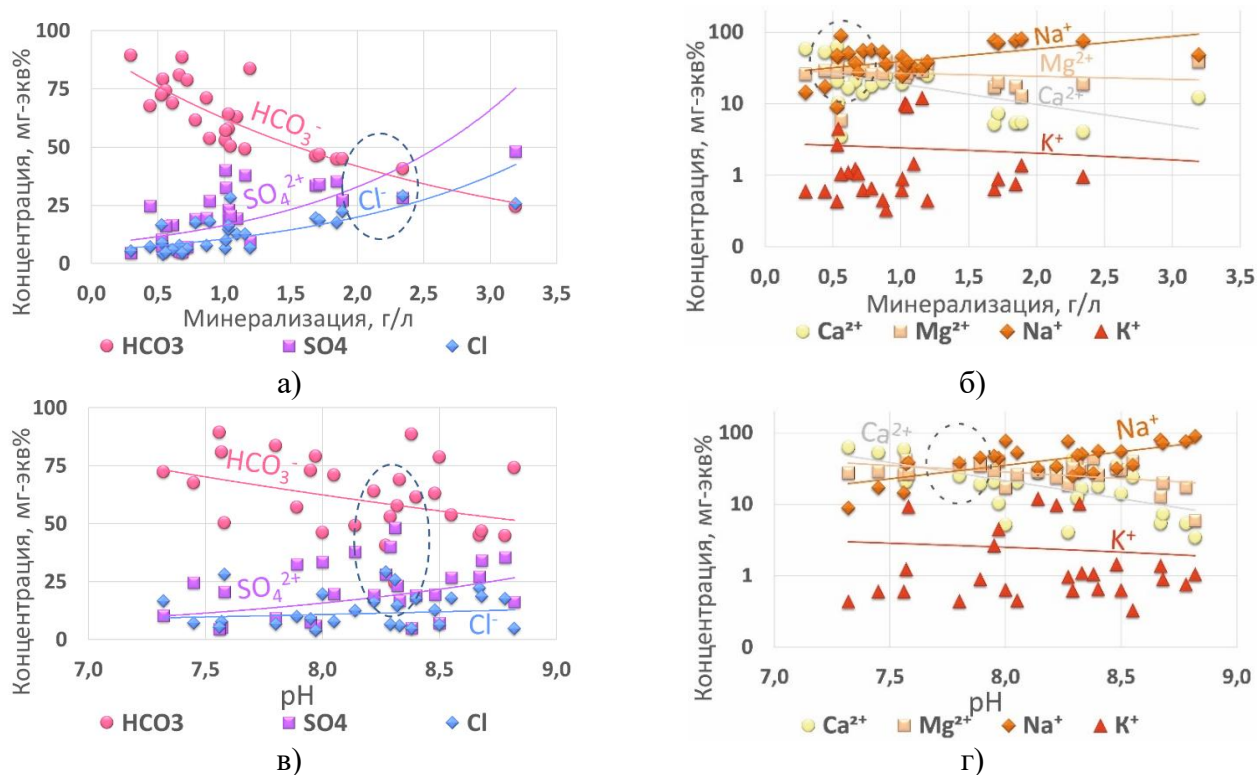


Рисунок 22 - Зависимость концентрации (мг-экв⁰) основных анионов (а,в) и катионов (б,г) от величины минерализации (а,б) и pH (в,г) подземных вод водосборного бассейна Торейских озер

Сульфат-ион уже присутствует в количествах, достаточных для определения химического типа и по достижении солёности 1,1 г/л и pH 8,3 г/л может входить в формулу ионно-солевого состава (>25 мг-экв.%). Хлорид-ион в значимых количествах присутствует при минерализации >2 г/л и pH >8,3. Как видно на графиках, только две точки опробования являются кальциевыми в водах с солёностью не более 0,4 г/л и pH 7,4. (Рисунок 22). В водах с большей солёностью начинает превалировать среди катионов натрий, при минерализации > 1,5 г/л ему отводятся ведущая роль (более 90% от всех катионов).

Кроме основных ионов во всех подземных водах в высоких концентрациях отмечаются F^- и SiO_2 . При этом в обрамлении впадины с ростом солёности содержания F^- увеличиваются, а SiO_2 , наоборот, — падают (Рисунок 23). В то время как в пределах водосбора зависимость не прослеживается. Так, с понижением абсолютных отметок рельефа от обрамления Торейской впадины к области внутреннего стока увеличивается минерализация подземных вод, pH, растут

концентрации основных ионов, идет смена химических типов с $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ (северных областей района исследований) на $\text{HCO}_3\text{-Na}$ (в районе Тореев). Условно можно принять, что воды водосборного бассейна относятся к более позднему этапу взаимодействия вод с горными породами.

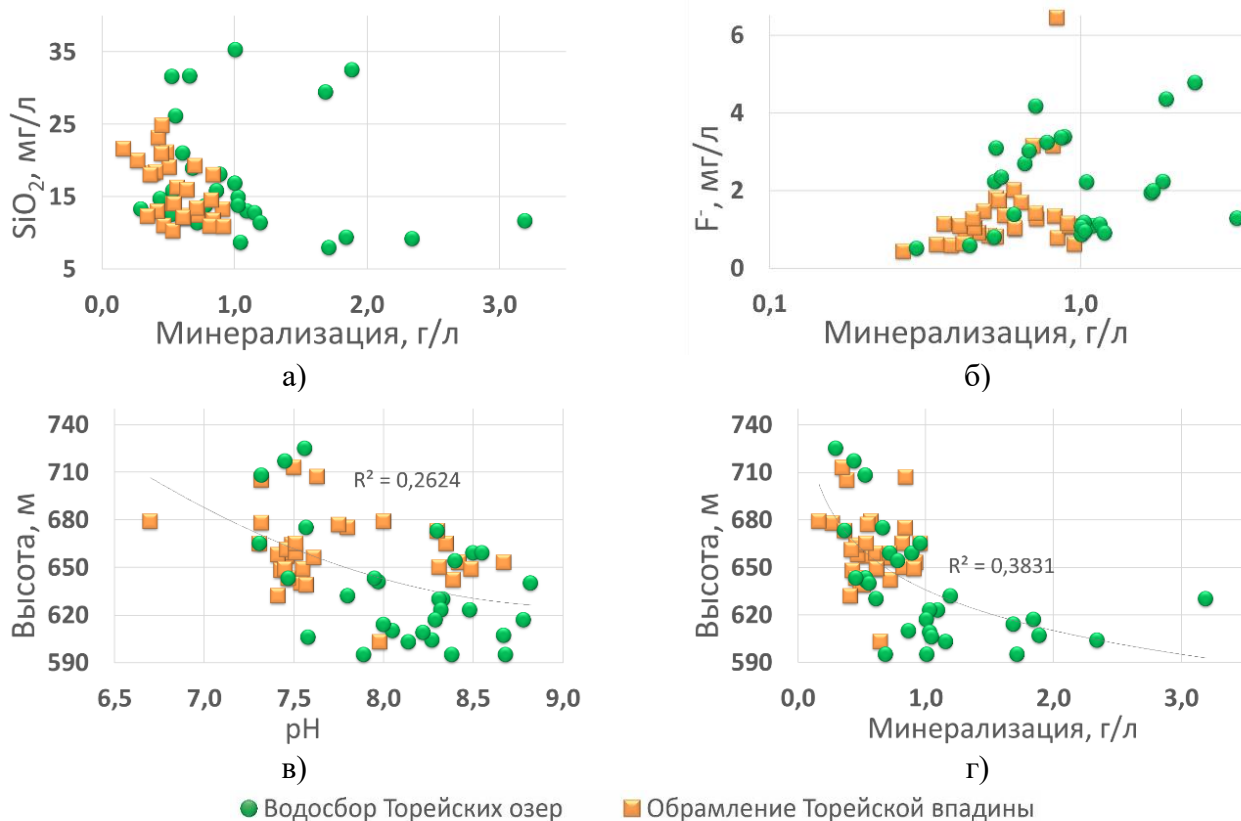


Рисунок 23 - Зависимость концентраций F^- и SiO_2 от солёности подземных вод водосбора Тореев

В целом можно отметить, что усредненные содержания основных ионов исследуемых подземных вод сопоставимы со средними для степей умеренного пояса провинции континентального засоления (Шварцев, 1998).

Атмосферные осадки

На атмогенном этапе воды территории Торейских озер 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^+ . Химический состав в целом сопоставим с усредненными данными по г. Улан-Батор (Монголия) за многолетний период (Туваанжав, Халзанхуу, 2005) и средневзвешенными содержаниями зон недостаточного увлажнения бывшего СССР (Шварцев, 1998). Однако осадки района Торейских озер являются более минерализованными, а также концентрации Na^+ в их составе в несколько раз выше. В то время как величины pH и сульфат-иона преобладают в осадках Монголии и зоне недостаточного увлажнения (Таблица 10).

Таблица 10 - Химический состав атмосферных осадков

Компонент	Ед. изм.	Атмосферные осадки района Торейских озер			Осадки в г. Улан- Батор (Туваанжав, Халзанхуу, 2005)	Средневзвешенные содержания зон недостаточного увлажнения бывшего СССР (Шварцев, 1998)
		Макс.	Мин.	Средн.		
pH	—	6,80	6,00	6,33	6,7	6,30
Eh	мВ	250	145	210	—	—
M*	мг/л	117	9,65	49,5	41,5	46,2
CO ₂		11,6	<0,4	8,06	—	—
CO ₃ ²⁻		<0,3			—	—
HCO ₃ ⁻		22,2	3,66	12,3	15,2	16,0
SO ₄ ²⁻		8,94	0,95	5,07	11,5	13,6
Cl ⁻		6,13	0,87	3,76	3,60	3,70
F ⁻		0,04	0,00	0,01	—	—
Ca ²⁺		2,11	0,38	1,26	1,50	6,00
Mg ²⁺		1,50	0,03	0,68	0,30	2,00
Na ⁺		85,0	1,49	21,7	9,40	4,10
K ⁺		3,14	0,29	1,26	11,1	0,80
Si		1,19	0,44	0,74	—	—
Примечания: *М – минерализация; «—» – данные отсутствуют.						

Речные воды

Солёность речных вод (реки Онон, Борзя, Ульдза, Ималка, Урулюнгуй) изменяется от 0,09 г/л до 0,83 г/л, а значения pH от 7,3 до 8,2 (Таблица 11). Химический состав – HCO₃ Na-Ca-Mg (название дается от большего содержания элемента в воде к меньшему). Наибольшие концентрации ведущих ионов и минерализации (0,5-0,8 г/л) характерны для двух крупных рек Ульдза и Ималка, питающих Торейские озера, а также для реки Урулюнгуй (0,8 г/л). Самыми высокими показателями сульфат-иона отмечаются в реках Урулюнгуй и Ульдза, содержания SO₄²⁻ здесь доходят до 137 мг/л и 133 мг/л соответственно. Самая высокая концентрация Cl⁻, среди всех опробованных водотоков, фиксируется в р. Ималка и составляет 38 мг/л. Содержания кремния в речных водах отличаются неравномерным распределением. Самая высокая и самая низкая концентрации отмечаются в составе двух питающих Торей рек – Ульдзе и Ималке, где они составляют 21,5 мг/л и 0,25 мг/л соответственно. В целом солёность всех опробованных рек (за исключением р. Онон) в 5 раз выше, чем средний показатель по миру по данным (Шварцев, 1998).

Таблица 11 – Химический состав речных вод в районе Торейских озёр

Компонент		Река					Среднее для всех рек района	Реки мира (Шварцев, 1998)
		р. Онон	р. Борзя	р. Урулюнгуй	р. Ульдза	р. Ималка		
pH	Ед. pH	7,40	8,18	8,20	8,08	7,70	7,78	–
Eh	мВ	155	100	–	178	208	178	–
M*	г/л	0,09	0,47	0,66	0,83	0,70	0,47	0,12
CO ₂	мг/л	3,52	0,15	–	8,32	13,8	6,44	–
CO ₃ ²⁻		<0,3	<0,3	2,4	<0,3	<0,3	0,90	–
HCO ₃ ⁻		50,3	298	348	456	411	284	58,4
SO ₄ ²⁻		10	18,8	137	133	67,9	53,3	11,2
Cl ⁻		1,78	6,60	16,0	8,40	37,9	9,79	7,80
F ⁻		0,21	0,90	1,27	1,35	0,51	0,76	0,10
Ca ²⁺		11,3	35,7	65,5	92,1	85,1	53,3	15,0
Mg ²⁺		2,20	17,90	33,8	45,9	26,5	22,9	4,10
Na ⁺		6,30	49,10	58,6	45,0	49,8	30,9	6,30
K ⁺		1,22	4,00	0,70	2,36	23,2	4,75	2,00
Si		4,25	16,3	1,20	21,5	0,25	6,89	13,1

Примечания: *М – минерализация; «–» – данные отсутствуют.

Озерные воды

Испарительный этап оказывает огромное воздействие на формирование химического состава озёрных вод, которые наиболее подвержены процессам испарительного концентрирования. Из-за затяжного периода засухи большая часть озёр оказалось пересохшей и опробовать их не удалось (в том числе и сами Торейские озёра). Для характеристики их химического состава были использованы литературные данные (Борзенко, Замана, Зарубина, 2017). Так, Формула Курлова для вод озера Зун-Торей (по данным на 2013 год):

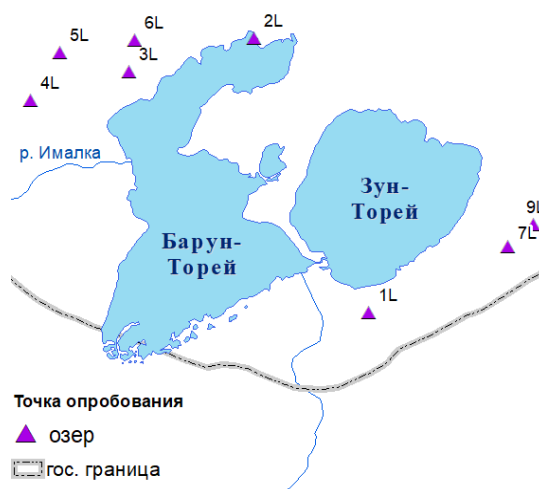


Рисунок 24 - Карта-схема с расположением точек опробования озерных вод

$$M_{7,5} \frac{Cl_{38} HCO_3 30 SO_4 19}{Na_{95}} pH_{9,5}$$

Воды пересохших озёр, которые удалось отобрать (Рисунок 24), отличаются большим разбросом солёности от 1 до 131 г/л, но достаточно узким диапазоном pH от 9 до 10. Состав при

этом очень разнообразен: анионный варьирует - HCO_3^- , Cl-SO_4 , $\text{SO}_4\text{-Cl}$, Cl , в катионном преобладает всегда Na (Таблица 12).

Как и в случае с подземными водами в озерах рост солёности сопровождается ростом pH и накоплением основных анионов и натрия, но снижением концентраций Ca^{2+} и Mg^{2+} . Если в подземных водах вторым по значимости чаще выступает SO_4^{2-} , то в озерах – Cl^- , а при солёности >40 г/л он становится основным анионом (Борзенко и др., 2018).

Таблица 12 – Химический состав-озёрных вод района исследований (2017 г.)

Компонент	Ед.изм.	Точка опробования									
		1L	2L	3L	4L	5L	6L	7L	8L	9L	10L
pH	ед. pH	9,04	9,05	8,95	9,03	9,74	9,48	9,99	9,74	9,65	9,50
Eh	мВ	40,0	58,0	84,0	94,0	-30,0	75,0	-69,0	15,0	55,0	77,0
M*	г/л	1,63	1,48	1,80	1,08	31,6	2,52	17,3	47,9	131	5,84
CO ₃ ²⁻	мг/л	24,0	6,00	51,0	21,0	3630	129	3240	5010	10560	480
HCO ₃ ⁻		882	654	779	529	4819	522	2775	4056	7320	2120
SO ₄ ²⁻		68,7	125	145	65,7	5375	176	1263	8634	17916	186
Cl ⁻		206	229	253	131	6310	780	3287	12399	45650	1193
F ⁻		4,06	7,23	16,9	5,48	3,3	31,5	414	104	200	11,2
Ca ²⁺		84,2	12,5	7,02	16	1,59	4,57	6,30	3,12	2,81	8,40
Mg ²⁺		63,3	4,47	2,99	10,2	85,3	2,67	3,34	6,60	3,09	36,9
Na ⁺		277	423	537	260	10910	863	6233	17410	48729	1725
K ⁺		20,0	18,5	5,11	40,5	390	3,32	31,3	193	232	66,5
Si		1,62	1,47	1,78	1,07	31,5	2,48	16,3	46,9	130	5,82
P		1,18	0,69	1,02	0,25	1,72	0,91	8,55	8,36	0,98	0,68
Химический тип		HCO ₃ -Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	CO ₃ -Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na

Общая характеристика макрокомпонентного состава природных вод

Подземные, речные, атмосферные и озерные воды представляют собой единую природную систему, отличительной особенностью всех вод являются высокие pH и солёность. В целом в

направлении атмосферные – речные – подземные – озерные воды увеличиваются соленость (от 10 мг/л до 130 г/л) и величина pH (от 6,7 до 10,0) (Рисунок 25).

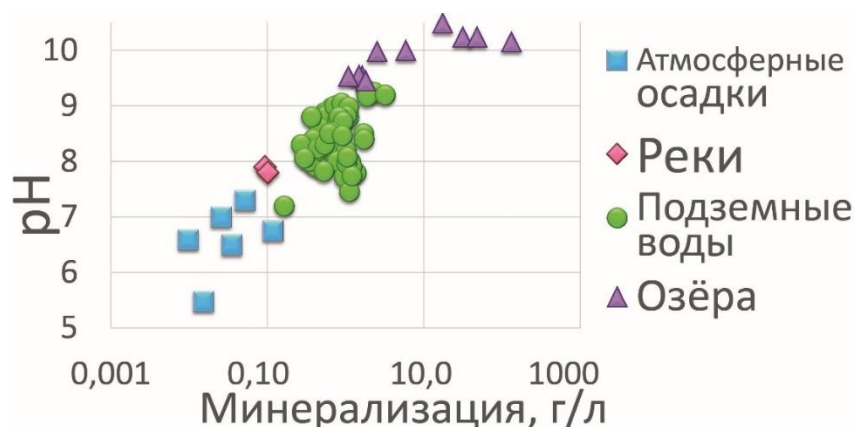


Рисунок 25 - Общая зависимость между значениями солености и pH природных вод

По составу сначала преобладают гидрокарбонатные сложного катионного состава воды, затем $\text{HCO}_3\text{-Na}$, и далее $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Na}$. Соответственно, в этом направлении увеличиваются концентрации Na^+ и K^+ (Дребот, Лепокурова, 2020), а содержания Ca^{2+} и Mg^{2+} , наоборот, снижаются (Рисунок 26).

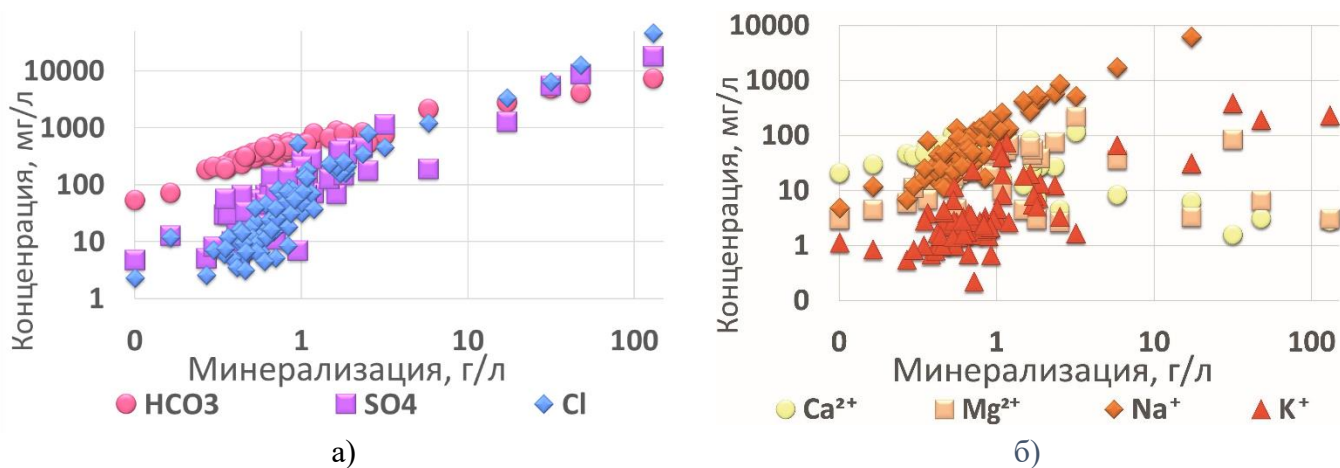


Рисунок 26 - Зависимость концентраций (мг/л) основных анионов (а) и катионов (б) в составе всех природных вод района Торейских озер от величины общей минерализации (г/л)

4.2 Микрокомпоненты в составе подземных вод, их распределение и формы миграции

В процессе формирования химического состава подземные воды района исследований обогащаются не только макро-, но и микрокомпонентами (Таблица 13). При этом большее их количество достигает максимальных концентраций у побережья Тореев, т.е. в области внутреннего стока на самых низких отметках рельефа у водосборного бассейна Торейских озер. К таким

микроэлементам относятся Br, B, Li, U, As, Fe, Mn, Cu, Zn, Sr, Ba, Rb, V, Σ РЗЭ. Некоторые из этих компонентов достигают концентраций выше, чем предельно допустимые (ПДК) в воде питьевой систем согласно обновленному нормативу (СанПиН 1.2.3685-21 от 28.01.2021). Превышение ПДК по средним содержаниям в подземных водах почти для всех точек опробования характерно для Li, Fe, Br и частично для некоторых халькофильных и литофильных элементов: U, As, B, Mn, Be, Sb, Cd, Al, Pb и Cr. Это может вызывать обеспокоенность, т.к. некоторые из них известны своим негативным воздействием на организм человека при постоянном потреблении (Р 2.1.10.1920-04 Руководство по оценке риска для здоровья населения при воздействии химических веществ, загрязняющих окружающую среду от 05.03.2004 г.) Если сравнивать усредненные концентрации микрокомпонентов как в составе вод обрамления Торейской впадины, так и в пределах водосбора, то они в целом сопоставимы со средними для зоны гипергенеза по данным С.Л. Шварцева (Шварцев, 1998) (Рисунок 27).

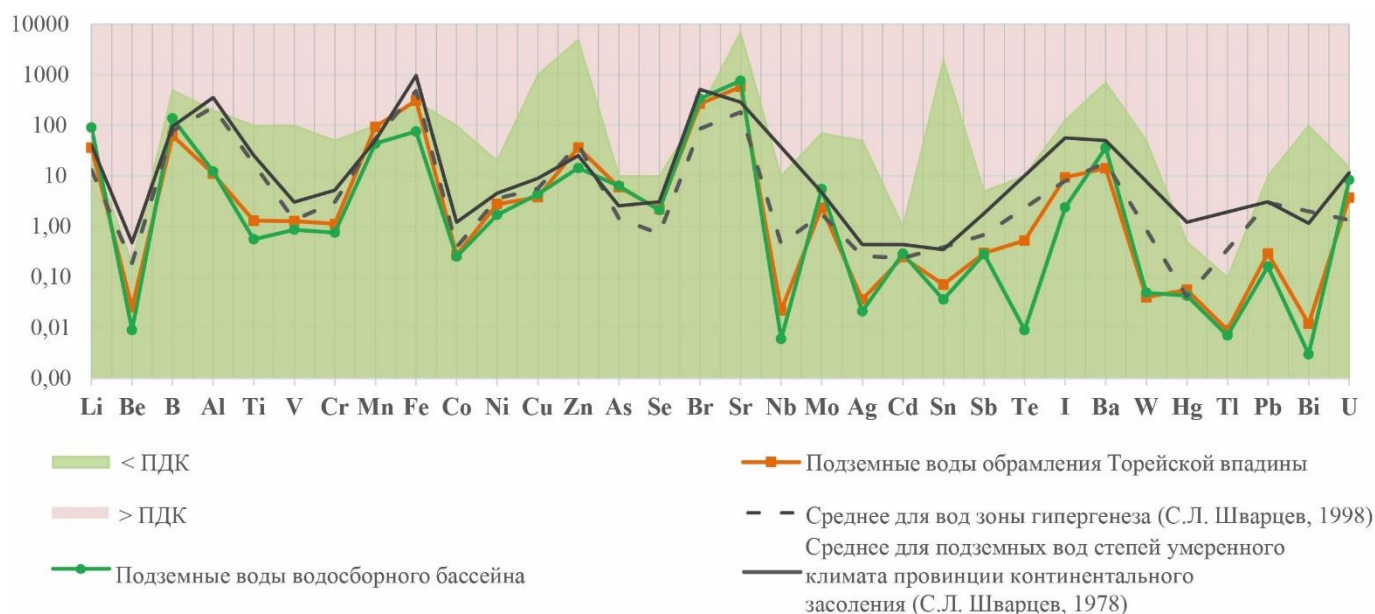


Рисунок 27 – Сравнительная характеристика средних концентраций (мкг/л) некоторых микрокомпонентов в составе подземных вод с данными ПДК (СанПиН 1.2.3685-21) и кларками С.Л. Шварцева

В зависимости от особенностей распределения микроэлементов в составе подземной воды они были разделены на несколько групп: 1) элементы, которые аккумулируются преимущественно вокруг Тореев (B, Br, Li, Rb); 2) элементы, для которых характерно накопление в пределах нескольких ореолов (как правило у Тореев и в зонах рудной минерализации – Fe, Mn, Pb, Cu, Zn, U, Th, As, V); 3) элементы, концентрирование которых ограничено геохимическими барьерами (Sr, Ba); и 4) редкоземельные элементы (РЗЭ).

Таблица 13 - Микрокомпонентный состав исследуемых подземных вод, мг/л

Элемент	Подземные воды обрамления Торейской впадины				Подземные воды водосборного бассейна				Воды зоны гипергенеза (Шварцев, 1998)	Подземные воды степей умеренного пояса* (Шварцев, 1978)	СанПиН 1.2.3685- 21
	Макс	Мин	Средняя	N	Макс	Мин	Средняя	N			
Li	0,96	0,01	0,04	31	1,73	0,005	0,09	27	0,01	0,04	0,03
Be	0,0001	<0,000003	0,00003	30	0,001	<0,000003	0,00001	27	0,0002	0,001	0,0002
B	0,34	0,01	0,06	31	0,61	0,03	0,14	27	0,08	0,10	0,50
Al	0,79	0,001	0,01	31	1,58	0,002	0,01	27	0,23	0,35	0,20
Sc	0,001	<0,0005	0,001	31	0,001	0,00001	0,0003	27	0,00007	-	-
Ti	0,01	<0,001	0,001	31	0,02	0,0001	0,001	27	0,02	0,03	0,10
V	0,01	<0,001	0,001	31	0,02	0,00001	0,001	27	0,001	0,003	0,10
Cr	0,003	<0,001	0,001	31	0,08	0,00003	0,001	27	0,003	0,01	0,05
Mn	1,19	0,0005	0,09	31	1,58	0,001	0,04	27	0,05	0,05	0,10
Fe	2,63	0,002	0,31	31	8,70	0,002	0,08	27	0,48	0,96	0,30
Co	0,003	<0,0001	0,0003	31	0,002	0,00003	0,0003	27	0,0004	0,001	0,10
Ni	0,01	<0,002	0,003	31	0,02	0,0002	0,002	27	0,004	0,01	0,02
Cu	0,02	0,0004	0,004	31	0,01	0,0003	0,004	27	0,01	0,01	1,00
Zn	0,55	0,002	0,04	31	0,29	0,003	0,01	27	0,04	0,03	5,00
Ga	0,0004	<0,000005	0,0001	31	0,0005	<0,000005	0,00002	27	0,0004	0,001	-
Ge	0,0003	<0,0002	0,0001	31	0,0005	0,000004	0,0001	27	-	-	-
As	0,03	<0,002	0,01	31	0,03	0,0002	0,01	27	0,001	0,003	0,01
Se	0,01	<0,002	0,002	25	0,01	0,0002	0,002	14	0,001	<0,003	0,01

Продолжение таблицы 13

Элемент	Подземные воды обрамления Торейской впадины				Подземные воды водосборного бассейна				Воды зоны гипергенеза (Шварцев, 1998)	Подземные воды степей умеренного пояса* (Шварцев, 1978)	СанПиН 1.2.3685- 21
	Макс	Мин	Средняя	N	Макс	Мин	Средняя	N			
Br	3,44	0,12	0,27	31	2,14	0,07	0,33	27	0,09	1	0,20
Rb	0,002	0,001	0,001	31	0,04	0,0001	0,001	27	0,002	0,003	-
Sr	6,45	0,04	0,58	31	5,13	0,08	0,76	27	0,18	0,29	7,00
Y	0,001	<0,0001	0,0001	31	0,002	0,000004	0,0001	27	-	-	-
Zr	0,002	<0,0002	0,0001	31	0,10	0,00001	0,0003	27	0,001	0,001	-
Nb	0,0001	<0,000005	0,00002	31	0,0001	<0,000005	0,00001	27	0,001	-	0,01
Mo	0,03	0,002	0,002	31	0,02	0,0003	0,01	27	0,002	0,01	0,07
Ru	0,00003	<0,000005	0,00001	21	0,00001	<0,000005	0,000003	14	-	-	-
Rh	0,00003	<0,00001	0,00002	21	0,0001	0,000001	0,00002	14	-	0,003	-
Pd	0,00005	<0,000005	0,00003	21	0,001	<0,000005	0,00001	14	-	0,003	-
Ag	0,001	<0,0001	0,00004	31	0,001	0,000001	0,00002	27	0,0003	0,0004	0,05
Cd	0,004	<0,0001	0,0002	31	0,004	0,00003	0,0003	27	0,0002	0,0004	0,001
In	0,0001	<0,000001	0,00003	21	0,001	<0,000001	0,000001	14	-	-	-
Sn	0,001	<0,00002	0,0001	31	0,001	0,00004	0,00004	27	0,0004	0,0004	2,00
Sb	0,002	0,0003	0,0003	31	0,01	0,0003	0,0003	27	0,001	0,002	0,005
Te	0,001	<0,000005	0,001	21	0,0001	<0,000005	0,00001	14	-	-	0,01
I	0,09	0,01	0,01	21	0,01	0,002	0,002	14	0,01	0,06	0,125
Cs	0,02	<0,00005	0,000	31	0,09	<0,000002	0,0003	27	0,0003	0,001	-

Продолжение таблицы 13

Элемент	Подземные воды обрамления Торейской впадины				Подземные воды водосборного бассейна				Воды зоны гипергенеза (Шварцев, 1998)	Подземные воды степей умеренного пояса* (Шварцев, 1978)	СанПиН 1.2.3685- 21
	Макс	Мин	Средняя	N	Макс	Мин	Средняя				
Ba	0,15	0,01	0,01	31	0,33	0,04	0,04	27	0,02	0,05	0,70
Hf	0,0001	0,000003	0,00001	31	0,0003	<0,0000005	0,000004	27	-	-	-
Ta	0,00003	<0,00001	0,00001	31	0,00003	<0,00001	0,000004	27	-	-	-
W	0,001	<0,00001	0,00004	31	0,001	0,00001	0,00005	27	-	-	0,05
Re	0,00003	0,000001	0,00001	31	0,0001	0,00	0,00001	27	-	-	-
Os	0,00003	<0,0000005	0,000001	21	0,000001	<0,0000005	0,000001	14	-	-	-
Ir	0,00003	<0,000005	0,00001	21	0,00001	<0,000005	0,000004	14	-	-	-
Pt	0,00003	<0,000005	0,00001	21	0,00001	<0,000005	0,00001	14	-	-	-
Au	0,00003	<0,000005	0,00002	21	0,00001	<0,000005	0,000003	14	0,00001	0,0001	-
Hg	0,0002	<0,00005	0,0001	16	0,0001	<0,00005	0,00004	14	0,00004	0,001	0,0005
Tl	0,0001	0,000002	0,00001	31	0,0001	0,000001	0,00001	27	-	-	0,0001
Pb	0,003	0,00002	0,0003	31	0,01	0,00001	0,0002	27	0,003	0,003	0,01
Bi	0,00003	<0,000003	0,00001	27	0,0002	<0,000003	0,000003	26	-	<0,001	0,10
Th	0,0001	<0,000005	0,00001	31	0,001	<0,000005	0,00001	27	0,0002	0,002	-
U	0,06	0,00004	0,004	31	0,15	0,0004	0,01	27	0,001	0,01	0,02
ΣРЗЭ	0,01	0,00001	0,0004	31	0,01	<0,0000005	0,0003	27	-	-	-

Примечания:

*Среднее для подземных вод степей умеренного пояса провинции континентального засоления (Шварцев, 1978);

«-» – данные отсутствуют.

4.2.1 Бром, бор, литий и рубидий

Наиболее активно аккумулируются в подземной воде по мере приближения к области внутреннего стока Br (до 3,44 мг/л), В (до 0,61 мг/л), Li (до 1,73 мг/л) и Rb (0,04 мг/л) в наиболее минерализованных $\text{HCO}_3\text{-Na}$ водах (Рисунок 28).

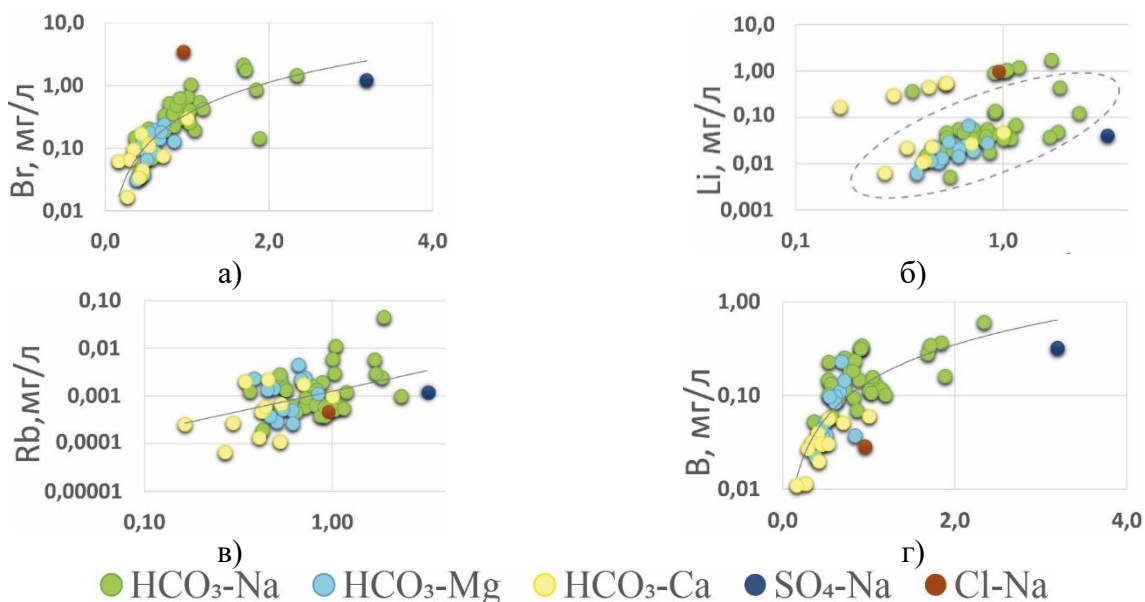


Рисунок 28 - Зависимость концентраций Br (а), Li (б), Rb (в) и В (г) от солёности подземных вод

Концентрации этих элементов хорошо коррелируют с содержаниями в воде их геохимических аналогов – бром с хлором, литий с натрием, рубидий с калием (Касимов, Перельман, 1999). А также, с помощью кластерного анализа была выявлена значимая связь бора с натрием (Рисунок 29).

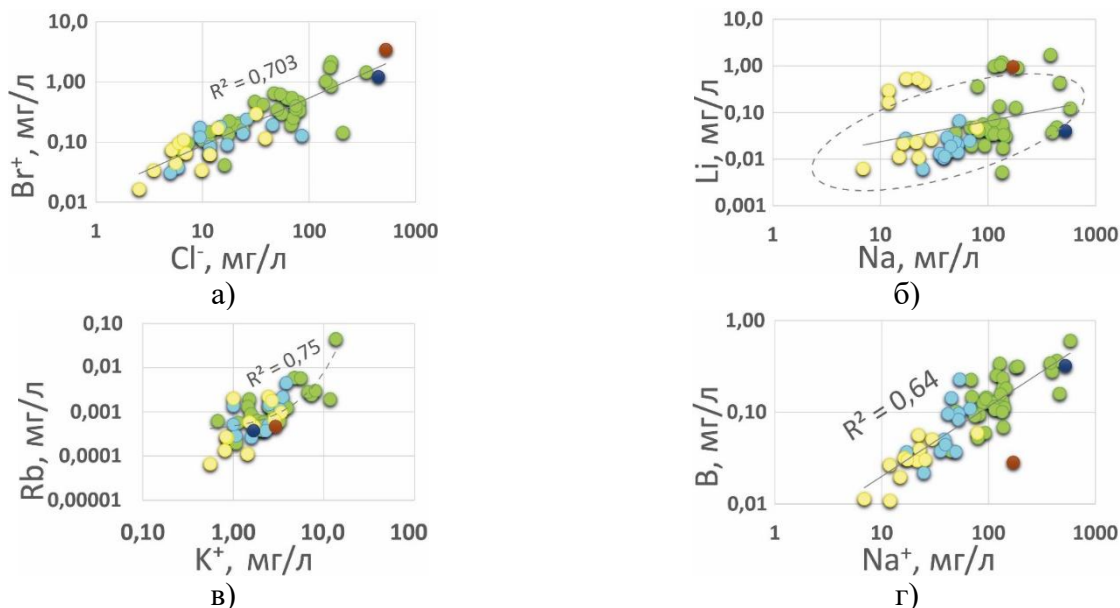


Рисунок 29 - Зависимость концентраций Br от Cl (а), Li от Na (б), Rb от K (в) и В от Na (г) (усл. обознач. см. рис. 28)

Это говорит о том, что на аккумуляцию этих элементов в воде влияют те же процессы, что и на соответствующие макроэлементы. Один из таких процессов – это испарительное концентрирование, влияние которого на формирование состава воды нередко оценивают по наличию зависимостей этих элементов с хлором. Связано это с тем, что хлор в составе природных вод является наиболее консервативным компонентом, не вступающим в реакции взаимодействия с образованием вторичных минералов в исследуемом диапазоне солености, поэтому с его концентрациями сопоставляют содержания других элементов, чтобы оценить степень испарения в системе (Drever, 1982). Как видно на графиках (Рисунок 29), обогащение воды бромом и бором находится в тесной связи с хлором ($R^2=0,7$ и $0,3$), а также с соленостью воды, т.е. зависит от испарения и процессов континентального засоления на территории. Выявленная зависимость в отношении брома выражена значительно сильнее, чем относительно бора. Что обусловлено, вероятно, большей зависимостью аккумуляции второго не от испарения, а от более частного процесса – содообразования, которое хоть и находится в тесной корреляции с первым в текущих природных условиях, но все же имеет отличный геохимический смысл и связан с ростом доли натрия в растворе.

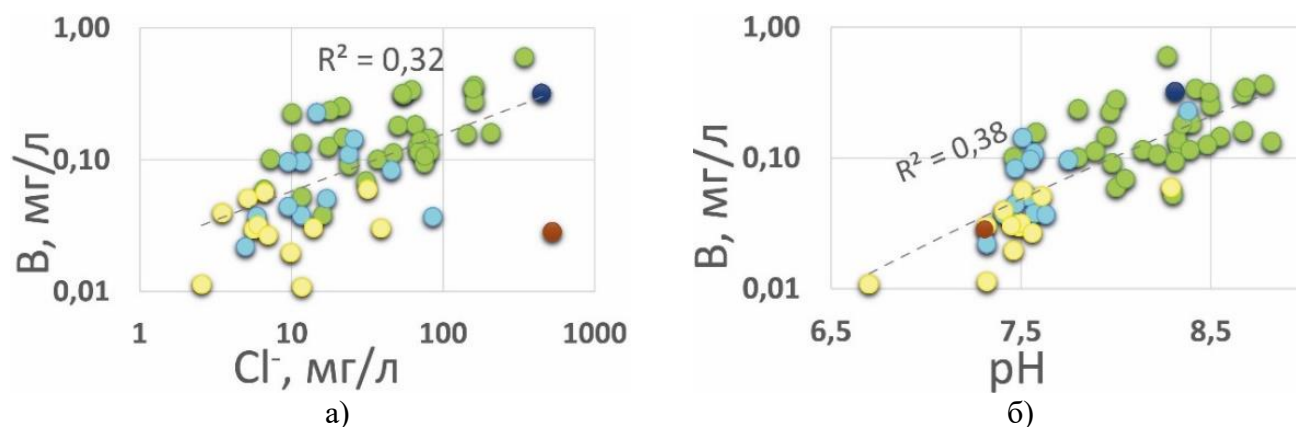


Рисунок 30 - Зависимость концентраций В от Cl^- (а) и pH (б) подземных вод (усл. обознач. см. рис. 28)

Наличие содообразования подтверждается тесной связью бора с натрием, прослеживающийся в характерном росте В от увеличения доли Na^+ в направлении от в направлении от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ через $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ к $\text{HCO}_3\text{-Na}$ водам (Рисунок 29а). Несмотря на то, что испарительное концентрирование и содообразование в исследуемом регионе идут в одном направлении, выражающемся в увеличении макрокомпонентов, на микрокомпоненты влияют они по-разному.

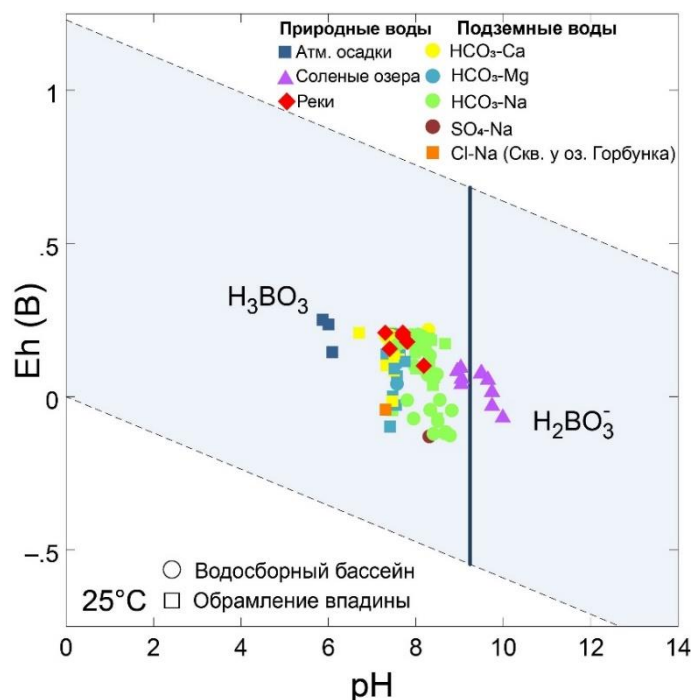


Рисунок 31 - Eh-pH диаграмма системы B-H₂O
($p=1,013$ бар; $\Sigma B=10^{-5}$, $[H_2O]=1$)

В качестве источников этих элементов в подземных водах выступают вмещающие горные породы различного состава. Например, наиболее вероятный источник лития и германия — сподумен. Кластерный анализ выделил их в одну микроассоциацию (Рисунок 32), что и подтверждает общий источник поступления. Также об этом указывалось в других исследованиях по региону (Борзенко, 2017).

В целом, бром и бор отличаются высокой растворимостью, поэтому хорошо аккумулируются в природных водах (Самарина, 1977), не связываясь вторичной минеральной фазой. Их максимальные содержания были обнаружены в содовом оз. Борзинское и составили 624,3 г/л и 34,7 мг/л соответственно (Борзенко, 2017). Бром, литий и рубидий в процессе миграции ведут себя консервативно, присутствуя в исследуемой воде в виде простых ионов – Br^+ , Li^+ и Rb^+ . Бор, по данным расчетов, мигрирует в форме H_3BO_3 , при этом видно, что степень миграции возрастает с ростом щелочности (Рисунок 31).

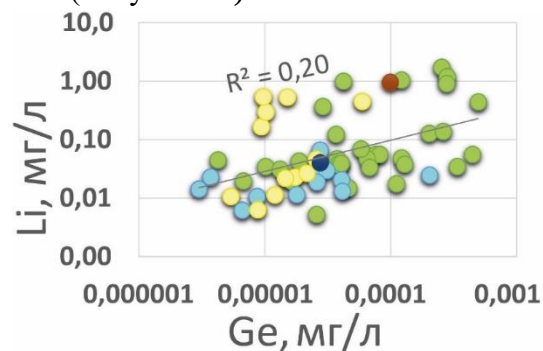


Рисунок 32 - Зависимость концентраций Li от Ge в подземных водах (усл. обознач. рис. 28)

4.2.2 Железо, марганец, свинец, медь, цинк, мышьяк, ванадий и уран

Исследуемые подземные воды в процессе формирования обогащаются тяжелыми металлами – Fe, Mn, Pb, Cu, Zn, As, V, Mo и U. При этом их содержания распределены по территории неравномерно, и концентрируются в районе Торейской котловины, где широко распространена рудная минерализация.

Содержания железа в подземной воде доходит до 8,70 мг/л, марганца – до 1,58 мг/л и свинца – до 0,01 мг/л, т.е. для всех этих элементов существуют превышения по ПДК. Все пиковые

содержания приурочены к наиболее низким отметкам рельефа у побережья Тореев и соответствуют точкам опробования вод 4G и 9G, которые по составу являются $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ и $\text{SO}_4\text{-Cl-Na-Mg}$. При этом высокие концентрации отмечаются и в обрамлении Торейской впадины, например в точках 29G, 30G, 37G, 57G и 58G, которые тяготеют к Саханай-Дурулгуевскому редкометалльно-вольфрамово-оловорудному и Агинскому висмутово-вольфрамово-редкометалльному районам контуры которых начинаются в северной и северо-западной части территории исследования и простираются за ее пределы. Железистая и марганцевая минерализация в этих районах представлена псиломеланом, пиролюзитом, магнетитовым оруденением и сидеритом. С помощью кластерного анализа была выявлена характерная микроассоциация Mn-Fe-Pb (Рисунок 33).

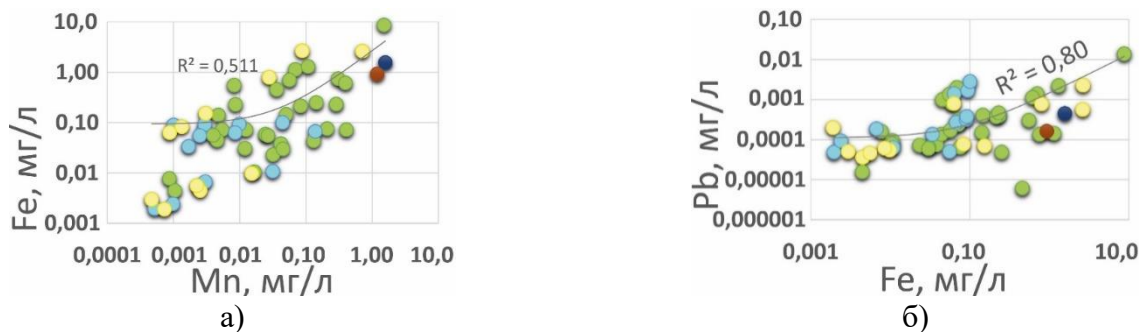


Рисунок 33 - Зависимость концентраций Fe от Mn (а) и от Pb (б) в подземных водах (усл. обознач. см. рис. 28)

Это дает основания предположить, что аккумуляция этих элементов в подземной воде происходит под влиянием единого процесса. При этом локальное увеличение марганца или железа в водах может приводить к формированию в определенных условиях (как правило при замедлении водообмена) соответствующего оруденения. Выявленные корреляционные связи дают основания предположить, что основным источником данных элементов являются водовмещающие алюмосиликатные породы. Например, омарганцованные кремнисто-глинистые отложения устьборзинской свиты и

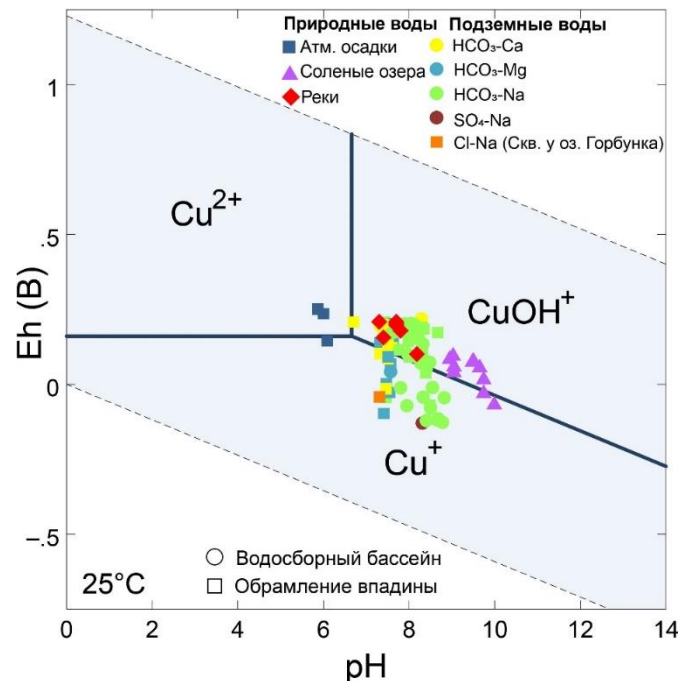


Рисунок 34 - Eh-pH диаграмма системы $\text{H}_2\text{O-Cu}$ ($p=1,013$ бар; $\Sigma\text{Cu}=10^{-8}$, $[\text{H}_2\text{O}]=1$)

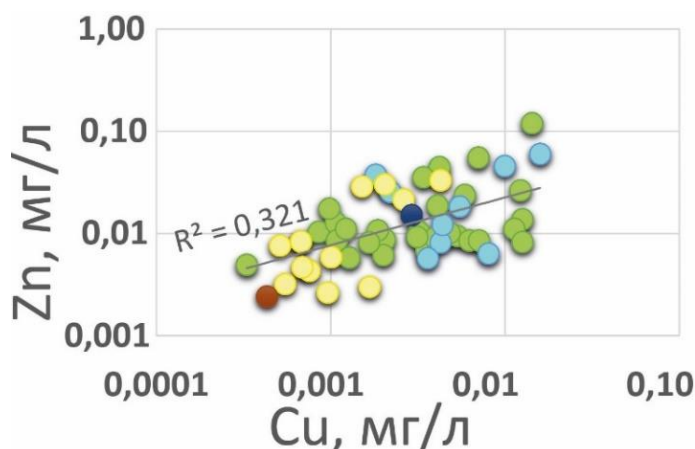


Рисунок 35 - Зависимость концентраций Cu от Zn в подземных водах (усл. обознач. см. рис. 28)

Выявленная связь меди и цинка (Рисунок 35) указывает на существование источника сульфидной минерализации, что в целом соответствует условиям распространения, т.к. более высокие содержания также либо тяготеют к Тореему, либо к Агинскому рудному району, где ниже зоны окисления под ожелезненными и омарганцованными породами в маломощных телах обнаруживались пириты, марказиты, халькопириты и сфалериты (подробнее в разделе 2.6.1.).

Содержание мышьяка в исследуемой воде может достигать 0,03 мг/л, что в несколько раз превышает установленный ПДК. Мышьяк широко известен своей токсичностью, а также, согласно, данным Международного агентства по изучению рака (ВОЗ) элемент входит в группу опасных для здоровья канцерогенов (IARC, 2023). При этом известно, что неорганические соединения As (III) более токсичны, чем As (V), поэтому была поставлена задача исследовать формы, в которых элемент мигрирует. Показано, что основной формой миграции мышьяка является $(\text{HAsO}_4)^{2-}$ (Рисунок 36), что соответствует менее вредной форме. Согласно данным (Борзенко, 2017), в составе соленых озер территории мышьяк также мигрирует в форме $(\text{HAsO}_4)^{2-}$, за исключением озер с сероводородной обстановкой водной толщи, где мышьяк восстанавливается уже до As^{3+} и может присутствовать в форме H_2AsO_3^- , однако, воды солёных озер населением в питьевых целях не используются. Распространенность мышьяка в водах в целом повторяет закономерности для вышеописанных элементов группы. Концентрации, выше установленных ПДК, встречаются на приближении к Торейской котловине или тяготеют к тем же рудным районам. В этой связи можно сказать, что

основные породы эффузивов уртуйской свиты (Куриленко и др., 2019а), где в качестве акцессорного элемента в литературе отмечается свинец.

Исследуемые подземные воды также обогащены медью и цинком, концентрации которых не превышают ПДК, однако, они часто значительно выше средних по данным С.Л. Шварцева (1998). Поскольку растворенные

формы тяжелых металлов, несвязанные в процессе миграции в комплексы, являются в большинстве случаев токсичными (Крайнов, Рыженко, Швеи, 2012), интересно было изучить их формы миграции. Так, расчёты показали, что, медь мигрирует в основном в формах $\text{Cu}^+ > \text{CuOH}^+ > \text{Cu}^{2+}$, а цинк в – Zn^{2+} и ZnHCO_3^+ (Рисунок 34). Однако их концентрации достаточно низкие, чтобы вызывать опасения.

высокие концентрации мышьяка в воде объясняются двумя причинами: 1) высокая растворимость натриевых соединений анионов мышьяковой и мышьяковской кислот, ввиду чего мышьяк активно накапливается в водах $\text{HCO}_3\text{-Na}$ типа; 2) влияние сульфидной минерализации. Первую причину в качестве определяющей называют большое количество авторов, исследующих природу высоких концентраций мышьяка в водах природных условий, схожих с районом исследования. Например, с сообразованием связывают аккумуляцию As в Аргентине, США и Мексике (Alvarez, Carol, 2019; Camacho и др., 2011; Mariño и др., 2020; Nicolli и др., 2010; Nicolli и др., 2012). При этом почти все эти авторы указывают на характерную ассоциацию мышьяка с ванадием, которая также была выявлена в исследуемых водах (Рисунок 37), что также

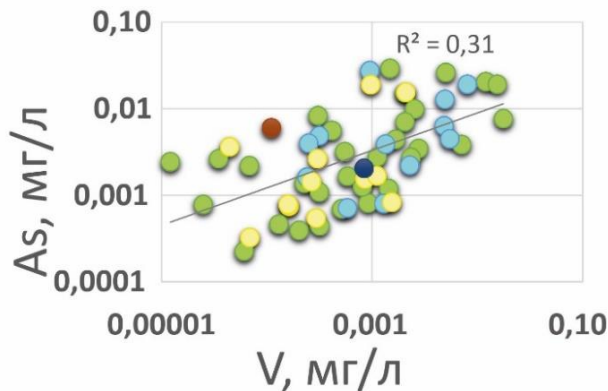


Рисунок 37 - Зависимость концентраций As от

V в подземных водах (усл. обознач. см. рис. 28) природных вод территории являются довольно высокие концентрации урана. Например, в составе соленого озера Зандай его содержание может достигать 108 мг/л, что уже соответствует промышленно значимым концентрациям для добычи гидрометаллургическим способом (Борзенко, 2017). В составе же подземных вод его содержания намного ниже (от 0,04 мкг/л до 0,15 мг/л), усредненные показатели элемента значительно выше кларков для всех зоны гипергенеза и в пределах водосборного бассейна сравниваются со средними

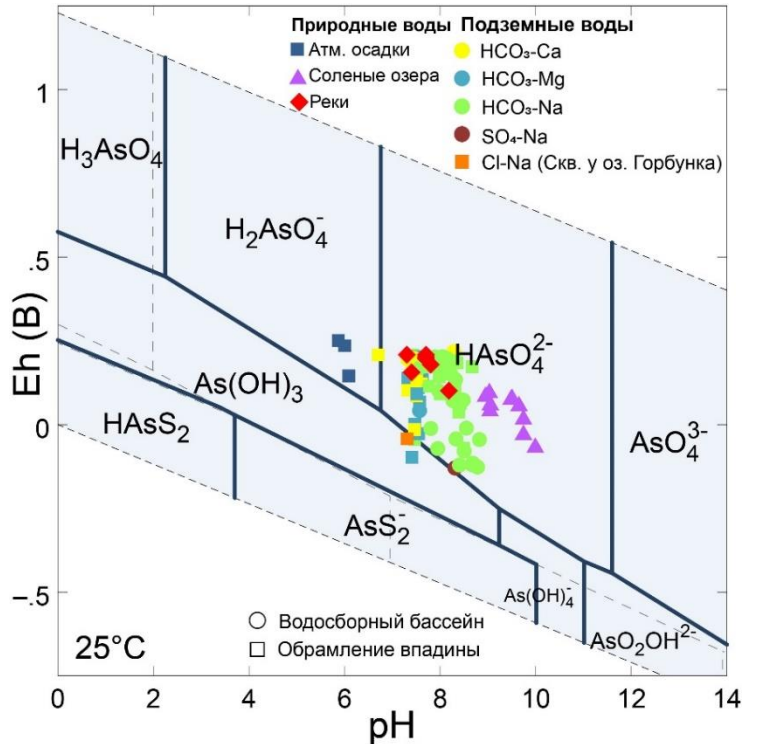


Рисунок 36 - Eh-pH диаграмма системы As-S-H₂O
($p=1,013$ бар; $\Sigma\text{As}=10^{-15}$, $[\text{H}_2\text{O}]=1$, $[\text{SO}_4^{2-}]=10^{-4}$)

связано со способностью этих элементов хорошо мигрировать в щелочной среде. В этой связи содообразование можно определить как ведущий фактор, приводящий к обогащению исследуемой воды мышьяком. Однако и влияние сульфидной минерализации также нельзя полностью исключить в текущих природных условиях.

Характерной особенностью всех

для провинции континентального засоления. Что касается норматива, то подземные воды 10-ти точек опробования превышают установленный ПДК по урану в питьевой воде.

В пределах района исследований уран в составе подземной воды распределен неравномерно. Содержания элемента растут как по мере приближения к Торейским озерам, достигая максимального содержания в точке опробования 2G у южного берега оз. Зун-Торей, так и тяготеют к Агинскому висмутово-вольфрамово-редкометалльному и Шерловогорскому камнесамоцветно-оловорудному рудным районам, а также в восточной части района исследований – к Унда-Газимурской золото-молибден-полиметаллической, Урулунгуйской флюорит-урановой зонам.

Распространение U^{6+} в воде тесно коррелирует с анионами, с которыми элемент образует устойчивые комплексы, главные из которых – CO_3^{2-} и HCO_3^- , поэтому воды с повышенными содержаниями этих анионов наиболее благоприятны для обогащения ураном в окислительной обстановке. Это способствует формированию в щелочной среде карбонатных комплексных с ураном, которые с большинством катионов образуют хорошо растворимые соединения, что, вероятнее всего, и приводят к возрастанию содержания элемента в растворе (Крайнов, Рыженко, Шве́ц, 2012; Шварцев и др., 2007). Подобная картина наблюдается и в районе исследования, где уран, согласно расчетам, мигрирует в форме $UO_2(CO_3)_3^{4-}$, его концентрация при этом возрастает с ростом солёности, основу которой в самых минерализованных пробах составляют HCO_3^- и Na^+ (Рисунок 38а).

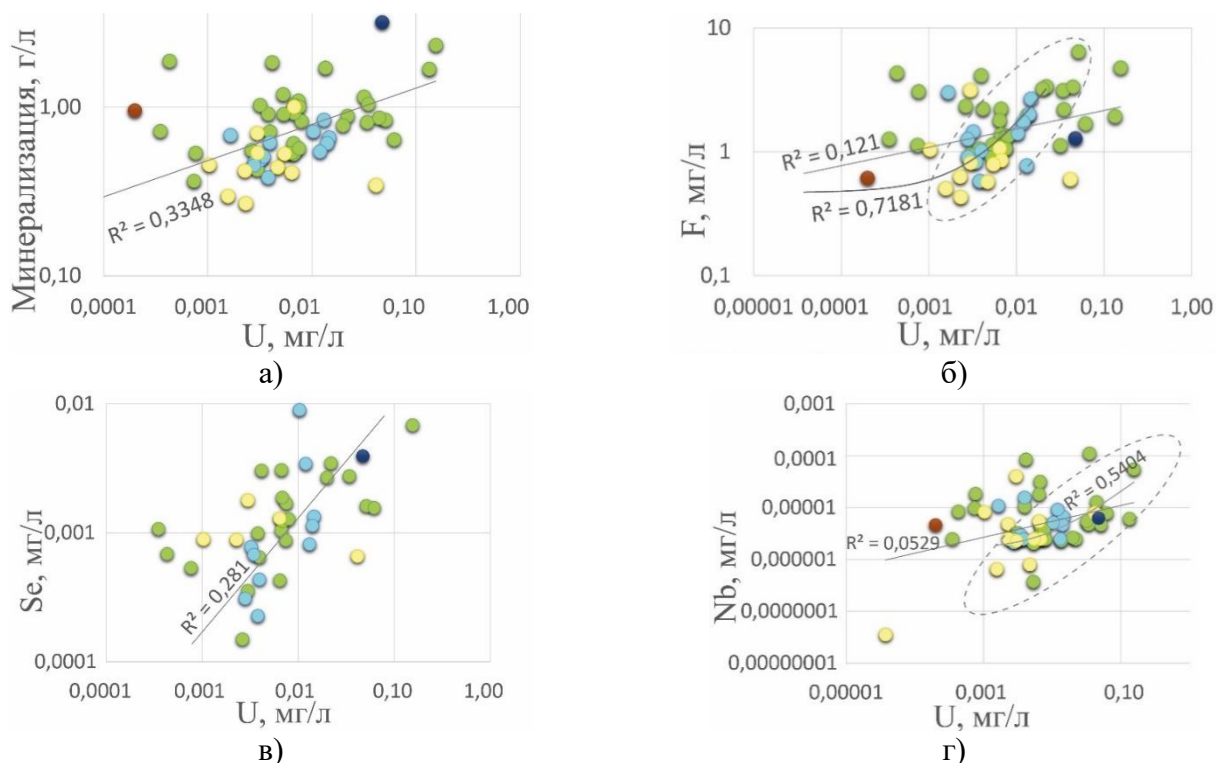


Рисунок 38 - Зависимость концентраций U от солёности (а), F^- (б), Se (в), Nb (г) в подземных водах (усл. обознач. см. рис. 28)

В исследуемых водах формируется микроассоциации F – U, выражаемая в росте урана в воде вместе со фтором. Это характерно для $\text{HCO}_3\text{-Na}$ вод, поскольку эти элементы хорошо мигрируют в анионной форме и щелочных условиях (Шварцев и др., 2007), которые распространены в районе исследований, особенно в пределах водосбора Тореев. При этом значимый тренд охватывает только часть точек опробования (Рисунок 38б), что указывает на то, что на аккумуляцию урана могут влиять и другие процессы.

Вместе с тем в подземных водах территории формируется рудная парагенетическая ассоциация U – Nb – Se, которую нередко образуют ураноносные отложения (Шварцев и др., 2007). Такая зависимость также характерна только для части точек опробования. Несмотря на то, что Забайкалье представляет собой известную ураноносную провинцию России, непосредственно в районе исследования проявлений урана не выявлено. Ближайшие крупные месторождения расположены в соседнем Краснокаменском районе в пределах Урулунгуйской U-fl зоны. В этой связи высокие содержания урана в исследуемых водах, вероятнее всего, являются результатом концентрирования его из вмещающих пород (например, магматических или гранитов). Естественно, что при прочих равных условиях, чем выше содержание элемента в исходной породе, тем вероятнее его концентрирование в растворе. Таким образом, концентрирование ниобия может быть связано и с отложениями тантал-ниобиевых руд Дурулгуевского массива западного обрамления района исследований, однако, это уже выходит за рамки задач настоящей работы.

4.2.3 Стронций и барий

Содержания стронция и бария в подземных водах могут достигать показателей более 5 мг/л для Sr и 0,3 мг/л для Ba, при средних 0,6 мг/л и 0,04 мг/л соответственно. Распределение концентраций по территории неравномерное, пиковые содержания элементов соответствуют точкам

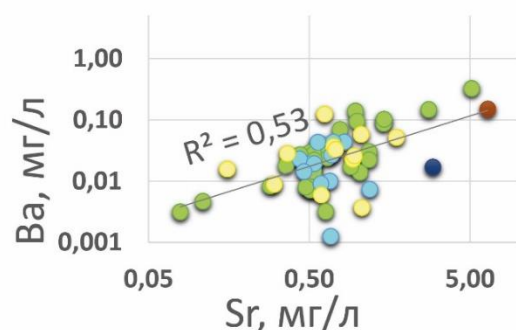


Рисунок 39 - Зависимость концентраций Sr от Ba в подземных водах (усл. обознач. рис. 28)

58G (скважина на севере у хлоридного оз. Горбунка) и 4G (побережье Зун-Торея). Максимумы концентраций не достигают ПДК, но превышают кларковые значения. Потребление стронция в повышенных дозах нередко ассоциируют с заболеваниями костной системы. В основном такие свойства обусловлены известной способностью элемента замещать кальций, что может быть одним из факторов, приводящих к возникновению

так называемой Уровской болезни (Замана и др., 2019). С помощью кластерного анализа была выявлена связь ($R^2=0,5$) стронция с барием (Рисунок 39), указывая на схожие механизмы обогащения исследуемой воды этими элементами. При этом распределение содержаний Sr во многом повторяет поведение Ca, геохимическим аналогом которого он является (Рисунок 18), а также Mg. Как видно на рисунке 40, до значения минерализации 0,8 г/л и pH 7,5 концентрации его сначала растут, а затем постепенно начинают падать.

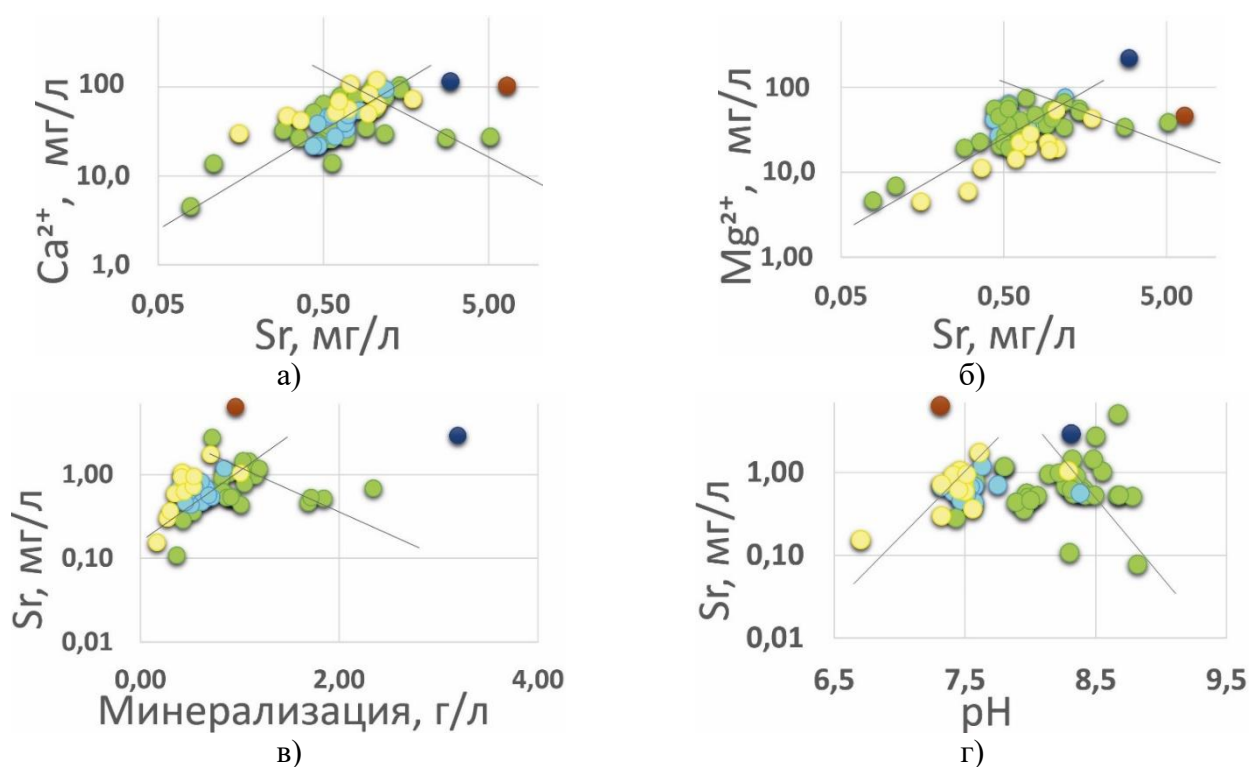


Рисунок 40 - Зависимость концентраций Sr от Ca (а) и Mg (б), солёности (в) и pH (г) в подземных водах (усл. обознач. см. рис. 28)

Тоже прослеживается и для бария: до солёности 0,7 г/л и pH примерно 7,6 концентрации элемента растут, а после – снижаются (Рисунок 41).

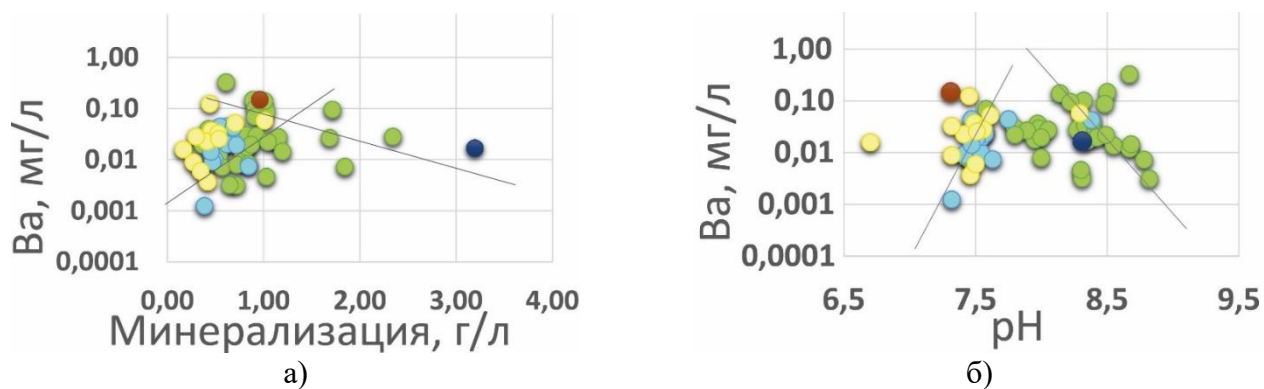


Рисунок 41 - Зависимость концентрации Ba от солёности (а) и pH (б) подземных вод (усл. обознач. см. рис. 28)

Такой характер распределения говорит о том, что обогащение воды данными химическими элементами ограничено геохимическими барьерами, что не позволяет им дальше аккумулироваться в растворе. Согласно данным (Крайнов, Рыженко, Шве́ц, 2012), барьер может быть как карбонатным, где причина ограничения в накоплении Sr и Ba – это образование вторичных SrCO_3 и BaCO_3 , так и сорбционным, где вторичные образования представляют собой глины или карбонат кальция. Последний является наиболее вероятной причиной ограничения в накоплении Sr и Ba, т.к. в районе исследований стронцианиты и витериты не обнаружены, но обнаружена связь с Ca. Таким образом, причина одновременного удаления этих элементов из раствора в том, что они способны соосаждаться вместе с CaCO_3 еще до формирования собственных карбонатов. Ведущая форма их миграции, согласно расчетам – Ba^{2+} и Sr^{2+} .

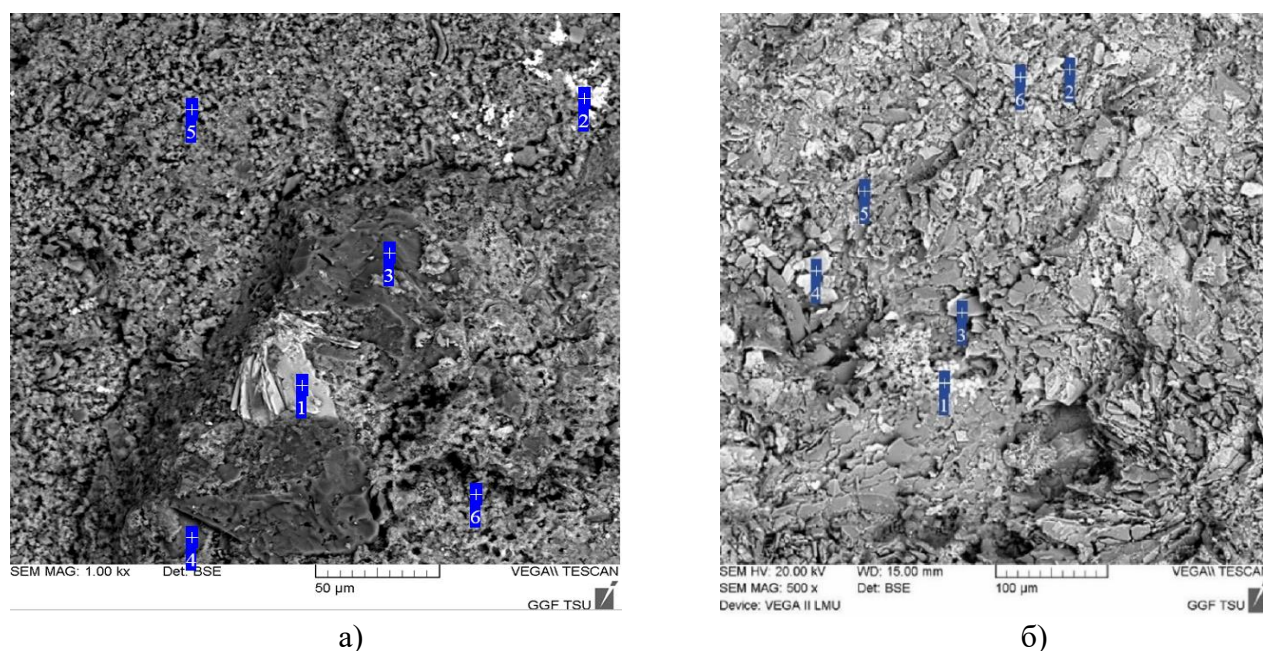


Рисунок 42 - Снимки свежего сколов образцов кварцита, выполненных на растровом электронном микроскопе и результаты изучения элементного состава образца, выполненные с помощью микрозонда: а – 1 – рутил, 2 – целестин, 3-4 – кварц, 5-6 – кальцит; б – 1 – хлорит + аморфное железо, 2 – хлорит + гидрослюда, 3 – кварц, 4 – хлорит + гидрослюда, 5 – барит, 6 – хлорит + гидрослюда)

Дополнительный источник стронция и бария в подземных водах – это широко распространенные в районах озер минералы целестин и барит (Рисунок 42), с которыми на испарительном этапе сульфатные или содовые озера могут достигать насыщения (см. гл. 7): это делает их вторичными образованиями соленых озер территории, но первичными в отношении подземных вод, которые могут их растворять.

Таким образом, несмотря на существующие ресурсы стронция и бария в районе их аккумуляция до концентраций выше предельно допустимых ограничивается началом формирования $\text{HCO}_3\text{-Na}$ вод, т.е. исследуемые воды являются геохимически защищенными от накопления этих элементов.

4.2.4 Редкоземельные элементы

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в составе природной воды широко используется в качестве индикаторов геохимических процессов взаимодействия в системе вода-порода, в том числе реконструкции условий образований подземных вод (Балашов, 1976; Вах, Вах, Харитонов, 2013; Чудаев и др., 2017).

В нашем случае интересно было проследить изменение концентраций РЗЭ в подземных водах от источника питания в сторону разгрузки. Их общее количество в исследуемых природных водах варьирует в широких пределах: от 0,01 мкг/л до 1,0 мг/л (Таблица 14). Распределение РЗЭ в разных типах природных вод региона продемонстрировано на рис. 43. Нормирование было выполнено относительно североамериканского сланца (NASC). Содержание РЗЭ в водах разных типов отличаются. Высокие значения характерны для соленых озер. В пресных подземных водах обрамления Торейской впадины показатели РЗЭ ниже, а в подземных водах водосборного бассейна, которые характеризуются более высокой минерализацией, pH и $\text{HCO}_3\text{-Na}$ составом – самые низкие.

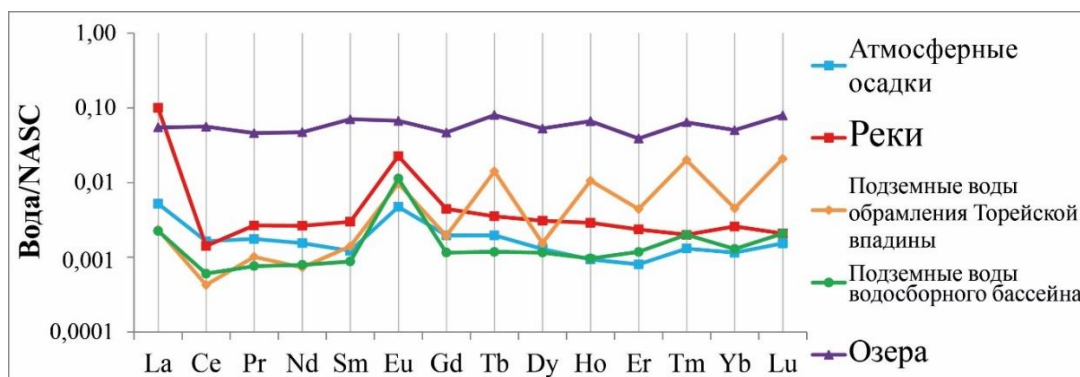


Рисунок 43 – Нормализованные относительно NASC графики РЗЭ в природных водах района

РЗЭ поступают в воду в результате растворения калиевых полевых шпатов, плагиоклазов и пироксенов, поэтому графики распределения РЗЭ в растворе нередко повторяют спектры для водовмещающих пород и почв, которые содержат эти минералы (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В районе исследования магматические породы основного состава представлены преимущественно базальтами и метадолеритами, в которых преобладают плагиоклазы, кислого состава – гранитами и

гранодиоритами, основная масса которых сложена калиевыми полевыми шпатами, альбитом, роговой обманкой. Метаморфические породы представлены сланцами и кварцитами, состоящими преимущественно из глинистых минералов и частиц кварца. В качестве осадочных образований использован состав отобранного на побережье Тореев алевроглинистого осадка, матрица которого состоит из глинисто-слюдистых агрегатов с обломками зерен альбита, полевых шпатов и барита. Для удобства сравнения спектров образцов пород также был использован стандарт NASC, т. к. он традиционно применяется для изучения РЗЭ в природных водах (Рисунок 44).

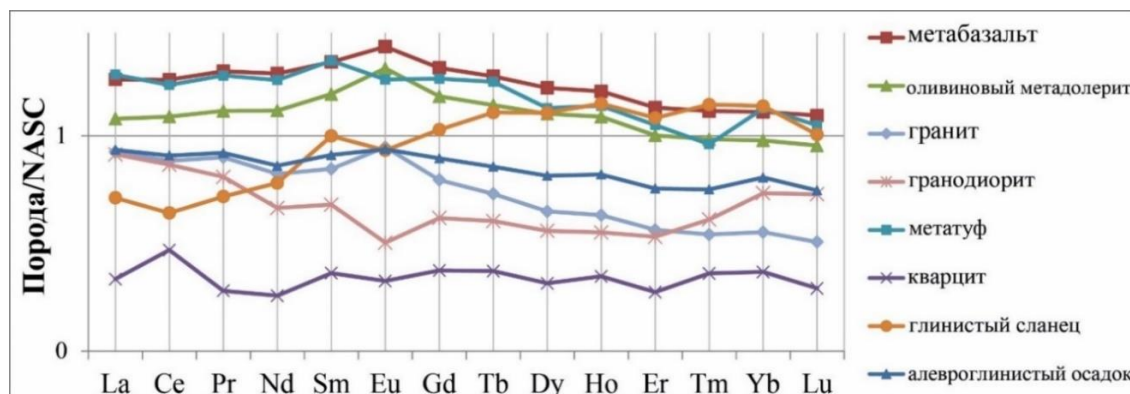


Рисунок 44 – Нормализованные графики РЗЭ в породах района Торейских озер

Анализ распределений РЗЭ в природных водах и водовмещающих магматических породах показал схожесть спектров, выражаемую в незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми с положительным европиевым максимумом. Европиевая аномалия контролируется главным образом полевыми шпатами, особенно плагиоклазом, т. е. в текущих условиях, вероятно,

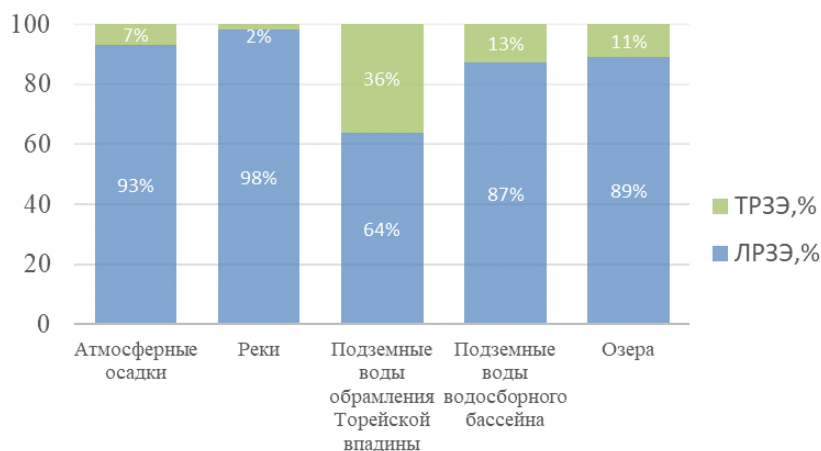


Рисунок 45 - Соотношения легких и тяжелых РЗЭ в природных водах района Торейских озер

вод схож, за исключением подземных вод обрамления Торейской впадины (оранжевая линия) (Рисунок 43). Для них же характерно изменение соотношения легких/тяжелых РЗЭ (Рисунок 45). Это факт представляет явный интерес.

происходит растворение этих минералов водой. Отрицательная цезиевая аномалия в водах, вероятнее всего, связана с его удалением из раствора вследствие окисления (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Kharitonova и др., 2007).

При этом характер профилей распределения РЗЭ (при разных уровнях концентраций) для всех типов

Таблица 14 - Содержание редкоземельных элементов в природных водах района Торейских озер, мкг/л

Химический элемент	Атмосферные осадки			Реки			Углекис- лый источник	Подземные воды						Озера		
								Обрамления Торейской впадины			Водосорного бассейна					
	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.		Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.			
La	0,17	0,02	0,30	3,20	0,05	10,1	0,25	0,08	0,002	5,79	0,07	0,002	3,67	1,75	0,002	194
Ce	0,12	0,03	0,23	0,10	0,01	0,30	0,47	0,03	<0,0005	3,00	0,04	0,002	5,98	4,08	0,002	403
Pr	0,01	0,004	0,03	0,02	0,001	0,06	0,06	0,01	<0,0005	0,33	0,01	<0,0005	0,62	0,36	<0,04	48,1
Nd	0,05	0,01	0,09	0,09	0,004	0,22	0,28	0,02	0,002	1,24	0,03	0,002	2,32	1,56	0,002	182
Sm	0,01	0,003	0,009	0,02	0,001	0,04	0,06	0,01	<0,0005	0,22	0,01	<0,0005	0,45	0,40	<0,04	35,4
Eu	0,01	0,003	0,01	0,03	0,002	0,06	0,05	0,01	0,002	0,13	0,01	0,0005	0,14	0,08	<0,04	6,94
Gd	0,01	0,003	0,02	0,02	0,005	0,06	0,08	0,01	0,005	0,18	0,01	0,03	0,51	0,24	0,01	35,7
Tb	0,002	<0,0005	0,002	0,003	0,0001	0,01	0,02	0,01	<0,0005	0,03	0,001	<0,0005	0,08	0,07	<0,04	4,76
Dy	0,01	0,002	0,01	0,02	0,001	0,04	0,13	0,01	<0,0005	0,14	0,01	0,001	0,46	0,28	<0,04	25,0
Ho	0,001	0,0004	0,002	0,003	0,0001	0,01	0,04	0,01	<0,0005	0,03	0,001	<0,0005	0,06	0,07	<0,04	4,38
Er	0,003	0,001	0,005	0,01	0,0005	0,02	0,13	0,02	<0,0005	0,06	0,004	<0,0005	0,16	0,13	<0,04	11,8
Tm	0,001	<0,0005	0,001	0,001	0,0001	0,002	0,02	0,01	<0,0005	0,03	0,001	<0,0005	0,02	0,03	<0,04	1,45
Yb	0,004	<0,0005	0,004	0,01	<0,0005	0,02	0,12	0,01	<0,0005	0,05	0,004	<0,0005	0,16	0,16	<0,04	8,60
Lu	0,001	<0,0005	0,001	0,001	<0,0005	0,002	0,02	0,01	<0,0005	0,03	0,001	<0,0005	0,03	0,04	<0,04	1,20
ЛРЗЭ	0,36	0,08	0,66	3,46	0,06	10,8	1,18	0,16	0,01	10,7	0,17	0,01	13,2	8,24	0,01	870
ТРЗЭ	0,03	0,01	0,04	0,06	0,01	0,15	0,56	0,09	0,005	0,53	0,02	0,03	1,47	1,01	0,01	92,8
ΣРЗЭ	0,39	0,08	0,70	3,52	0,07	11,0	1,75	0,25	0,01	11,2	0,19	0,03	14,7	9,25	0,02	962
Sc	0,004	0,001	0,01	0,02	0,004	0,20	1,13	0,57	0,003	1,00	0,26	0,01	1,13	2,47	0,29	10,1
Y	0,03	0,01	0,05	0,08	0,02	0,19	1,76	0,05	0,01	0,68	0,06	0,004	1,76	1,92	0,15	117

Подземные воды обрамления Торейской впадины воды находятся на начальном этапе взаимодействия вод с вмещающими породами, интенсивность протекания которого видимо привело к мощному фракционированию в системе вода-порода с депленированием в сторону тяжелых РЗЭ из пород в воду (Харитонов и др., 2016). Затем скорость процесса выщелачивания замедлилась и уже для вод водосбора профиль выровнялся и стал коррелировать с другими водами района.

Суммарные концентрации РЗЭ в подземных водах ниже, чем в озерных (на 1-2 порядка) и даже речных и атмосферных осадках, что обусловлено более высокими значениями pH и менее окислительной средой. Хуже всего РЗЭ мигрируют в $\text{HCO}_3\text{-Na}$ подземных водах водосбора (Харитонов и др., 2016), что и видно для вод водосбора Тореев.

Несмотря на то, что в озерах показатель pH тоже высокий, окислительная среда и большая соленость вод являются хорошей средой для накопления РЗЭ. При этом наибольшие содержания РЗЭ в подземных водах фиксируются в точках 30G и 43G (обрамления Торейской впадины) и 70G (на водосборе), для которых также характерны высокие концентрации Ga, Be, Fe, Ag, As, Al и Cu, что может указывать на общий источник, представленный первичными алюмосиликатами водовмещающих пород (полевые шпаты и др.).

Общая характеристика микрокомпонентного состава воды

Исследование большого спектра микрокомпонентов, распространенных в природных водах территории Тореев, показало следующие результаты. Несмотря на достаточно благополучную экологическую обстановку в регионе и отсутствие значимого антропогенного воздействия, подземные воды обогащаются рядом микрокомпонентов – Br, B, As, V, Sb, Cu, Zn, Pb, Li, Rb, Al, U, Sr, Ba, Fe, Mn и РЗЭ, которые могут негативно воздействовать на здоровье человека при постоянном потреблении. При этом большее их количество достигает максимальных концентраций у побережья Тореев, т.е. в области внутреннего стока на самых низких отметках рельефа. Кроме того, закономерности распространения микроэлементов могут дать дополнительную информацию о том, как формируется состав воды. Их источником выступают исходные породы различного состава: алюмосиликаты основного и кислого составов, сульфиды, сульфаты и т. д. Для элементов Fe, Mn, Pb, Cu, Zn, U, As и V характерно накопление в пределах нескольких ореолов (вокруг Тореев и в зонах рудной минерализации). Часть этих компонентов связывается на пути формирования вторичной фазой, например, Fe, Mn, Pb – гидроокислами, другая указывает на существование источника сульфидной минерализации – Cu, Zn. Аккумуляция As, V, U, B, F, Sr и Ba напрямую связана с процессом сообразования на территории, т.е. их концентрации находятся в прямой зависимости от доли HCO_3^- или Na^+ в растворе. При этом обогащение вод некоторыми из них ограничена

геохимическими барьерами (Sr и Ba), а другие не связываются вторичной фазой и продолжают беспрепятственно накапливаться. Процессы континентального засоления оказывают наибольшее влияние на аккумуляцию Br, Li и Rb, содержания которых растут в воде вместе с их геохимическими аналогами, хлором, натрием и калием. Редкоземельные элементы в подземных водах водосборного бассейна и обрамления впадины накапливаются по-разному. В пределах водосбора суммарные концентрации РЗЭ ниже ввиду более высоких рН и менее окислительной среды. В то время как в обрамлении характерно фракционирование в системе вода-порода с депленированием в сторону тяжелых РЗЭ из пород в воду и изменение соотношения легких/тяжелых РЗЭ.

ГЛАВА 5. ОЦЕНКА РАВНОВЕСИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

В рамках диссертационного исследования формирование химического состава подземных вод рассматривается с точки зрения положения о равновесно-неравновесным характере взаимодействия воды с вмещающими породами, предложенного С.Л. Шварцевым (1998). Вода в природных условиях, независимо от глубины залегания и скорости движения, всегда неравновесна с одними минералами, растворяя их (при участии газов и органического вещества), но одновременно равновесна с другими, которые формирует. Это приводит к изменению химического состава воды и геохимической среды в системе. Процесс является стадийным, т. е. каждый этап характеризуется определенным составом вод и набором образованных вторичных минералов (или геохимическим типом вод), а также определенной геохимической средой, все можно объединить в один термин – гидрогенно-минеральный комплекс. Технически этот подход реализуется через расчет степени равновесия воды с минералами вмещающих пород, оценку миграции элементов и геохимической подвижности.

5.1 Формы миграции основных ионов в составе подземных вод

Определение формы, в которой происходит миграция элемента, имеет важное значение для оценки степени насыщения воды по отношению к тем или иным минералам, т. к. формирование комплексных соединений смещает равновесие в системе и элемент продолжает удерживаться в растворе (Крайнов, Рыженко, Швец, 2012). Химические элементы в воде могут находиться в виде взвеси, коллоидов и истинно растворенном состоянии. В рамках настоящего исследования первые две формы не рассматривались, т.к. объектом исследования являются подземные воды, для которых преобладающей формой нахождения элемента в воде является именно растворенная.

Согласно расчетам в программном комплексе HydroGeo (подробнее в гл. 3), 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^+ (Рисунок 46). На их долю приходится от 69 до 99 %. Лишь оставшаяся часть приходится на комплексные соединения (Таблица 15).

При этом при движении вод от обрамления Торейской впадины к водосборному бассейну уменьшается доля простых ионных форм и увеличивается доля карбонатных (CaCO_3 , MgCO_3 , $\text{Na}(\text{CO}_3)^-$) и сульфатных (CaSO_4 , MgSO_4 , $\text{Na}(\text{SO}_4)^-$, $(\text{KSO}_4)^-$) комплексов, т.е. соответствует увеличению минерализации и pH вод (Рисунок 47).

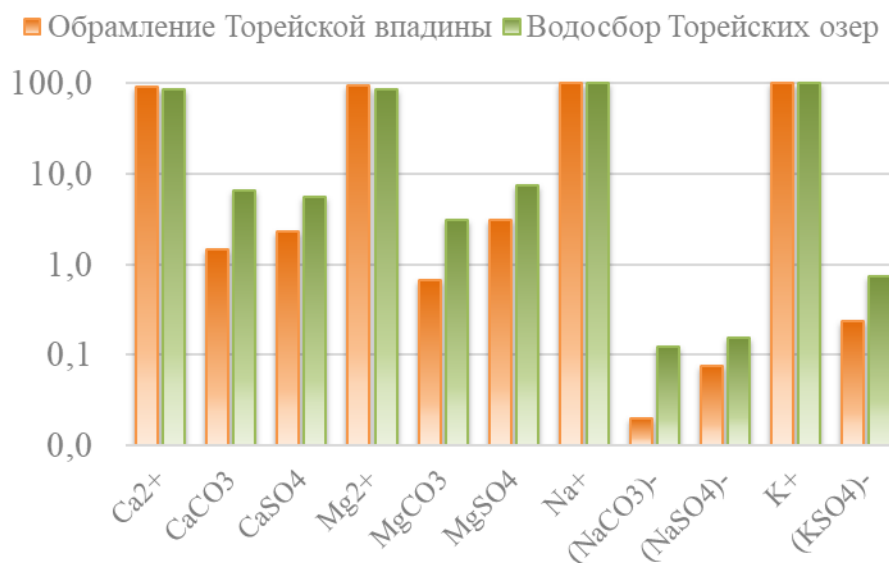


Рисунок 46 – Усредненные формы миграции основных катионов в подземных водах

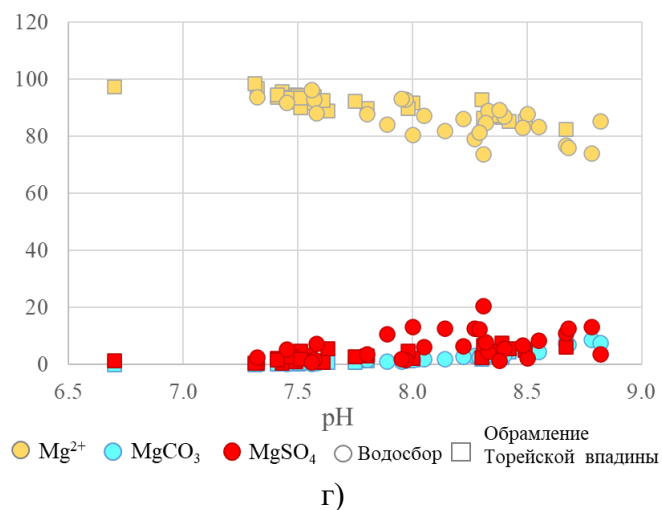
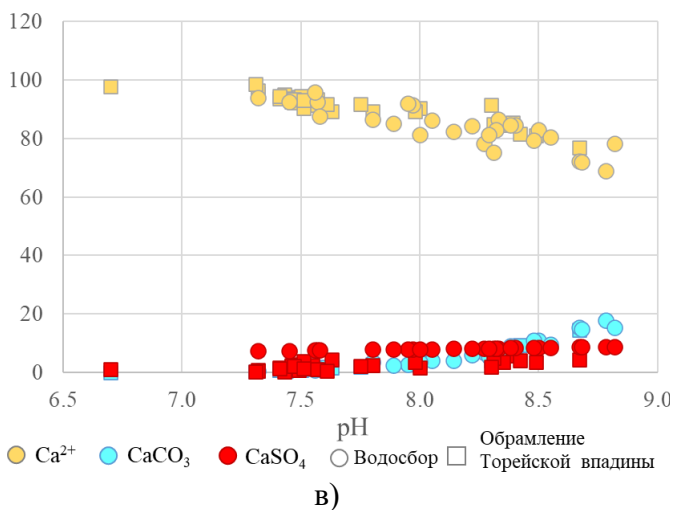
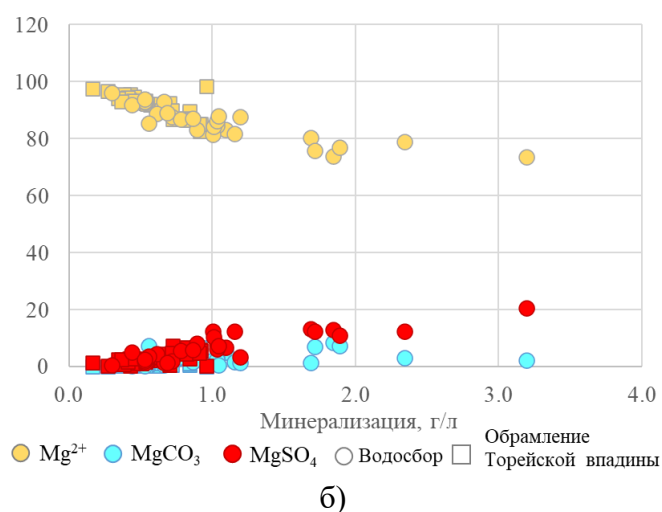
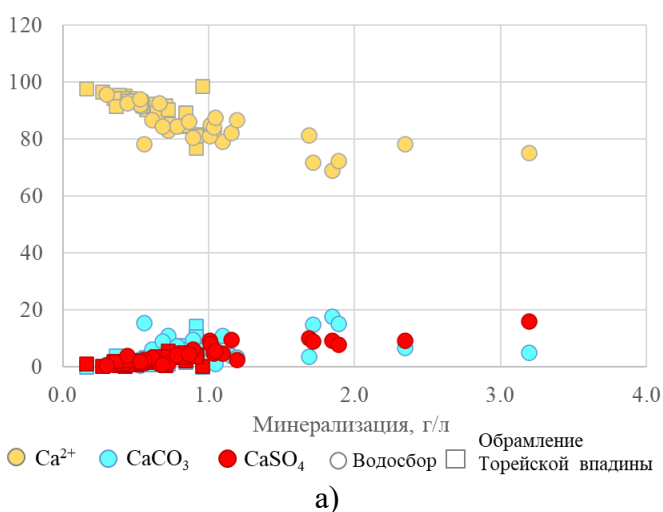


Рисунок 47 - Зависимость содержаний ведущих форм миграции кальция (а,в) и магния (б,г) от величины общей минерализации (а,б) и pH воды (в,г).

Таблица 15 - Мольные доли (мол. %) основных катионов (форм миграции) в различных типах подземных вод района исследований

Форма миграции	Водосбор Торейских озер			Обрамление Торейской впадины			Химический тип подземных вод											Все подземные воды		
							HCO ₃ -Ca			HCO ₃ -Mg			HCO ₃ -Na			SO ₄ -Na	Cl-Na			
Мол. %	Ср ¹	Мин ²	Макс ³	Ср	Мин	Макс	Ср	Мин	Макс	Ср	Мин	Макс	Сред	Мин	Макс	1 проба	1 проба	Сред	Мин	Макс
Кальций																				
Ca ²⁺	83,7	68,9	95,9	91,0	77,0	3,16	93,2	81,3	97,8	91,8	84,6	95,3	83,9	68,9	95,1	75,3	98,5	87,6	68,9	98,5
CaCO ₃	6,52	0,58	17,8	1,47	0,04	14,5	0,73	0,04	5,57	1,83	0,57	9,09	6,94	0,78	17,8	5,11	0,16	2,48	0,04	17,8
(CaHCO ₃) ⁺	3,99	2,65	7,10	3,71	0,99	5,61	3,22	0,99	5,61	4,13	3,29	4,74	4,06	2,42	7,10	3,56	1,00	3,72	0,99	7,10
CaSO ₄	5,44	0,60	15,9 9	2,29	0,30	5,67	1,44	0,39	9,43	2,04	0,69	4,25	4,72	0,37	10,2	16,0	0,30	2,62	0,30	16,0
CaCl ⁺	0,07	0,002	0,09	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,08	0,07	0,09	0,18	0,43	0,03	0,00	0,43
Магний																				
Mg ²⁺	85,5	73,7	96,2	91,9	82,6	98,5	93,3	81,4	97,5	92,3	89,0	95,6	86,1	74,0	95,6	73,7	98,5	88,9	73,7	98,5
MgCO ₃	3,05	0,26	8,57	0,67	0,02	6,98	0,33	0,02	2,51	0,84	0,26	4,30	3,25	0,35	8,57	2,24	0,07	1,53	0,02	8,57
(MgHCO ₃) ⁺	3,98	2,59	7,01	3,65	0,96	5,52	3,14	0,96	5,52	4,05	3,21	4,84	4,06	2,40	7,01	3,40	0,97	3,59	0,96	7,01
MgSO ₄	7,28	0,79	20,6	3,06	0,39	7,57	1,89	0,52	0,52	2,69	0,91	5,58	6,37	0,49	13,2	20,6	0,39	3,91	0,39	20,6
MgCl ⁺	0,11	0,00	0,13	0,02	0,00	0,01	0,004	0,003	0,01	0,02	0,01	0,03	0,12	0,11	0,13	0,26	0,61	0,05	0,00	0,61
Натрий																				
Na ⁺	98,7	97,7	99,5	99,1	98,6	100	99,3	98,6	100	99,1	98,8	99,4	98,7	97,8	99,4	97,7	99,8	98,9	97,7	100
(NaCO ₃) ⁻	0,12	0,01	0,44	0,02	0,000 4	0,26	0,01	0,000 4	0,10	0,03	0,01	0,14	0,12	0,01	0,44	0,15	0,002	0,06	0,00	0,44
NaHCO ₃	0,98	0,48	1,62	0,76	0,17	1,18	0,63	0,17	1,14	0,83	0,61	1,04	0,97	0,47	1,62	1,14	0,20	0,86	0,17	1,62
(NaSO ₄) ⁻	0,16	0,02	1,04	0,08	0,01	0,20	0,04	0,01	0,38	0,06	0,02	0,14	0,20	0,01	0,52	1,04	0,01	0,11	0,01	1,04
NaCl	0,04	0,00	0,15	0,01	0,001	0,00 1	0,001	0,001	0,00 1	0,01	0,01	0,15	0,05	0,04	0,07	0,13	0,19	0,04	0,00	0,19
Калий																				
K ⁺	99,2	96,8	100	99,8	99,4	100	99,8	98,8	100	99,8	99,6	99,9	99,4	98,4	100	96,8	100	99,4	96,8	100
(KSO ₄) ⁻	0,75	0,05	3,16	0,23	0,03	0,62	0,13	0,03	1,16	0,19	0,06	0,43	0,60	0,03	1,60	3,16	0,03	0,27	0,03	3,16
KCl	0,00 1	0,000 1	0,02	0,00 1	0,000 1	0,00 1	0,000 2	0,000 1	0,00 1	0,00 1	0,00 1	0,01	0,01	0,00 4	0,02	0,02	0,04	0,00 5	0,000 1	0,04

Примечание: 1 – средние значения; 2 – минимальные значения; 3 – максимальные значения.

Изменение форм миграций в соответствии с типом вод можно продемонстрировать на примере кальция. В пресных $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ водах он мигрирует в простой форме (до 98%), а в слабосоленых $\text{HCO}_3\text{-Na}$ водах доля его связывания в комплексные соединения достигает 30% и они приходятся на CaCO_3 , CaSO_4 и CaCl^+ . Натрий и калий традиционно плохо связываются в комплексные соединения (в среднем менее 1%), оставаясь во всех типах подземных вод преимущественно в простой форме. Таким образом, комплексообразование характерно только для кальция и магния и только в более соленых и щелочных $\text{HCO}_3\text{-Na}$ или $\text{SO}_4\text{-Na}$ подземных водах водосборного бассейна. В остальных случаях при расчетах равновесий в системе вода-порода этим фактом можно пренебречь.

Вышеописанные зависимости поведения основных форм миграции ведущих ионов в процессе эволюции и преобразования химического состава исследуемой подземной воды от областей питания к зонам разгрузки в целом хорошо коррелирует и дополняет опубликованные С.В. Борзенко данные по формам миграции вод многочисленных соленых озер территории (Борзенко, 2017), что еще раз подтверждает то, что неглубокозалегающие подземные воды и соленые озера юго-восточного Забайкалья представляют собой единую сложную природную систему. Однако в озерах все процессы под влиянием испарения идут более интенсивно и в комплексные соединения связываются уже большая доля катионов (до 50% в самых щелочных и соленых озерах). То есть для того, чтобы карбонатные комплексы стали основной формой миграции катионов нужны более высокие значения pH, не достигающие в водах на литогенном этапе.

5.2 Оценка подвижности элементов в системе базальты – вода – вторичные отложения

Для того, чтобы лучше разобраться в природе сложного поведения макро- и микрокомпонентов, их накоплении и перераспределении на литогенном этапе формирования состава подземных вод была оценена подвижность химических элементов. Расчёты были проведены для каждого из этапов взаимодействия системы базальты – природные воды – глины с помощью коэффициентов водной миграции K_x , и геохимической подвижности K_n . Полученные результаты по коэффициентам 50-ти химических элементов были разбиты на ряды элементов по интенсивности выноса водами из базальтов на основе K_x (Таблица 16) и ряды подвижности элементов в воде относительно связываемости вторичными отложениями на основе K_n (Таблица 17).

Таблица 16 – Ряды интенсивности выноса элементов природными водами из базальтов

Интенсивность миграции	K_x	Атмосферные осадки	Речные воды	Подземные воды	Озерные воды
Очень сильная	>10	B, Cl, U, S, Na, Li	Cl, S	Cl, S, B, Na, U	Cl, B, U, S, Na
Сильная	1-10	W, Cu, K, V, Zn, Sr	Na, Cs, B, Ca , Mg, Li, U	Cs, Li, Mg, Sr	
Средняя	0,1-1	Mg, Ni, Ca , P, Co, Th, Pb, Cs, Er, Tm, Lu, Rb, Yb, Be, Cr, Ho, Sc, Dy, Ba	K, Sr, Zn, Cu, Si, Pb	Ca , K, Zn, Cu, Mn, Pb, Ni	Cs, W, Li, K, V, Cu
Слабая	<0,1	Ce, Y, Zr, Gd, Hf, Tb, Pr, Sm, Nd, Eu, La, Mn, Ta, Si, Ga, Fe, Al, Nb, Ti	Cr, W, Ni, P, Sc, Rb, Ba, Mn, V, Ta, Fe, Co, Th, Be, Ho, Sm, La, Gd, Nd, Y, Pr, Tb, Tm, Er, Dy, Ce, Eu, Ga, Al, Zr, Ti, Nb	Cr, Rb, Be, Ba, Si, Sc, P, W, Fe, Zr, Co, V, Lu, Hf, Tm, Th, Y, Yb, Ho, Ta, Er, Tb, Eu, Dy, Sm, Gd, La, Pr, Ce, Nd, Ga, Al, Nb, Ti	Pb, Be, Ni, Mn, Zn, P, Mg, Sr, Cr, Co, Fe, Tb, Pr, La, Gd, Zr, Dy, Sm, Ce, Al, Th, Nd, Ho, Er, Y, Tm, Yb, Rb, Lu, Eu, Ga, Ca , Ba, Hf, Ta, Sc, Si, Ti, Nb

Таблица 17 – Ряды подвижности химических элементов в природных водах*

Интенсивность подвижности	K_n	Атмосферные осадки	Речные воды	Подземные воды	Озерные воды
Очень сильная	>10	W, Cl, U, Na	Cl	Cl, Na, S	Cl, Na, U, S
Сильная	1-10	S, V, Zn, Sr, P, Li, K, Cu, Mg, Ni	Na, S, Mg, Ca , Cs, W	U, Mg, Sr, Ca	W
Средняя	0,1-1	Co, Ca , Er, Tm, Lu, Ho, Yb, Dy, Zr, Hf, Sc, Cr, Ba, Ce, Gd, Tb, Y, Th, Eu, Sm, Pb, Nd, Pr	K, Sr, Zn, U, P, Li, Cu, Si, Ni, Cr	Cs, Li, W, Zn, K, P, Mn, Ni, Cr	V, K, P, Cs, Ni
Слабая	<0,1	Ta, Be, La, Rb, Cs, Mn, Fe, Nb, Al, Ga, Si, Ti	Sc, Pb, Ba, Ta, V, Mn, Fe, Rb, Co, Sm, Ho, Gd, Tb, Nd, Tm, La, Pr, Dy, Er, Y, Eu, Ce, Be, Th, Ga, Al, Zr, Ti, Nb	Cu, Zn, Ba, Sc, Pb, Fe, Co, Si, Be, Rb, V, Hf, Lu, Ta, Tm, Ho, Er, Eu, Yb, Tb, Y, Dy, Sm, Gd, Pr, Nd, La, Ce, Al, Th, Nb, Ga, Ti	Li, Zn, Sr, Zr, Mn, Cu, Fe, Tb, Mg, Co, Gd, Be, Sm, Dy, Pr, Al, Nd, Ho, Eu, Er, La, Cr, Ce, Pb, Tm, Lu, Y, Yb, Hf, Ta, Ba, Ga, Ca , Sc, Th, Rb, Si, Ti, Nb

*не рассмотрен В, который не был определен в глинах

Атмосферные осадки. Более половины всех исследованных элементов характеризуются на этом этапе очень сильной, сильной и средней интенсивностью миграции ($K_x > 0,1$). Как видно в таблице 9, чем больше K_x , тем интенсивнее элемент выщелачивается. Однако уже на этом этапе, как показано в работах (Борзенко и др., 2018; Шварцев и др., 2007), часть элементов высаживается с окислами и даже глинами. Поэтому, например, такие элементы как Mn, Fe, Al, Si отличаются слабой подвижностью ($K_n < 0,1$), т.е. слабо концентрируются в растворе относительно доли, связываемой вторичными продуктами.

Речные воды. Всего четверть элементов (Cl, S, Na, Ca, Mg, K, Cs, Li, U, Sr, Zn, Cu, Si) на этом этапе отличаются хорошей миграцией и подвижностью (K_x и $K_n > 0,1$), т.е. активно накапливаются в воде.

Подземные воды. На этапе подземных вод большая часть элементов характеризуется слабой миграционной способностью и подвижностью, поскольку в большом количестве они начинают связываться вторичными фазами.

Озерные воды. Суммируя два рассчитанных коэффициента миграции, можно выделить на этом этапе такие элементы как Cl, S, Na, K, U, Cs, W, V. Они хорошо мигрируют в водах относительно исходных пород и образующихся минералов (глин).

Полученные данные позволяют проследить совместное проявление процессов: перехода элементов из горных пород в раствор и их удаление из раствора во вторичные фазы. Как видно на рисунке (Рисунок 48), оба коэффициента (водной миграции и геохимической подвижности), несмотря на разный заложенный смысл и исходные формулы, повторяют друг друга по группам интенсивности элементов и имеют достаточно близкие значения для каждого элемента. Элементы упорядочены согласно номеру в Периодической системе химических элементов (Менделеева).

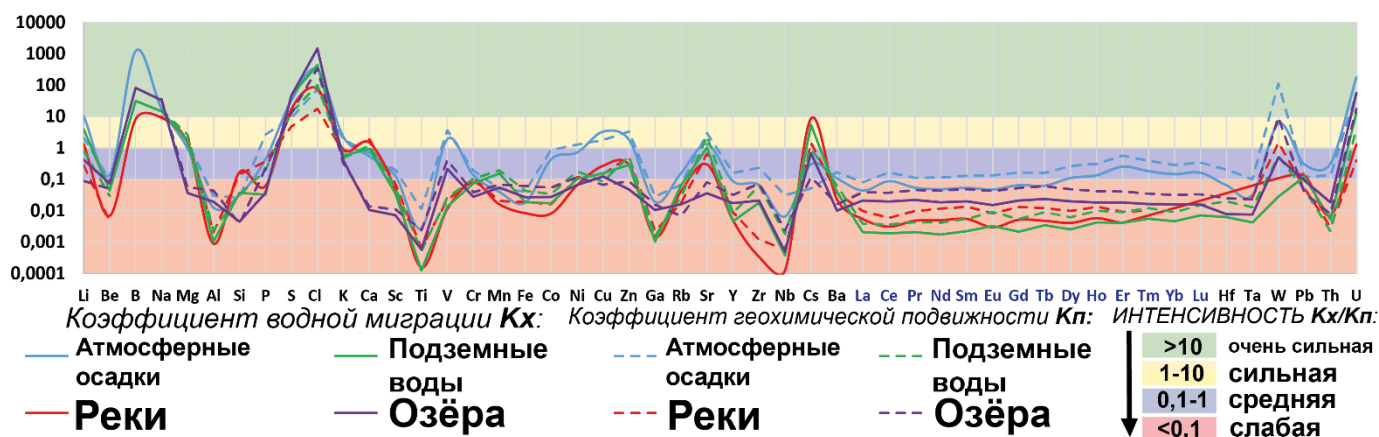


Рисунок 48 - Интенсивность выноса химических элементов природными водами из базальта (K_x) и подвижность химических элементов в водах с учетом связываемости глинами (K_p)

Показано, что элементы с активной миграционной способностью находятся на этапе атмосферные осадки – базальты (Рисунок 48). При этом воды уже равновесны относительно некоторых глинистых минералов, поэтому часть химических элементов (такие как Mn, Fe, Al, Si и др.) сразу связывается во вторичные фазы и хуже мигрирует в водах. Далее в направлении осадки – речные – подземные – озерные воды интенсивность миграции и подвижности почти всех химических элементов падает. Т.е. уменьшается выщелачивание элементов из пород и увеличивается связываемость их вторичными фазами (Рисунок 48). При этом формирующиеся вторичные минеральные и органоминеральные фазы захватывают и часть рассеянных элементов, которые не образуют собственных вторичных минералов, или же сорбируют их на своей поверхности. Например, если понаблюдать поведение кальция (жирным цветом в таблицах 18 и 19) в природных водах, можно увидеть: сначала он накапливается в атмосферных и речных водах, затем

в подземных водах начинает понемногу уходить (достигается равновесие к карбонатам), в озерных – практически не накапливается ($K_x = 0,01$). Что соответствует реальности, как можно будет увидеть в следующем разделе.

Таким образом, подземные воды характеризуются средней миграционной способностью элементов, занимая место между речными и озерными водами. Коэффициенты водной миграции K_x и геохимической подвижности K_p особой разницы между собой не показали. Уверенно можно сказать, что в направлении осадки – речные - подземные – озерные воды интенсивность миграции и подвижности почти всех химических элементов падает. Большинство из них на разных этапах уходят во вторичные отложения. Интенсивно накапливаются в водах на всех этапах Cl, Na, S, U, W, которые хорошо выносятся из базальтов, но пока не достигают равновесия с вторичными минералами (за рассматриваемый период). Миграционная способность Cl и Na даже увеличивается на каждом этапе.

5.3 Равновесие вод с основными минералами

Определения равновесий воды с основными минералами вмещающих горных пород показывают какие вторичные минеральные фазы могут формироваться в результате взаимодействия в системе, а какие продолжают растворяться. Такие расчеты являются важной частью диссертационного исследования, т.к. согласно развешиваемому в работе положению (Шварцев, 1998), состав подземных вод определяется разностью между элементами, которые поступают в раствор из растворяемых горных пород и той частью элементов, которые уходят из раствора вместе со вторичными минералами. Наибольший интерес представляет характер равновесий вод именно с базальтами, широко развитыми на территории исследований (раннемеловые андезиты-базальты тургинской свиты, см п. 2.7). Базальты изначально образовывали нашу планету, и как показали последние исследования (Шварцев, 2010; Шварцев, 2016; Gysi, Stefánsson, 2012), равновесие к ним в принципе невозможно. Поэтому, как считал С.Л. Шварцев (Шварцев, 2015), их можно считать начальной точкой эволюции состава вод. А данная территория исследований является уникальным полигоном изучения формирования состава подземных вод, не только из-за условий засушливого климата и распространения озер, но и наличия базальтов.

Список минералов, который был учтен при моделировании в системе вода-порода основан на составе образцов, отобранных в районе исследования, а также литературных данных. Исходные вмещающие породы были разделены на две группы: осадочные и эффузивные. Минералогический

состав группы осадочных отложений (алевролиты, песчаники и т.д.) – это кварц, плагиоклаз, мусковит, гидрослюда, присутствуют пироксен, оливин, циркон, из вторичных – гидроокислы железа, кальцит, доломит, хлорит. Эффузивы (базальты, долериты) представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном, диопсидом, вулканическим стеклом, слюдами (серицит, селадонит), магнетитом, из вторичных - гидроокислы железа, кальцит (и другие карбонаты), иддингсит (продукт изменения оливина, смесь монтмориллонита и хлорита) и т. д.

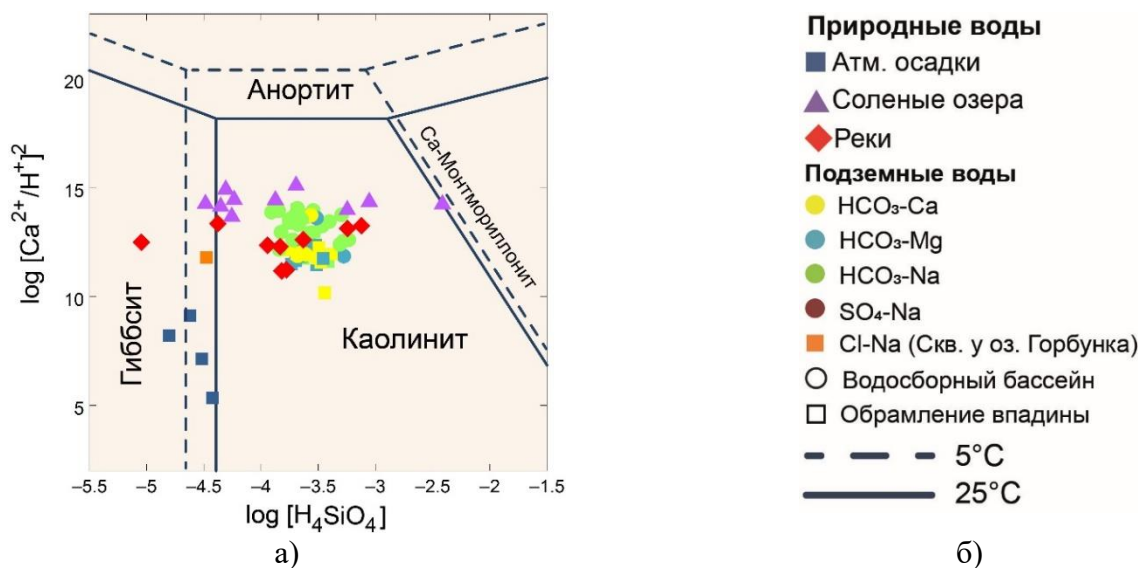
Рассчитанные по фактическому составу вод разных водных объектов *индексы насыщения (SI)* (подробнее в гл. 3) относительно некоторых минералов представлены в таблице 18. С целью сокращения объемов информации показаны только интервалы этих значений.

Таблица 18 - Значение индексов насыщения природных вод района Торейских озер к некоторым минералам (интервалы значений)

Минерал	Формула	Атмосферные осадки	Реки	Углекислые воды	Подземные воды	Озера
<i>Оксиды</i>						
кварц аморф.	SiO ₂ аморф.	-4.8...-3.8	-5.4...-0.9	-1.3	-5.3... -1.2	-6.9...-3.1
кварц	SiO ₂	-1.9...-0.9	-2.4... 2.0	1.7	-2.3... 1.8	-3.9... 0.1
гипс	Al(OH) ₃	-6.6... 6.9	-9.6... 3.0	0.3	-5.2... 6.8	-1.9... 8.6
гётит	(Fe)OOH	-23.0... 3.7	1.3...14.0	1.1	1.9...15.0	10.0...19.0
<i>Силикаты и алюмосиликаты</i>						
ферросилит (магнезиально-железистый пироксен)	FeSiO ₃	-29.0...-14.0	-13.0...-2.2	-6.0	-10.0...-4.5	-8.1...-2.6
энстатит (магнезиально-железистый пироксен)	MgSiO ₃	-25.0...-15.0	-10.0...-3.0	-12.0	-12.0...-0.7	-5.7...-2.3
диопсид (кальциевый пироксен)	CaMgSi ₂ O ₆	-45.0...-27.0	-16.0...-1.9	-19.0	-19.0... -1.4	-7.1...-2.8
жадеит (щелочной пироксен)	NaAlSi ₂ O ₆	-28.0...-11.0	-14.0...-5.8	-6.8	-10.4...-8.9	-3.2...-1.6
оливин	MgFeSiO ₄	-58.0...-38.0	-23.0...-12.0	-24.0	-28.0...-3.0	-16.0...-5.7
паргасит (рог.обманка)	NaCa ₂ Mg ₄ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	-190...-120	-69.0...-37.0	-85.0	-76.0...-13.0	-27.0...-10.0
анортит	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	-47.0...-15.0	-30.0...-11.0	-18.0	-26.0...-2.3	-17.0...-0.5
альбит	NaAlSi ₃ O ₈	-7.9...-4.6	-3.9...-1.0	-0.7	-3.4... 2.2	-1.0... 4.5
микроклин	KAlSi ₃ O ₈	-6.6...-5.0	-3.7...-0.3	-1.0	-3.9... 1.5	-1.4... 4.5
мусковит	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-3.9...-1.8	-1.8... 0.7	-0.6	-2.7... 2.4	0.7...2.5
хлорит(Mg)	Mg _{2.25} Al _{1.5} Si _{1.25} O ₅ (OH) ₄	-8.2...-4.1	-2.8... 0.1	0.7	-4.0... 3.2	0.4...2.8
пренит	Ca ₂ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-60.0...-23.0	-22.0...-5.0	-18.0	-20... 3.5	-9.8... 6.3
Са-монтмориллонит	Ca _{0.15} Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-12.2...-9.4	-9.9... 7.0	4.3	-6.1... 6.3	-2.7... 14.6
Mg-монтмориллонит	MgAl ₂ Si ₄ O ₁₁ (OH) ₂	-31.0...-11.0	-8.2... 8.6	3.0	-9.7... 18.0	-4.2... 11
Na-монтмориллонит	Na _{0.3} Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-7.6...- 4.1	-5.2... 2.9	2.0	-2.9... 4.4	-0.6... 10.4
К-монтмориллонит	K _{0.3} Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-22.0...-5.0	-14.0...-1.0	3.8	-20.0... 12.0	-3.2... 11
иллит	K _{0.5} Al _{2.5} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂	-3.3...- 1.4	-0.5... 1.1	0.9	-1.1... 3.7	1.6...4.5

Минерал	Формула	Атмосферные осадки	Реки	Углекислые воды	Подземные воды	Озера
каолинит	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	-14.0...-3.0	-14...8.2	5.1	-14.0...15.0	-3.7...10.0
<i>Карбонаты</i>						
кальцит	CaCO_3	-16.0...-6.8	-2.8...2.5	0.2	-2.7...3.9	-0.7...3.8
доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	-30.0...-10.0	-4.0...7.6	2.5	-4.1...12.0	2.4...11.0
магнезит	MgCO_3	-18.0...-7.3	-4.9...1.3	-1.4	-5.1...4.0	-0.6...3.9
сидерит	FeCO_3	-26.0...-9.6	-13.0...-1.2	1.1	-6.4...5.0	-8.0...3.6
<i>Сульфаты</i>						
гипс	$\text{CaSO}_4(\text{H}_2\text{O})_2$	-13.0...-9.3	-7.6...-3.7	-5.5	-7.4...-2.6	-8.2...-4.8
ангидрит	CaSO_4	-13.0...-9.7	-8.1...-4.1	-5.9	-7.8...-3.0	-8.5...-5.2
<i>Хлориды</i>						
галит	NaCl	-25.0...-20.0	-22.0...-17.0	-16.0	-21.0...-7.4	-14.0...-4.0

Ниже для удобства результаты термодинамических расчётов представлены графически отдельно для алюмосиликатных и карбонатных минералов 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). В расчетах при этом использовались величины активностей химических соединений с учетом ионной силы раствора, которая зависит от минерализации вод. Как показали исследования, все природные воды территории от атмосферных, речных до подземных и самых соленых озерных неравновесны относительно магматических Ca-Mg-Fe алюмосиликатных минералов водовмещающих пород: основных плагиоклазов (анортита), роговых обманок, пироксенов, диопсида, оливина и других. Поля равновесий большинства перечисленных минералов располагаются значительно выше и за пределами представленных диаграмм (Рисунок 49).



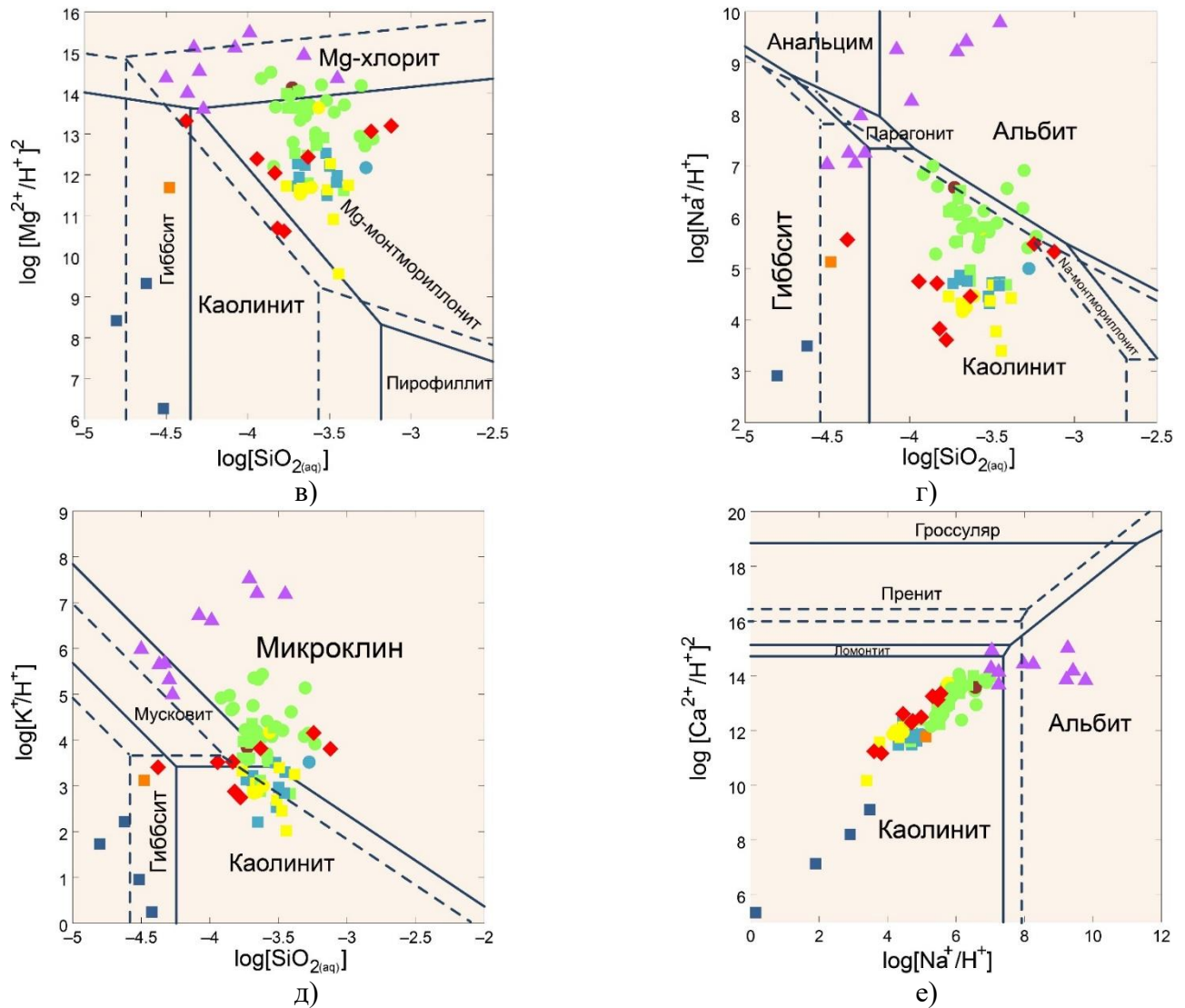


Рисунок 49 - Равновесие подземных вод, а также атмосферных осадков, рек и озер района Торейских озер с алюмосиликатными минералами в системах (а) $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-SiO}_2$; (в) $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2$; (г) $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-SiO}_2$; (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 °С

Как видно, атмосферные осадки находятся на стадии формирования гиббсита, речные имеют большой разброс в равновесии с гиббситом, каолинитом, монтмориллонитами, большинство подземных вод равновесны с монтмориллонитами и каолинитом, для формирования которого необходимы более высокие значения pH (>8), минерализации (>1 г/л) и содержание SI (>5 мг/л). Пресные подземные воды обрамления Торейской впадины, которым в большей степени свойственен $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ состав, находятся в полях устойчивости каолинита и монтмориллонитов. В то время как наиболее минерализованные подземные воды водосбора и сами озера уже равновесны относительно хлорита, мусковита, микроклина и альбита ($M > 2$ г/л и $\text{pH} > 8,5$). Самые солёные и

щелочные озерные воды ($M > 5$ г/л и $pH > 9,5$) дополнительно равновесны к анальциму и ломонтиту (водные цеолиты натрия и кальция) (Дребот, Лепокурова, 2022; Borzenko, Drebot, Fedorov, 2019).

Относительно карбонатных минералов неравновесны все атмосферные осадки и незначительная часть речных и пресных подземных вод (Рисунок 50). Как видно на диаграммах, формирование химического состава всех природных вод проходит в условиях насыщения к кальциту, при этом, если оценивать насыщение при 5°C , то часть $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ вод обрамления впадины остаются за пределом линии равновесия. Насыщение магнезитом фиксируется уже для меньшего количества точек опробования, в основном это $\text{HCO}_3\text{-Na}$ воды водосбора и соленые озера. По отношению к сидериту равновесны часть исследуемых водопроявлений, в том числе и единственная сульфатная проба $\text{SO}_4\text{-Na}$ подземных вод. Почти все природные воды, за исключением осадков и некоторых рек насыщены к стронцианиту и витериту, указывая на то, что они могут осаждаться в качестве вторичной фазы.

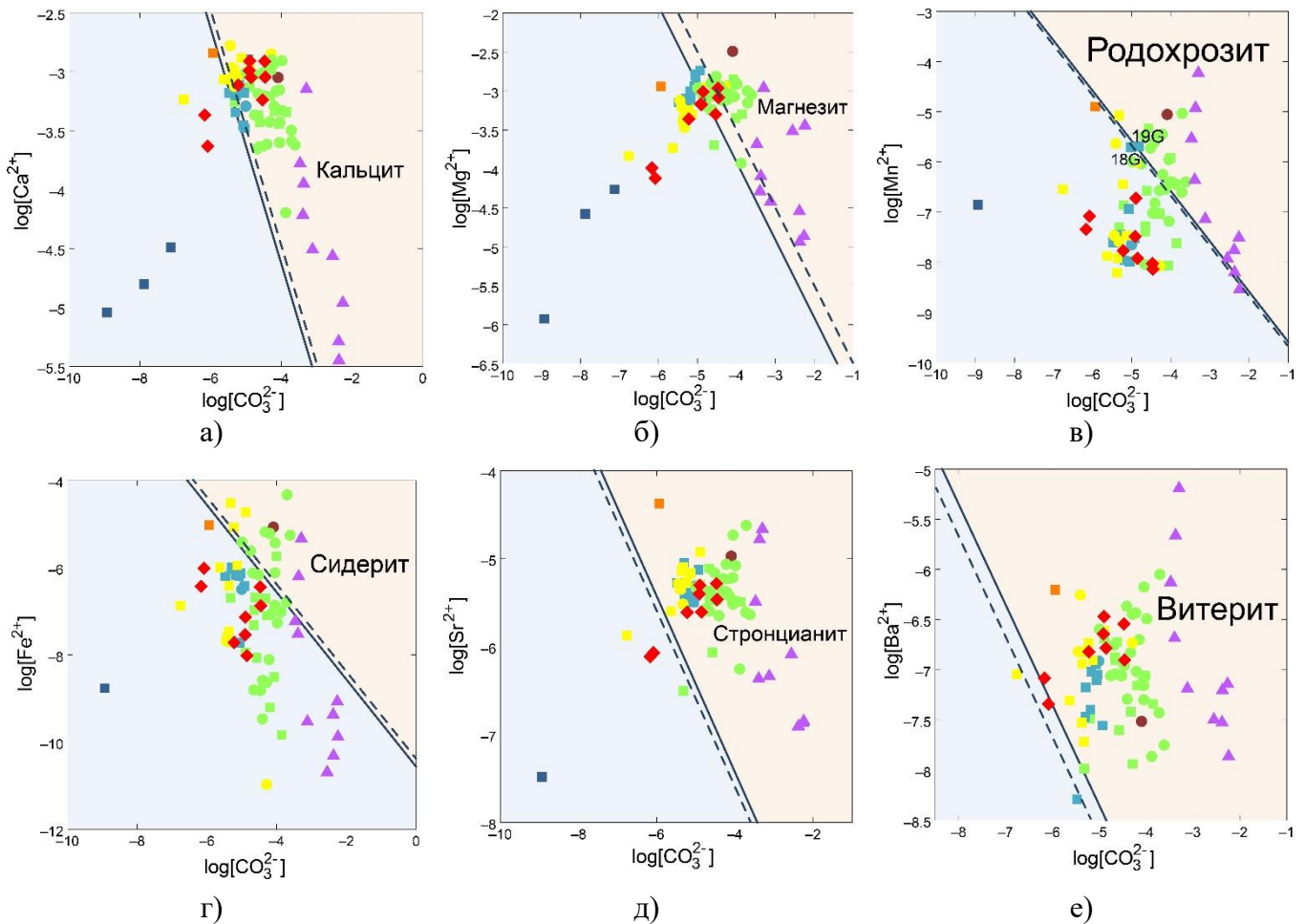


Рисунок 50 - Равновесие исследуемых природных вод с: а – кальцитом, б – магнезитом, в – родохрозитом, г – сидеритом, д – стронцианитом, е – витеритом при 5°C и 25°C и 1 атм. (усл. обознач. см. рис. 49)

Исследуемые природные воды формируются в условиях ненасыщенности по отношению к сульфатным минералам (Рисунок 51). Только часть точек опробования достигают равновесия к бариту – в основном это соленые озера, некоторые, из которых близки в том числе и к насыщению целестином, фото обнаруженных проявлений которых были приведены в гл. 4 (Рисунок 42). По отношению к гипсу все воды не достигают насыщения.

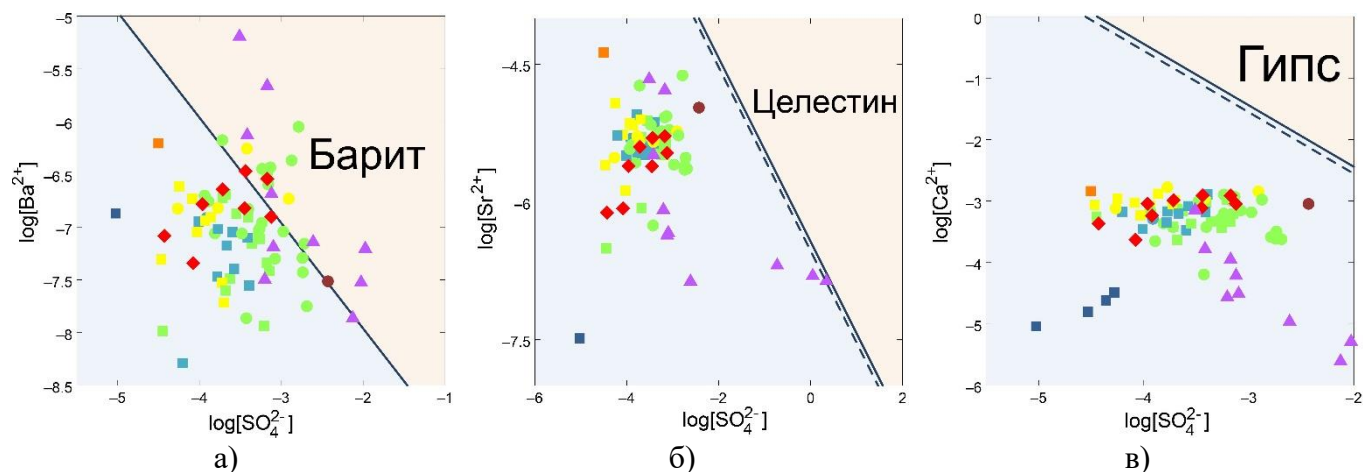


Рисунок 51 - Равновесие исследуемых природных вод с: а – баритом, б – целестином, г – гипс при 5 °С и 25 °С и 1 атм; условные обозначения см. рисунок 49

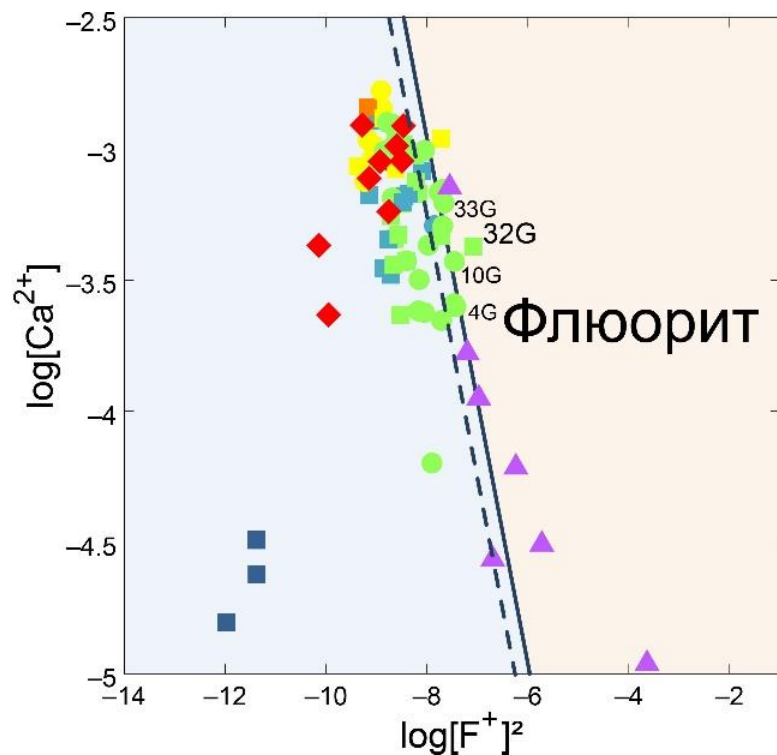


Рисунок 52 - Равновесие вод с флюоритом при 5 °С и 25 °С и 1 атм; усл. обознач. см. рисунок 49

Среди фторидов была оценена насыщенность вод к флюориту (Рисунок 52), к которому равновесны только воды с самой высокой соленостью и pH, среди подземных – это преимущественно $\text{HCO}_3\text{-Na}$. Наличие гидротермальных проявлений флюорита на территории подтверждаются литературными данными, согласно которым пункты минерализации выявлены в эндоконтакте Адун-Челонского гранитного массива, где он обнаружен в виде редкой вкрапленности (Куриленко и др., 2019а).

В отношении фосфатов было оценено равновесие воды с вивианитом и витколитом (Рисунок 53). Так, по отношению к фосфату железа насыщена часть точек опробования

$\text{HCO}_3\text{-Na}$ подземных вод водосбора, в то время как к фосфату кальция пересыщены почти все исследуемые природные воды, за исключением осадков.

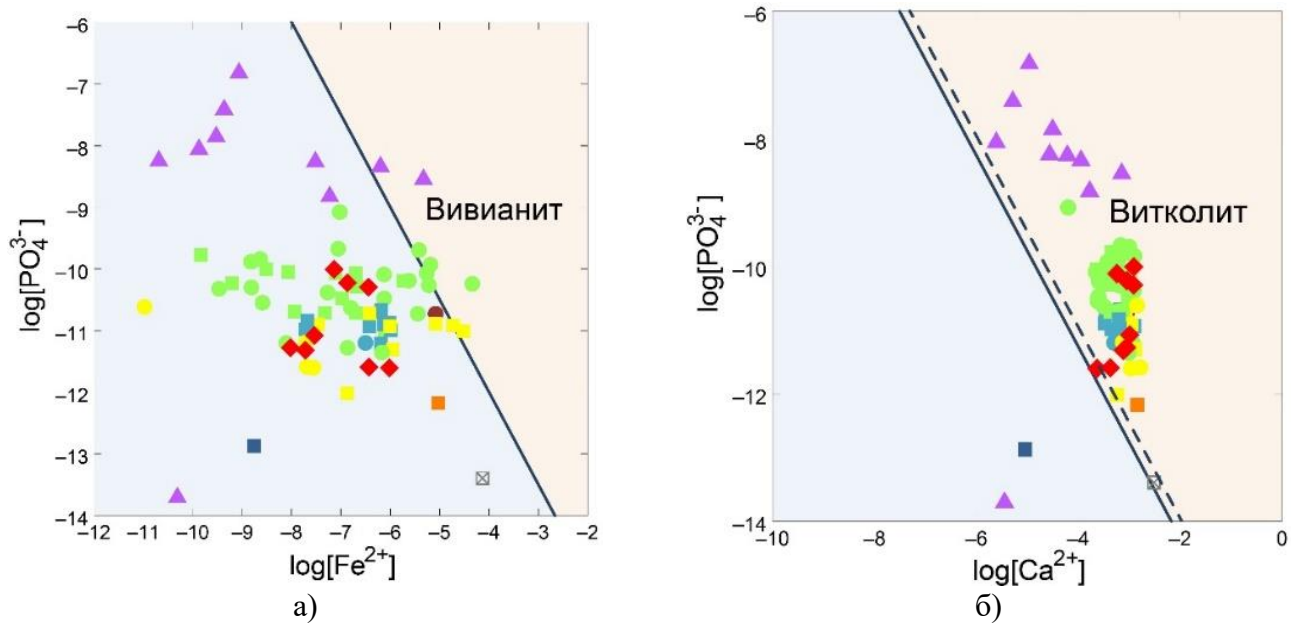
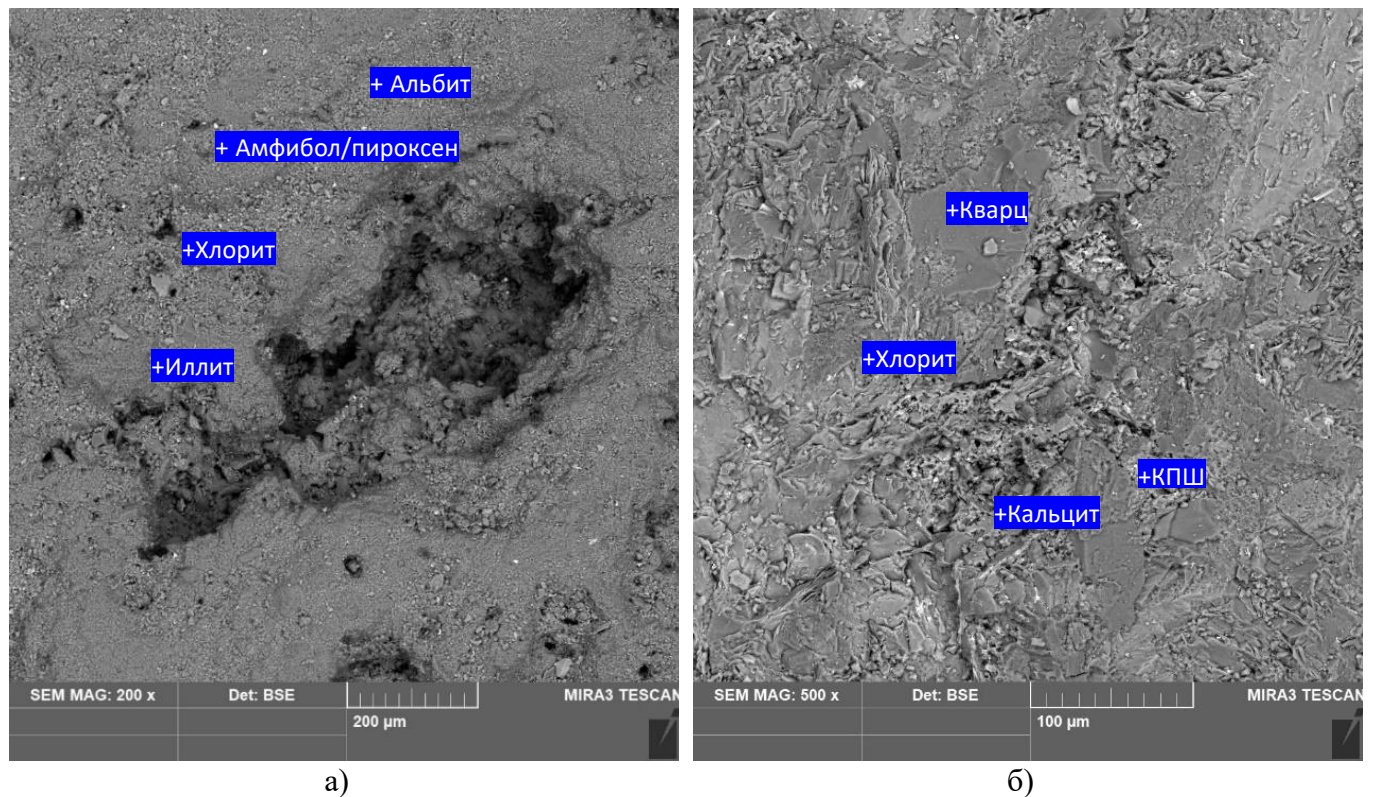


Рисунок 53 – Равновесие исследуемых природных вод с: а – вивианитом, б – витколитом, при 5 °C и 25 °C и 1 атм; условные обозначения см. рисунок 49

Проведенные термодинамические расчеты по вторичному минералообразованию подтверждаются результатами минералого-петрографических исследований пород (Рисунок 54).



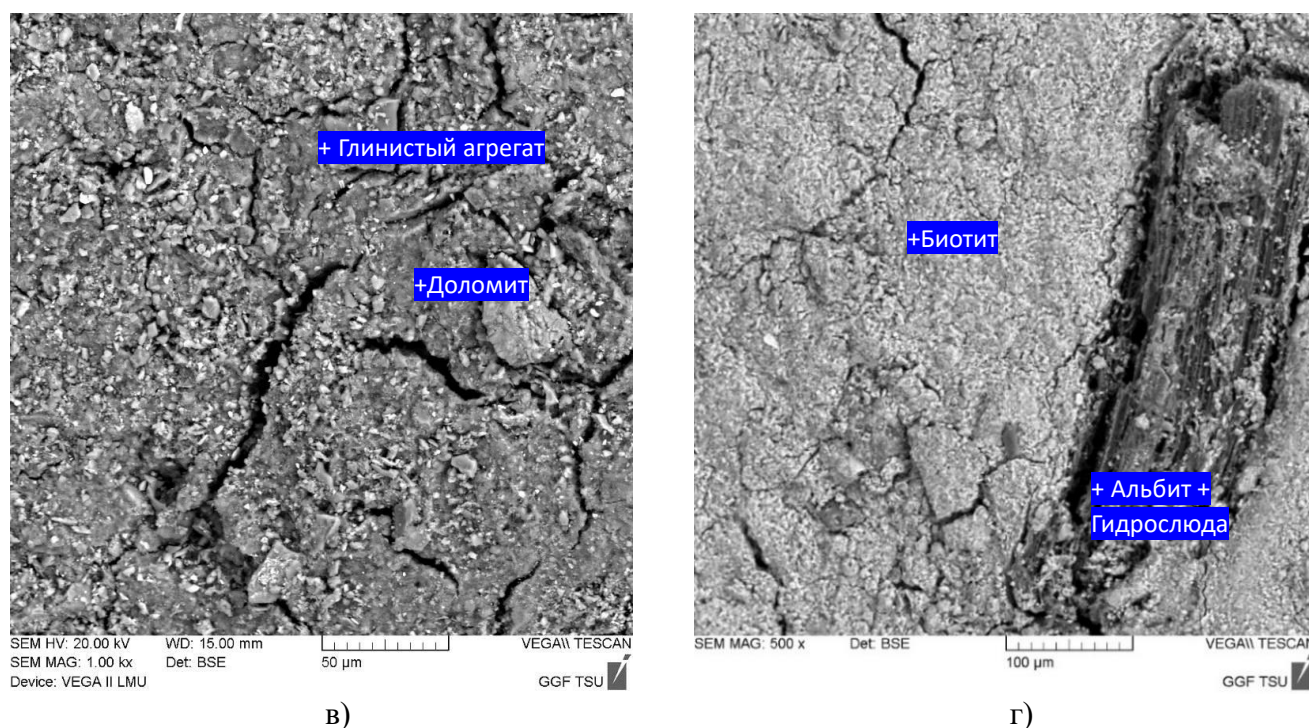


Рисунок 54 - Снимки свежих сколов образцов: а, б – гранодиорита, в – метабазальта, г – алевроглинистого осадка, выполнены на растровом электронном микроскопе с результатами изучения элементного состава, выполненные с помощью микрозонда (синим цветом)

Как правило, группа эффузивов (в нашем случае чаще представлены базальтами) характеризуется большой степенью изменчивости и, соответственно, большим набором вторичных минералов, в отличие от сланцев. Все это хорошо согласуется с развиваемой в работе теорией (Шварцев, 1998), согласно которой на любом этапе эволюции воды остаются неравновесными относительно минералов основных алюмосиликатных 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. При этом расчетное равновесие вод с магнезитом, стронцианитом и виверитом визуально среди исследованных образцов не подтвердилось. На некоторых снимках свежих сколов можно увидеть разную степень карбонизации и хлоритизации пород (Рисунок 54), а также наличие барита, целестина, сидерита и др. (Рисунок 42) (Дребот, Лепокурова, 2022).

Проведенные термодинамические расчеты позволили получить наиболее полное представление о сложном поведении химических элементов в составе изучаемых подземных вод в районе Торейских озёр. Доказано, что система вода–порода носит четко выраженный равновесно-неравновесный характер: все природные воды района исследований равновесны с вторичными минералами (глинами, частично с карбонатами), и неравновесны с эндогенными минералами

водовмещающих пород (оливин, паргасит, 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. На литогенном этапе в подземных водах обрамления Торейской впадины (области питания), кроме глин, для нескольких точек опробования появляется равновесие к карбонатам: кальциту, сидериту, родохрозиту. С этого момента, несмотря на общее увеличение минерализации, Ca^{2+} , Mg^{2+} и $\text{Fe}^{2+,3+}$ постепенно уходят из вод. Подземные воды водосбора Торейских озер уже все достигают насыщения кальцитом, а также становятся равновесными дополнительно к микроклину, хлориту, альбиту, магнезиту, бариту, флюориту. На испарительном этапе в соленых озерах дополнительно достигается равновесие с анальцимом. Таким образом, с увеличением солености и pH вод растёт количество и разнообразие вторичных равновесных минералов. Учитывать состав вторичных фаз при классификации разных по составу вод вошло в понятие «*геохимический тип вод*», который рассмотрим в следующей главе. Здесь мы пока выделим геохимические параметры, необходимые для достижения равновесия вод к основным минералам (Таблица 19).

Таблица 19 - Необходимые геохимические параметры вод для достижения равновесия с некоторыми минералами (М* – минерализация, г/л)

Вторичный минерал	Основные параметры
Кальцит	pH>7,5 М*>0,4 г/л HCO_3 >300 мг/л Ca>5 мг/л
Сидерит	pH>8,2 М и HCO_3 – не очевидно, Fe достаточно 0,01 мг/л
Доломит	pH>7,3, М>0,3 г/л и HCO_3 >200 мг/л Ca+Mg>5 мг/л
Магнезит	pH>8,1 М>0,8 г/л HCO_3 >450 мг/л Mg>40 мг/л
Родохрозит	pH>8,5 М>1,0 г/л HCO_3 >700 мг/л М>0,13 мг/л
Давсонит	pH – не очевидно, М>1,2 г/л HCO_3 >650 мг/л Al>0,03 мг/л
Са-монтмориллонит	pH>7,5 М>0,3 г/л Ca>15 мг/л Si>4 мг/л Al - не очевидно
Na-монтмориллонит	pH>7,5 М>0,3 г/л Si>4 мг/л Al и Na – не очевидно
Иллит	М>0,4 г/л pH>7,43 K>1,5 мг/л Si и Al – не очевидно
Хлорит	pH>8,3 М>1,5 г/л Si и Al – не очевидно
Дафнит	pH>8,5 М>1,5 г/л HCO_3 >700 мг/л Al>0,07 мг/л Fe>0,15 мг/л
Мусковит	М>1 г/л pH>8,0-8,5 K, Si и Al – не очевидно
Микроклин	pH>8,5-9,0 М, K, Si и Al – не очевидно
Альбит	pH>8,5-9,0 М>2,0 г/л Na>150 мг/л, Si и Al – не очевидно
Флогопит	pH>8,1 М>0,7 г/л HCO_3 >500 F>2,0 мг/л K>3,0 мг/л Si – не очевидно
Антигорит	pH>8,3 М>1,0 г/л HCO_3 >500 мг/л, Si – не очевидно
Тальк	pH>7,8 М>1,0 г/л HCO_3 >485 мг/л, Mg>50 мг/л, Si – не очевидно
Барит	pH – не очевидно, М>1,0 г/л SO_4 >142 мг/л Ba>0,02 мг/л
Флюорит	pH> – не очевидно М>1,05 г/л F>2,2 мг/л

Общий вывод по главе

Подземные воды зоны активного водообмена района Торейских озер, а также поверхностные воды (осадки, речные и озера), образующие с ними единую сложную природную систему, независимо от химического состава постоянно неравновесны с исходными Ca-Mg-Fe алюмосиликатными породами, что и обеспечивает эволюцию состава вод и вторичных отложений. Особенно активно подвергаются изменению базальты (т.е. породы основного состава), широко развитые на территории. Часть элементов, попадая из горных пород в воды, хорошо мигрируют, постоянно накапливаются. Менее подвижные сразу уходят из вод во вторичные отложения. При этом воды различаются по характерному набору равновесных вторичных минералов, что объясняется разными стадиями эволюционного развития системы вода-порода.

На начальном этапе ультрапресные воды (осадки, реки) уже в приповерхностных условиях интенсивно растворяют минералы вмещающих пород (осадочные, интрузивные и эффузивные), т.е. в данном случае – плагиоклазы, слюды и др. Здесь большинство элементов отличаются активной миграционной способностью: они интенсивно выщелачиваются из вмещающих пород, но плохо связываются вторичной фазой. Тем не менее эти воды уже достигают равновесия с некоторыми глинистыми минералами, поэтому часть элементов (Fe, Al, Si и др.) сразу связывается во вторичные фазы и хуже мигрирует в воде. Это приводит к образованию первых вторичных минералов – гидроокислов железа, гиббсита, каолинита, но 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. При этом, среди вторичных образований, к которым вода достигает насыщения, кроме каолинита появляются также монтмориллониты, гидрослюды и карбонаты. Интенсивность миграции и подвижности почти всех химических элементов начинает падать, т.к. увеличивается связываемость их вторичными минералами. Однако солёность и pH вод продолжают расти, состав становится $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. По мере движения подземных вод в сторону Торейской котловины достигается их равновесие с кальцитом и магнезитом, поэтому постепенно уменьшаются концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} , а Na^+ и K^+ продолжают расти. Параллельно, увеличивается доля комплексных соединений (особенно карбонатных), которые удерживают элементы в воде. Равновесия постепенно смещается в сторону более редких разновидностей вторичных отложений: хлорита, иддингсита и боулингита (смеси монтмориллонита и хлорита), реже ломонтита (цеолит), пренита, альбита, селадонита (мусковита) и санидина (КПШ). Вода приобретает $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Na}$ состав, pH и солёность достигают максимальных значений.

ГЛАВА 6. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Для уточнения условий формирования подземных вод в последнее время учеными нередко используются данные об изотопном составе всех компонентов ландшафта. Такие данные способны дать представление о происхождении вод, т.е. указать на основные источники питания, относительное время водообмена (через возраст воды) и т.д. В отношении аридных областей изотопы используют при выявлении источника засоления (Du и др., 2015; Zhao и др., 2017), наличия испарения (Senarathne и др., 2021), влияния климатических изменений (Zhu, Ren, Rioual, 2019), источника питания или возможности смешения с поверхностными (Aggarwal, Gat, Froehlich, 2005; Eissa и др., 2014; Guay и др., 2006; Kamal и др., 2021; Müller и др., 2016; Su и др., 2020) и морскими водами (Eissa и др., 2016; Herczeg, Dogramaci, Leaney, 2001), влияния взаимодействия системы вода–порода (Abdeldjebar, Mohammed, Messouad, 2019), наличия антропогенного загрязнения (Senarathne и др., 2021), установление направления и скорости движения вод (Heiß и др., 2020), первоисточников растворенных в воде веществ (Lixin и др., 2020) и т.д., чаще эти задачи вытекают одна из другой, их трудно дифференцировать и они решаются в комплексе.

Известно, что в питании подземных вод могут участвовать воды различного генезиса: прежде всего метеорные (атмосферные, речные) и озёрные, кроме того, седиментационные, магматогенные и прочие. В изучаемых условиях можно исключить глубинные источники. Поэтому частично мы также рассмотрели изотопный состав поверхностных вод.

6.1 Изотопный состав подземных вод (δD и $\delta^{18}O$)

Результаты показали, что величины δD и $\delta^{18}O$ подземных вод варьируют в достаточно узком интервале значений – от -101 до -70 ‰ и от $-13,7$ до -8 ‰ соответственно (Таблица 20). По изотопному составу подземные воды также были разделены на две группы: обрамления Торейской впадины и водосборного бассейна. Средние показатели по изотопному составу кислорода и водорода воды первой группы немного ниже ($\delta^{18}O - 12,1$ ‰; $\delta D - 92,4$ ‰), чем для второй ($\delta^{18}O - 11,7$ ‰; $\delta D - 90,9$ ‰). Диапазон вариаций изотопного состава озерных вод отличный от подземных – от $-4,3$ до $1,5$ ‰ для кислорода и от -49 до -18 ‰ для водорода (Лепокурова, Дребот, 2021).

При нанесении полученных данных на график зависимости δD и $\delta^{18}O$ (Рисунок 55) можно сделать следующие выводы. Бóльшая часть фигуративных точек распределена вдоль локальной (LMWL) (Ферронский, Поляков, 2009) и глобальной (GMWL) линий метеорных вод (Craig, 1961),

что указывает на инфильтрационный генезис. Исключение составляют две фигуративные точки, отклоненные по линии метеорных вод вверх, и одна даже с небольшим (1,4 ‰) кислородным сдвигом.

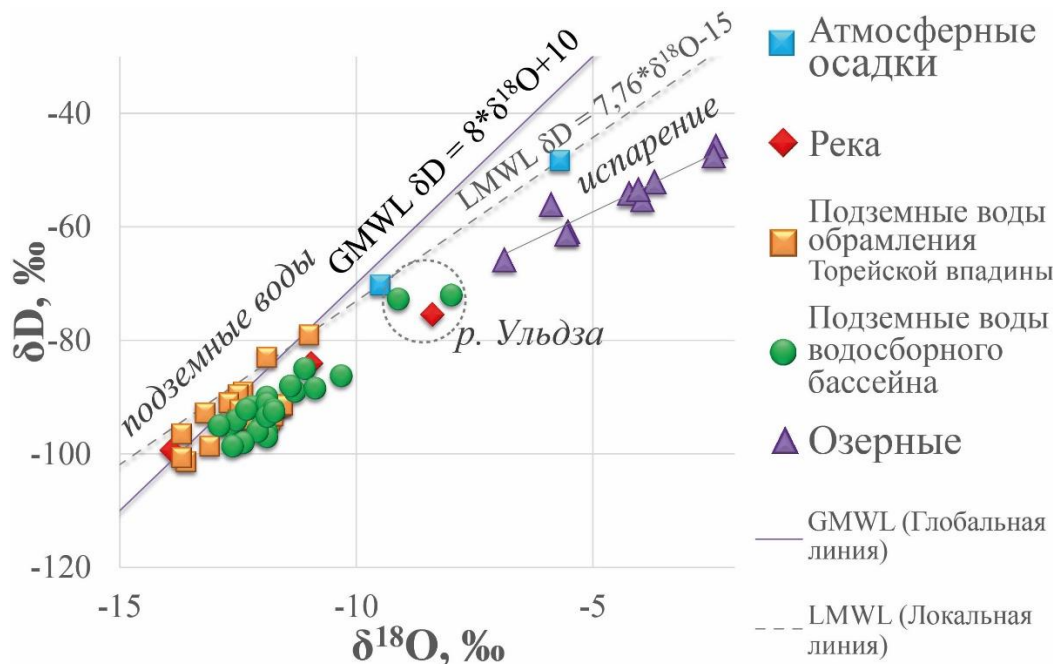


Рисунок 55 - Распределение изотопов Н и О в природных водах района

При этом, если сравнивать расположение фигуративных точек подземных вод внутри двух выделенных групп, то, видно, что точки водосбора Торейских озер в отличие от вод обрамления впадины характеризуются небольшим кислородным сдвигом, что может говорить о их более длительном взаимодействии с вмещающими алюмосиликатными горными породами. Поскольку горные 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.

Озерные воды, несмотря на питание их метеорными водами, в результате испарительных процессов, а именно изотопно-обменных реакций при фазовом переходе «вода–пар», приобретают тяжелый изотопный состав, при этом линия тренда имеет более пологий наклон (Рисунок 55), т. е. величина $\delta^{18}\text{O}$ больше утяжеляется, чем δD . Этот уклон характерен для открытых водоемов, склонных к испарению (Ферронский, Поляков, 2009), в результате которого в пар переходят более легкие изотопы воды.

Две вышеописанные аномальные фигуративные точки подземных вод как раз попадают на линию смешения метеорных и озерных вод (Рисунок 55). При этом данные пробы отличаются относительно невысокими значениями минерализации (0,46 и 0,91 г/л) и pH (8,4 и 8,0).

Таблица 20 - Изотопный состав природных вод и водорастворённых веществ, ‰

Вид воды	Точка опробования	Вода		HCO_3^-		SO_4^{2-}	Вид воды	Точка опробования	Вода		HCO_3^-		SO_4^{2-}
		$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}$			$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}$
Осадки	7P	-5,70	-48,4	-	-	-		35G	-13,6	-101	-8,90	17,8	-
	8P	-9,50	-70,3	-	-	-		36G	-13,7	-101	-9,30	18,4	-
Подземные воды	1G	-11,1	-85,0	-	-	-	Подземные воды	37G	-12,4	-89,1	-13,0	19,1	-
	2G	-11,3	-89,0	-	-	-		38G	-12,5	-89,6	-10,7	19,4	-
	3G	-12,7	-95,0	-	-	-		39G	-12,7	-91,0	-10,8	19,3	-
	4G	-11,4	-88,0	-	-	-		40G	-12,5	-93,9	-	-	-
	5G	-12,3	-92,0	-	-	-		41G	-12,3	-93,9	-	-	-
	6G	-8,00	-72,0	-	-	-		42G	-11,8	-89,2	-	-	2,80
	7G	-12,0	-95,0	-	-	-		43G	-11,8	-91,6	-	-	-
	8G	-11,9	-90,0	-	-	-		44G	-11,6	-91,6	-	-	-
	9G	-11,9	-96,0	-	-	-		58G	-12,0	-90,6	-7,08	21,7	-
	10G	-11,9	-97,0	-	-	-		59G	-12,0	-95,3	-8,24	21,8	-
	11G	-12,1	-95,0	-	-	-		60G	-12,0	-92,0	-	-	-
	12G	-	-	-13,8	19,8	-		61G	-12,8	-103	-12,6	19,6	-
	13G	-	-	-9,10	20,2	-		62G	-11,8	-93,0	-17,2	18,1	-
	14G	-	-	-9,60	19,1	-		63G	-12,0	-93,4	-13,8	20,1	-
	15G	-	-	-9,50	19,6	-		64G	-12,0	-93,9	-13,1	20,2	-
	16G	-	-	-10,2	19,0	-		65G	-	-	-11,1	22,3	-
	17G	-	-	-9,90	19,5	-		66G	-10,5	-85,1	-12,2	24,0	-
	18G	-	-	-12,3	18,4	-		67G	-11,1	-88,3	-8,60	24,8	-
	19G	-	-	-11,0	19,5	-		68G	-11,9	-91,6	-10,3	18,6	-
	20G	-	-	-10,7	19,2	-		69G	-9,50	-76,8	-2,29	22,4	-
	21G	-	-	-12,2	18,1	-		70G	-10,7	-94,8	-12,5	23,6	-
	22G	-	-	-11,0	19,5	-		71G	-11,7	-87,9	-10,5	19,8	-
	23G	-	-	-12,2	19,0	-	Реки	2R	-	-	-13,2	21,9	-
	24G	-	-	-12,1	18,1	-		9R	-8,40	-75,4	-11,6	24,1	-
	25G	-12,1	-96,0	-	-	-	Озёра	2L	-2,80	-30,0	-	-	-
	26G	-12,4	-98,0	-	-	-		3L	-1,70	-28,0	-7,60	27,0	3,50
	29G	-11,9	-83,0	-13,7	20,8	8,3		4L	-4,30	-49,0	-6,60	26,3	-
	30G	-11,0	-79,1	-9,20	22,2	-		5L	-1,48	-44,0	2,10	27,6	8,90
	31G	-8,90	-69,8	-13,6	24,3	-		6L	-2,40	-34,0	-6,90	26,8	11,1
	32G	-13,7	-96,5	-10,6	18,8	-		7L	1,46	-18,0	-2,20	29,3	14,5
	33G	-13,2	-92,8	-8,50	20,1	-		8L	-1,40	-32,0	-1,50	27,2	3,30
	34G	-13,1	-98,6	-10,1	19,3	-		9L	-1,28	-37,0	-0,60	28,4	7,10

Примечания: «-» – данные отсутствуют.

Если сравнивать величину $\delta^{18}\text{O}$ всех вод с показателями общей солёности и кислотно-щелочными условиями, то можно увидеть следующую картину (Рисунок 56). При общей эволюции «воды зоны активного водообмена – озерные воды» тенденция очевидна: увеличивается минерализация и pH вод, утяжеляется изотопный состав воды.

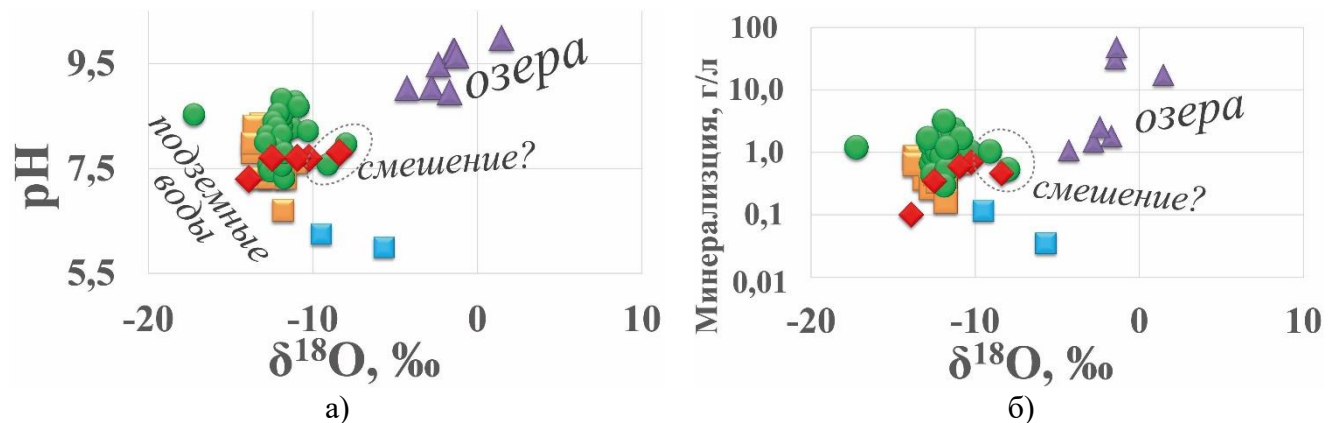


Рисунок 56 - Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ природных вод района исследований с их pH (а) и солёностью (б) (условные обозначения см. рис. 55)

Исследованы зависимости изотопного состава вод от их пространственного расположения. Латеральная зональность ничего не показала, поскольку территория небольшая и расположены водные объекты достаточно близко. Немного проявилась высотная изотопная зональность: с уменьшением высоты и продвижением вод от областей питания в сторону озер увеличивается соленость и щелочность. Соответственно в этом же направлении увеличиваются значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD (Рисунок 57). Однако, если рассматривать только подземные воды, такая зависимость не так очевидна, видимо, из-за недостаточной представительности выборки. При этом на графиках опять выделяются две аномальные точки, попадающие на линию смешения с озерными водами.

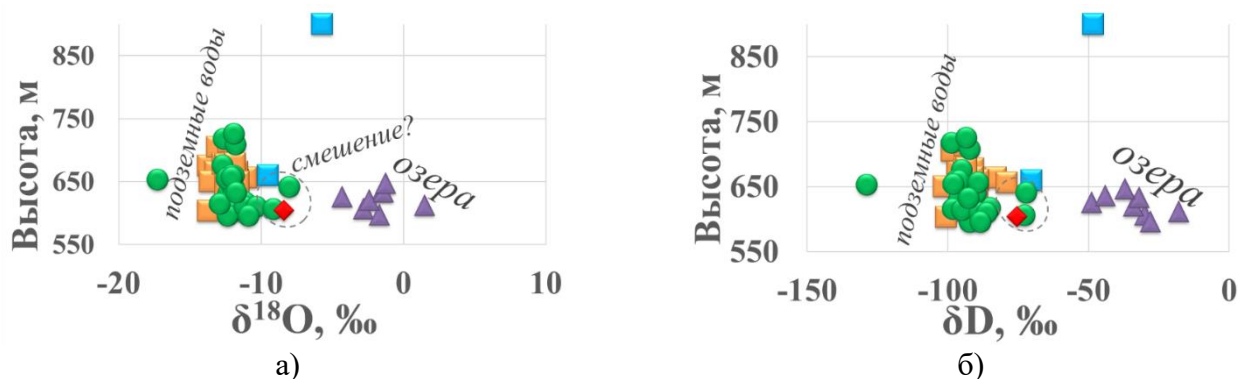


Рисунок 57 – Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ (а) и δD (б) от гипсометрического положения для природных вод района исследования (условные обозначения – на рис. 55)

6.2 Изотопный состав углерода и кислорода гидрокарбонат-иона ($\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ и $\delta^{18}\text{O}(\text{HCO}_3^-)$)

Полученные данные по $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ указывают на генезис водорастворенного углерода, особенно это актуально для широко здесь распространенных содовых вод. Источник может быть атмосферный (~ от -11 до -5 ‰), биогенный (~ от -30 до -12 ‰), в результате разложения карбонатный пород (~ от -2 до 2 ‰), мантийный и магматический (~ от -4 до -8 ‰) (интервалы значений $\delta^{13}\text{C}$ варьируют у разных исследователей, здесь приведены наиболее встречаемые). Тяжелым $\delta^{13}\text{C}$ выделяются озерные воды территории от -7,6 до 2,1 ‰, что указывает на основной вклад атмосферной CO_2 . Данные подтверждают полученную ранее информацию по изотопному составу углерода соседних озер (Borzenko, Shvartsev, 2019) и близость их состава к морским водам (Юдович, Кетрис, 2010; Clark, 2015). В то время как гидрокарбонат рек легче (-13,2 ‰) и характерен для пресноводных водоемов (Галимов, 1968; Гуцало, 1997). Значения $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ подземных вод варьируют в интервале от -13,8 до -8,5 ‰, что указывает на биогенный источник, но с некоторым утяжелением из-за еще имеющегося влияния атмосферного CO_2 (воды неглубокие), а возможно, и озерных вод. Разные по химическому составу два типа подземных вод по $\delta^{13}\text{C}$ идентичны. В общей

эволюции с увеличением концентрации иона HCO_3^- возрастает величина $\delta^{13}\text{C}$, т. е. утяжеляется изотопный состав углерода (Рисунок 58а) (Дребот, 2021).

Гидрокарбонат-ион всех природных вод района обогащен ^{18}O в среднем на 20–30 ‰: для подземных вод в интервале от 17,8 до 24,3 ‰ (чуть тяжелее для водосбора), для озер – от 26,3 до 29,3‰. Очевидно, что при его формировании происходит фракционирование кислорода с переходом тяжелого изотопа в карбонатные ионы, а затем и во вторичные карбонаты. При этом, как видно из рисунка 59б, $\delta^{18}\text{O}(\text{HCO}_3^-)$ наследует изотопный состав воды.



Рисунок 58 – Зависимость $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ природных вод района Торейских озер от содержания HCO_3^- (а) и $\delta^{18}\text{O}(\text{HCO}_3^-)$ от $\delta^{18}\text{O}$ (б) (условные обозначения – на рис. 55)

6.3 Изотопный состав водорастворенной серы ($\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$)

Изотопные определения сульфатных форм серы позволяют оценить различные биогеохимические процессы, происходящие в водах (Cui и др., 2020; Li и др., 2020; Zerkle и др., 2010). Более широкие вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов (от 3,3 до 17,5 ‰) – в озерах, и в среднем большее обогащение тяжелым изотопом ^{34}S указывает на наличие бактериальной редукции сульфата, которая в континентальных водоемах сопровождается существенным разделением изотопов серы крайних членов цепи ее превращения (Борзенко, Замана, 2011; Borzenko, Zipra, 2019). Для подземных вод характерны достаточно однородные (от 5,8 до 8,8 ‰) и легкие значения $\delta^{34}\text{S}$, что указывает на отсутствие выраженных процессов сульфатредукции.

6.4 Тритий (^3H)

Тритий (^3H) может использоваться для оценки времени нахождения природной воды в поверхностном водном объекте или подземном водоносном горизонте, его период полураспада составляет 12,32 лет (Sprenger и др., 2019). Это связано с тем, что ^3H не образуется в подземных водах, а поступает в зону аэрации только с атмосферными осадками, т. е. его количество

уменьшается во времени строго в соответствии с уравнением радиоактивного распада. После ядерных наземных испытаний 1952–1963, использование трития для определения абсолютного возраста затруднительно, но он позволяет отличать воды до 1952 от более молодых. В связи с этим при интерпретация тритиевых измерений справедливы три правила: 1) подземные воды с ^3H ниже 0,5 ТЕ образованы до 1952; 2) выше 10 ТЕ – образованы после 1952; 3) между 0,5 и 10 ТЕ являются смесью вод образованных до и после 1952. Относительный возраст воды можно измерить так: чем выше значения трития в воде, тем моложе возраст воды, т. е. мы можем определить время водообмена, что внесет большую ясность при выделении геохимических типов воды.

Концентрации трития в водах рассматриваемой территории изменяются в диапазоне от 1,7 Т.Е. до 27,0 Т.Е. (третиевых единиц), в основном это соответствует возрасту вод до 1952, т.е. до 70 лет. Из них 4 пробы воды с концентрациями 1,7-8,7 Т.Е являются смешенными с более возрастными водам (Таблица 21).

Таблица 21 - Содержание трития в подземных водах района исследований и в р. Ульда

Точка опробования	Химический тип воды	Абсолютная отметка рельефа, м	ТЕ	Точка опробования	Химический тип воды	Абсолютная отметка рельефа, м	ТЕ
61G	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$	717	12,1	67G	$\text{HCO}_3\text{-Na}$	609	8,66
63G		708	27,8	68G		595	5,55
64G		725	16,7	69G		632	1,73
66G	$\text{HCO}_3\text{-Mg-Na}$	649	2,32	9R (р. Ульда)	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	604	27,0

Зависимость концентраций трития от гипсометрического положения вод хорошо видна на рисунке 60: с уменьшением высоты и продвижением вод от областей питания в сторону озер Т.Е. становится меньше, т.е. увеличивается возраст вод. Таким образом, зону замедленного водообмена можно условно выделить по концентрациям трития в интервале 1,7–8,7 Т.Е., активного – 12–28 Т.Е. В качестве границы между двумя зонами можно условно принять значение трития 10 Т.Е.



Рисунок 59 - Схема расположения точек отбора подземной воды в зависимости от абсолютной высоты и значений ^3H

Содержания ^3H в водах рек определяется, главным образом, его концентрациями в атмосферных осадках, выпадающих на водосборную площадь (Вакуловский, Катрич, 2013).

Концентрация трития в основной реке, питающей Торейские озера, – Ульдзе, находится на уровне 27 Т.Е. – значение является один из самых высоких среди изученных вод, т.е. вода имеет самый молодой возраст. Эту величину можно принять условно за точку отчета в регионе, после которой Т.Е. уменьшаются. Для датирования подземных вод различными авторами используются несколько моделей. В данной работе для приблизительных расчетов была использована формула (Романов и др., 1981):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0}{C} \right), (5)$$

где t —возраст воды, λ —константа распада трития, равная $0,055 \text{ год}^{-1}$, C_0 —исходная концентрация трития в атмосферных осадках (в нашем случае – в реке Ульдза – 27,0 Т.Е.), C —концентрация трития в подземных водах.

Таким образом, условный «возраст» подземной воды зоны активного водообмена находится в пределах от 17 до 40 лет, а замедленного > 57 лет. При этом, показано, что более молодые воды области питания по составу являются – $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (Таблица 21). В то время как воды зоны замедленного водообмена длительное время взаимодействуют с вмещающими породами (> 50 лет), а их состав – $\text{HCO}_3\text{-Na}$. Это хорошо согласуется с концепцией содообразования С.Л. Шварцева (Шварцев и др., 2007), согласно которой, для накопления соды необходимо большее время взаимодействия с породой.

Общая характеристика изотопного состава воды

Таким образом, изотопный состав вод указывает на инфильтрационный генезис с небольшим влиянием испарительных процессов (смещение с озерными водами в нескольких точках). В целом несмотря на различия в химическом составе изотопный состав подземных вод достаточно однородный. Не выявлены связи между изотопным составом и соленостью, основными ионами и рН в пределах подземных вод, но общая эволюция состава в направлении «атмосферные–подземные–озерные воды» характеризуется увеличением общей минерализации, рН и обогащением изотопами ^{18}O , ^2H , ^{13}C . Замкнутый характер Торейской впадины и полуаридный климат способствуют росту времени взаимодействия исследуемых подземных вод со вмещающими породами в направлении от горного обрамления в сторону озерной котловины, о чем говорит небольшой кислородный сдвиг (^{18}O , ^2H) относительно глобальной линии, а также уменьшение содержаний трития в воде. Установлено, что в зоне активного водообмена значения ^3H находятся в интервале от 12 до 28 Т.Е, при этом воды являются $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ по составу с условным возрастом не более 40 лет. В то время как в возраст вод зоны замедленного водообмена уже 50 лет и более (1,7–8,7 Т.Е.), следовательно, они длительное время взаимодействуют с минералами вмещающих пород, по составу являясь – $\text{HCO}_3\text{-Na}$.

ГЛАВА 7. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

С.Л. Шварцев (1998) предложил классифицировать подземные воды не только по химическому составу, но и по набору формирующихся вторичных минералов, а также характерным особенностям геохимической среды. Для этого он ввел понятие «геохимический тип вод». На основе этой классификации в районе Торейских озер были выделены три геохимических типа подземных вод: *кремнистый, содовый и солесодержащий* и некоторые их разновидности (Таблица 22, Рисунок 60). Они различаются не только по составу равновесных минералов, но и по общей солености, pH, Eh, и концентрациями характерных элементов.

Таблица 22 - Геохимические типы подземных вод района Торейских озёр

Геохимический тип вод	Геохимический подтип вод	Тип выветривания	Контролирующие показатели	Необходимое геохимическое условие	Вторичные минералы, равновесные с водой	Территория
Кремнистый	Кремнистый Ca-Na-Mg-K	Бисиллитный	pH, Si, K, HCO_3^- , Ca, Mg, Na, K	Равновесие вод с каолинитом, монтмориллонитом и Ca, Mg, Na, K	Каолинит, иллит, монтмориллонит	Обрамление Торейской впадины
	Кремнистый Ca-Fe		pH, Si Ca, Fe	Равновесие вод с дафнитом, сидеритом	Дополнительно: сидерит	
	Кремнистый Ca-Mn		pH, Si Ca, Mn	Равновесие вод родохрозитом	Дополнительно: гидроксиды марганца, родохрозит	
Содовый	Кремнистый карбонатно-кальцевый	Карбонатобразующий	pH, HCO_3^- , Ca, Si, K	Равновесие с кальцитом, монтмориллонитами	Каолинит, иллит, Мт, кальцит, мусковит, пренит, ломонтит	Водосбор Торейских озер
	Кремнисто карбонатный кальцево-фтористый		pH, HCO_3^- , Ca, Si, F	Равновесие с кальцитом, монтмориллонитом и, флюоритом	Дополнительно: флюорит	
Солесодержащий	Кремнистые сульфатно-натриевые	Солесобразующий	pH, HCO_3^- , Cl^- , Ca, Si, Mg	Равновесие с кальцитом, альбитом, хлоритом	Каолинит, иллит, Мт, кальцит, мусковит, пренит, ломонтит, хлорит, биотит, анальцим	

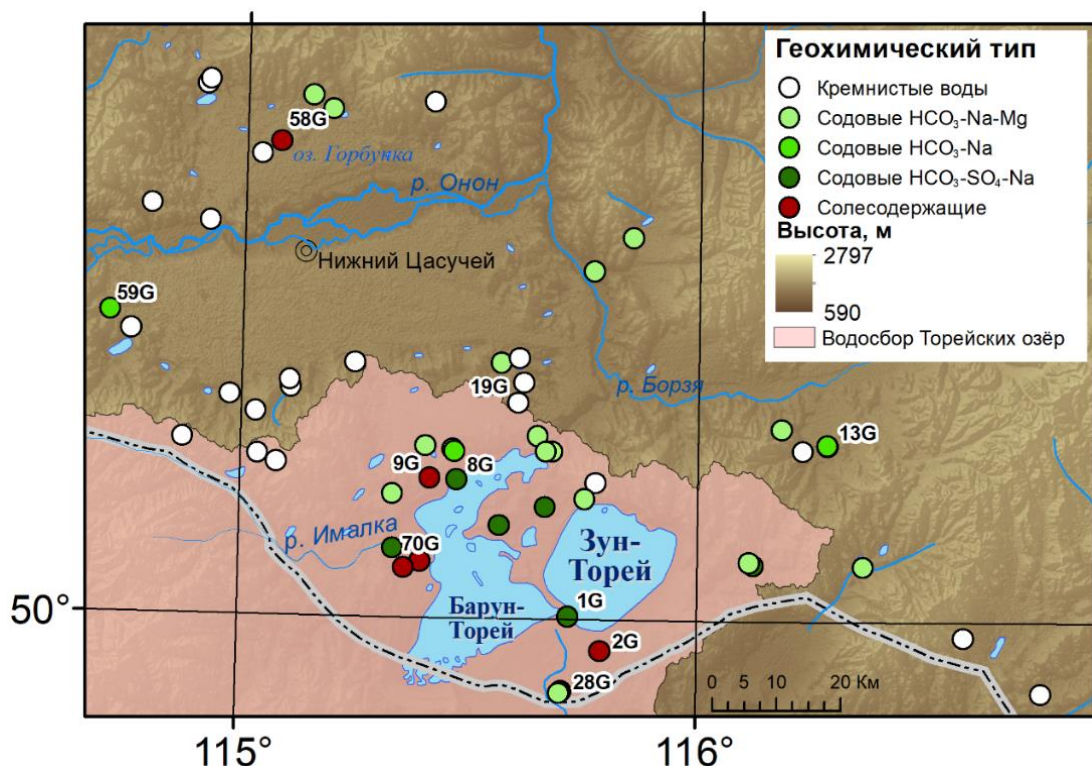


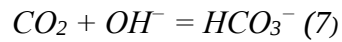
Рисунок 60 - Карта геохимических типов подземных вод

Основным источником питания исследуемых подземных вод являются слабокислые и нейтральные ультрапресные, но все же повышенной минерализации (до 0,12 мг/л), атмосферные осадки. Уже на этом этапе воды становятся равновесными с гипбситом (Рисунок 49), что выступает геохимическим барьером для накопления алюминия в водах. Остальные элементы, аккумуляция в которых не ограничена геохимическими барьерами, продолжают накапливаться в растворе.

Попадая в зону аэрации, 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 щёлочности вод. Это можно рассмотреть на примере реакции растворения алюмосиликатов основного состава (анортита и оливина) (6), к которым воды не достигают равновесия и поэтому постоянно растворяют:



При гидролизе всегда выделяется группа OH^- , что ведет к постоянному подщелачиванию раствора. Часть аниона сразу нейтрализуется углекислотой (CO_2), всегда присутствующей в зоне активного водообмена при растворении почвенного и подпочвенного органического вещества (7). Это и есть биогенный этап формирования состава вод, который мы детально не рассматриваем, т.к. в данных условиях он не сильно выражен. Поэтому подземные воды на начальном этапе всегда являются гидрокарбонатными.



В катионном составе вод сначала преобладает Ca^{2+} , иногда Ca^{2+} и Mg^{2+} из-за их высоких кларков в породах и сильной миграционной способности. Так, по достижении минерализацией $> 0,2$ мг/л и $\text{pH} > 7,1$ формируется первый геохимический тип подземных вод – *кремнисто-кальциевый или кремнисто-магнийевый*, для которого характерно равновесие с глинами. В общем виде формула Курлова для усреднённого состава данного типа выглядит следующим образом:

$$\text{M}_{0,5} \frac{\text{HCO}_3 84}{\text{Ca}^{2+} 40 \text{Mg}^{2+} 39 \text{Na} + 21} \text{pH}_{7,4}$$

Среди микрокомпонентов на этом этапе вместе с Ca^{2+} и Mg^{2+} накапливаются Sr и Ba, а также меняется соотношение легких/тяжелых РЗЭ в сторону тяжелых РЗЭ, в то время как SiO_2 наоборот снижается, что обусловлено высокой степенью интенсивностью выщелачивания горных пород.

Воды данного типа пространственно обнаружены преимущественно в обрамлении Торейской впадины и чаще всего выходят за пределы водосбора непосредственно самих Торейских озер к северу, охватывая частично бассейн р. Онон (белые точки на рисунке 60).

В пределах кремнисто-кальцевого геохимического типа можно также выделить его более редкие разновидности: *кремнисто кальцево-марганцевый*, дополнительно равновесный с родохрозитом (обнаруженный в пределах марганцевой минерализации) (Рисунок 50) и *кремнистый кальцево-железистый*, равновесный также с сидеритом и дафнитом (Рисунки 62 и 66).

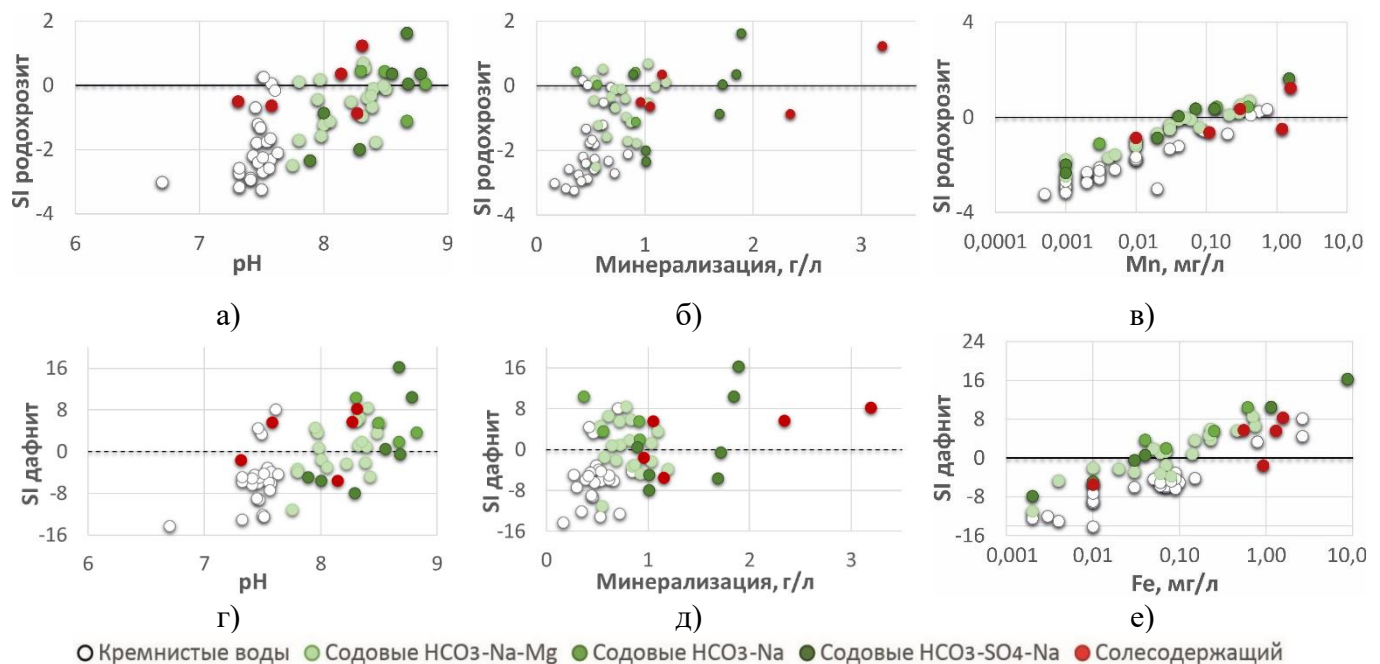


Рисунок 61 – Индексы насыщения (SI) подземных вод относительно родохрозита и дафнита в зависимости от pH (а,г), солёности (б,д), Mn (в) и Fe (е) при 5°C

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 солености и pH. При минерализации $> 0,5$ г/л, $pH > 7,5$ воды достигают равновесия с кальцитом и другими карбонатами. Реакция гидролиза (8) может принять следующий вид:

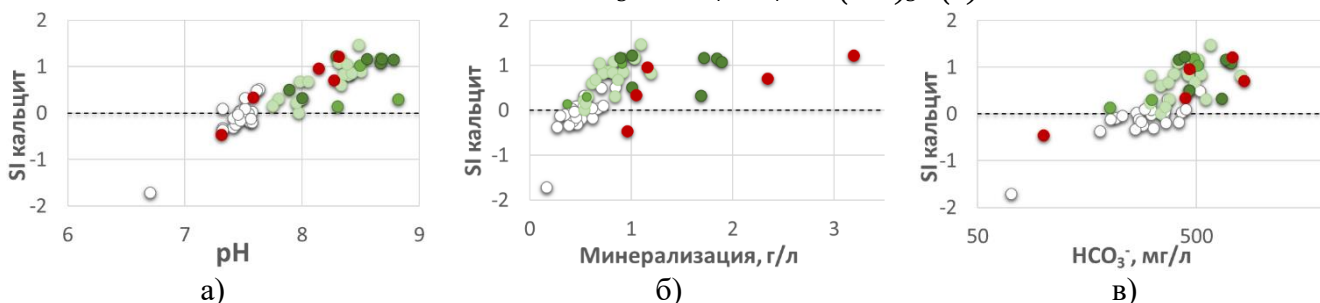
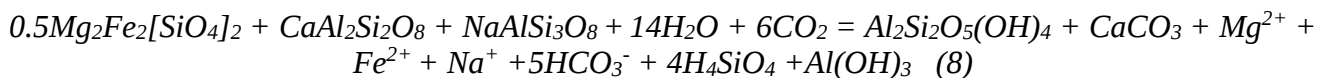


Рисунок 62 – Индексы насыщения (SI) подземных вод относительно кальцита от pH, солености и содержания HCO_3^- в воде при $5^\circ C$ (условные обозначения см. на рисунке 61)

Это начало формирования второго и самого распространённого в районе исследований геохимического типа воды – *кремнистого 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^{2+} и Mg^{2+} начинают снижаться. Также на разных этапах уходят из раствора во вторичные отложения Sr, Ba, SiO_2 . Параллельно, увеличивается доля комплексных соединений (особенно карбонатных), которые удерживают элементы в воде. Другие компоненты, для которых более благоприятны щелочные условия, наоборот, беспрепятственно накапливаются (Na, K, As, V, U, F и др.). Подземная вода приобретает характерный для района исследований HCO_3^- -Na состав.

В текущих природных условиях содовые воды в чистом виде формируются редко, поэтому внутри этого типа хорошо выделяются три основные подгруппы. Первая – это содовые воды обрамления Торейской впадины, которые отличаются наибольшим распространением по территории. По составу эти воды гидрокарбонатные натриевые, с высокой долей магния в составе, который почти всегда входит в формулу ионно-солевого состава вторым:

$$M_{0,9} \frac{HCO_3^- 62 SO_4^{2-} 22}{Na^+ 50 Mg^{2+} 29 Ca^{2+} 21} pH_{8,2}$$

Это хорошо коррелирует со степенью насыщения воды на данном этапе магнезитом, который еще продолжает формироваться, что обеспечивает остаточное присутствие элемента в растворе (Рисунок 63).

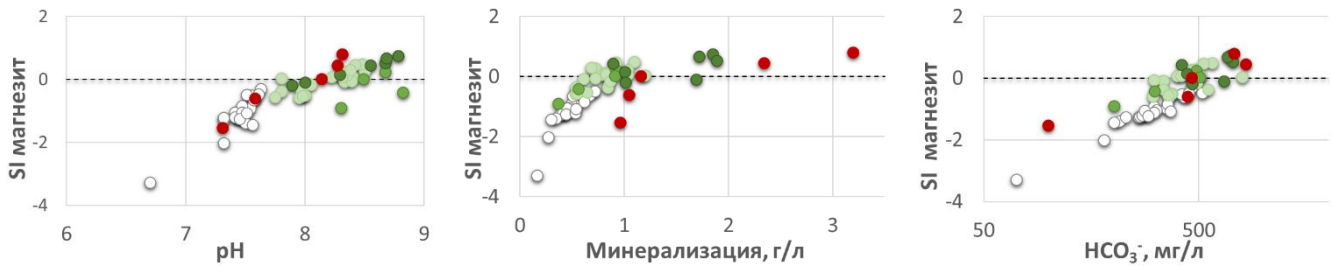


Рисунок 63 - Зависимости индексов насыщения (SI) подземных вод относительно магнезита от pH, солёности и содержания HCO_3^- в воде при 5 °С (условные обозначения см. на рисунке 61)

К содовым водам в чистом виде можно отнести только 4 точки опробования: например, воды точки 8G самоизливающейся скважины с максимальным для всех подземных вод территории pH доходящим до 8,8. Стабильным содовым составом отличается также скважина 13G в районе оз. Борзинского, которое было детально изучено в работе (Борзенко, 2017) как самое щелочное в районе. В целом формула Курлова для данного подтипа может выглядеть так:

$$M_{1,1} \frac{\text{HCO}_3^- 70 \text{SO}_4^{2-} - 17}{\text{Na}^+ 73 \text{Ca}^{2+} + 13 \text{Mg}^{2+} + 12} \text{pH}_{8,6}$$

Помимо натрия, воды обогащаются и другими химическими элементами, среди которых выделяется фтор, средние концентрации которого превышают 1 мг/л.

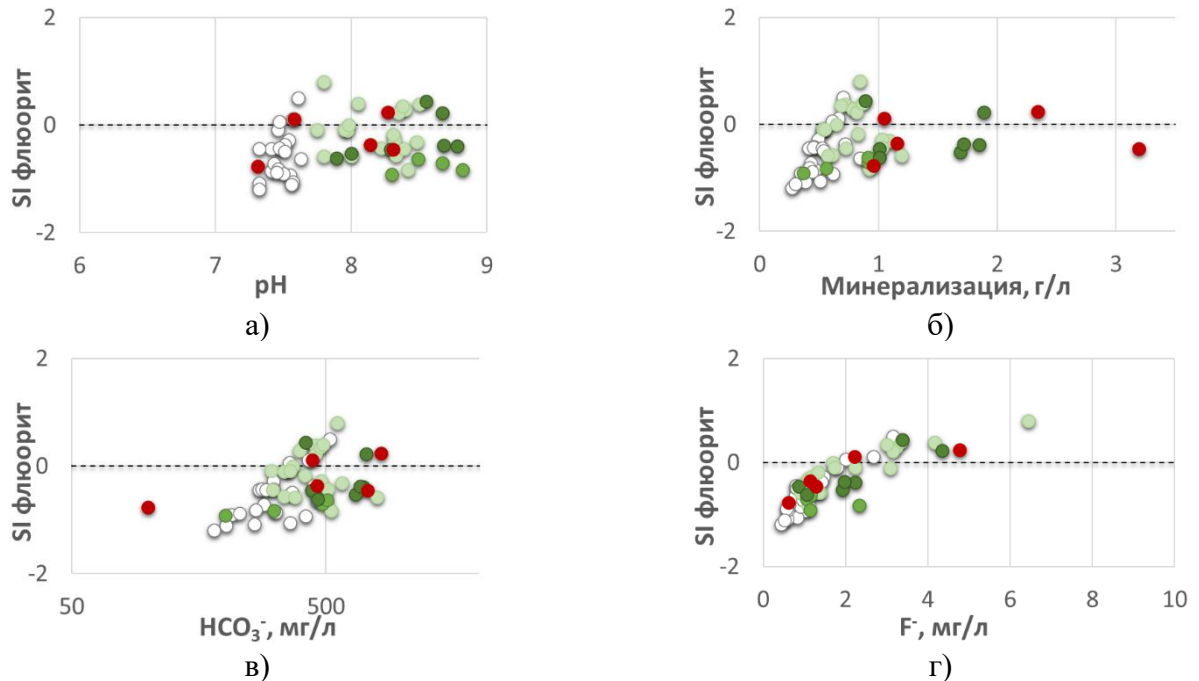


Рисунок 64 - Зависимости индексов насыщения (SI) подземных вод относительно флюорита от pH (а), солёности (б), HCO_3^- (в) и F^- (г) в воде при 5 °С (условные обозначения см. на рисунке 61)

Благодаря чему внутри содового геохимического типа можно, например, выделить кремнисто-карбонатный кальцево-давсонитовый или кремнисто-карбонатный кальцево-

фтористый ввиду достижения исследуемой подземной водой насыщения соответствующими минералами (Рисунок 64).

Среди карбонатов, помимо кальцита и магнезита, вода, в зависимости от состава вымещающих отложений, достигает равновесия и с другими карбонатами – например, с доломитом, сидеритом или наиболее характерным для содовых вод – давсонитом (Рисунок 65).

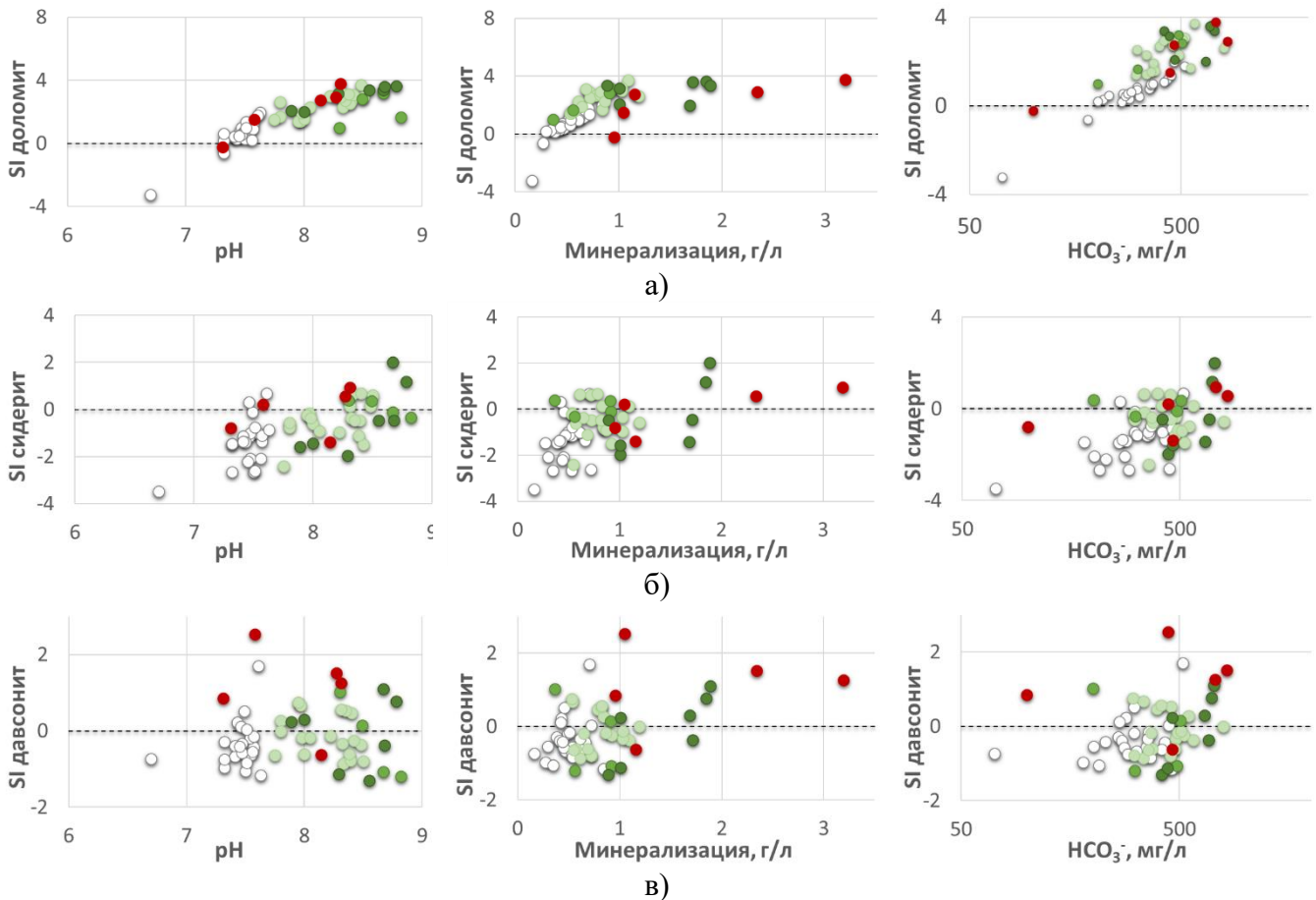


Рисунок 65 - Индексы насыщения (SI) подземных вод относительно: а – доломита, б – сидерита, в – давсонита от рН, солёности и HCO_3^- в воде при 5 °С (условные обозначения см. на рисунке 61)

Все они также могут выводить Ca, Mg или Fe из воды, после чего Na будет становиться лидирующим катионом. Кроме того, исследуемые подземные воды обогащаются и другими химическими элементами, среди которых выделяется фтор, средние концентрации которого превышают 1 мг/л.

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 (Рисунок 66), позволяющие оценить степень влияния испарительного концентрирования в сочетании ролью выщелачивания горных пород (Gibbs, 1970).

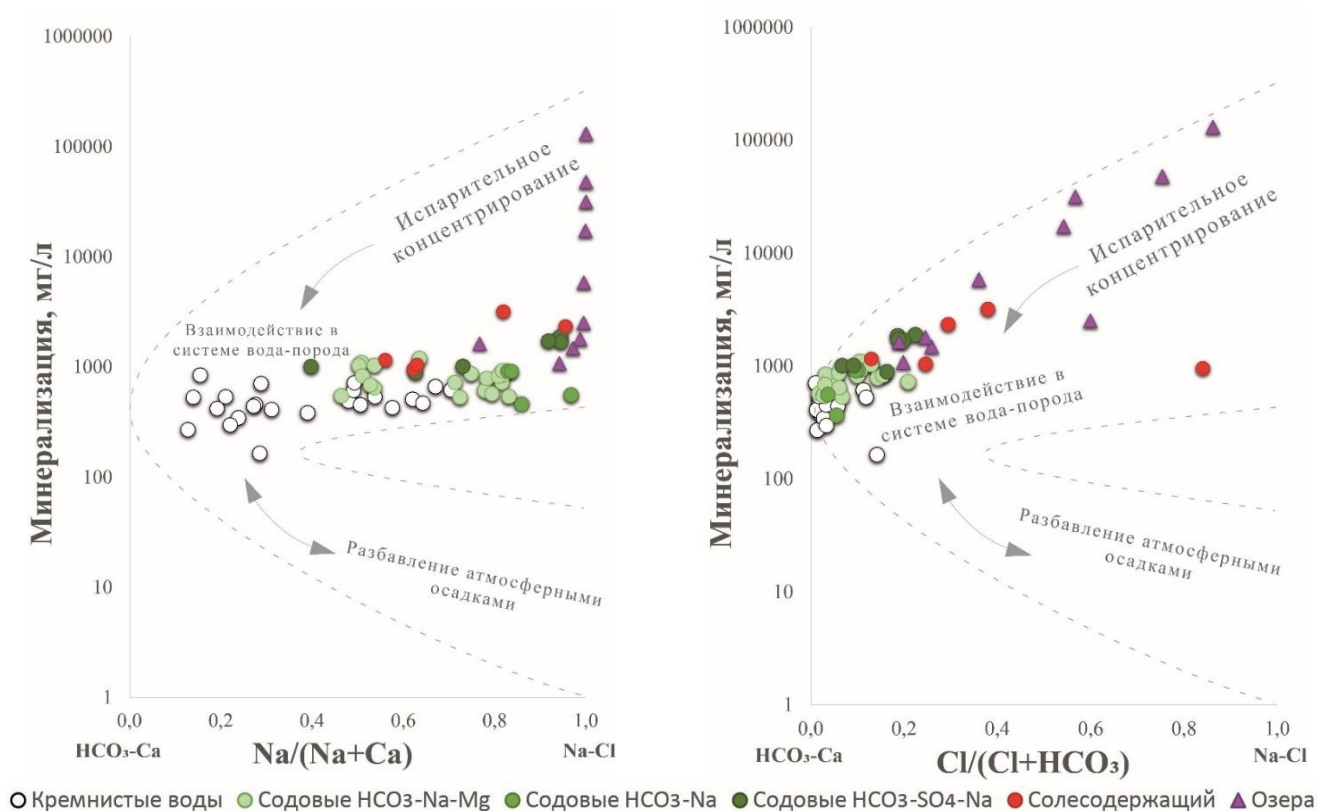


Рисунок 66 - Диаграмма Гиббса с нанесением данных по составу подземных и озерных вод

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 химического состава подземных вод района исследований, 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. Наибольшее влияние испарительно-концентрационных процессов испытывают на себе именно воды солёных озёр. При этом наиболее близкими в этом отношении к ним являются грунтовые воды солесодержащего типа.

Для того, чтобы детальнее разобраться в степени влияния испарения на поведение отдельных компонентов в воде был применен известный подход связанный с сопоставлением содержаний всех ведущих ионов составе подземной воды с хлорид-ионом (Drever, 1982), как наиболее консервативным компонентом, который не образует в текущих условиях вторичных минералов, в частности галита (Таблица 18), а значит может беспрепятственно накапливаться в растворе.

Как видно на графиках (Рисунок 67), пропорциональный рост вместе с хлором в воде фиксируются в отношении HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , при этом такая зависимость наиболее характерна для содовых или солесодержащих вод, т.е. их формирование – это результат взаимодействия в системе вода-порода под воздействием испарительного концентрирования. Концентрации

макрокомпонентов в грунтовых водах кремнистого геохимического типа практически не зависят от содержания хлора, т.е. влияние испарения для них можно исключить.

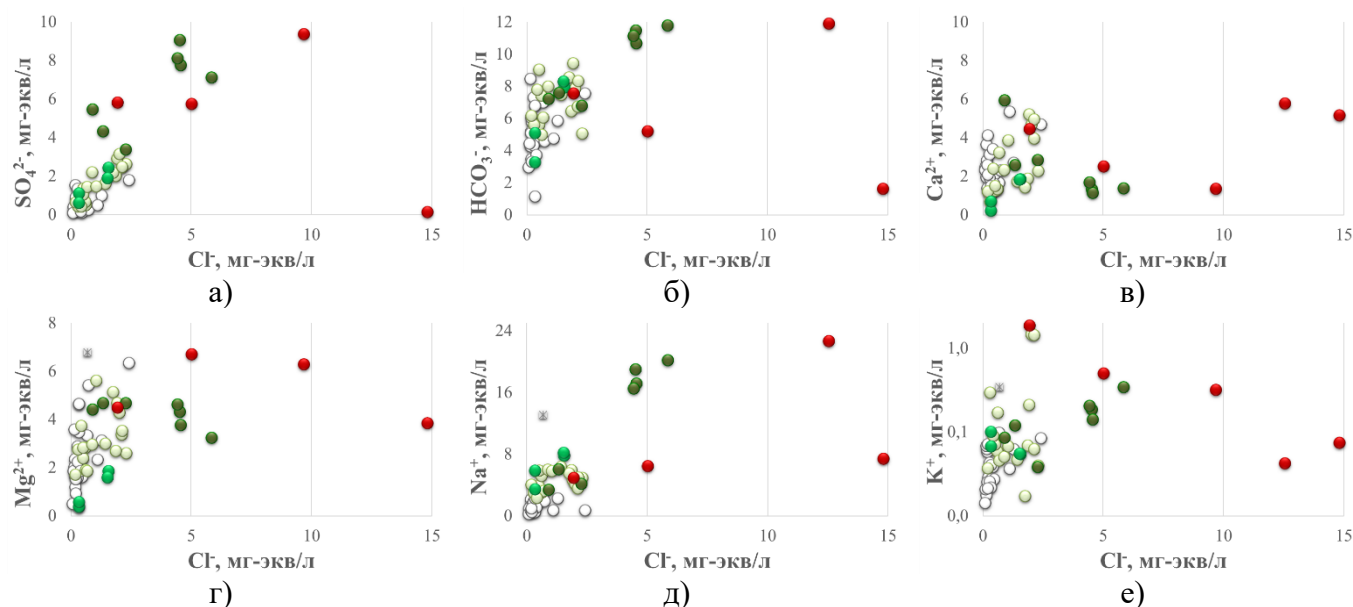


Рисунок 67 - Зависимость концентраций SO_4^{2-} (а), HCO_3^- (б), Ca^{2+} (в), Mg^{2+} (г), Na^+ (д), K^+ (е) от концентрации Cl^- в исследуемых подземных водах (условные обозначения см. на рисунке 61)

Испарительный этап формирования может и по-другому влиять на обогащение воды различными катионами, сульфатами или хлором. На пике аридизации климата площадь акваторий многих озер в районе уменьшается, их соленость возрастает (Vorzenko 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 атмогенном этапе соленость и концентрация натрия в осадках выше, чем средние показатели по г. Улан-Батор (гл. 4), т.е. вода активно обогащается солями местного генезиса, которые затем растворяются и с водой возвращаются в зону аэрации. Этот круговорот существует постоянно, активизируясь и замедляясь в разные фазы сложного гидрологического режима региона, 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, а также и других элементов воде, таких как медь или цинк, могут служить и, распространенные в обрамлении Торейской впадины проявления сульфидной минерализации, что также объясняет рост содержаний SO_4^{2-} локально на удалении от области внутреннего стока. При этом взаимодействие в системе вода порода продолжается и эти воды уже достигают насыщения к хлоритам, альбиту, микроклину, мусковиту и др., то есть находятся на более

высоком этапе эволюционного развития. Это приводит к формированию сначала самых соленых содовых подземных вод с высокой долей SO_4^{2-} , где он нередко входит в формулу вторым:

$$M_{1,4} \frac{\text{HCO}_3^- 48 \text{SO}_4^{2-} 32 \text{Cl}^- 17}{\text{Na} + 64 \text{Mg}^{2+} + 22 \text{Ca}^{2+} + 13} \text{pH}_{8,4}$$

И последнего геохимического типа в регионе – *солесодержащего*, воды которого отбирались из колодцев и скважин у берегов Тореев, в основном в областях распространения пластовых вод, где дебиты скважин снижаются. При этом взаимодействие продолжает идти по тому же сценарию и воды уже достигают равновесия со слюдами (мусковит, биотит, флогопит и др.), низкотемпературными алюмосиликатами (альбит, пренит, анальцит, 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^- (красные точки на карте (Рисунок 60):

$$M_{1,7} \frac{\text{HCO}_3^- 32 \text{SO}_4^{2-} 32 \text{Cl}^- 33}{\text{Na} + 55 \text{Mg}^{2+} + 29} \text{pH}_{8,0}$$

Кроме того, не исключено локальное смешение подземных вод с солеными озёрными по средствам локальной трещиноватости. Это касается нескольких точек, которые выбиваются из выборки, например воды Cl-Na скважины у хлоридного оз. Горбунка.

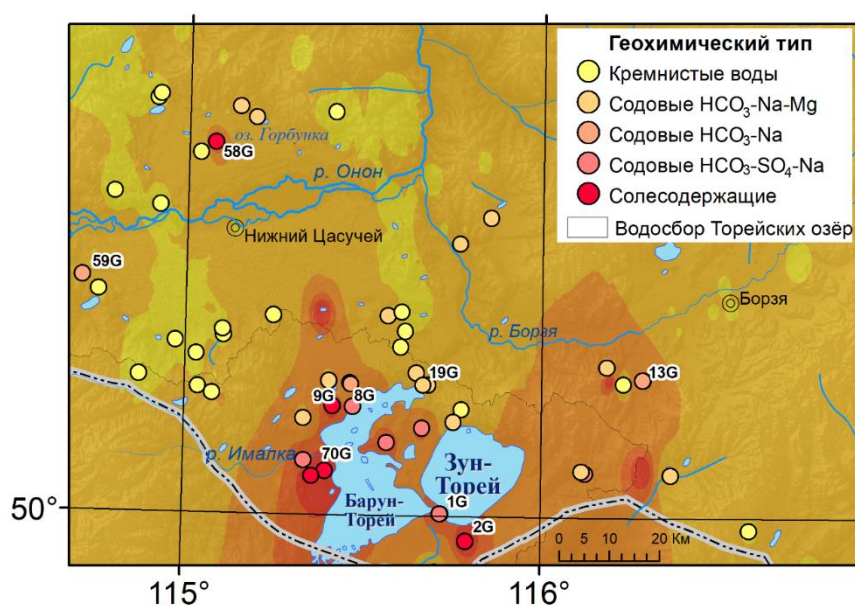


Рисунок 68 - Распределение геохимических типов подземных вод в районе Торейских озёр

Таким образом, замкнутый характер Торейской впадины и отсутствие стока формирует в районе исследования условия, способствующие замедлению водообмена по мере понижения абсолютных отметок горного обрамления в сторону озерной котловины. В этом же направлении растет число минералов, с которыми вода достигает равновесия и сменяются геохимические типы: от наименее

минерализованного в области питания – кремнистого к содовому и солесодержащему (Рисунок 68). Формирование состава проходит под влиянием испарительного концентрирования, которое ускоряет все процессы взаимодействия в системе вода-порода, что способствует росту содержаний многих микроэлементов и солености воды. Весь процесс наглядно проиллюстрирован с помощью концептуальной модели формирования состава (Рисунок 69).

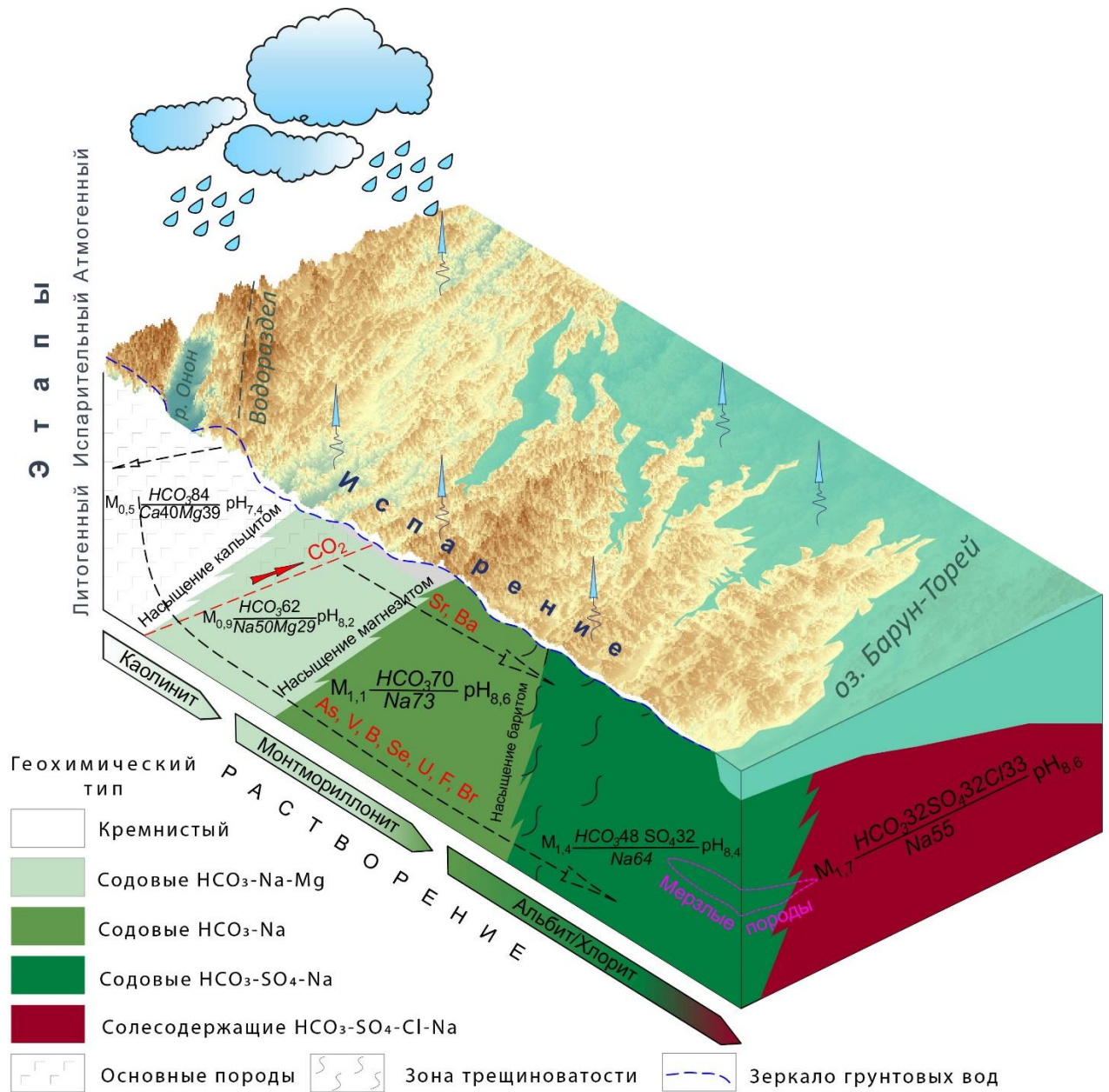
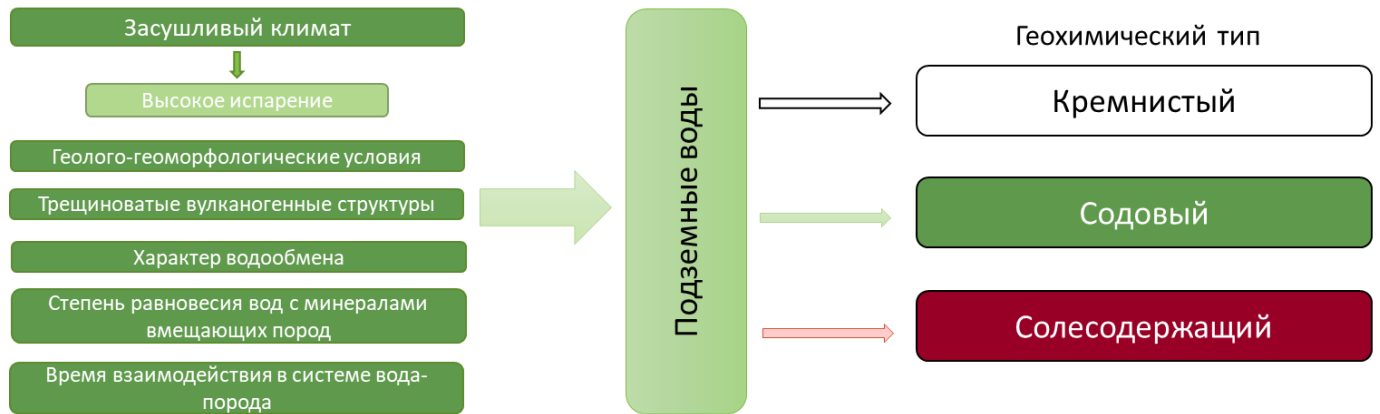


Рисунок 69 - Концептуальная модель формирования химического состава подземных вод в районе Торейских озёр

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, исследование показало, что на юго-востоке Забайкалья в районе Торейских озер на пике аридизации климата, широкого распространения трещинноватых эффузивных пород и солёных озер формируются разнообразные по составу подземные воды. В основном распространены гидрокарбонатные подземные воды с пестрым катионным составом, который поэтапно сменяется от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ через $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ к $\text{HCO}_3\text{-Na}$ по мере понижения отметок рельефа от обрамления Торейской впадины (область питания) в сторону водосборной области (область стока). Точечно у озер представлены соленые разновидности подземных вод ($\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Na}$ и др.). В этом же направлении растут значения рН воды, минерализация, содержания Na, K, Cl, SO_4 , Br, B, Li, F, As, U, V, $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ и других элементов. Часть компонентов наоборот постепенно уходит из раствора (Ca, Mg, Sr, Ba, SiO_2 , РЗЭ, ^3H).

Подземные, речные, атмосферные и озерные воды территории представляют собой единую сложную природную систему, отличительной особенностью которых являются высокие значения рН и солёности, т. е. они формируются в условиях повышенного испарения. В целом в направлении атмосферные – речные – подземные – озерные воды увеличиваются солёность (от 10 мг/л до 130 г/л) и величина рН (от 6,7 до 10,0).

Проведенные термодинамические расчеты в системе вода-порода, позволили получить наиболее полное представление о сложном поведении химических элементов в составе изучаемых подземных вод в районе Торейских озёр. Установлено, что система вода-порода носит четко выраженный равновесно-неравновесный характер. При этом подземные воды, равновесные с вторичными минералами (каолинитом, Ca-, 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. Показано, что результаты комплексных лабораторных исследований водовмещающих пород совпадают с полученными результатами проведенных термодинамических расчетов в системе вода – порода. В направлении от области питания в область разгрузки (к 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, SiO_2 , РЗЭ). Продолжают накапливаться Na, Cl, S.

Таким образом, формирование химического состава подземных вод региона является результатом сложного сочетания 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 озёр, т.е. система всегда работает в условиях повышенной солёности, способствуя развитию засоления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева, Л.П. Геохимия подземных льдов, солёных вод и рассолов Западной Якутии : дис. ... д-ра. геолог.-минерал. наук : 25.00.07 / Алексеева Людмила Павловна. — Томск, 2015. — 233 с.
2. Амантов, В.А. Стратиграфия и литология нижнего–среднего палеозоя Агинского поля Восточного Забайкалья (Промежуточный отчет Агинской партии за 1957 год) / В.А. Амантов, О.Н. Зорина : Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1958. — 132 с.
3. Амантов, В.А. Стратиграфия палеозоя западной окраины Агинского палеозойского поля Восточного Забайкалья. Промежуточный отчет Онон-Борзинской партии по работам 1959 г. / В.А. Амантов, О.Н. Зорина. — Л. : ВСЕГЕИ, 1960. — 134 с.
4. Антипов-Каратаев, И.Н. Вопросы происхождения и географического распространения солонцов в СССР // Мелиорация солонцов в СССР. — М., 1953. — С. 9–266.
5. Атлас Всероссийской империи: Собрание карт И.К. Кирилова / Вступ. статья О. А. Красниковой. Репринтное издание 1727–1737 годов. — СПб : Альфарет, 2008. — С. 1–10.
6. Баженова, О.И. Современная динамика озерно-флювиальных систем Онон-Торейской высокой равнины (Южное Забайкалье) / О.И. Баженова // Вестник Томского государственного университета. — 2013. — Т. 371. — С. 171–177.
7. Балашов, Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. — Москва : Наука, 1976. — 267 с.
8. Биосферный заповедник «Даурский»; под ред. О. К. Крилюк / О.К. Кирилюк [и др.]. — Чита : Экспресс-издательство, 2009. — 104 с.
9. Борзенко, С. В. Геохимия соленых озер Восточного Забайкалья : дис. ... д-ра. геолог.-минерал. наук : 25.00.09 / Борзенко Светлана Владимировна. — Томск, 2017. — 271 с.
10. Борзенко, С.В. Основные условия формирования химического состава вод соленых и солоноватых озер восточного Забайкалья / С.В. Борзенко // Геохимия. — 2020. — Т. 65. — № 12. — С. 1212–1230.
11. Борзенко, С.В. Восстановленные формы серы в рапе содового озера Доронинское (восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана // Геохимия. — 2011. — № 3. — С. 268–276.
12. 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. — Т. 4. — С. 306–321.

13. Букаты, М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач / М.Б. Букаты // Известия Томского политехнического университета. — 2002. — Т. 305. — № 6. — С. 348–365.
14. Бунеев, А.Н. К вопросу происхождения основных типов минеральных вод в осадочных породах / А.Н. Бунеев // Доклады Акад. наук СССР. — 1944. — Т. 45. — № 6. — С. 265–268.
15. Вакуловский С.М., Катрич И.Ю. Тритий в водных объектах на территории России в 1975-2012 годах / С.М. Вакуловский, И.Ю. Катрич // АНРИ. — 2013. — № 3(74). — С. 38–42.
16. Вах, Е.А. Содержание редкоземельных элементов в водах зоны гипергенеза сульфидных руд Березитового месторождения (Верхнее Приамурье) / Е.А. Вах, А.С. Вах, Н.А. Харитоновна // Тихоокеанская геология. — 2013. — Т. 32. — № 1. — С. 105–115.
17. Вахнина, И.Л. Особенности изменения площадей водного зеркала и количества озер степной зоны Восточного Забайкалья / И.Л. Вахнина, Е.В. Носкова, М.А. Голятина // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. — 2020. — № 3. — С. 13–23.
18. Верхотуров, А.Г. Гидрогеология Забайкальского края ; под ред. под ред. В.И. Цыганка / А.Г. Верхотуров, В.И. Цыганок, В.И. Карпов. — Чита: ЗабГУ, 2017. — 239 с.
19. Власов, Н.А. Минеральные озера / Н.А. Власов, Л.И. Павлова, Л.А. Чернышев // Минеральные воды южной части Восточной Сибири. — М: Недра, 1961. — С. 189–245.
20. Влияние антропогенных факторов на водные экосистемы / П.Я. Пукало [и др.] // Животноводство и ветеринарная медицина. — 2020. — Т. 3. — № 38. — С. 33–36.
21. Воробьева, Д.А. Экогеохимия компонентов природной среды центральной части Кольского региона: дис. ... канд. геолог.-минерал. наук : 1.6.21 / Воробьева Дарья Андреевна. — Томск, 2022. — 149 с.
22. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.ru> (дата обращения: 14.02.2018).
23. Всероссийская перепись населения 2010. Численность населения Забайкальского края. [Электронный ресурс]. URL: <https://chita.gks.ru/folder/42844> (дата обращения: 13.03.2023).
24. Гавришин, А.И. О генезисе маломинерализованных содовых вод Донбасса / А.И. Гавришин // Доклады академии наук. — 2005. — Т. 404. — № 5. — С. 668–670.
25. Галимов, Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода / Э.М. Галимов. — М : Недра, 1968. — 226 с.
26. Гедройц, К.К. Образование соды в почве. Щелочные солонцы и солончаки / К.К. Гедройц // Журнал опытной агрохимии. — 1912.

27. Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины / С.Х. Павлов [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. — 2018. — Т. 9. — № 1. — С. 221–248.
28. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода: в 5 томах. Т. 1: Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие и моделирование / В.А. Алексеев [и др.]. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2005. — 244 с.
29. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода—порода: в 5 томах. Т. 2 : Система вода—порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.]. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. — 389 с.
30. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-алинской складчатой области (Дальний восток России) / Н.А. Харитонов [и др.] // Тихоокеанская геология. — 2016. — Т. 35. — № 2. — С. 68–82.
31. Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии / С.Л. Шварцев [и др.] // Геохимия. — 2014. — Т. 2014. — № 5. — С. 432–449.
32. Геохимические особенности поведения редкоземельных элементов в водах Дальнего Востока России в условиях природных и антропогенных аномалий / О.В. Чудаев [и др.]. — Владивосток: Дальнаука, 2017. — 152 с.
33. Генеральная карта о Российской Империи сколько возможно было исправно сочиненная трудом Ивана Кирилова, обер-секретаря Правительствующего Сената. В Санктпетербурге: [АН]. 1734.1 к.
34. Герасимов, И.П. Вопросы генезиса и географии почв / И.П. Герасимов, Е.Н. Иванова. — Москва: Изд-во АН СССР, 1957. — 387 с.
35. Гидрогеология СССР : Том XXI : Читинская область / гл. ред. А. В. Сидоренко. — М. : Издательство «Недра», 1969. — 443 с.
36. ГОСТ 17.8.1.02-88 Охрана природы (ССОП). Ландшафты. Классификация.
37. ГОСТ 31861-2012 Вода. Общие требования к отбору проб.
38. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Даурская. Листы: М-50-XIV (Ниж. Цасучей), М-50-XX (Соловьевск) ; под ред. Е. В. Нечепалева / А.В. Куриленко [и др.] : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Даурская. Лист М-50-XIV (Ниж. Цасучей), XX (Соловьевск). Объяснительная записка

- ; под ред. Е. В. Нечепав / А.В. Куриленко [и др.]. — М : Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019а. — 98 с.
40. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Даурская. Лист М-50-ХІІІ (Новый Дурулгуй). Объяснительная записка / А.В. Куриленко [и др.]. — М : Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019b. — 102 с.
41. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Приаргунская. Лист М-50-ХV, ХХІ (Борзя, Даурия). Объяснительная записка / В.В. Павлова [и др.]. — М : МФ ВСЕГЕИ, 2015. — 206 с.
42. Григорьев, Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры / Н.А. Григорьев. — Екатеринбург: УрО РАН, 2009. — 301 с.
43. Гусева, Н.В. Механизмы формирования химического состава природных вод в различных ландшафтно-климатических зонах горно-складчатых областей центральной Евразии : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.07 / Гусева Наталья Владимировна. — Томск, 2018. — 300 с.
44. Гуцало, Л.К. Формирование подземных вод и газов земной коры по изотопным данным: автореф. дис. ... д-ра. геолог.-минерал. наук : 04.00.06 / Гуцало Леонид Каленикович. — СПб, 1997. — 98 с.
45. Давыдова, Н.Д. Состояние озер Онон-Аргунского междуречья в условиях меняющегося климата / Н.Д. Давыдова // География и природные ресурсы. — 2020. — № 5. — С. 147–153.
46. Давыдова, Н.Д. Изменения в компонентах степных геосистем Юго-восточного Забайкалья в условиях потепления климата / Н.Д. Давыдова // Аридные экосистемы. — 2022. — Т. 28. — № 90. — С. 3–10.
47. Дмитриева, В.Т. Зонально-поясные особенности и режим озер Забайкалья / В.Т. Дмитриева, А.Т. Напрасников, А.И. Сизиков // Региональные особенности природы Забайкалья. Записки Забайкальского филиала географического общества СССР. — 1976. — Вып. 103. — С. 41–59.
48. Домрочева, Е.В. Гидрогеохимические особенности угольных районов юга Кузбасса : автореф. дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : 25.00.07 / Домрочева Евгения Витальевна. — Томск, 2005. — 22 с.
49. 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: ИНГГ СО РАН, 2021. — С. 102–105.

50. 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.
51. 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.
52. Жданова, Л.П. Стратиграфия и литология среднего палеозоя песчано-сланцевого Агинского поля (Информационный отчет о работе Агинской партии за 1956 год) / Л.П. Жданова, 1956.
53. Жуликов, В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Борзя (Отчет Ары-Булакской партии по геологической съемке и глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 за 1980–1983 гг.) / В.В. Жуликов, В.П. Марков, В.М. Кондраков : ПГО «Читагеология», 1983.
54. Замана, Л.В. Соленые озера Забайкалья как индикаторы климатических изменений в северо-восточном секторе Центральной Азии / Л.В. Замана // Социально-эколого-экономические проблемы развития приграничных регионов России-Китая-Монголии. Материалы Научно-практической конференции. Чита: Экспресс-издательство, 2010а. — С. 22–26.
55. Замана, Л.В. Фтор в азотных термах Баунтовской группы (Северное Забайкалье) / Л.В. Замана // Вестник Бурятского государственного университета. — 2010b. — № 3. — С. 8–12.
56. Замана, Л.В. Гидрохимия некоторых аршанов Забайкалья / Л.В. Замана // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов. — 2015. — Т. 2. — С. 135–138.
57. Замана, Л.В. Гидрохимический режим соленых озер юго-восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // География и природные ресурсы. — 2010. — № 4. — С. 100–107.
58. Замана, Л.В. Геохимия соленых озёр юго-восточного Забайкалья в фазу аридизации климата в начале XXI века / Л.В. Замана, И.Л. Вахнина // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. — 2014. — Т. 11. — № 4. — С. 208–216.
59. Замана, Л.В. Мониторинг природных вод территории Даурского заповедника (динамика фонового состояния и антропогенного воздействия) / Л.В. Замана, Л.Г. Улыбина // Отчет по хоздоговорной теме с Даурским заповедником. — Чита : НТК «Аршан», 1990.

60. Зиппа Е. В. Геохимия термальных вод провинции Цзянси (Китай) : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук : 25.00.07 / Зиппа Елена Владимировна. — Томск, 2020. — 126 с.
61. Иванов, А.В. Торейские озера // Гидрохимия рек и озер в условиях резко континентального климата / А.В. Иванов. — Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977. — С. 69–102.
62. Иванов, А.Л. Отчет о результатах поисков подземных вод для водоснабжения научного стационара на кордоне «Уточи» ФГБУ «Государственный заповедник „Даурский“» в Борзинском районе Забайкальского края. Отчет по договору № 3/14 от 12.05.2014 / А.Л. Иванов. — Чита, 2014. — 108 с.
63. Иванова, И.С. Железосодержащие подземные воды юго-восточной части Среднеобского бассейна : дис. ... канд. геолог.-минерал. наук : 25.00.07 / Иванова Ирина Сергеевна. — Томск, 2013. — 180 с.
64. Изменение климата Забайкалья во второй половине XX века по данным наблюдений и ожидаемые его изменения в первой четверти XXI века / А.В. Мещерская [и др.] // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. — 2009. — № 559. — С. 32–57.
65. Изменения климата и их последствия : Материалы спец. сессии Ученого совета Центра междунар. сотрудничества по проблемам окружающей среды, посвящ. 80-летию акад. М.И. Будыко (19-20 мая 1999 г.) / Рос. акад. наук. Центр междунар. сотрудничества по проблемам окружающей среды ; Отв. ред. Г. В. Менжулин. — Санкт-Петербург : Наука, 2002. — 269 с.
66. Инженерно-геологические и гидрогеологические условия площади листа М-50-XIV части листа М-50-XX / Крюкова А.П [и др.] — Чита : Забайкальский филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому ФО», 1975.
67. Итоги Всероссийской переписи населения 2020 года. Численность населения Забайкальского края по городским округам, муниципальным округам и районам на 06.03.2023 г. [Электронный ресурс]. URL: <https://chita.gks.ru/folder/48798> (дата обращения: 13.03.2023).
68. Казанцев, В.А. Проблемы педогалогенеза / В.А. Казанцев. — Новосибирск : Наука, 1998. — 280 с.
69. Каменский, Г.Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны // Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. акад. Ф.П. Саваренского / Г.Н. Каменский. — 1949. — Т. 6. — С. 5–21.
70. Касимов, Н.С. Геохимия ландшафта / Н.С. Касимов, А.И. Перельман. — Москва : Изд-во МГУ, 1999. — 610 с.

71. Кашницкая, М.А. Водный режим Торейских озер в условиях антропогенного влияния // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле / М.А. Кашницкая. — 2022a. — Т. 39. — С. 45–55.
72. Кашницкая, М.А. Гидрологический режим бессточных озер в степной зоне Забайкалья (на примере Торейских озер) : дис. ... канд. геолог.-минерал. наук : 25.00.27 / Кашницкая Марина Алексеевна. — М., 2022b. — 126 с.
73. Киреева, Т.А. Инверсионные гидрокарбонатно-натриевые воды как показатель нефтегазоносности глубоких частей геологического разреза / Т.А. Киреева, В.А. Всеволожский // Глубинная нефть. — 2013. — Т. 1. — № 2. — С. 234–245.
74. Ковда, В.А. Основы учения о почвах. Кн. 1. / В.А. Ковда. — Москва : Наука, 1973. — 448 с.
75. Кожевников, К.Я. О факторах образования соды в почвах и грунтах / К.Я. Кожевников // Почвоведение. — 1974. — № 4. — С. 68–78.
76. Колпакова, М.Н. Геохимия соленых озер западной Монголии : автореф. дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : 25.00.09 / Колпакова Марина Николаевна. — Томск, 2014. — 21 с.
77. Колубаева, Ю.В. Гидрогеохимия северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны : автореф. дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : 25.00.07 / Колубаева Юлия Викторовна. — Томск, 2015. — 191 с.
78. Корнутова, Е.И. История развития Торейских озер Восточного Забайкалья / Е.И. Корнутова // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. — М : Наука, 1968. — С. 74–88.
79. Крайнов, С.Р. Геохимические системы формирования высококарбонатных щелочных подземных вод в верхних водоносных горизонтах / С.Р. Крайнов, А.П. Белоусова, Б.Н. Рыженко // Геохимия. — 2001. — Т. 12. — С. 1251–1264.
80. Крайнов, С.Р. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, В.М. Швец. — М. : ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. — 671 с.
81. Кренделев, Ф.П. Периодичность наполнения и высыхания Торейских озер (Юго-Восточное Забайкалье) / Ф.П. Кренделев // Доклады АН СССР. — 1986. — Т. 287. — № 2. — С. 396–400.
82. Крюкова, А.П. Инженерно-геологические и гидрогеологические условия площади листа М-50-XIV и части листа М-50-XX (окончательный отчет об инженерно-геологической съёмке м-ба 1:200 000, проведённой Торейской партией в 1965-67 гг.) / А.П. Крюкова, Ю.П. Складчиков : Читинское ГУ, 1969. — 219 с.
83. Кучин, М.И. Месторождения природной соды в Сибири и значение их для содовой промышленности / М.И. Кучин // Жизнь Сибири. — 1929. — Т. 11–12. — С. 71–83.

84. Лепокурова, О.Е. Содовые подземные воды юго-востока Западной Сибири: геохимия и условия формирования : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.07 / Лепокурова Олеся Евгеньевна. — Томск, 2018. — 217 с.
85. 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.
86. Лучицкий, И.В. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон / И.В. Лучицкий // Очерки по геологии Сибири. — М : Изд-во АН СССР, 1954. — С. 3–31.
87. Магидович, И.П. Очерки по истории географических открытий в 5-ти т. Том 3. Географические открытия и исследования нового времени (середина XVII–XVIII века) / И.П. Магидович, В.И. Магидович. — М : Просвещение, 1984. — 319 с.
88. Маринов, Н.А. Гидрогеология Монгольской народной республики / Н.А. Маринов, В.Н. Попов. — М : Гостоптехиздат, 1963. — 451 с.
89. Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрометрических наблюдений. Государственный гидрологический институт. — СПб : Нестор-История, 2009. — 193 с.
90. Минерализованные озера Забайкалья и северо-восточной Монголии / Е.В. Складов [и др.] // География и природные ресурсы. — 2011. — Т. 4. — С. 29–39.
91. Наймушина, О.С. Геохимическая эволюция природных вод нижней части бассейна реки Томи : автореф. дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : 25.00.07 / Наймушина Ольга Сергеевна. — Томск, 2014. — 169 с.
92. Нгуен Тат Тханг. Гидрогеохимические процессы и эволюция минерального и газового состава подземных вод угольного месторождения Маохе (северо-восток Вьетнама): дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : спец. 25.00.07 / Нгуен Тат Тханг. — СПб, 2016. — 154 с.
93. Никольская, Ю.П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи / Ю.П. Никольская. — Новосибирск : Изд-во СО АН СССР, 1961. — 181 с.
94. Новые данные об элементном составе природных вод в районе распространения Уровской (Кашина–Бека) болезни (Забайкальский край) / Л.В. Замана [и др.] // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. — 2019. — Т. 330. — № 1. — С. 121–133.
95. Носкова, Е.В. Характеристика условий увлажненности территории бессточных озер торейской равнины с использованием метеорологических данных / Е.В. Носкова, И.Л. Вахнина,

- К.А. Курганович // Вестник Забайкальского Государственного университета. — 2019. — Т. 25. — № 3. — С. 22–30.
96. Обязов, В.А. Закономерности увлажнения степной зоны Забайкалья и их проявления в режиме озёр (на примере Торейских озёр) : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.07 / Обязов Виктор Афанасьевич. — СПб., 1996. — 21 с.
97. Обязов, В.А. Изменения климата в междуречье Аргуни и Онона в контексте глобального потепления / В.А. Обязов // Вестник Читинского государственного университета. — 2011. — Т. 7. — № 74. — С. 78–85.
98. Обязов, В.А. Торейские озера как индикатор многолетних изменений увлажненности Юго-восточного Забайкалья и Северо-восточной Монголии / В.А. Обязов, В.Е. Кирилук, А.В. Кирилук // Гидросфера. Опасные процессы и явления. — 2021. — Т. 3. — № 3. — С. 204–232.
99. Обязов, В.А. Многолетние изменения агроклиматических ресурсов Забайкалья / В.А. Обязов, Е.В. Носкова // Вестник Забайкальского государственного университета. — 2015. — Т. 8. — № 123. — С. 20–29.
100. О влиянии почв на формирование химического состава грунтовых вод в пределах Республики Татарстан / Р.Х. Мусин [и др.] // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. — 2020. — Т. 1. — № 1. — С. 90–99.
101. Отчет о результатах работ по объекту №1-13/07. «ГДП-200 листов М-50-ХІІІ, ХІV, ХХ (Цасучейская площадь)» / Куриленко А.В. [и др.]. — Чита : «Читагеолсъемка», 2010.
102. Паллас, П.С. Путешествие по разным провинциям Российского государства в 3 ч. Часть 3 в 2 пол. Половина первая. 1772 и 1773 годы ; пер. с нем. В.Ф. Зуев. — СПб: Императорская Академия Наук, 1788. — 655 с.
103. Параев, В.В. Глобальные природно-климатические катаклизмы в истории Земли. Возможная их природа / В.В. Параев, Э.А. Еганов // Геоэкологические и геоинформационные аспекты в исследовании природных условий и ресурсов Науками о Земле. Материалы международной научно-практической конференции «VII Жандаевские чтения». — Алматы: Казак университеті, 2013. — С. 266–270.
104. Покровский, О.М. Анализ факторов изменения климата по данным дистанционных и контактных измерений / О.М. Покровский // Исследования Земли из космоса. — 2010. — № 5. — С. 11–24.
105. Попов, В.Г. Ионобменная концепция в генетической гидрогеохимии / В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов. — Уфа: Гилем, 2013. — 355 с.

106. Посохов, Е.В. Происхождение содовых вод в природе / Е.В. Посохов. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 154 с.
107. Потанин, Г.Н. Путешествия по Монголии / Г.Н. Потанин. — М : ОГИЗ, 1948. — 484 с.
108. Прасолов, Л.И. Южное Забайкалье. Почвенно-географический очерк / Л.И. Прасолов. — Л: Изд-во АН СССР, 1927. — 422 с.
109. Приказ Минприроды России (Министерства природных ресурсов и экологии РФ) от 30.07.2007 N 195 «Об утверждении Классификации запасов и прогнозных ресурсов питьевых, технических и минеральных подземных вод (с изменениями на 7 августа 2020 года)», 2007. — 8 с.
110. Пугачева, А.М. Климатические флуктуации сухих степей и их роль в вопросе демутиации / А.М. Пугачева // Аридные экосистемы. — 2020. — Т. 26. — № 3. — С. 14–22.
111. Р 2.1.10.1920-04 Руководство по оценке риска для здоровья населения при воздействии химических веществ, загрязняющих окружающую среду. — М: Федеральный центр госсанэпиднадзора Минздрава России, 2004. — 148 с.
112. Радде, Г.И. Дауро-Монгольская граница Забайкалья / Г.И. Радде // Вестник Императорского русского географического общества. — 1858. — Т. 22. — С. 117–142.
113. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Дальний Восток. Вып. 1. Верхний и средний Амур. — Л : Гидрометеиздат, 1966. — 881 р.
114. Рычагов, Г.И. Общая геоморфология / Г.И. Рычагов. — М. : Недра, 2006. — 416 с.
115. Сайт Государственного природного биосферного заповедника «Даурский» [Электронный ресурс]. URL: <http://daurzapoved.com/index.php/home> (дата обращения: 13.04.2023).
116. Самарина, В.С. Гидрогеохимия / В.С. Самарина. — Л. : Издательство Ленинградского Университета, 1977. — 360 с.
117. СанПиН 1.2.3685-21 Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания от 28.01.2021.
118. Сидкина, Е.С. Геохимия подземных рассолов западной части Тунгусского артезианского бассейна : дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : 25.00.07 / Сидкина, Евгения Сергеевна. — Томск, 2013. — 159 с.
119. Синица, С.М. Торейская и Восточно-Торейская впадины (стратиграфия, палеонтология, палеорекострукции) / Синица, С.М. // Ученые записки Забайкальского государственного университета. — 2015. — Т. 1. — № 60. — С. 129–138.
120. Содовые воды района Торейских озер Забайкальского края: химический состав подземных и озерных вод / С.В. Борзенко [и др.] // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными

породами: материалы III Всероссийской научной конференции с международным участием. Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 2018. — С. 434–437.

121. Соколов, А.А. Методы расчета водных балансов / А.А. Соколов, Т.Г. Чапмен // Международное руководство по исследованиям и практике. — Л : Гидрометиздат, 1976. —120 с.

122. Солдатова, Е.А. Формирование химического состава подземных вод района озера Поянху (Китай) : дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : 25.00.07 / Солдатова Евгения Александровна. — Томск, 2016. — 132 с.

123. Степанов, В.М. Гидрогеологические структуры Забайкалья / В.М. Степанов. — М: Недра, 1980. —176 с.

124. Субботина, Г.Д., Коновалова В.К. Отчет степной гидрогеологической партии по поискам подземных вод по обводнению животноводческих стоянок и ферм совхоза «Красная Ималка» и колхоза «Гигант» Ононского района Читинской области за 1978-1980 гг. / Г.Д. Субботина, В.К. Коновалова. — Чита : ПГО «Читагеология», 1980.

125. Судариков, С.М. Роль подземных вод в образовании метана на угольном месторождении Маохе (Северный Вьетнам) / С.М. Судариков, Нгуен Тат Тханг // Записки Горного института. — 2015. — Т. 212. — С. 79–83.

126. Сулин, В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности вод нефтяных месторождений. Ч. 1: Образование и основы классификации природных вод / В.А. Сулин. Л. : Изд-во АН СССР, 1948. — 107 с.

127. Тейлор С.Р. Континентальная кора: её состав и эволюция / С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннан. — М : Мир, 1988. — 384 с.

128. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Санкт-Петербург : Научные технологии, 2022 . — 124 с.

129. Тритий в водах Плещеева озера и подземных водах Переяславльского водозабора / В.В. Романов [и др.] // Исследования природных вод изотопными методами ; под ред. Ферронский В.И. — М : Наука, 1981. — С. 79–84.

130. Туваанжав, Г. Химический состав атмосферных осадков в окрестностях г. Улаанбаатара / Г. Туваанжав, Ж. Халзанхуу // Бюллетень Восточно-Сибирского научного центра Сибирского отделения Российской академии медицинских наук. — 2005. — № 8. — С. 76–80.

131. Ферронский, В.И. Изотопия гидросферы Земли / В.И. Ферронский, В.А. Поляков. — М: Научный Мир, 2009. — 632 с.

132. Филатов, К.В. К вопросу об основных процессах формирования подземных вод / К.В. Филатов // Изв. высших учебных заведений, геология и разведка. — 1960. — Т. 2. С. — 115–118.
133. Формирование химического состава поверхностных вод в Арктике на примере озера Инари и реки Паз / С.И. Мазухина [и др.] // Вестник МГТУ. Труды Мурманского государственного технического университета. — 2017. — Т. 20. — № 1/2. — С. 252–260.
134. Формирование химического состава подземных солоноватых и рассольных вод Тувинского прогиба и его обрамления / Н.В. Гусева [и др.] // Геология и геофизика. — 2018. — Т. 59. — № 2. — С. 172–182.
135. Фриш, В.А. Торейский «эксперимент» / В.А. Фриш // Природа. — 1972. — Т. 76. — № 2. — С. 74–79.
136. Чербянова, Л.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые района Торейских озер. Отчет по работам 1964-1965 гг. Цасучейской партии масштаба 1 : 200 000, лист М-50-XIV. Отчет ЧГУ / Л.Ф. Чербянова, М.Б. Звонкова. — Чита, 1966. — 278 с.
137. Чечель, А.П. Динамика уровня режима озер / А.П. Чечель // Содовые озера Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1991. — С. 12–15.
138. Чимбуева, С.В. Восстановительные сукцессии на залежах в степной зоне Восточного Забайкалья / С.В. Чимбуева, Т.Е. Ткачук // Ботанические исследования в Даурском заповеднике. — 2007. — № 4. — С. 220–234.
139. Чукаев, Д.В. Гидрогеологические, инженерно-геологические условия, геоэкологическое состояние площади листов М-50-VII, VIII, XIII (Информационный отчет Степной партии о результатах незавершенных работ по комплексной гидрогеологической, инженерно-геологической съемке и съемке четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000 с геолого-экологическими исследованиями на площади листов М-50-VII, VIII, XIII) / Д.В. Чукаев, Н.Н. Чукаева, Т.В. Хромова. — 2003.
140. Шамсутдинов, В.Х. История геологического развития района Торейских озер в антропогене (Юго-Восточное Забайкалье) : автореф. канд. дисс. / В.Х. Шамсутдинов. — Чита, 1971. — 22 с.
141. Шамсутдинов, В.Х. Геологическая история Торейской котловины / В.Х. Шамсутдинов // Экология и продуктивность. — Новосибирск: Наука, 1991. — С. 4–12.
142. Шварцев, С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев. — М. : Недра, 1978. — 287 с.
143. Шварцев, С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев. М. : Недра, 1998. — 288 с.

144. Шварцев, С.Л. Содовые воды как зеркало противоречий в современной гидрогеохимии / С.Л. Шварцев // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. Труды Международной конференции, посвященной 75-летию юбилею гидрогеохимии. — Томск: Изд-во НТЛ, 2004. — С. 70–75.
145. Шварцев, С.Л. С чего началась глобальная эволюция? / С.Л. Шварцев // Вестник РАН. — 2010. — Т. 3. — С. 235–244.
146. Шварцев, С.Л. Общая гидрогеология : учебник для вузов / С.Л. Шварцев. — Москва: Альянс, 2012. — 601 с.
147. Шварцев, С.Л. Основное противоречие, определившее механизмы и направленность глобальной эволюции / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. — 2015. — Т. 85. — № 7. — С. 632–642.
148. Шварцев, С.Л. Неизвестные механизмы гранитизации базальтов / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. — 2016. — Т. 86. — № 12. — С. 1106–1120.
149. Шварцев, С.Л. Геохимия содовых вод межгорного бассейна Датун, провинция Шаньси, северо-западный Китай / С.Л. Шварцев, Я. Ванг // Геохимия. — 2006. — Т. 10. — С. 1097–1109.
150. Шестакова, А.В. Геохимия углекислых минеральных вод северо-востока Тувы: автореф. дис. ... канд. геолог.-минералог. наук : 25.00.07 / Шестакова Анастасия Викторовна. — Томск, 2018. — 22 с.
151. Юдович, Я.Э. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис // Биосфера. — 2010. — Т. 2. — № 2. — С. 231–246.
152. A hydrogeochemistry and multi-isotope (Sr, O, H, and C) study of groundwater salinity origin and hydrogeochemical processes in the shallow confined aquifer of northern Yangtze River downstream coastal plain, China / Q. Zhao [et al.] // Applied Geochemistry. — 2017. — V. 86. — P. 49–58.
153. A multiple isotope (H, O, N, C and S) approach to elucidate the hydrochemical evolution of shallow groundwater in a rapidly urbanized area of the Pearl River Delta, China / X. Li [et al.] // Science of the Total Environment. — 2020. — V. 724. — P. 137930.
154. Abdeldjebar, T. Origin and Age of the surface water and groundwater of the Ouargla basin-Algeria / T. Abdeldjebar, H. Mohammed, H. Messouad // Energy Procedia. — 2019. — V. 157. — № 2018. — P. 111–116.
155. Aggarwal, P.K. Isotopes in the water cycle: Past, present and future of a developing science / P.K. Aggarwal, J.R. Gat, K.F.O. Froehlich // Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science. — 2005. — P. 1–381.

156. Alvarez, M. del P. Geochemical occurrence of arsenic, vanadium and fluoride in groundwater of Patagonia, Argentina: Sources and mobilization processes / M. del P. Alvarez, E. Carol // *J South Am Earth Sci.* — 2019. — V. 89. P. 1–9.
157. An EFTEM/HRTEM high-resolution study of the near surface of labradorite feldspar altered at acid pH: Evidence for interfacial dissolution-reprecipitation / R. Hellmann [et al.] // *Phys Chem Miner.* — 2003. — V. 30. — № 4. — P. 192–197.
158. Appelo, C.A.J. Geochemistry, Groundwater and pollution / C. A. J. Appelo, D. Postma. — 2nd ed. — Amsterdam: CRC Press, 2005. — 672 p.
159. Arsenic and associated trace-elements in groundwater from the Chaco-Pampean plain, Argentina: Results from 100years of research / H.B. Nicolli [et al.] // *Science of the Total Environment.* — 2012. — V. 429. — P. 36–56.
160. Bazhenov, Yu.A. Population of Small Mammals in the Vicinity of the Torey Lakes (Southeast Transbaikalia) during the Dry Climatic Phase: Dynamics and Connection with Precipitation / Yu.A. Bazhenov // *Contemp Probl Ecol.* — 2019. — V. 12. — № 1. — C. 23–33.
161. Bethke, C.M. The Geochemist's Workbench, Version 12.0: GWB Essentials Guide. Aqueous Solutions / C.M. Bethke, B. Farrell, S. Yeakel. — Illinois, US: LLC Champaign, 2022. — 186 p.
162. Between humid and arid environment: peatland ecosystems indicate desertification trends in Mongolia / A. Sirin [et al.] // *Ecological Consequences of Biosphere Processes in the Ecotone Zone of Southern Siberia and Central Asia: Proceeding of the International Conference. Oral Repots.* — Mongolia, Ulaanbaatar: Bembi san Publishing House, 2010. — P. 86–88.
163. Blake, R. The origin of high sodium bicarbonate waters in the Otway Basin, Victoria, Australia / R. Blake // *Proceed. of 6th Int. Symp. on Water-Rock. Interaction.* — Rotterdam: Brookfield, 1989. — P. 83–85.
164. Borzenko, S. Chemical composition and formation conditions of NaHCO_3 type of waters in the eastern Transbaikalia / S. Borzenko, V. Drebot, I. Fedorov // *E3S Web of Conferences*, 2019. — P. 1–5.
165. Borzenko, S.V. The main formation processes for different types of salt lakes: Evidence from isotopic composition with case studies of lakes in Transbaikalia, Russia / S.V. Borzenko // *Science of the Total Environment.* — 2021. — V. 782. P. 1–15.
166. Borzenko, S.V. Main formation conditions of soda-type groundwater: A case study from south-eastern Transbaikal region (Russia) / S.V. Borzenko, V.V. Drebot, I.A. Fedorov // *Applied Geochemistry.* — 2020. — V. 123. — P. 1–16.

167. Borzenko, S.V. Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) / S.V. Borzenko, S.L. Shvartsev // *Applied Geochemistry*. — 2019. — T. 103. — P. 72–84.
168. Borzenko, S.V. Isotopic Composition and Origin of Sulfide and Sulfate Species of Sulfur in Thermal Waters of Jiangxi Province (China) / S.V. Borzenko, E.V. Zippa // *Aquat Geochem.* — 2019. — V. 25. — № 1–2. — P. 49–62.
169. Bowers, T.S. Equilibrium activity diagrams / T.S. Bowers, K.J. Jackson, H.C. Helgeson. — Berlin: Springer-Verlag, 1984. — 397 p.
170. Clark, I. Groundwater Geochemistry and Isotopes / I. Clark. — Boca Raton : CRC Press, Taylor & Francis Group, 2015. — 456 p.
171. Coupling hydrochemistry and stable isotopes to identify the major factors affecting groundwater geochemical evolution in the Heilongdong Spring Basin, North China / F. Liu [et al.] // *J Geochem Explor.* — 2019. — V. 205. — P. 106352.
172. Craig, H. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters / H. Craig // *Science* (1979). — 1961. — V. 133. — № 3467. — P. 1833–1834.
173. D’Anville, J.B. Atlas général de la Chine, de la Tartarie chinoise, et du Tibet: pour servir aux différentes descriptions et histoires de cet empire / J.B. D’Anville. — La Haye: H. Scheurleer, 1737.
174. Delineation of groundwater flow and estimation of lake water flushing time using radium isotopes and geochemistry in an arid desert: The case of Badain Jaran Desert in western inner Mongolia (CHN) / Lixin Y. [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2020. — V. 122. — P. 1–9.
175. Drever, J.I. The Geochemistry of Natural Waters: Surface and Groundwater Environments / J. Drever. — 3rd ed. — Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 1997. — 436 p.
176. Drever, J.I. The Geochemistry of Natural Waters / J.I. Drever. — N.J.: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1982. — 388 p.
177. Ecosystems of soda lakes in the north-east of Central Asia in search of answers to the challenges of the time / Borzenko S.V. // *Baikal – gateway to Asia*. — Ulan-Ude: Buryat Scientific Center of SB RAS Press, 2021. — P. 59–62.
178. Fishes of Mongolia: fauna, zoogeography, current state of populations, conservation / Yu.V. Slynko [et al.] // *Ecological consequences of biosphere processes in the ecotone zone of Southern Siberia and Central Asia: Proceedings of the international conference. Oral Repots. Mongolia, Ulaanbaatar: Bembi san Publishing House, 2010. — P. 92–94.*
179. Garrels, R.M. Solutions, Minerals and Equilibria / R.M. Garrels, C.L.Christ. New York: Harper & Row, 1965. — 450 p.

180. Genesis of salinized groundwater in Quaternary aquifer system of coastal plain, Laizhou Bay, China: Geochemical evidences, especially from bromine stable isotope / Y. Du [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2015. — V. 59. — P. 155–165.
181. Geochemical and isotope evidence for groundwater mineralization in a semi-arid river basin, Sri Lanka / S. Senarathne [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2021. — V. 124. — P. 1–10.
182. Geochemical and isotopic evolution of groundwater in the Wadi Watir watershed, Sinai Peninsula, Egypt / M.A. Eissa [et al.] // *Environ Earth Sci*. 2014. T. 71. № 4. C. 1855–1869.
183. Geochemical mechanisms controlling the isotopic and chemical composition of groundwater and surface water in a sector of the Pampean plain (Argentina) / G. Borzi [et al.] // *Science of the Total Environment*. — 2019. — V. 683. — P. 455–469.
184. Geochemistry of Na–HCO₃ groundwater and sedimentary bedrocks from the central part of the Sikhote-Alin mountain region (Far East of Russia) / N.A. Kharitonova [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2007. — V. 22. — № 8. — P. 1764–1776.
185. Gibbs, R.J. Mechanisms Controlling World Water Chemistry // *Science* (1979). — 1970. — V. 170. — № 3962. — P. 1088–1090.
186. Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa / D.K. Nordstrom [et al.] // *Geochim Cosmochim Acta*. — 1989. — V. 53. — № 8. — P. 1727–1740.
187. Groundwater recharge and salinization in the arid coastal plain aquifer of the Wadi Watir delta, Sinai, Egypt / M.A. Eissa [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2016. — V. 71. — P. 48–62.
188. Gysi, A.P. Experiments and geochemical modeling of CO₂ sequestration during hydrothermal basalt alteration / A.P. Gysi, A. Stefánsson // *Chem Geol*. — 2012. — V. 306–307. — P. 10–28.
189. Helgeson, H. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions—I. Thermodynamic relations / H. Helgeson // *Geochim Cosmochim Acta*. — 1968. — V. 32. — № 8. — P. 853–877.
190. Herczeg, A.L. Origin of dissolved salts in a large, semi-arid groundwater system: Murray Basin, Australia / A.L. Herczeg, S.S. Dogramaci, F.W. Leaney // *Mar Freshw Res*. — 2001. — V. 52. — P. 41–52.
191. Identifying sources of groundwater in the lower Colorado River valley, USA, with $\delta^{18}\text{O}$, δD , and 3H : Implications for river water accounting / B.E. Guay [et al.] // *Hydrogeol J*. — 2006. — V. 14. — № 1–2. — P. 146–158.

192. Influence of Climate Change on Vegetation and Wildlife in the Daurian Eco-region / Kirilyuk V.E. [et al.] // *Eurasian Steppes. Ecological Problems and Livelihoods in a Changing World*. — Dordrecht: Springer, 2012. — P. 397–424.179.
193. Insight into the mechanisms of denitrification and sulfate reduction coexistence in cascade reservoirs of the Jialing River: Evidence from a multi-isotope approach / G. Cui [et al.] // *Science of the Total Environment*. — 2020. — V. 749. — P. 141682.
194. Johnson, J.W. SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C / J.W. Johnson, E.H. Oelkers, H.C. Helgeson // *Comput Geosci*. — 1992. — V. 18. — № 7. — P. 899–947.
195. Human-accelerated weathering increases salinization, major ions, and alkalization in fresh water across land use / S.S. Kaushal [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2017. — V. 83. — C. 121–135.
196. Hydrochemical and isotopic assessment for characterizing groundwater quality and recharge processes under a semi arid area: Case of the Haouz plain aquifer (Central Morocco) / S. Kamal [et al.] // *Journal of African Earth Sciences*. — 2021. — V. 174. — P. 1–17.
197. Hydrogeochemical surveys of shallow coastal aquifers: A conceptual model to set-up a monitoring network and increase the resilience of a strategic groundwater system to climate change and anthropogenic pressure / B. Nisi [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2022. — V. 142. — P. 105350
198. Kashnitskaya, M.A. Closed Torey Lakes: Is It Possible to Predict Changes in Hydrological Regime? / M.A. Kashnitskaya, M.V. Bolgov // *Russian Meteorology and Hydrology*. — 2021. — V. 46. — № 5. — P. 341–344.
199. Keller, V.D. Principles of chemical weathering / V.D. Keller // *Geochemistry of Lithogenesis*. — Moscow: Izd-vo inostr. lit, 1963. — P. 85–197.
200. Kimura, K. Mechanism of the forming of ground water with high content of sodium bicarbonate onto the plains part of the formation Kobe (Japan) / K. Kimura // *Journal of Ground Water Hydrology*. — 1992. — V. 32. — № 1. — P. 5–16.
201. Lepokurova, O.E. Sodium-bicarbonate groundwaters in southeastern West Siberia, Russia: Compositions, types, and formation conditions / O.E. Lepokurova // *Applied Geochemistry*. — 2020. — V. 116. — P. 104579.
202. Long-term fluctuations of the aquatic ecosystems in the Onon-Torey plain (Russia) / B.B. Bazarova [et al.] // *Acta Ecologica Sinica*. — 2019. V. 39. — № 2. — P. 157–165.
203. Loucks D.P., Beek E. van. *Water Resource Systems Planning and Management*. — Cham: Springer International Publishing, 2017. — 680 p.

204. May F. Forward modelling of complex water evolution - Soda waters in Northland, New Zealand / F. May // *Proceed. of 9th Int. Symp. on Water-Rock Interaction*. — 1998. — P. 885–888.
205. Methane occurrence is associated with sodium-rich valley waters in domestic wells overlying the Marcellus shale in New York State / K.M. Christian [et al.] // *Water Resour Res.* — 2016. V. 52. — № 1–2. — P. 206–226.
206. Multi-tracer approach for assessing complex aquifer systems under arid climate: Case study of the River Tata catchment in the Moroccan Anti-Atlas Mountains / L. Heiß [et al.] // *Applied Geochemistry*. — 2020. — V. 120. — № May. — P. 1–17.
207. Occurrence and treatment of arsenic in groundwater and soil in northern Mexico and southwestern USA / L.M. Camacho [et al.] // *Chemosphere*. — 2011. — V. 83. — № 3. — P. 211–225.
208. Origin of the Crescent Moon Spring in the Gobi Desert of northwestern China, based on understanding groundwater recharge / C. Su [et al.] // *J Hydrol (Amst)*. — 2020. — V. 580. — P. 1–13.
209. Pačes, T. Rate constants of dissolution derived from the measurements of mass balance in hydrological catchments / T. Pačes // *Geochim Cosmochim Acta*. — 1983. — V. 47. — № 11. — P. 1855–1863.
210. *Progress in Hydrogeochemistry* / G. Matthess [et al.]. — Heidelberg: Springer Berlin, 1992. — 544 p.
211. Schofield, S. Hydrochemistry and isotopic composition of Na-HCO₃-rich groundwaters from the Ballimore region, central New South Wales, Australia / S. Schofield, J. Jankowski // *Chem Geol*. — 2004. — T. 211. — № 1–2. — P. 111–134.
212. Scislewski, A. Estimation of reactive mineral surface area during water-rock interaction using fluid chemical data / A. Scislewski, P. Zuddas // *Geochim Cosmochim Acta*. — 2010. — V. 74. — № 24. — P. 6996–7007.
213. Sources and controls for the mobility of arsenic in oxidizing groundwaters from loess-type sediments in arid/semi-arid dry climates - Evidence from the Chaco-Pampean plain (Argentina) / H.B. Nicolli [et al.] // *Water Res.* — 2010. — V. 44. — № 19. — P. 5589–5604.
214. Sulfur cycling in a stratified euxinic lake with moderately high sulfate: Constraints from quadruple S isotopes / A.L. Zerkle [et al.] // *Geochim Cosmochim Acta*. — 2010. — V. 74. — № 17. — P. 4953–4970.
215. Sunkari, E.D. Geochemical evolution and tracing of groundwater salinization using different ionic ratios, multivariate statistical and geochemical modeling approaches in a typical semi-arid basin / E.D. Sunkari, M. Abu, M.S. Zango // *J Contam Hydrol*. — 2021. — V. 236. — P. 103742.

216. Tardy, Y. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs / Y. Tardy // *Chem Geol.* — 1971. — V. 7. — № 4. — P. 253–271.
217. The Demographics of Water: A Review of Water Ages in the Critical Zone / M. Sprenger [et al.] // *Reviews of Geophysics.* — 2019. — V. 57. — № 3. — P. 800–834.
218. The occurrence of arsenic and other trace elements in groundwaters of the southwestern Chaco-Pampean plain, Argentina / E.E. Mariño [et al.] // *J South Am Earth Sci.* — 2020. — V. 100. — P. 102547.
219. The world's road to water scarcity: shortage and stress in the 20th century and pathways towards sustainability / M. Kummu [et al.] // *Sci Rep.* — 2016. — V. 6. — № 1. — P. 38495.
220. Towards a global water scarcity risk assessment framework: incorporation of probability distributions and hydro-climatic variability / T.I.E. Veldkamp [et al.] // *Environmental Research Letters.* — 2016. — V. 11. — № 2. — P. 024006.
221. Use of multiple age tracers to estimate groundwater residence times and long-term recharge rates in arid southern Oman / T. Müller [et al.] // *Applied Geochemistry.* — 2016. — P. 74. — P. 67–83.
222. Zhu, B.Q. Geological control on the origin of fresh groundwater in the Otindag Desert, China / B.Q. Zhu, X.Z. Ren, P. Rioual // *Applied Geochemistry.* — 2019. — V. 103. — P. 131–142.
223. IARC Monographs on the identification of cancerogenic hazards to humans. List of classifications. [Электронный ресурс]. URL: <https://monographs.iarc.who.int/list-of-classifications/> (дата обращения: 25.03.2023).