

УДК 556.314
DOI: 10.18799/24131830/2025/9/5194
Шифр специальности ВАК 1.6.6
Научная статья

Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Юго-Восточного Забайкалья

В.В. Дребот^{1✉}, О.Е. Лепокурова^{1,2}, С.В. Борзенко³

¹ Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Россия, г. Томск

² Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия, г. Томск

³ Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Россия, г. Чита

✉ DrebotVV@ipgg.sbras.ru

Аннотация. Актуальность. Юго-Восточное Забайкалье известно широким распространением горько-солёных озёр, содержание редкоземельных элементов в которых может достигать до 1 мг/дм³, что близко к промышленно значимым концентрациям. Между тем основным источником питания этих водоёмов являются подземные воды. Работа предлагает комплексное исследование геохимии редкоземельных элементов в подземных водах региона, по которым авторами накоплена обширная база данных (60 проб). Результаты будут иметь фундаментальное значение для оценки рудогенерирующего потенциала территории. **Целью** работы является изучение геохимии редкоземельных элементов в подземных водах Юго-Восточного Забайкалья с определением источников поступления, водной миграции и степени фракционирования, а также уточнение механизмов формирования вод на основе этих данных. **Объекты:** подземные воды верхней динамической зоны (60 проб) региона, в том числе 1 углекислый источник, 3 пробы атмосферных осадков, 10 проб солёных озёр и одна из реки Ульды. **Методы:** содержания редкоземельных элементов определяли с помощью ИСП-МС. Формы миграции были рассчитаны в приложении для физико-химического моделирования GWB, базирующемся на методе констант равновесий. **Результаты и выводы.** Концентрирование редкоземельных элементов подземных вод Юго-Восточного Забайкалья определяется главным образом химическими свойствами лантаноидов в определенной гидрохимической среде и степенью взаимодействия в системе вода–порода по мере замедления водообмена. Накопление редкоземельных элементов вод идёт в одном направлении с содообразованием в регионе, а с момента достижения насыщения карбонатами содержания лантаноидов могут снижаться за счёт связывания равновесными минералами. Миграция редкоземельных элементов подземных вод происходит преимущественно в форме $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$, а в углекислом источнике – в форме $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$, доля которых увеличивается в ряду La-Lu в зависимости от величины основных физико-химических параметров вод (pH, Eh, TDS и др.). Также в углекислых водах значимы комплексы с простой ионной формой, формируемые лёгкими редкоземельными элементами, содержание которых в ряду La-Lu снижается. Характер распределения лантаноидов во многом наследует распределение редкоземельных элементов магматических пород основного состава области питания. Предполагается, что в качестве возможных источников поступления редкоземельных элементов в воды выступают минералы алюмосиликатов, в особенности полевые шпаты и, в частности, цельзиан, а также встречающиеся в Восточном Забайкалье монациты.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, система вода–порода, подземные воды, Торейские озера, Восточное Забайкалье

Благодарности: Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта ФНИ РАН № 0266-2022-0016 и 121032200070-2.

Для цитирования: Дребот В.В., Лепокурова О.Е., Борзенко С.В. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Юго-Восточного Забайкалья // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2025. – Т. 336. – № 9. – С. 127–141. DOI: 10.18799/24131830/2025/9/5194

UDC 556.314
DOI: 10.18799/24131830/2025/9/5194
Scientific paper

Geochemistry of rare earth elements in groundwater of South-Eastern Transbaikalia

V.V. Drebot^{1✉}, O.E. Lepokurova^{1,2}, S.V. Borzenko³

¹ Tomsk Branch of Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics of SB RAS, Tomsk, Russian Federation

² National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation

³ Institute of Natural Resources, Ecology, and Cryology of SB RAS, Chita, Russian Federation

✉ DrebotVV@ipgg.sbras.ru

Abstract. Relevance. South-Eastern Transbaikalia is known by numerous saline lakes with rare earth elements concentrations up to 1 mg/dm³, close to industrially significant levels. Groundwater is the main water source for these lakes. This study investigates the geochemistry of rare earth elements in the regional groundwater, supported by a database of 60 samples, crucial for evaluating the area ore-generating potential. **Aim.** To analyze rare earth elements geochemistry in the groundwater of South-Eastern Transbaikalia, focusing on sources, migration, fractionation, and the mechanisms of water formation. **Objects.** Groundwater samples from the upper dynamic zone (60 total), comprising 1 carbonated spring, 3 atmospheric precipitation samples, 10 saline lake samples, and one from the Uldza River. **Methods.** Rare earth elements concentrations were measured using ICP-MS, and species concentrations were calculated using GWB application, based on equilibrium constants. **Results and Conclusions.** Rare earth elements concentrations in the groundwater of South-Eastern Transbaikalia is primarily determined by the rare earth elements chemical properties in a specific hydrochemical environment and the water–rock interaction as water exchange slows down. The rare earth elements accumulation in water occurs in one direction with the formation of Na-HCO₃ groundwaters in the region, and once saturation with carbonates is reached, the rare earth elements concentrations may decline together with equilibrium minerals. The rare earth elements migration in groundwater predominantly occurs in the Ln(CO₃)₂⁻ species, while in the carbonated spring the Ln(CO₃)⁺ form is predominated, with the proportion increasing along the La-Lu series depending on pH, Eh, TDS, etc. of groundwater. Additionally, in carbonated waters, significant complexes with simple ionic species are formed by light rare earth elements, their concentrations decreasing along the La-Lu series. The rare earth elements distribution largely reflects the pattern in the magmatic rocks of the primary feeding area. It is suggested that the possible rare earth elements sources input into the waters are aluminosilicates, particularly feldspars, specifically celsian, as well as monazite found in Eastern Transbaikalia.

Keywords: rare earth elements, water–rock system, groundwater, Torey lakes, Eastern Transbaikalia

Acknowledgements: The research was financially supported by the project of the Federal Targeted Research Program RAS (no. 0266-2022-0016 and 121032200070-2).

For citation: Drebot V.V., Lepokurova O.E., Borzenko S.V. Geochemistry of rare earth elements in groundwater of South-Eastern Transbaikalia. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 2025, vol. 336, no. 9, pp. 127–141. DOI: 10.18799/24131830/2025/9/5194

Введение

Изучение особенностей формирования химического состава подземных вод и определение их происхождения в природе является сложной научной задачей, решение которой требует комплексного подхода, поэтому в настоящее время применяется широкий спектр разнообразных инструментов, в том числе с использованием редкоземельных элементов (РЗЭ). РЗЭ (или лантаноиды (Ln)) – это группа из 15-ти элементов с атомными номерами от 57 до 71, которые благодаря своим физико-химическим особенностям используются в качестве чувствительных индикаторов геохимических процессов взаимодействия в системе вода–порода

из-за их особенности повторять профиль распределения в материнских породах и фракционировать в водных растворах, что позволяет реконструировать условия образования подземных вод [1]. В этом плане как отечественными [2–11], так и зарубежными [12–21] гидрогеологами проведена огромная работа по изучению распределений РЗЭ и предложен ряд схем их использования в решении разного рода вопросов формирования вод. Были изучены и распределения РЗЭ в широко распространённых солёных озерах Восточного Забайкалья, где суммарное содержание РЗЭ достигает до 1 мг/дм³ [2, 22], что близко к промышленно значимым концентрациям для их извлечения, в то время как для

подземных вод, которые являются основным источником питания этих водоёмов, подобных исследований не проводилось. В этой связи результаты настоящей работы имеют фундаментальное значение для оценки рудогенерирующего потенциала территории.

Авторами накоплена база данных по содержанию РЗЭ в 60-ти пробах подземных вод верхней динамической зоны, отобранных из родников, колодцев и скважин глубиной до 70 м, включающих 1 углекислый источник. Основной особенностью исследуемых вод является разнообразие химических их типов (от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ до Cl-Na) и вмещающих пород (от базальтов до глин) наряду с засушливым климатом и наличием предполагаемой локальной гидравлической связи с широко распространёнными здесь солёными озерами.

Целью работы является комплексное изучение геохимии РЗЭ в составе подземных вод Юго-Восточного Забайкалья с определением источников их поступления, водной миграции и степени фракционирования, а также уточнение механизмов формирования вод на основе этих данных. В качестве источников питания подземных вод дополнительно отобрано шесть проб атмосферных осадков региона, а для выявления возможной взаимосвязи с поверхностными водами территории также опробовали солёные озёра разного состава (10 проб) и одну, берущую начало в Монголии, реку Ульдзу.

Объект исследования

Район исследования находится на юго-востоке Забайкальского края, на юге территория ограничена государственной границей между Россией и Монголией. Пробы отбирали на российской стороне вокруг самых крупных водных объектов региона – трансграничных озёр Зун-Торей и Барун-Торей. Климат здесь близок к монгольскому, который является самым резко континентальным в мире, а межгодовые колебания общей увлажнённости территории приводят к значительной сезонной и более долгосрочной изменчивости гидрологического режима озёр. Это выражается в том, что раз в 25–30 лет широко распространённые здесь солёные озера практически полностью пересыхают, после чего наступает фаза увлажнения и они снова наполняются водой. Уровень подземных вод в это время также меняется. Последний маловодный период в регионе наблюдался в период с 1999 по 2021 гг. [23] и повлек за собой иссушение наиболее крупных озёр Барун-Торей и Зун-Торей. С 2020 г. начало заполняться русло реки Ульдзы, крупнейшего обводняющего эти озёра водотока, берущего начало в восточных отрогах хребта Хэнтэй на монгольской стороне, в связи с чем в 2021 г. появились первые признаки обводнения оз. Барун-Торей.

В геологическом строении района принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Торейская впадина представляет собой грабен-синклинальную структуру, в обрамлении которой развиты осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя. Сохранившиеся от размыва девонские сланцы на юге обрамлены покровами нижнемеловых базальтов. От долины р. Онон Торейская впадина отделена песчанно-глинистыми и песчанно-гравийными неоген-четвертичными образованиями [24].

На изливе опробованных скважин обрамления впадины среди первичных основных пород были установлены оливиновые метадолериты и метабазальты, в составе которых присутствуют в разных соотношениях породообразующие минералы: плагиоклазы (40–50 %), клинопироксен (3–5 %), стекло вулканическое (40–50 %), оливин (5–10 %) и акцессорный магнетит (5 %), а среди вторичных – хлориты (40–50 %), кремнистое вещество (5–10 %) с примесью смешанного глинистого, гидрослюдного материала и кальцита (1–4 %). Кислые породы представлены гранитами и гранодиоритами, где среди первичных минералов обнаружены плагиоклазы (50–60 %), КПШ (до 40 %), биотит (2 %), мусковит (10–15 %), а среди вторичных – также хлориты, глинистый материал и кальцит, но в меньших количествах. Метаморфические породы северо-западной части обрамления впадины представлены сланцевидным кварцитом, в составе которого определены кварц (70–80 %), глинисто-гидрослюдистый материал: каолинит, пренит, ломонтит (25–30 %) и кислые плагиоклазы (1 %). Обломки полевых шпатов интенсивно мусковитизированные, погружены в тонкозернистый мусковитовый цемент (30–40 %). Рыхлые осадочные породы впадины в местах разгрузки подземных вод представлены чаще разными соотношениями каолинита, Ca-Mg-K-Na-Fe -монтмориллонитов, иллитов, альбита, кварца SiO_2 , кальцита и доломита. В пределах территории фиксируется также множество проявлений рудной минерализации, которые не имеют промышленного значения, но являются составной частью водовмещающих пород и могут выступать дополнительными источниками микроэлементов вод. Кроме того, котловины некоторых озёр содержат отложения поваренной соли, соды и сульфата натрия, а также барит и целестин.

Исследуемые подземные воды локализованы в пределах Торейского артезианского бассейна монгольского типа. Водоносные комплексы района в зависимости от условий залегания подземных вод, их возраста и типа циркуляции относят либо к пластовому типу (N-Q), либо к трещинным водам (K_1 , PZ-MZ, yMZ). Выделение водоносных горизонтов достаточно условно, поскольку воды, циркулирующие в трещиноватых породах разного возраста и состава, образуют единую гидравлически связанную систему.



Рис. 1. Геологическая карта района исследования с нанесением точек опробования вод. Построена на основе [25–27]. Четвертичные отложения: 1 – аллювиальные отложения пойм: галька, щебень, пески, супеси, суглинки (20 м); 2 – отложения озерных котловин: пески, супеси, иловатые суглинки, галечники с щебнем (15 м); 3 – аллювиальные отложения низких надпойменных террас: пески, галечники, щебнистые суглинки, глины и супеси (10–50 м); 4 – озерные отложения террас: глины, суглинки, илы, пески (30 м); 5 – аллювиальные отложения высоких надпойменных террас: галечники, пески, суглинки, супеси (10–100 м); 6 – озерно-аллювиальные отложения аккумулятивных равнин: глины, галечники, пески (30 м). Неоген: 7 – озерные пески, супеси, суглинки, глины с железо-марганцевыми конкрециями (30 м); 8 – озерные глины, алевриты, пески с гравием; аллювиально-пролювиальные суглинки (45 м); 9 – озерные глины и пролювиальные щебнистые суглинки с линзами песков (70 м). Мел: 10 – галечники и валунники с линзами песков и глин (до 100 м); 11 – алевриты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, прослои бурых углей, редко сидеритов (600 м); 12 – трахибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, трахиандезиты, риолиты, дациты, лавобрекчии, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники, алевриты, конгломераты, прослои бурых углей (до 3200 м). Юра: 13 – граниты, лейкограниты, литионит-амазонит-альбитовые граниты, граносиениты, гранит-порфиры; 14 – гранодиориты, граносиениты, граниты; 15 – монцодиориты, кварцевые монцодиориты, диориты, монзониты; 16 – монзониты, монцодиориты; 17 – андезиты, трахибазальты, дациты, риодациты, лавобрекчии, туфолавы, туфы, конгломераты, гравелиты, дресвяники, песчаники, алевриты (3000–3600 м); 18 – дациты, риодациты, трахириолиты, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры; 19 – трахиандезибазальты, трахидациты, трахиты, туфоконгломератобрекчии, гравелиты, песчаники, алевриты (1130 м); 20 – трахиандезиты; 21 – конгломераты, гравелиты, хлидолиты, песчаники, алевриты, прослои аргиллитов, бурых углей, редко туфов кислого состава (2200 м); 22 – алевриты, аргиллиты, песчаники, хлидолиты, конгломераты (до 1200 м); 23 – конгломераты, гравелиты, песчаники, хлидолиты, алевриты, аргиллиты (до 880 м); 24 – алевриты, аргиллиты, песчаники, хлидолиты, конгломераты, редко туфопесчаники (до 2800 м). Триас: 25 – долериты, габбро; 26 – алевриты, песчаники, конгломераты (1000 м); 27 – алевриты, песчаники, гравелиты, конгломераты (700 м); 28 – песчаники, алевриты, прослои и линзы гравелитов, конгломератов (до 1100 м); 29 – песчаники, алевриты, прослои и линзы гравелитов, конгломератов (1900 м); 30 – песчани-

ки, прослои гравелитов, конгломератов и алевролитов (до 1500 м). Пермь: 31 – алевролиты, аргиллиты, хлидолиты, песчаники, туфы, гравелиты, конгломераты, известняки (до 2600 м); 32 – алевролиты, песчаники, хлидолиты, гравелиты, туфы (до 850 м); 33 – алевролиты, аргиллиты, песчаники, хлидолиты, гравелиты, туфы, риолиты, дациты, известняки, конгломераты, фангломераты (до 4400 м); 34 – филлониты, сланцы альбит-кварц-серпичитовые, углеродисто-кварц-серпичитовые, бластомилониты. Карбон: 35 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы, базальты, дациты, риодациты, прослои и линзы яшмов, известняков, конгломератов (3000 м); 36 – базальты, андезибазальты, долериты; 37 – риолиты, гранит-порфиры, риодациты. Девон: 38 – песчаники, алевролиты, риолиты, метабазальты, туфобрекчии и лаваобрекчии основного и кислого состава, конгломераты, гравелиты, туфы кислого состава (1400 м); 39 – песчаники, сланцы кварц-серпичитовые, углеродистые, метаэффузивы средне-основного состава, прослои гравелитов, известняков (4100 м); 40 – песчаники, сланцы кварц-серпичитовые, углеродистые, альбит-эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые, прослои известняков, гравелитов, седиментационных брекчий (до 3700 м); 41 – песчаники, филлиты, сланцы кварц-альбит-серпичитовые, углеродистые, альбит-эпидот-хлоритовые, прослои известняков (1800–2000 м). Силур: 42 – песчаники, филлиты, сланцы кварц-альбит-серпичитовые, углеродистые, альбит-эпидот-хлоритовые, прослои известняков (2000 м). Протерозой: 43 – габбро, диориты, пироксениты, анортозиты; 44 – граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, гнейсограниты; 45 – амфиболиты, бластокатаклазиты и бластомилониты преимущественно габброидного состава, гнейсы и плагиогнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, мраморы, кварциты

Fig. 1. Geological map of the study area with water sampling points plotted. Constructed on the basis of [25–27]. Quaternary: 1 – alluvial sediments of flood land: pebbles, rubbles, sands, sand loams, clay loams (20 m); 2 – sediments of lake basins: sands, sand and uliginous loams, gravels with break stone (15 m); 3 – alluvial sediments of low floodplain terraces: sands, gravelly loams, clays and sandy loams (10–50 m); 4 – lacustrine sediments of terraces: clays, loams, silts, sands (30 m); 5 – alluvial sediments of high floodplain terraces: pebbles, sands, clay loams, sand loams (10–100 m); 6 – lacustrine-alluvial deposits of accumulative plains: clays, pebbles, sands (30 m). Neogene: 7 – lacustrine sands, sandy loams, loams, clays with iron-manganese nodules (30 m); 8 – lacustrine clays, silts, sands with gravel; alluvial-proluvial loams (45 m); 9 – lacustrine clays and proluvial gravelly loams with lenses of sands (70 m). Cretaceous: 10 – pebbles and cobble roundstone with lenses of sands and clays (up to 100 m); 11 – siltstones, mudstones, sandstones, conglomerates, interlayers of brown coals, rarely siderites (600 m); 12 – trachybasalts, trachyandesites, rhyolites, dacites, lava-breccias, tuffs, sandstones, siltstones, conglomerates, brown coal interlayers (up to 3200 m). Jurassic: 13 – granites, leucogranites, lithionite-amazonite-albite granites, granosyenites, granite-porphyrries; 14 – granodiorites, granosyenites, granites; 15 – monzodiorites, quartz monzodiorites, diorites, quartz diorites, monzonites; 16 – monzonites, monzodiorites; 17 – andesites, trachyandezibazalts, dacites, rhyodacite, lavivated, tuffa, tuff siltstone, conglomerates, gravelstones, rotten stone, sandstones, siltstones (3000–3600 m); 18 – dacites, rhyodacites, trachyrhyolites, granodiorite porphyries, granosyenite porphyries; 19 – trachyandesibasalts, trachybasalts, trachyandesites, trachydacites, trachytes, conglomerates, gravelites, sandstones, siltstones (1130 m); 20 – trachyandesites; 21 – conglomerates, gravelites, chlidolites, sandstones, siltstones, interlayers of mudstones, brown coals, rarely acid tuffs and tuff sandstones (2200 m); 22 – siltstones, mudstones, sandstones, chlidolites, conglomerates (up to 1200 m); 23 – conglomerates, gravelites, sandstones, chlidolites, siltstones, mudstones (up to 880 m); 24 – siltstones, mudstones, sandstones, chlidolites, conglomerates, rarely tuffaceous sandstones (up to 2800 m). Triassic: 25 – dolerites, gabbro; 26 – siltstones, sandstones, conglomerates (1000 m); 27 – siltstones, sandstones, gravelites, conglomerates (700 m); 28 – sandstones, siltstones, interlayers and lenses of gravelstones, conglomerates (up to 1100 m); 29 – sandstones, siltstones, interlayers and lenses of gravelstones, conglomerates (1900 m); 30 – sandstones, layers of gravelstones, conglomerates and siltstones (up to 1500 m); Permian: 31 – siltstones, mudstones, chlidolites, sandstones, tuffs, gravelites, conglomerates, limestones (up to 2600 m); 32 – siltstones, sandstones, chlidolites, gravelites, tuffs (up to 850 m); 33 – siltstones, mudstones, sandstones, chlidolites, gravelites, tuffs, rhyolites, dacites, limestones, conglomerates (up to 4400 m); 34 – phyllonites, albite-quartz-sericite, albite-sericite-quartz, carbon-quartz-sericite schists, blastomylonites. Carbon: 35 – sandstones, siltstones, mudstones, siliceous rocks, basalts, dacites, rhyodacites, andesidacites, layers and lenses of jasperoids, limestones, conglomerates (3000 m); 36 – basalts, andesibasalts, dolerites; 37 – rhyolites, granite-porphyrries, rhyodacites. Devonian: 38 – sandstones, siltstones, tuff sandstones, rhyolites, metabasalts, siliceous and mafic tuff breccias and lava breccias, conglomerates, gravelites, siliceous tuffs (1400 m); 39 – sandstones, quartz-sericite, quartz-albite-sericite, carbonaceous shales, intermediate-mafic metaeffusives, interlayers of gravelites, limestones (4100 m); 40 – sandstones, quartz-albite-sericite, carbonaceous, albite-epidote-chlorite shales, interlayers of limestone, gravelites, sedimentary breccias (up to 3700 m); 41 – sandstones, phyllites, quartz-sericite, quartz-albite-sericite, carbonaceous, albite-epidote-chlorite shales, limestone interlayers (1800–2000 m). Silurian: 42 – sandstones, phyllites, quartz-sericite, quartz-albite-sericite, carbonaceous, albite-epidote-chlorite shales, limestone interlayers (2000 m). Proterozoic: 43 – gabbro, diorites, pyroxenites, anorthosites; 44 – Granites, granodiorites, quartz diorites, gneissogranite; 45 – amphibolites, biotite-plagioclase crystalline schists, blastomylonites of predominantly gabbroic composition, biotite gneisses, amphibole-biotite, marbles, quartzites

Питание осуществляется преимущественно атмосферными осадками по всей площади распространения трещиноватых пород горного обрамления территории. Солонцы в области внутреннего стока при увлажнении становятся вязкими и водонепроницаемыми, затрудняя атмосферное питание.

Движение вод предопределено геоморфологической позицией водовмещающего комплекса и в общем плане направлено от водоразделов в долины [25]. Таким образом, район исследований представляет собой по большей части закрытую бессточную межгорную структуру, замкнутый харак-

тер которой, отсутствие подземного и поверхностного стоков, значительный дефицит увлажнения, интенсивное испарение и другие факторы определяют застойный режим подземных вод и, как следствие, затрудненные условия водообмена.

Методы исследования

В работе использованы данные гидрохимического опробования, проведенного в летние полевые сезоны с 2017 по 2021 гг. совместными усилиями сотрудников Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН (ИПРЭК СО РАН, г. Чита) и Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Всего было отобрано 59 проб подземной воды верхней гидродинамической зоны, а также 6 проб атмосферных осадков и 19 проб из поверхностных водных объектов. Технология пробоотбора была подробно описана в работе [28].

Макрокомпонентный состав исследуемых вод определяли стандартными методами, также описанным ранее в [28] в ближайшей к району исследования аттестованной лаборатории геоэкологии и гидрогеохимии ИПРЭК СО РАН (г. Чита), микрокомпоненты и РЗЭ в составе воды определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Томского политехнического университета и Аналитическом центре Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск). Температура, pH, Eh раствора определялись на месте *in situ* с помощью мультиметра AMTAST AMT03 (США). 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.

Неорганические формы миграции РЗЭ, а также степень насыщения подземных вод относительно кальцита оценивали с помощью программного комплекса The Geochemist's Workbench, в котором использовалась термодинамическая база данных thermo_minteq.tdat, содержащая термодинамические параметры для всех РЗЭ. В качестве входных данных использовали концентрации химических элементов вод, а также параметры среды (pH, Eh). Полученные результаты визуализировали с помощью графиков, построенных в MS Excel в сочетании с возможностями Adobe Illustrator. Название химического типа вод давалось по С.А. Щукареву, т. е. по убыванию содержаний основных катионов и анионов с концентрациями выше 25 мг-экв. % в растворе, а классификация по величине общей минерализации – по С.Л. Шварцеву. Средние содержания эле-

ментов и форм их миграции рассчитывали в программном пакете Statistica с учетом соответствия нормальному или логнормальному законам распределения, там же выявляли значимые корреляционные связи с помощью кластерного анализа. Геообработка и картографический материал выполнялись в программном комплексе ArcGIS. Контур водосбора Торейских озёр строился с помощью комплекса инструментов группы Гидрология, где в качестве входных данных используется цифровая модель рельефа исследуемой территории. Карта распределения общей минерализации построена с помощью интерполяции поверхности методом обратно взвешенных расстояний (ОВР). Для оформления рис. 1 были использованы и доработаны цифровые модели Государственных геологических карт [25–27].

Результаты исследования

Формирование химического состава подземных вод является сложным гидрогеохимическим процессом, который проходит в несколько этапов: атмосферный, биогенный, литогенный и испарительный [29]. В этой связи для того, чтобы лучше оценить особенности накопления и источники РЗЭ, исследуемые подземные воды будут рассматриваться в комплексе с основными источниками их питания – атмосферными осадками, широко распространёнными в регионе солёными озёрами, а также разгружающейся подземным стоком на самых низких отметках рекой Ульдзой, которые вместе представляют собой единую природную систему, отличительной особенностью которой являются высокие pH (от 6,7 до 10,0) и минерализация (от 10 мг/л до 130 г/дм³). Общее количество РЗЭ во всех исследуемых природных водах варьирует в широких пределах: от 0,01 мкг/дм³ до 1,0 мг/дм³ (табл. 1), при этом содержание РЗЭ в водах разных типов различается. Высокие значения характерны для солёных озёр и углекислого источника. В пресных подземных водах обрамления Торейской впадины показатели РЗЭ ниже, а в подземных водах водосборного бассейна немного выше. Легкие РЗЭ (от La до Eu) доминируют над тяжёлыми (от Gd до Lu), а максимальное содержание имеют La, Ce и Nd.

Подземные воды. В пределах территории встречаются HCO₃-Mg-Na, HCO₃-Na-Mg, HCO₃-SO₄-Na, HCO₃-Ca-Mg-Na и HCO₃-Ca-Mg химические типы воды (рис. 2, а). Солёность подземной воды варьирует в широких пределах – от 0,2 г/дм³ в точке 60G (соответствует HCO₃-Ca химическому типу) до максимальной 3,2 г/дм³ в точке 9G (соответствует SO₄-Cl-Na-Mg водам). При этом рост минерализации отмечается с севера и северо-запада на юг в сторону Торейских озёр (рис. 2, б). Наиболее минерализованные воды (более 1 г/дм³) отобраны близ береговой линии озёр. В этом же направлении постепенно увеличивается pH вод от 6,7 до 8,8.

Таблица 1. Содержание РЗЭ в природных водах Юго-Восточного Забайкалья, мкг/дм³

Table 1. Content of rare earth elements (REE) in natural waters of South-Eastern Transbaikalia, µg/dm³

Элемент Element	Атмосферные осадки Precipitation	Углекислый источник Carbon dioxide spring	Подземные воды Groundwater		Река Ульдаза Uldza river	Озёра Lakes
			Обрамления впадины Beyond the catchment	Водосбора Catchment		
La	0.02*-0.30** 0.17***	0,25	0.002-5.79 0,07	0.002-3.67 0,07	0,05	0.002-194 1,75
Ce	0.03-0.23 0.12	0,47	<0.0005-3.00 0,03	0.002-5.98 0,04	0,07	0.002-403 4,08
Pr	0.004-0.03 0,01	0,06	<0.0005-0.33 0,004	<0.0005-0.62 0,01	0,01	<0.04-48.1 0,36
Nd	0.01-0.09 0,05	0,28	0.002-1.24 0,02	0.002-2.32 0,03	0,05	0.002-182 1,56
Sm	0.003-0.009 0,01	0,06	<0.0005-0.22 0,003	<0.0005-0.45 0,01	0,01	<0.04-35.4 0,40
Eu	0.003-0.01 0,01	0,05	0.002-0.13 0,01	0.0005-0.14 0,01	0,04	<0.04-6.94 0,08
Gd	0.003-0.02 0,01	0,08	0.005-0.18 0,004	0.03-0.51 0,01	0,02	0.01-35.7 0,24
Tb	<0.0005-0.002 0,002	0,02	<0.0005-0.03 0,001	<0.0005-0.08 0,001	0,002	<0.04-4.76 0,07
Dy	0.002-0.01 0,01	0,13	<0.0005-0.14 0,003	0.001-0.46 0,01	0,01	<0.04-25.0 0,28
Ho	0.0004-0.002 0,001	0,04	<0.0005-0.03 0,001	<0.0005-0.06 0,001	0,002	<0.04-4.38 0,07
Er	0.001-0.005 0,003	0,13	<0.0005-0.06 0,003	<0.0005-0.16 0,004	0,01	0.13-11.8 0,07
Tm	<0.0005-0.001 0,001	0,02	<0.0005-0.03 0,0004	<0.0005-0.02 0,001	0,001	<0.04-1.45 0,03
Yb	<0.0005-0.004 0,004	0,12	<0.0005-0.05 0,002	0.004-0.16 0,004	0,01	<0.04-8.60 0,16
Lu	<0.0005-0.001 0,001	0,02	<0.0005-0.03 0,0004	<0.0005-0.03 0,001	0,001	<0.04-1.20 0,04
ЛРЗЭ LREE	0.08-0.66 0,36	1,18	0.01-10.7 0,13	0.01-13.2 0,17	0,21	0.01-870 8,24
ТРЗЭ HREE	0.01-0.04 0,03	0,56	0.005-0.53 0,02	0.03-1.47 0,02	0,05	0.01-92.8 1,01
ΣРЗЭ ΣREE	0.08-0.70 0,39	1,75	0.01-11.2 0,14	0.03-14.7 0,19	0,26	0.02-96.2 9,25

Интервалы значений: * – минимальное, ** – максимальное, *** – среднее.

Value ranges: * – minimum, ** – maximum, *** – average.

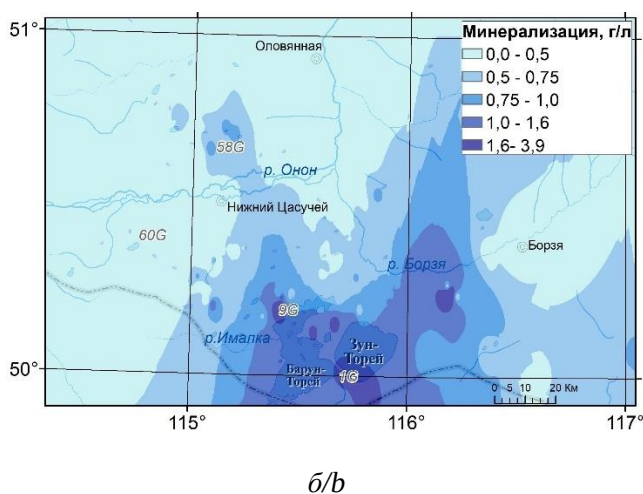
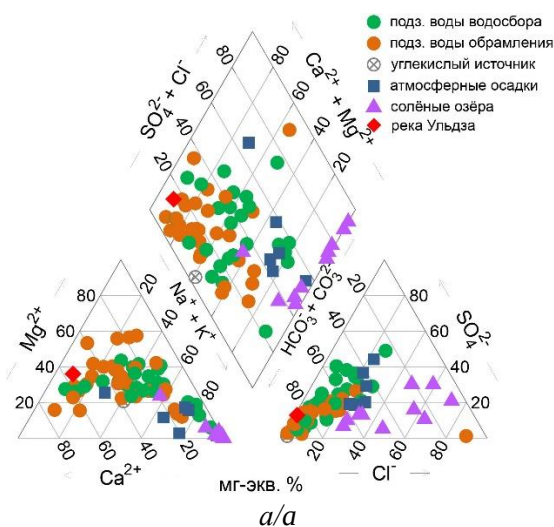


Рис. 2. Диаграмма Пайпера с нанесением фигуративных точек по составу вод (а) и распределение общей минерализации подземных вод по территории (б)

Fig. 2. Piper diagram with plotting of figurative points according to water composition (a) and distribution of total mineralization of groundwater over the territory (b)

По условиям пространственного залегания исследуемые подземные воды были разделены на две группы: отобранные в пределах водосборного бассейна Торейских озёр и воды за его пределами, т. е. отобранные из скважин, родников и колодцев, расположенных дальше относительно озёр и на более высоких отметках рельефа в обрамлении Торейской впадины (рис. 1). Каждая группа вод характеризуется определенным составом: если подземные воды обрамления являются умеренно и собственно пресными ($0,16\text{--}0,96\text{ г/дм}^3$), нейтральными и слабощелочными (pH $6,7\text{--}8,67$), гидрокарбонатными, а среди катионов скорее преобладает кальций или магний, то воды водосбора уже более солёные ($0,30\text{--}3,25\text{ г/дм}^3$) и щелочные (pH $7,32\text{--}8,8$) гидрокарбонатные натриевые с высокой долей сульфатов и хлоридов. При этом SO_4^{2-} входит в формулу ионно-солевого состава ($>25\text{ мг-экв. \%}$) при достижении солёности $1,1\text{ г/дм}^3$ и pH $8,3$, а Cl^- – при $>2\text{ г/дм}^3$ и pH $>8,3$.

РЗЭ в подземных водах водосборного бассейна и обрамления впадины также накапливаются по-разному: в первом случае суммарные концентрации в среднем выше ($0,19\text{ мкг/дм}^3$), чем во втором ($0,14\text{ мкг/дм}^3$). Суммарные содержания РЗЭ для всех подземных вод определяется по большей части количеством лёгких РЗЭ (табл. 1). Доля тяжёлых РЗЭ значительно выше только в углекислом источнике (рис. 1). Это факт представляет явный интерес.



Рис. 3. Соотношения легких и тяжелых РЗЭ в природных водах Юго-Восточного Забайкалья

Fig. 3. Ratios of light and heavy REE in natural waters of South-Eastern Transbaikalia

Углекислый источник относится к подземным водам водосбора Тореев, но выбивается из общей выборки по подземным водам благодаря низким значениям pH=6,2 при повышенной минерализации 3 г/дм^3 . По составу воды относятся к $\text{HCO}_3\text{--Na}$ типу. Содержание CO_2 в водах – 2710 мг/дм^3 . Суммарное содержание РЗЭ в них значительно выше ($1,75\text{ мкг/дм}^3$) средних показателей для всех исследуемых подземных вод, при этом доля ТРЗЭ также довольно высокая и составляет 32 % от $\Sigma\text{РЗЭ}$.

Атмосферные осадки являются ультрапресными ($10\text{--}120\text{ мг/дм}^3$), слабокислыми (pH $6,0\text{--}6,8$), 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-Батору (Монголия) за многолетний период [30] и средневзвешенными содержаниями зон недостаточного увлажнения бывшего СССР [29]. Однако осадки района Торейских озёр являются более минерализованными, а также концентрации Na^+ в их составе выше, в то время как величины pH и сульфат-иона преобладают в осадках Монголии и зоне недостаточного увлажнения. Содержания РЗЭ здесь изменяются от $0,08$ до $0,70\text{ мкг/дм}^3$, при среднем $0,39\text{ мкг/дм}^3$. Доля тяжёлых РЗЭ по сравнению с легкими мала и составляет не более 7 %.

Река Ульда по химическому типу является $\text{HCO}_3\text{ Ca-Mg}$. Солёность доходит до $0,83\text{ г/дм}^3$, а значения pH до 8,1. Концентрация сульфат-иона составляет 137 мг/дм^3 , хлор-иона – 16 мг/дм^3 . Суммарные содержания РЗЭ, так же как и ТРЗЭ несколько выше (за исключением углекислого источника), чем в исследуемых подземных водах, и составляют $0,26$ и $0,05\text{ мкг/дм}^3$ соответственно.

Солёные озёра отличаются большим разбросом солёности – от 1 до 131 г/дм^3 , но достаточно узким диапазоном pH – от 9 до 10. Состав при этом очень разнообразен: анионный представлен – HCO_3 , Cl-SO_4 , $\text{SO}_4\text{-Cl}$, Cl , в катионном преобладает всегда Na^+ . Если в подземных водах вторым по значимости чаще выступает SO_4^{2-} , то в озёрах – Cl^- , а при солёности $>40\text{ г/дм}^3$ он становится основным анионом. Концентрации РЗЭ в опробованных озёрах уже достигают 1 мг/дм^3 , при этом по большей части это лёгкие РЗЭ (89 %), тяжёлые занимают подчиненное положение (11 %).

Обсуждение результатов

Особенности накопления РЗЭ и их участие в гидрогенном минералообразовании

Сопоставление суммарного содержания РЗЭ с минерализацией (рис. 4, б) и pH вод (рис. 4, а) на первый взгляд не показало значимой корреляционной связи, однако, если оценивать только насыщенные по отношению к кальциту воды (отмечены крестиками на рис. 4, подробные расчёты в работе [28]), можно увидеть, что по мере роста pH $\Sigma\text{РЗЭ}$ с движением вод от обрамления в сторону внутреннего стока постепенно уменьшаются (коэффициент детерминации (R^2)=0,62), а с увеличением солёности (R^2 =0,23) и HCO_3^- (R^2 =0,20), наоборот, немного растут в том же направлении.

Растворение первичных алюмосиликатных пород области питания в обрамлении Торейской впадины по механизму гидролиза ведёт к накоплению OH^- , способствуя постоянному подщелачиванию раствора. Часть аниона сразу нейтрализуется углекислотой (CO_2), всегда присутствующей в зоне активного водообмена при растворении почвенного вещества, поэтому подземные воды на начальном этапе взаимодействия в системе вода–порода всегда являются гидрокарбонатными

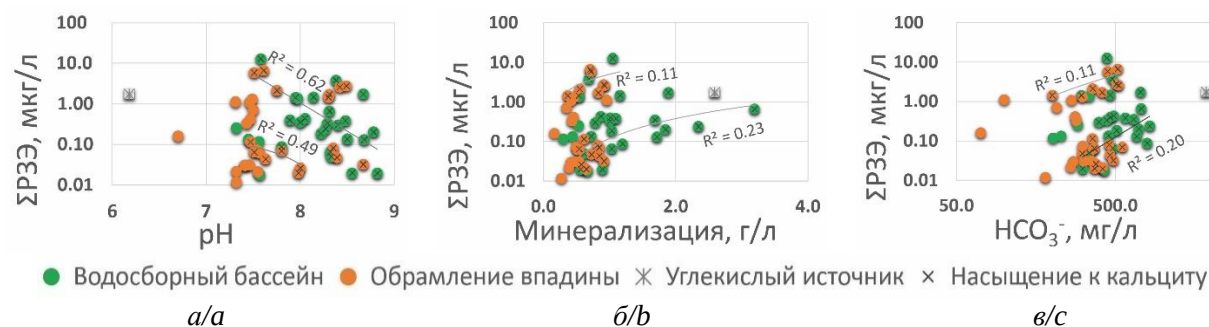


Рис. 4. Зависимость $\Sigma P3Э$ от pH (а), общей минерализации (б) и HCO_3^- (в) в исследуемых подземных водах

Fig. 4. Relationship between ΣREE and pH (a), TDS (b) and HCO_3^- (c) in the studied groundwater

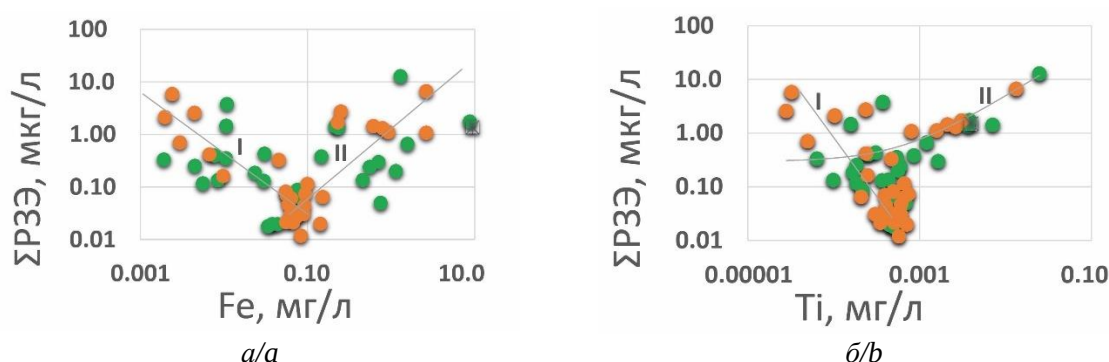


Рис. 5. Зависимость $\Sigma P3Э$ от Fe (а) и Ti (б) в исследуемых подземных водах (усл. обознач. – на рис. 4)

Fig. 5. Relationship between ΣREE and Fe (a) and Ti (b) in the studied groundwater (symbols are in Fig. 4)

По катионному составу – кальциевыми, иногда кальциево-магниевыми из-за их высоких кларков Ca^{2+} и Mg^{2+} в породах и сильной миграционной способности. По мере движения подземной воды от горного обрамления в сторону Торейской котловины время взаимодействия вод с вмещающими породами возрастает, а водообмен замедляется, что ведёт к увеличению солёности и pH. При минерализации $>0,5$ г/дм³ и pH $>7,5$ воды региона достигают равновесия с кальцитом и другими карбонатами [28]. С этого момента Na^+ начинает интенсивно накапливаться в водах, а концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} начинают снижаться, связываясь вторичны-

ми минералами. Вероятно, РЗЭ также могут удаляться из раствора при осаждении карбонатов и других вторичных минеральных фаз, например, с гидроксидами поливалентных металлов, в частности железа и титана, что можно увидеть на рис. 5 (линия I).

О растворении алюмосиликатных минералов как об одном из механизмов, контролирующих накопление РЗЭ в исследуемых подземных водах, говорит также выявленная значимая ассоциация с другими элементами-гидролизатами Al, Ga, Th (рис. 6) и Ti (рис. 5, б, линия II).

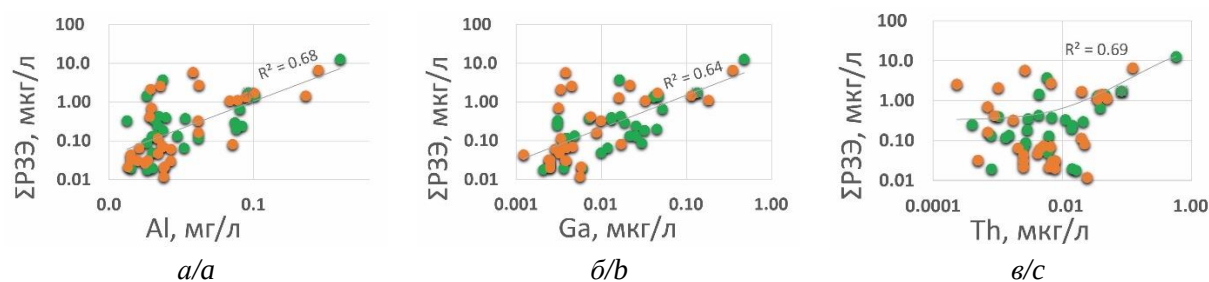


Рис. 6. Зависимость $\Sigma P3Э$ от Al (а), Ga (б) и Th (в) в исследуемых подземных водах (усл. обознач. – на рис. 4)

Fig. 6. Relationship between ΣREE and Al (a), Ga (b), Th (c) in the studied groundwater (symbols are in Fig. 4)

Формы миграции РЗЭ

Объяснить выявленные различия и сходства в распределениях лантаноидов исследуемых подземных вод можно оценив способность РЗЭ образовывать растворённые комплексные соединения с соответствующей устойчивостью в разных гидрогеохимических обстановках. Расчёты показали, что РЗЭ в исследуемых подземных водах мигрируют преимущественно в виде комплексов с CO_3^{2-} , что отмечалось в [21], все остальные формы (простая ионная, сульфатная, гидроксидная и др.) имеют подчинённое положение. При этом, как видно на рис. 7, соотношение карбонатных форм РЗЭ в водах обрамления Торейской впадины, водосбора и углекислом источнике также разнится. Если в водах водосборного бассейна общее содержание $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ составляет 67–97 %, а $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$ не более 32 %, то в водах обрамления $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ и $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$ распределяются поровну: для легких РЗЭ превалирует $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$ – 56–64 %, а для тяжелых – $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ – 55–85 %, при этом в целом доля комплексов $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$ со всеми элементами выше во вторых, чем в первых. В углекислых же водах $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$ является доминирующей формой миграции – 50–68 %, на втором месте находится Ln^{3+} – 6–47%, на третьем в случае ЛРЗЭ – $\text{Ln}(\text{HCO}_3)^{2+}$ – 4–13 %, $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ занимает подчинённое положение – 1–22 % (с максимумом для Lu). В целом доля $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ в направлении La→Lu (от лёгких к тяжелым) неуклонно растёт, а $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$, наоборот, снижается, за исключением углекислых вод, где наблюдается противоположная картина: от легких РЗЭ к тяжелым доля $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$ увеличивается с небольшими отклонениями по Eu и Yb.

Фторидные комплексы в количествах более 1 % присутствуют только в легких РЗЭ в водах обрамления Торейской впадины, при этом их процентное соотношение в направлении La→Lu снижается с 0,2 до 0,05 %, а также значимы в углекислых водах,

где количество доходит до 3 %, а распределение равномерно среди всех лантаноидов, что в случае с ЛРЗЭ делает их содержания даже выше, чем $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$. С фосфат-ионом мигрируют только Ce, Gd и Yb в количествах 0,7, 0,4 и 0,4 %, соответственно, на водосборе и 2,6, 2,3 и 2,3 % за его пределом, в углекислом источнике значения комплексов с PO_4 ниже и находятся на уровнях 0,1, 0,1 и 0,3 % для тех же элементов. Сульфатные комплексы РЗЭ значимы только в углекислых водах, постепенно уменьшаясь в направлении от легких (1,9 %) к тяжелым (0,18 %). В остальных случаях LnSO_4^+ , как правило, менее 0,1 %, за исключением LaSO_4^+ (0,2 %) в водах водосборного бассейна и LaSO_4^+ (0,46 %), CeSO_4^+ (0,18 %) и PrSO_4^+ (0,11 %) в водах обрамления. Гидроксидные формы в подземных водах водосборного бассейна также незначимы, а в водах обрамления и углекислом источнике незначительно выше – 0,1 %, причем в первом случае их доля также понижается в направлении La→Lu, а во втором остаётся на сравнительно одном уровне. Хлоридные комплексы не составляют значительной доли РЗЭ даже в водах солёных озёр региона [2] и совершенно незначительны в изучаемых подземных водах. Как было показано ранее [2], для озёр определяющее значение имеют формы миграции с карбонатным ионом (LnCO_3^+), а также оксигидроксикомплексы LnO_2H , LnO^+ , $(\text{LnO}_2)^-$, причем в ряду от La к Lu доля первых уменьшается, а вторых – увеличивается. Бактериальное окисление органического вещества, которым обогащены озёрные воды, происходит с образованием низкомолекулярных жирных кислот, спиртов, альдегидов и других органических соединений, способных образовывать комплексы с РЗЭ – $(\text{LnCH}_3\text{COO})^{2+}$, $(\text{La}(\text{CH}_3\text{COO})_2)^+$, $\text{Ln}(\text{CH}_3\text{COO})_3$, $\text{Me}_3[\text{Ln}(\text{HCOO})_6]$, $\text{LnC}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $[\text{Ln}(\text{C}_2\text{O}_4)_2]^+$.

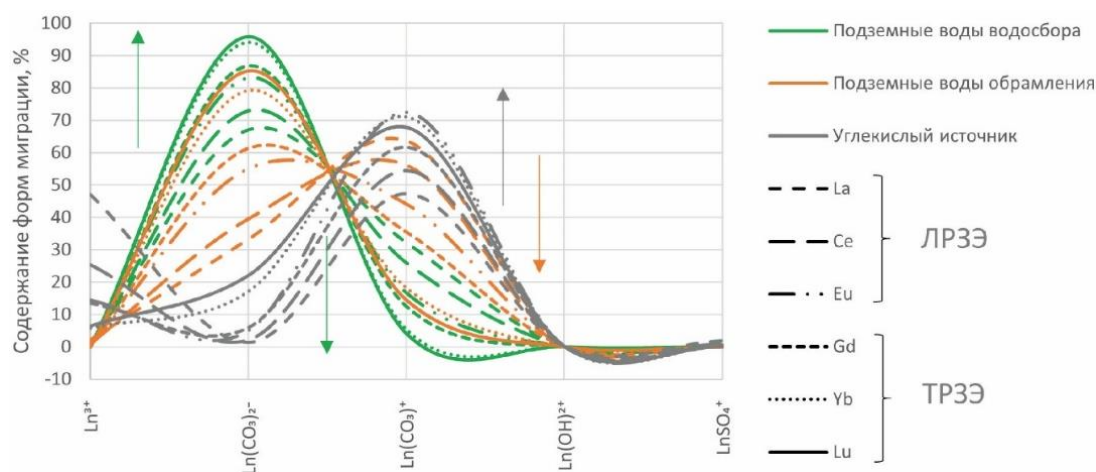


Рис. 7. Неорганические формы миграции некоторых РЗЭ в исследуемых подземных водах
 Fig. 7. Some inorganic REE migration species in the studied groundwater

Таким образом, повышение суммарных содержаний РЗЭ в исследуемых подземных водах совпадает с движением потока от горного обрамления Торейской впадины в сторону области сбора по мере замедления водообмена и преобразования состава из $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ в $\text{HCO}_3\text{-Na}$ с параллельным ростом минерализации и pH раствора, т. е. можно сказать, что процесс обогащения вод РЗЭ идёт в одном направлении с содообразованием в регионе и связан с формированием $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ комплексов, доля которых увеличивается от ЛРЗЭ к ТРЗЭ. Исключением является $\text{HCO}_3\text{-Na}$ углекислый источник, в водах которого увеличивается доля ТРЗЭ в форме $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$.

Фракционирование и источники РЗЭ

Для оценки степени фракционирования РЗЭ в водах использован нормированный к содержаниям лантаноидов в Северо-Американском сланце (North American Shale Composite (NASC)) график (рис. 8), который традиционно применяется для изучения РЗЭ в природных водах.

Диаграмма показывает, что нормализованные по отношению к NASC тренды распределения РЗЭ вод достаточно пологие и схожи между собой (за исключением солёных озёр и углекислого источника), при этом линии постепенно сменяют одна другую, что указывает на единый механизм и эволюцию формирования состава вод. Подземные воды горного обрамления или области питания находятся на начальном этапе взаимодействия вод с вмещающими породами. Интенсивность протекания этого процесса привела к фракционированию в системе вода–порода и миграции лёгких РЗЭ в форме $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$ комплексов, а тяжелых в форме $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$. По мере движения стока к области сброса интенсивность водообмена замедлилась, в ряду La-Lu усилилась миграция в форме $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$, а суммарные содержания РЗЭ несколько увеличились. Схожесть спектров распределений лантаноидов в подземных водах области внутреннего стока и р. Ульдзы также может свидетельствовать о смещении этих вод в области трещиноватости в устье. Угле-

кислый источник отличается заметным поднятием профиля от легких к тяжелым РЗЭ. Здесь наблюдается значительное обогащение РЗЭ за счет лантаноидов, находящихся форме $\text{Ln}(\text{CO}_3)^+$, доля которых растёт в направлении от La к Lu, т. е. происходит фракционная миграция РЗЭ из вмещающих пород, которая определяется увеличением миграционных способностей от ЛРЗЭ к ТРЗЭ. Кроме того, в углекислых водах значимы комплексы с простой ионной формой, формируемые лёгкими РЗЭ, содержание которых в ряду La-Lu, напротив, снижается.

Поскольку известно, что основным источником исследуемых элементов вод являются минералы вмещающих отложений [31], данные по распределению лантаноидов в некоторых из них также были вынесены на рис. 8 среди них: три образца магматических пород разного состава (базальт, метадолерит и гранодиорит), один образец метаморфической породы в виде глинистого сланца и один осадочная порода, представленная отобранным на побережье Тореев алевроглинистым осадком, матрица которого состоит из глинисто-слюдистых агрегатов с обломками зерен альбита, полевых шпатов и барита. Анализ распределений РЗЭ в природных водах и водовмещающих породах показал схожесть спектров с образцом метабазальта и оливкового метадолерита, в том числе с выраженным положительным европиевым максимумом для всех вод. Европиевая аномалия контролируется главным образом полевыми шпатами, особенно плагиоклазом, т. е. в текущих условиях, вероятно, происходит растворение этих минералов водой. При этом видно (рис. 8), что амплитуда Eu-пика постепенно увеличивается в направлении от атмосферных осадков к подземным водам сначала в обрамлении Торейской впадины (где они почти совпадают), затем к водам водосбора и до максимума в р. Ульдзе, где нормированный профиль может отражать распределение лантаноидов вмещающих пород области питания в истоке реки (хребет Хэнтэй).

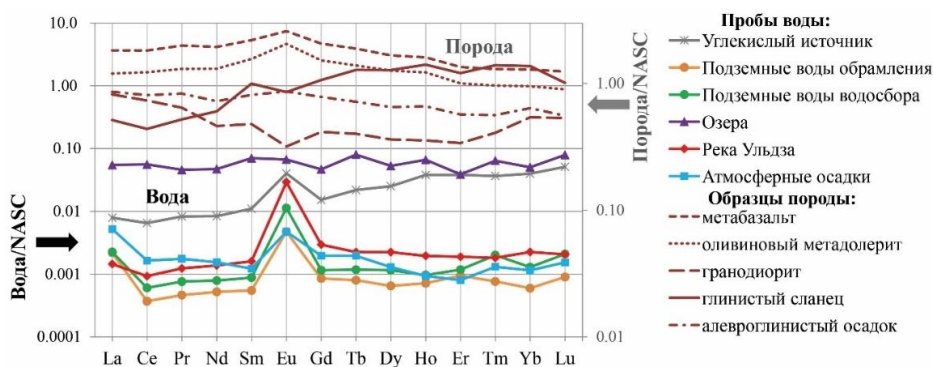


Рис. 8. Нормализованные относительно NASC графики распределений РЗЭ в природных водах и породах района
Fig. 8. Normalized relative to NASC graphs of REE distributions in natural waters and rocks of the region

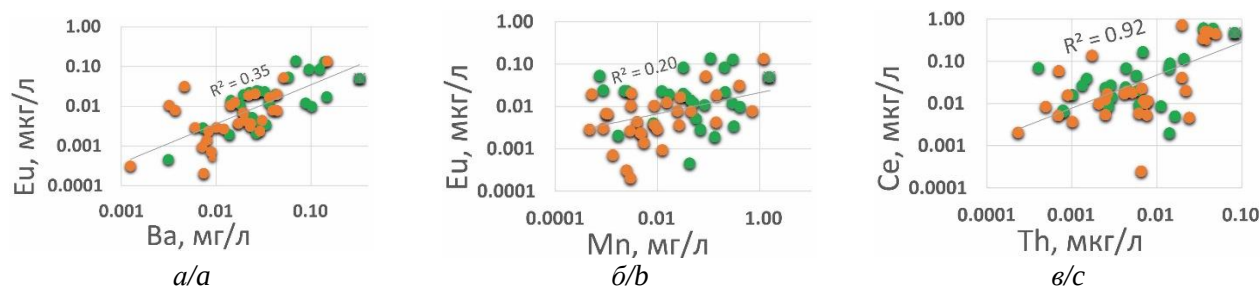


Рис. 9. Зависимость $\Sigma P3Э$ от Ba (а) и Mn (б), а также Ce от Th (в) в исследуемых подземных водах (усл. обознач. – на рис. 4)

Fig. 9. Dependence of ΣREE on Ba (a) and Mn (b), as well as Ce on Th (c) in the studied groundwater (symbols are in the Fig. 4)

О взаимодействии с полевыми шпатами, как основной причине возникновения пика Eu, говорит положительная корреляция с Ba (рис. 9, а), которая была выявлена только для этого РЗЭ. В качестве общего источника здесь можно предположить встречающийся в Забайкальском крае минерал цельзиан [32], который наиболее характерен для областей марганцевого оруденения, также существующих в районе исследования, например, Леонон-ский марганцеворудный узел, отсюда и слабая корреляция европия с Mn (рис. 9, б), наряду с Ba, выявленная тоже исключительно для Eu.

Отрицательная цезиевая аномалия вод, вероятнее всего, связана с его удалением из раствора вследствие окисления, например, вместе с железом на оксигидроксидах этого металла, которые формируются в результате окисления сульфидов главным образом пирита, распространенного в водовмещающих породах региона [2]. В этой связи неравномерное распределение Fe и РЗЭ (рис. 9, а) может быть связано с процессом формирования сульфидов железа, который сопряжен с частичным растворением гидроокислов элемента, в ходе которого ожидается перераспределение связанных с ними РЗЭ и некоторый их переход обратно в растворенное состояние.

В качестве еще одного наиболее вероятного источника поступления РЗЭ в воду можно назвать встречающийся в Восточном Забайкалье минерал класса фосфатов – монацит, с которым связывают редкоземельную минерализацию в месторождениях вольфрама в регионе [33], отсюда тесная связь РЗЭ одновременно с Th (рис. 6, в), в особенности Ce с Th (рис. 9, в), а также с PO_4 ($R^2=0,57$).

Вывод

Комплексное изучение геохимии РЗЭ в подземных водах Юго-Восточного Забайкалья показало, что их концентрирование, особенности распространения и механизмы фракционирования для каждого из изучаемых типов вод определяются главным образом химическими свойствами лантаноидов в определенной гидрохимической среде и степенью взаимодействия в системе вода–порода по мере замедления водообмена. Накопление РЗЭ вод идет в одном направлении с содообразованием в регионе, т. е. при движении подземных вод от горного обрамления в сторону Торейской впадины и трансформации химического состава вод из HCO_3-Ca в HCO_3-Na суммарное количество лантаноидов увеличивается, но с момента достижения насыщения карбонатами содержание РЗЭ уже может и снижаться за счёт связывания равновесными минералами. Миграция РЗЭ в подземных водах происходит преимущественно в форме $Ln(CO_3)_2^-$, а в углекислом источнике – в форме $Ln(CO_3)^+$, доля которых увеличивается в ряду La-Lu в зависимости от основных физико-химических параметров вод (pH, Eh, TDS и др.). В углекислых водах значимы также комплексы с простой ионной формой, формируемые лёгкими РЗЭ, содержание которых в ряду La-Lu, напротив, снижаются. Характер распределения лантаноидов подземных вод во многом наследует распределение РЗЭ магматических пород основного состава области питания, что в целом соответствует геологическим особенностям региона. Предполагается, что в качестве возможных источников поступления лантанидов в воды выступают минералы алюмосиликатов, в особенности полевые шпаты и, в частности, цельзиан, а также встречающиеся в Восточном Забайкалье монациты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rare earth elements in groundwater flow systems / ed. by K.H. Johannesson. – Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. – Vol. 51. – 293 p.
2. Борзенко С.В., Замана Л.В., Зарубина О.В. Распределение редкоземельных элементов в водах и донных осадках минеральных озер Восточного Забайкалья (Россия) // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – № 4. – С. 306–321. DOI: 10.7868/S0024497X17040024
3. Геохимические особенности поведения тербия, диспрозия и гольмия в водной среде в присутствии гуминовых кислот (экспериментальные данные) / С.В. Борзенко, Е.М. Засухина, И.А. Фёдоров, В.И. Летунов, И.А. Комогорцева // Геосферные исследования. – 2021. – № 4. – С. 62–72. DOI: 10.17223/25421379/21/5

4. Абрамова В.А., Замана Л.В. Редкоземельные элементы в водах геотехногенных объектов редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья // Геосферные исследования. – 2023. – № 3. – С. 86–97. DOI: 10.17223/25421379/28/7
5. Распределение РЗЭ и U в системе вода–порода на примере Скалинского проявления радоновых вод / Д.А. Новиков, А.А. Максимова, А.Ф. Сухорукова, Ф.Ф. Дульцев, А.С. Деркачев, А.В. Черных, А.А. Хвощевская // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2024. – Т. 3. – № 59. – С. 141–151. DOI: 10.20403/2078-0575-2024-3-141-151
6. Микроэлементы в термальных водах северного Тянь-Шаня: распределение и механизмы накопления / Н.А. Харитонова, М.А. Соколовская, Е.И. Барановская, Г.А. Челноков, А.А. Карабцов, Л.Н. Чернощев, И.В. Брагин // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2024. – № 4. – С. 70–86. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-70-86
7. Редкоземельные элементы в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области / Г.А. Челноков, Н.А. Харитонова, В.Ю. Лаврушин, А.С. Айдаркожина, Г. Женг // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2023. – № 5. – С. 58–71. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-58-71
8. The main cause of geophagy according to extensive studies on Olkhon Island, Lake Baikal / A.M. Panichev, N.V. Baranovskaya, I.V. Seryodkin, I.Y. Chekryzhov, B.R. Soktoev, V.V. Ivanov, E.A. Vakh, T.V. Desyatova, T.N. Lutsenko, N.Y. Popov, A.V. Ruslan, E.V. Elovskiy, A.V. Vetoshkina, O.V. Patrusheva, D.S. Ostapenko, A.S. Kholodov, K.S. Golokhvast // Geosciences. – 2023. – Vol. 13. – № 7. – article number 211. DOI: 10.3390/geosciences13070211
9. Geochemistry and rare-metal potential of coals of the Sakhalin coal basin, Sakhalin island, Russia / S.I. Arbuzov, I.Yu. Chekryzhov, A.A. Verkhoturov, D.A. Spears, V.A. Melkiy, N.V. Zarubina, M.G. Blokhin // Int J Coal Geol. – 2023. – Vol. 268. – article number 104197. DOI: 10.1016/j.coal.2023.104197
10. Украинцев А.В., Плюснин А.М., Чернявский М.К. Формирование газового, микроэлементного состава и растворенных органических веществ в железистых минеральных водах Западного Забайкалья // Геохимия. – 2024. – Т. 69. – № 6. – С.562–576. DOI: 10.31857/S0016752524060069
11. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-алинской складчатой области (Дальний восток России) / Н.А. Харитонова, Е.А. Вах, Г.А. Челноков, О.В. Чудаев, И.А. Александров, И.В. Брагин // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35. – № 2. – С. 68–82.
12. Rare earth elements and yttrium as tracers of waste/rock-groundwater interactions / D.I. Cendón, B. Rowling, C.E. Hughes, T.E. Payne, S.I. Hankin, J.J. Harrison, M.A. Peterson, A. Stopic, H. Wong, P. Gadd // Science of The Total Environment. – 2022. – Vol. 830. – article number 154706. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.154706.
13. Kaczor-Kurzawa D., Wysocka I., Chuchro M. The behavior of the rare earth elements and yttrium in groundwaters of the Holy Cross Mountains, SE Poland // J Geochem Explor. – 2024. – Vol. 263. – article number 107493. DOI: 10.1016/j.gexplo.2024.107493.
14. Hydrogeochemical and health implications of rare earth elements in groundwater: A review / H. Guo, H. Liu, O. Pourret, M. Ri, Zh. Wang // J Hydrol. – 2025. – Vol. 652. – article number 132704. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2025.132704.
15. McArthur J.M., Walsh J.N. Rare-earth geochemistry of phosphorites // Chem Geol. – 1984. – V. 47. – № 3–4. – P. 191–220. DOI: 10.1016/0009-2541(84)90126-8.
16. Gysi A.P., Williams-Jones A.E. The thermodynamic properties of bastnäsite-(Ce) and parisite-(Ce) // Chem Geol. – 2015. – Vol. 392. – P. 87–101. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2014.11.001
17. Fagel N., André L., Debrabant P. Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays // Geochim Cosmochim Acta. – 1997. – Vol. 61. – № 5. – P. 989–1008. DOI: 10.1016/S0016-7037(96)00392-4.
18. Elderfield H., Sholkovitz E.R. Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments // Earth Planet Sci Lett. – 1987. – Vol. 82. – № 3–4. – P. 280–288. DOI: 10.1016/0012-821X(87)90202-0.
19. Experimental study of La(OH)₃ and Gd(OH)₃ solubilities (25 to 150°C), and La–acetate complexing (25 to 80°C) / S. Deberdt, S. Castet, J.-L. Dandurand, J.-C. Harrichoury, I. Louiset // Chem Geol. – 1998. – Vol. 151. – № 1–4. – P. 349–372. DOI: 10.1016/S0009-2541(98)00089-8.
20. Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench / H.J.W. de Baar, C.R. German, H. Elderfield, P. van Gaans // Geochim Cosmochim Acta. – 1988. – Vol. 52. – № 5. – P. 1203–1219. DOI: 10.1016/0016-7037(88)90275-X.
21. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium // Chem Geol. – 1990. – Vol. 82. – P. 159–186. DOI: 10.1016/0009-2541(90)90080-Q.
22. Минерализованные озера Забайкалья и северо-восточной Монголии: особенности распространения и рудогенерирующий потенциал / Е.В. Скляров, О.А. Склярова, Ю.В. Меньшагин, М.А. Данилова // География и природные ресурсы. – 2011. – Т. 4. – С. 29–39.
23. Обязов В.А., Кирилук В.Е., Кирилук А.В. Торейские озера как индикатор многолетних изменений увлажненности Юго-восточного Забайкалья и Северо-восточной Монголии // Гидросфера. Опасные процессы и явления. – 2021. – Т. 3. – С. 204–232. DOI: <https://doi.org/10.34753/HS.2021.3.3.204>
24. Кренделев Ф.П., Шамсутдинов В.Х. Торейская котловина и генезис ее озер // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – P. 37–42.
25. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Серия Даурская. Лист М-50-XIV (Ниж. Цасучей), XX (Соловьевск). Масштаб 1:200000: объяснительная записка / под ред. Е.В. Нечпаева. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 97 с.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Серия Даурская. Лист М-50-XIII (Новый Дурулгуй). Масштаб 1:200000: объяснительная записка / под ред. Е.В. Нечпаева. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 102 с.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации третьего поколения масштаба. Лист М-50 (Борзя). Алдано-Забайкальская серия. Масштаб 1:1000000: объяснительная записка / под ред. В.В. Старченко. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 553 с.

28. Дребот В.В., Лепокурова О.Е. Равновесно-неравновесное состояние природных вод территории Торейских озер (Восточное Забайкалье) с ведущими минералами вмещающих пород // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – № 9. – С. 99–112. DOI: 10.18799/24131830/2022/9/3768
29. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. изд. 2е испр. и доп. – М.: Недра, 1998. – 367 с.
30. Туваанжав Г., Халзанхуу Ж. Химический состав атмосферных осадков в окрестностях г. Улаанбаатара // Бюллетень Восточно-Сибирского научного центра Сибирского отделения Российской академии медицинских наук. – 2005. – № 8 (46). – С. 76–79.
31. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. – Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. – 312 p.
32. Кочеткова К.В. Новые минералы Озерного колчеданного свинцово-цинкового месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 1975. – Т. 16. – № 16. – С. 143–147.
33. Юргенсон Г.А. Минералы редких земель месторождения Антонова гора (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. – 2022. – № 1. – С. 68–76. DOI: 10.17223/25421379/22/4

REFERENCES

1. *Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems*. Ed. by K.H. Johannesson. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 2005. Vol. 51. 293 p.
2. Borzenko S.V., Zamana L.V., Zarubina O.V. Distribution of rare earth elements in waters and bottom sediments of mineralized lakes in the Eastern Transbaikalia region (Russia). *Lithology and mineral resources*, 2017, vol. 52, no. 4, pp. 263–277. (In Russ.) DOI: 10.1134/S0024490217040022
3. Borzenko S.V., Zasukhina E.M., Fedorov I.A., Letunov V.I., Komogortseva I.A. Geochemical features of the behavior of terbium, dysprosium, and holmium in aquatic medium in the presence of humic acids (experimental data). *Geosphere research*, 2021, no. 4, pp. 62–72. (In Russ.) DOI: 10.17223/25421379/21/5
4. Abramova V.A., Zamana L.V. Rare-earth elements in the waters of geotechnogenic objects of rare metal deposits of Eastern Transbaikalia. *Geosphere research*, 2023, no. 3, pp. 86–97. (In Russ.) DOI: 10.17223/25421379/28/7
5. Novikov D.A., Maksimova A.A., Sukhorukova A.F., Dultsev F.F., Derkachev A.S., Chernykh A.V., Khvashchevskaya A.A. Distribution of REE and U in the water-rock system using the example of the Skalinskoye manifestation of radon waters. *Geology and mineral resources of Siberia*, 2024, vol. 3, no. 59, pp. 141–151. (In Russ.) DOI: 10.20403/2078-0575-2024-3-141-151
6. Kharitonova N.A., Sokolovskaya M.A., Baranovskaya E.I., Chelnokov G.A., Karabtsov A.A., Chernoshchekov L.N., Bragin I.V. Trace elements in thermal waters of the Northern Tien Shan: distribution and fate. *Moscow university geology bulletin*, 2024, vol. 79, no. 5, pp. 632–648. (In Russ.) DOI: 10.3103/S0145875224700637
7. Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Lavrushin V.Yu., Aydarkozhina A.S., Zheng G. Rare earth elements in the aqueous phase of mud volcanoes of the Kerch-Taman region. *Moscow university geology bulletin*, 2023, vol. 78, no. 6, pp. 766–780. (In Russ.) DOI: 10.3103/s0145875223060054
8. Panichev A.M., Baranovskaya N.V., Seryodkin I.V., Chekryzhov I.Y., Soktoev B.R., Ivanov V.V., Vakh E.A., Desyatova T.V., Lutsenko T.N., Popov N.Y., Ruslan A.V., Elovskiy E.V., Vetoshkina A.V., Patrusheva O.V., Ostapenko D.S., Kholodov A.S., Golokhvast K.S. The Main Cause of Geophagy According to Extensive Studies on Olkhon Island, Lake Baikal. *Geosciences*, 2023, vol. 13, no. 7, article number 211. DOI: 10.3390/geosciences13070211
9. Arbuzov S.I., Chekryzhov I.Yu., Verkhoturov A.A., Spears D.A., Melkiy V.A., Zarubina N.V., Blokhin M.G. Geochemistry and rare-metal potential of coals of the Sakhalin coal basin, Sakhalin Island, Russia. *Int J Coal Geol*, 2023, vol. 268, article number 104197. DOI: 10.1016/j.coal.2023.104197
10. Ukrantsev A.V., Plyusnin A.M., Chernyavskii M.K. Ferruginous mineral waters of Western Transbaikalia: formation of gas, trace elements, and dissolved organic matter composition. *Geochemistry international*, 2024, vol. 62, no. 6, pp. 659–673. (In Russ.) DOI: 10.1134/S0016702924700307
11. Kharitonova N.A., Vakh E.A., Chelnokov G.A., Chudaeov O.V., Aleksandrov I.A., Bragin I.V. REE geochemistry in groundwater of the Sikhote Alin fold region (Russian Far East). *Russian journal of Pacific Geology*, 2016, vol. 10, no. 2, pp. 68–82. (In Russ.) DOI: 10.1134/S1819714016020032
12. Cendón D.I., Rowling B., Hughes C.E., Payne T.E., Hankin S.I., Harrison J.J., Peterson M.A., Stopic A., Wong H., Gadd P. Rare earth elements and yttrium as tracers of waste/rock-groundwater interactions. *Science of The Total Environment*, 2022, vol. 830, article number 154706. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.154706
13. Kaczor-Kurzawa D., Wysocka I., Chuchro M. The behavior of the rare earth elements and yttrium in groundwaters of the Holy Cross Mountains, SE Poland. *J Geochem Explor*, 2024, vol. 263, article number 107493. DOI: 10.1016/j.gexplo.2024.107493
14. Guo H., Liu H., Pourret O., Ri M., Wang Zh. Hydrogeochemical and health implications of rare earth elements in groundwater: a review. *J Hydrol*, 2025, vol. 652, article number 132704. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2025.132704
15. McArthur J.M., Walsh J.N. Rare-earth geochemistry of phosphorites. *Chem Geol*, 1984, vol. 47, no. 3–4, pp. 191–220. DOI: 10.1016/0009-2541(84)90126-8
16. Gysi A.P., Williams-Jones A.E. The thermodynamic properties of bastnäsite-(Ce) and parisite-(Ce). *Chem Geol*, 2015, vol. 392, pp. 87–101. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2014.11.001
17. Fagel N., André L., Debrabant P. Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, vol. 61, no. 5, pp. 989–1008. DOI: 10.1016/S0016-7037(96)00392-4
18. Elderfield H., Sholkovitz E.R. Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 1987, vol. 82, no. 3–4, pp. 280–288. DOI: 10.1016/0012-821X(87)90202-0
19. Deberdt S., Castet S., Dandurand J.-L., Harrichoury J.-C., Louiset I. Experimental study of La(OH)₃ and Gd(OH)₃ solubilities (25 to 150°C), and La-acetate complexing (25 to 80°C). *Chem Geol*, 1998, vol. 151, no. 1–4, pp. 349–372. DOI: 10.1016/S0009-2541(98)00089-8

20. De Baar H.J.W., German C.R., Elderfield H., Van Gaans P. Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, vol. 52, no. 5, pp. 1203–1219. DOI: 10.1016/0016-7037(88)90275-X.
21. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. *Chem Geol*, 1990, vol. 82, pp. 159–186. DOI: 10.1016/0009-2541(90)90080-Q.
22. Sklyarov E.V., Men'shagin Y.V., Danilova M.A., Sklyarova O.A. Mineralized lakes of the Transbaikalia and Northeastern Mongolia: specific features of occurrence and ore-generating potential. *Geography and natural resources*, 2011, vol. 32, no. 4, pp. 29–39. (In Russ.) DOI: 10.1134/S1875372811040044
23. Obyazov V.A., Kirilyuk V.E., Kirilyuk A.V. Torey lakes as an indicator of moisture long-term changes in Southeastern Transbaikalia and Northeastern Mongolia. *Hydrosphere. hazard processes and phenomena*, 2021, vol. 3, pp. 204–232. (In Russ.) DOI: <https://doi.org/10.34753/HS.2021.3.3.204>
24. Krendelev F.P., Shamsutdinov V.Kh. Torey basin and the origin of its lakes. *Soviet Geology and Geophysics*, 1987, no. 1, pp. 37–42. (In Russ.)
25. *State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:200000. Second edition. Daurian Series. Sheet M-50-XIV (Nizhny Tsasuchay), XX (Solovyovsk): explanatory note*. Ed. by E.V. Nechayev. Moscow, Moscow Branch of FSBI «VSEGEI» Publ., 2019. 97 p. (In Russ.)
26. *State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:200000. Second edition. Daurian Series. Sheet M-50-XIII (Novy Durulguy): explanatory note*. Ed. by E.V. Nechayev. Moscow, Moscow Branch of FSBI «VSEGEI» Publ., 2019. 102 p. (In Russ.)
27. *State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:1000 000. Third edition. Aldan-Transbaikalia Series. Sheet M-50 (Borzya): explanatory note*. Ed. by V.V. Starchenko. St Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory Publ., 2010. 553 p. (In Russ.)
28. Drebort V.V., Lepokurova O.E. Equilibrium-Nonequilibrium state of natural waters in the area of the Torey Lakes (Eastern Transbaikalia) with leading minerals of host rocks. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 2022, vol. 333, no. 9, pp. 99–112. (In Russ.) DOI: 10.18799/24131830/2022/9/3768
29. Shvartsev S.L. *Hydrogeochemistry of the hypergenesis zone*. 2nd ed., revised and added. Moscow, Nedra Publ., 1998. 367 p. (In Russ.)
30. Tuvanjav G., Khalzanhuu Zh. Chemical composition of air precipitation in environs of Ulaanbaatar. *Bulletin of the East Siberian Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Medical Sciences*, 2005, no. 8 (46), pp. 76–79. (In Russ.)
31. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Scientific Publ., 1985. 312 p.
32. Kochetkova K.V. New minerals from Ozyernoe cynnabar Pb-Zn deposit (West Transbaykalia). *Soviet Geology and Geophysics*, 1975, vol. 16, no. 16, pp. 143–147. (In Russ.)
33. Yurgenson G.A. Rare earth minerals of the Antonova gora deposit (Eastern Transbaikalia). *Geosphere research*, 2022, no. 1, pp. 68–76. (In Russ.) DOI: 10.17223/25421379/22/4

Информация об авторах

Валерия Витальевна Дребот, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Россия, 634055, г. Томск, пр. Академический, 4; DrebortVV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0458-2864>

Олеся Евгеньевна Лепокурова, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, директор Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Россия, 634055, г. Томск, пр. Академический, 4; профессор отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета, Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30; LepokurovaOY@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0252-197X>

Борзенко Светлана Владимировна, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, и.о. заведующего лабораторией Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Россия, 672014, г. Чита, ул. Недорезова, 16а; svb_64@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3929-642X>

Поступила в редакцию: 04.06.2025

Поступила после рецензирования: 02.07.2025

Принята к публикации: 04.08.2025

Information about the authors

Valeriia V. Drebort, Cand. Sc., Research Associate, Tomsk Branch of Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 4, Akademicheskyy avenue, Tomsk, 634055, Russian Federation; DrebortVV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0458-2864>

Olesya E. Lepokurova, Dr. Sc., Head of the Laboratory, Tomsk Branch of Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 4, Akademicheskyy avenue, Tomsk, 634055, Russian Federation; Professor, National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin avenue, Tomsk, 634050, Russian Federation; LepokurovaOY@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0252-197X>

Svetlana V. Borzenko, Dr. Sc., Chief Researcher, Acting Head of the Laboratory of the Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, 16a, Nedorezov street, Chita, 672014, Russian Federation; svb_64@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3929-642X>

Received: 04.06.2025

Revised: 02.07.2025

Accepted: 04.08.2025