

Урановые компоненты подземных вод Читинского Забайкалья: сопоставление с урановыми компонентами подземных вод сопредельной Внутренней Азии

С.В. Рассказов^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{1,3}, Л.В. Замана⁴, А.И. Оргильянов¹, В.А. Саньков^{1,2},
А.М. Ильясова¹, И.С. Чувашова^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

⁴Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия

Аннотация. Проводится анализ урановых компонентов минеральных и пресных подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с урановыми компонентами минеральных, пресных и термальных вод ключевых территорий четвертичных, голоценовых и исторических вулканических извержений сопредельной Внутренней Азии и минеральных вод карбонатов Сибирской платформы.

Ключевые слова: подземные воды, уран, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, эффект Чердынцева–Чалова, геотермометры.

Uranium Components of Groundwater from Chita Transbaikal: Comparison with Uranium Components of Groundwater from Adjacent Inner Asia

S.V. Rasskazov^{1,2}, E.P. Chebykin^{1,3}, L.V. Zamana⁴, A.I. Orgilyanov¹, V.A. Sankov^{1,2},
A.M. Ilyasova¹, I.S. Chuvashova^{1,2}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

Abstract. The analysis of uranium components of mineral and fresh groundwater from Chita Transbaikal is performed in comparison with those from key areas of Quaternary, Holocene and Historical volcanic eruptions in Inner Asia and mineral waters from carbonates of the Siberian platform.

Keywords: groundwater, uranium, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, Cherdyntsev-Chalov effect, geothermometer.

Введение

Подземные воды юга Сибири, Дальнего Востока России, Северо-Восточного Китая и Монголии систематизируются в общем по содержаниям макрокомпонентов и газов. Минеральные воды классифицируются по химическому составу и применению в лечебных целях (Иванов, Невраев, 1964; Пиннекер и др., 1968; Ломоносов, 1974; Воронов, Виноград, 2004). Если выделяется ведущий признак (например, углекислый или азотный состав газов), делаются попытки выхода на

генезис процессов в резервуаре. При решении вопроса о происхождении подземных вод используются такие гидрогеохимические показатели как $^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{13}\text{C}$, отношение $\text{CO}_2/^3\text{He}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD и другие. Допускается мантийное происхождение газов углекислых вод Аршана (Тункинская долина), Удалянчи (Северо-Восточный Китай) и Дальнего Востока России (Поляк и др., 1992; Polyak, 2003; Плюснин и др., 2008, 2013; Челноков и др., 2013; Рассказов и др., 2020, 2024а,б).

Самостоятельное значение для характеристики подземных вод имеет уран. Временные

вариации концентрации этого элемента используются для оценки сейсмической опасности территорий в Байкальской рифтовой системе (БРС). Мониторинг урановых компонентов проводится в термальных, минеральных и пресных водах. Кроме концентрации U, в урановом компоненте учитывается изотопное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и концентрация ^{234}U . Оба показателя выражаются в единицах активностей (е.а.), соответственно, ОА4/8 (отношение активностей ^{234}U и ^{238}U) и А4 (активность ^{234}U). Если химически разделенные изотопы урана измеряются с точки зрения их скоростей альфа-излучения, радиоактивное равновесие между ^{238}U и ^{234}U представляет собой равное отношение альфа-активности $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1.0$ (ОА4/8=1.0). Циклическое равновесие между изотопами ^{234}U и ^{238}U соответствует их атомному соотношению 5.47×10^{-5} . В подземных водах определяется изотопное равновесие между материнским изотопом ^{238}U и дочерним изотопом ^{234}U (ОА4/8 ~1) и изотопное неравновесие (ОА4/8 возрастает до 16).

Концентрация U в подземных водах повышается в присутствии газов-окислителей и снижается в присутствии газов-восстановителей. В случае, если в составе газов подземных вод преобладают окислители (O, CO₂ и др.), они обогащаются растворимым высоковалентным уранил-ионом, если же в составе газов подземных вод преобладают восстановители (H₂, H₂S, CH₄, CO и др.), они обедняются ураном (Рассказов и др., 2020, 2024а,б). Отклонение изотопного отношения U от равновесия, известное как эффект Чердынцева-Чалова (Чердынцев, 1973), объясняется не только зависимостью урановых компонентов от сейсмической активности разломов (Зверев и др., 1975; Finkel, 1981), но и изменениями, связанными с растворением кальцита карбонатов и с таянием древней мерзлоты (Banner et al., 1990; Токарев и др., 2021).

На территории Читинского Забайкалья и сопредельной Монголии находятся месторождения урана, образовавшиеся в позднемезозойскую и кайнозойскую урановорудные эпохи (Миронов, 2006; Урановые месторождения..., 2009; Афанасьев, Миронов, 2010; Шатков, 2015). В урановых компонентах подземных вод этой территории может

отражаться перераспределение этого металла в горных породах с его концентрированием в настоящее время. Цель работы – выполнить анализ распределения урановых компонентов минеральных и пресных подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с урановыми компонентами минеральных вод сопредельной Монголии, ключевых территорий четвертичных, голоценовых и исторических вулканических извержений во Внутренней Азии и карбонатных пород Сибирской платформы.

Отбор, хранение и аналитические исследования природных вод

Для определения элементного состава проба воды 2 мл пропускается через фильтр 0.45 мкм и сразу фиксируется капелькой ультрачистой азотной кислоты. В отдельных случаях анализируются пробы без немедленной кислотной фиксации. Для определения изотопов урана отдельно используется до 400 мл воды, из которой уран выделяется на ионно-обменной колонке.

Для определения химического элементного состава вода фильтруется через шприц-насадку с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-K, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech GmbH, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые пробирки Эппендорфа (Axugen Scientific, Cat.-No. MCT-200-C, США, Мексика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70%), дважды очищенная с помощью суббойлинговой системы перегонки кислот (Savillex DST-1000 sub-boiling distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Аликвоты консерванта взвешиваются при добавлении в пробирки. Пробирки с отобранными образцами воды взвешивают и рассчитывают точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). В подготовленных растворах определяют содержание 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Чебыкин и др., 2012). Изотопы урана определяются после его выделения на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). Детали методики приведены в работах (Чебыкин и др., 2007, 2015).

Результаты

Разделение территории по концентрации U и ОА4/8

В Читинском Забайкалье выделяются участки обогащения и обеднения ураном

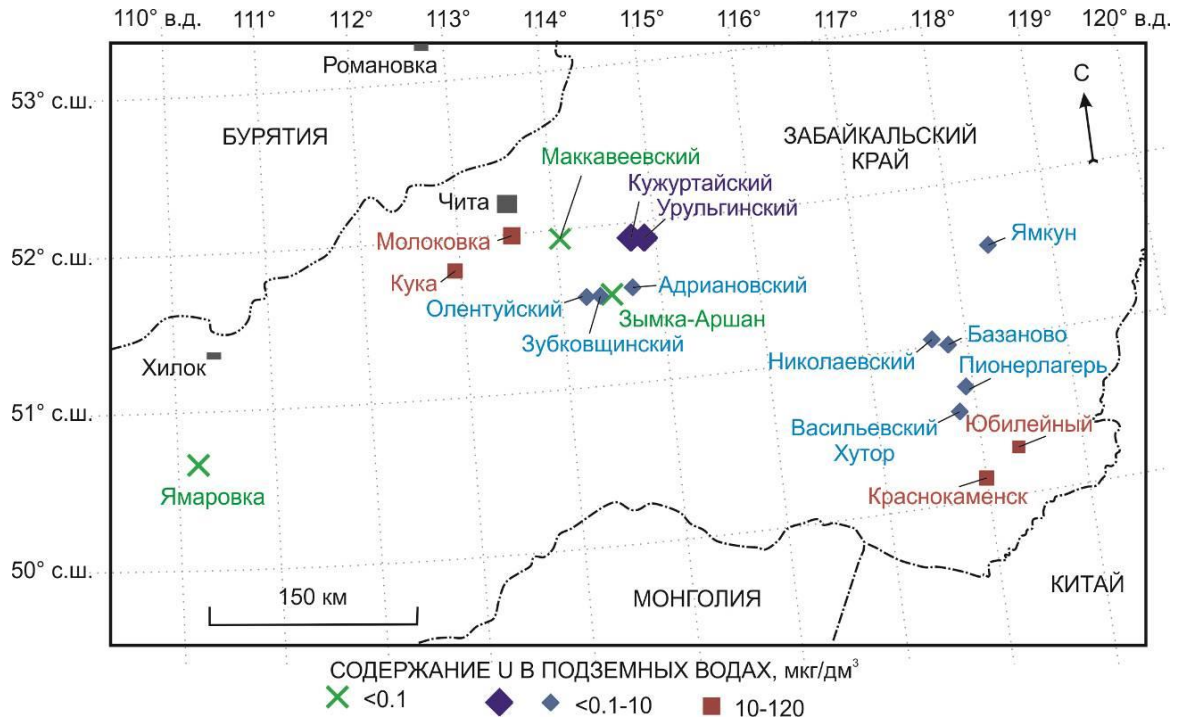


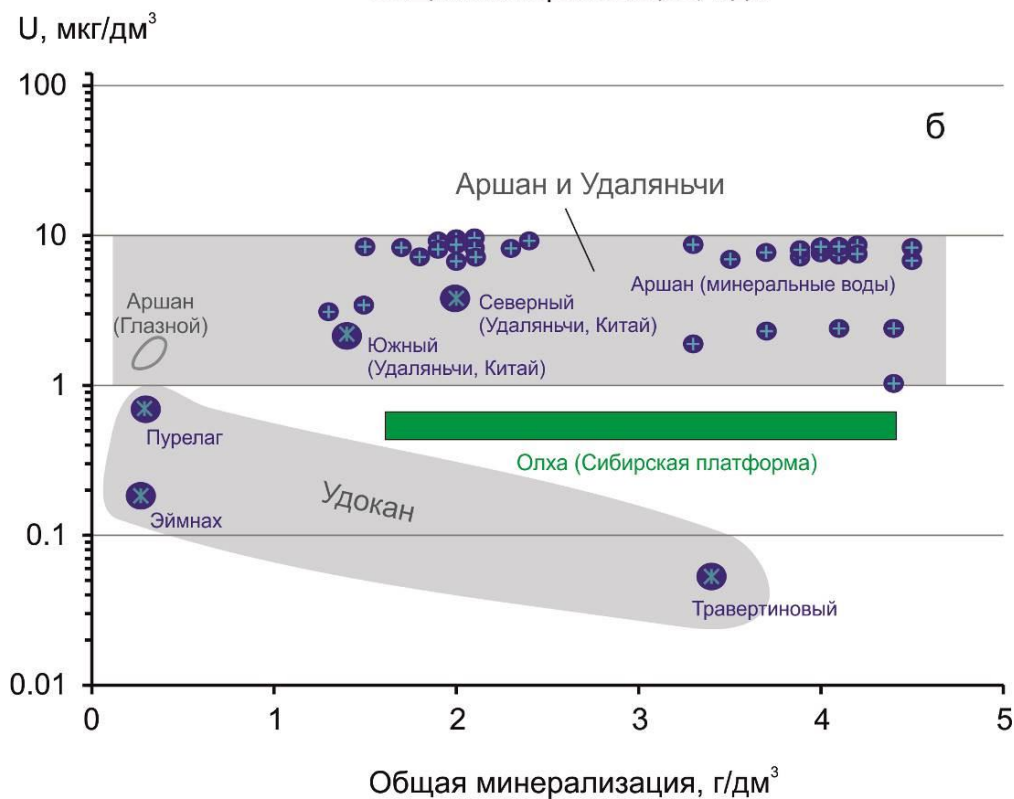
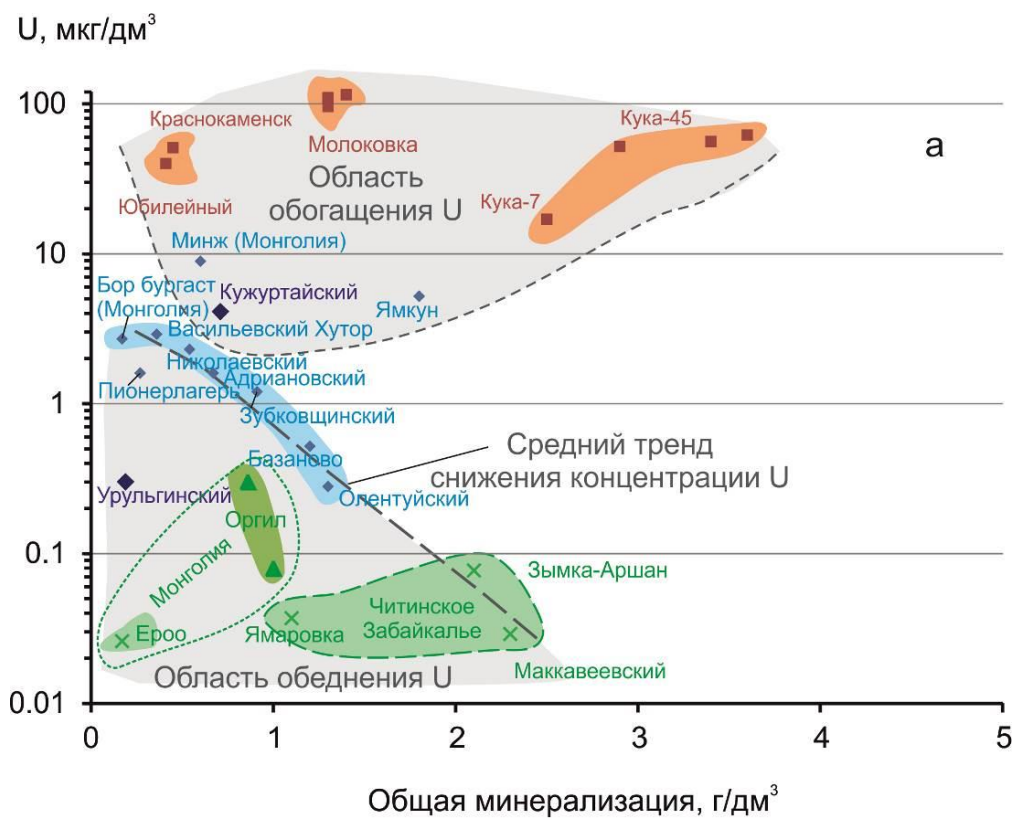
Рис. 1. Схема пространственного распределения пунктов опробования в Читинском Забайкалье. Значки соответствуют обозначениям, принятым на рис. 2а, в.

Fig. 1. Scheme of spatial distribution of sampling points in the Chita Transbaikalian region. Designations of water localities correspond to symbols adopted in Figs 2a, v.

На диаграмме рис. 2а выделяется тренд снижения концентрации U с возрастанием общей минерализации (ОМ) от слабо минерализованной воды Бор бургаст (Монголия) ($U=3$ мкг/дм³; ОМ=0.1–0.3 г/дм³) через фигуративную точку минеральной углекислой воды Олентуйского источника ($U=0.3$ мкг/дм³; ОМ=1.25 г/дм³) до фигуративной точки Маккавеевского источника ($U=0.03$ мкг/дм³; ОМ=2.3 г/дм³). Этим трендом в нижнем левом углу диаграммы отделяется область обеднения ураном. Кроме точек тренда снижения концентрации U , в нее входят фигуративные точки углекислых минеральных

подземных вод с общим диапазоном его концентрации, перекрывающим 4 порядка (рис. 1).

вод курорта Оргил и Ероо (Монголия), Урульгинского источника и Ямаровки. Выше среднего тренда снижения концентрации U находится область обогащения ураном. Вблизи тренда расположены точки источников Кужуртайского, Ямкун и Минж (Монголия), существенно смещены от него точки минеральных вод из скважин Молоковки, Куки, Краснокаменска и Юбилейного. Подземные воды Читинского Забайкалья и Монголии с низкой концентрацией U различаются между собой по высокой ОМ первых и сравнительно низкой ОМ – вторых.



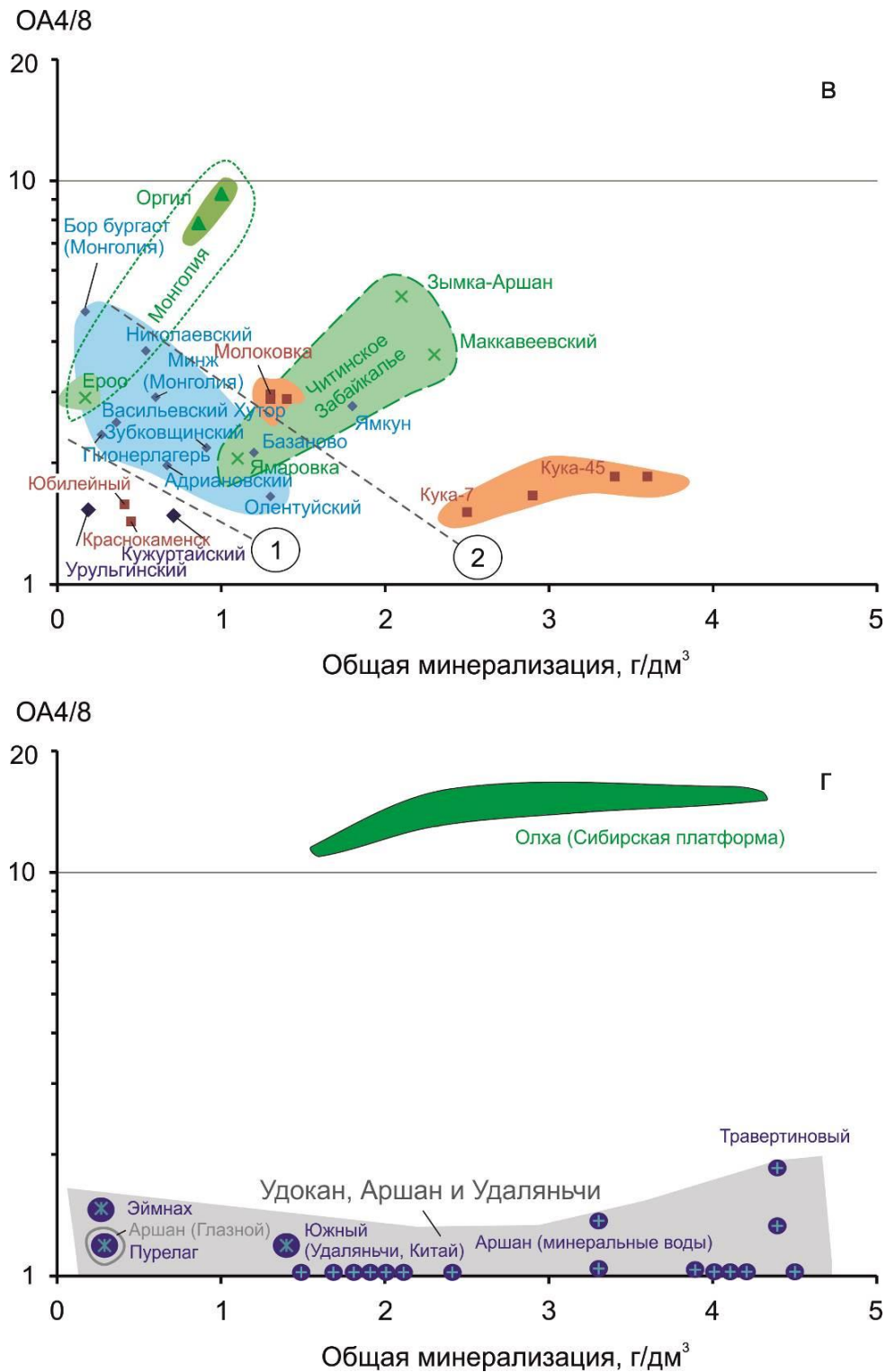


Рис. 2. Диаграммы U – OM (а, б) и OA4/8 – U (в, г) для подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с подземными водами вулканических территорий (Эймнах и Пурелаг Северного Забайкалья, Аршан Тункинской впадины и источник Южный Удаляньчи, СВ Китая) и с минеральными водами из карбонатов Сибирской платформы (Олха, пригород Иркутска). Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

Fig. 2. Diagrams U vs OM (a, b) and OA4/8 vs U (c, d) for groundwater of the Chita Transbaikal in comparison with groundwater of volcanic areas (Eimnakh and Purelag of Northern Transbaikal, Arshan of the Tunka basin and the Southern spring, Wudalianchi, NE China) and with mineral waters from carbonates of the Siberian platform (Olkha, a suburb of Irkutsk). For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

На диаграмме рис. 2б минеральные воды месторождения Аршан Тункинской впадины занимают диапазон концентрации U от 1 до 10 мкг/дм³ при широком диапазоне общей минерализации. Состав урановых компонентов минеральных вод этой территории и высокое изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ связываются с вероятной активизацией вулканизма (Polyak, 2003; Рассказов и др., 2024б). Кроме данных по аршанским минеральным водам, приводятся данные по углекислым минеральным водам полей голоценовых и исторических вулканических извержений Удаляньчи и Удокана. Фигуративные точки минеральных вод Удаляньчи попадают в диапазон аршанских минеральных вод. Три точки термальных вод Удокана обозначают тренд снижения концентрации U с возрастанием ОМ от слабо минерализованных вод источников Пурелаг и Эймнах к более минерализованному Травертиновому источнику.

На диаграмме рис. 2в фигуративные точки подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии образуют совокупности, разделенные по соотношению ОА4/8 – общая минерализация линиями 1 и 2. Нижний левый угол (ниже линии 1) занимают фигуративные точки углекислых вод Кужуртайского и Урульгинского источников, а также обогащенных ураном вод из скважин Краснокаменска и Юбилейного. Большинство точек пресных и слабо минерализованных вод территории находится между линиями 1 и 2. Выше линии 2 попадают фигуративные точки с контрастной концентрацией U : с высокой (Кука, Молоковка) и с низкой (Зымка-Аршан, Маккавеевский). Выше линии 2 находятся также точки минеральных вод курорта Оргил (Монголия) и Ямкун. Подземные воды Монголии и Читинского Забайкалья с низкой концентрацией U (соответственно, с низкой и более высокой ОМ) образуют самостоятельные тренды.

На диаграмме рис. 2г для сопоставления показаны контрастные составы минеральных вод из Олхинской скважины (Сибирская платформа) с высоким ОА4/8 и термальных и минеральных вод вулканических территорий

(Удокан, Аршан, Удаляньчи) с низким ОА4/8.

Группирование подземных вод на диаграмме ОА4/8 – U

Эта диаграмма (рис. 3а) дает параметр UNW (Uranium Normalized Water = (ОА4/8)/ U (дм³/мкг), который определяется в логарифмическом масштабе параллельными линиями, обозначающими нормирование значения ОА4/8 (безразмерная величина) к концентрации U (мкг/дм³). При низкой концентрации U (0.01–0.1 мкг/дм³) получают значения UNW около 100 дм³/мкг, при высокой концентрации U (10–100 мкг/дм³) – значения около 0.1 дм³/мкг.

Выделяется 5 групп подземных вод: I – группа вулканических территорий Аршана, Удаляньчи и Удокана с диапазонами умеренной концентрации U (UNW=1–10) и низкого ОА4/8, II – группа Сибирской платформы, представленная минеральной водой Олхинской скважины, с низкой концентрацией U (UNW=10–100) и высоким ОА4/8 (12–16); III – группа Забайкалья и Монголии (Оргил, Зымка-Аршан и др.) с низкой концентрацией U (UNW ~100) при широком диапазоне ОА4/8; IV – группа Забайкалья и Монголии (Адриановский источник и др.) с диапазонами умеренной концентрации U (UNW=0.1–10) и умеренными значениями ОА4/8; V – группа Забайкалья (Кука, Молоковка, Краснокаменск, Юбилейный) с высокой концентрацией U (UNW=0.01–0.1) и умеренными значениями ОА4/8. В последнюю группу входят пресные воды из скважин г. Краснокаменска и пос. Юбилейного (общая минерализация 410–450 мг/дм³) с высоким содержанием U (40 и 51 мкг/дм³).

На диаграмме А4 – U (рис. 3б), также построенной в логарифмическом масштабе, группы I–V обособляются более резко. На этой диаграмме проявляется параметр ОА4/8 в виде полосы, в нижней части которой находятся точки урана, близкого к изотопному равновесию, в верхней части – точки неравновесного урана.

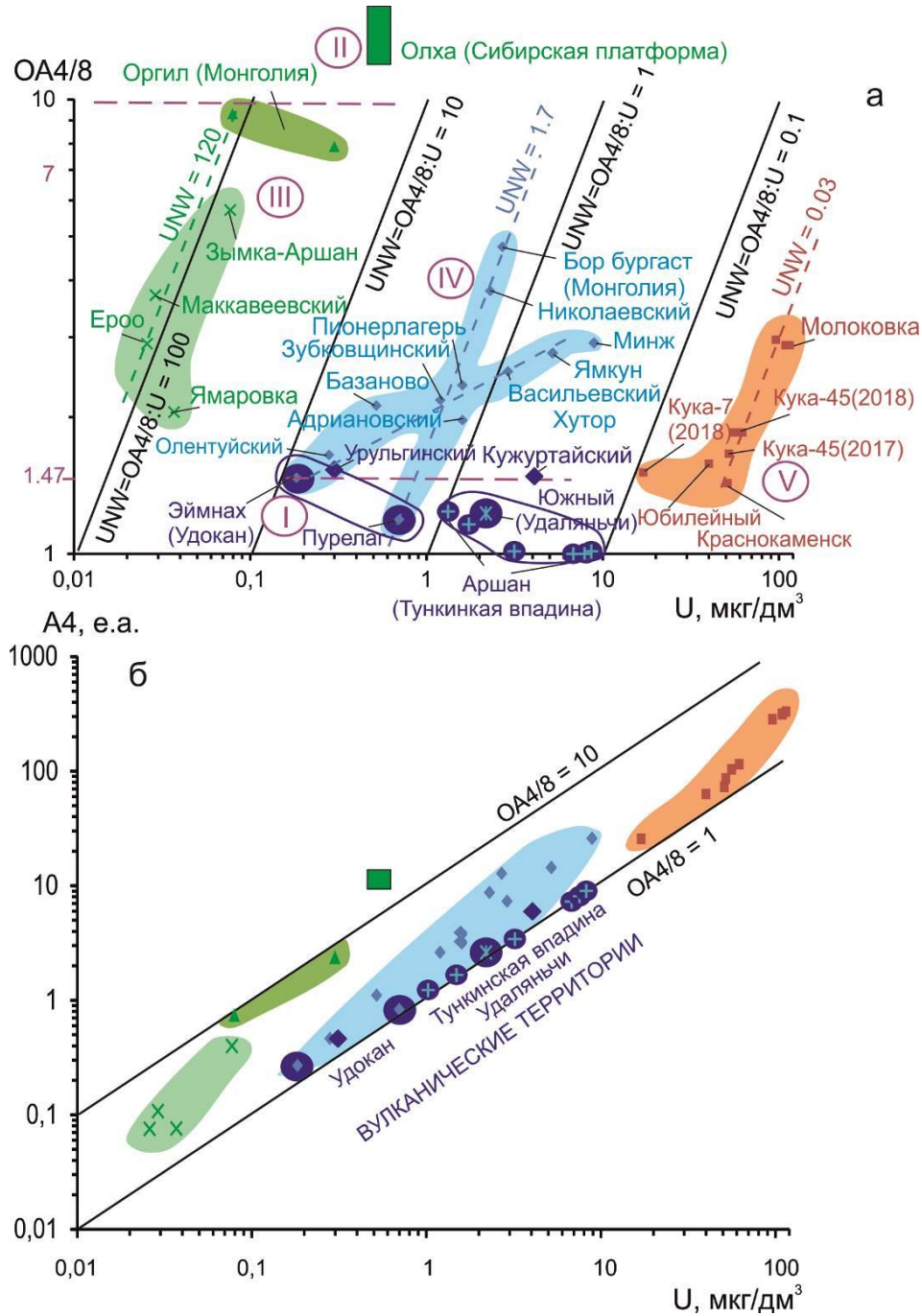


Рис. 3. Диаграммы $\text{OA4}/8 - U$ (a) и $A4 - U$ (б) для подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии в сопоставлении с подземными водами вулканических территорий (Эймнах и Пурелаг Северного Забайкалья, Аршан Тункинской впадины и источник Южный Удаляньчи, СВ Китая) и Сибирской платформы. На панели a обозначаются параллельные тренды точек с одинаковыми значениями UNW: $120 \text{ dm}^3/\mu\text{g}$ (группа III), $1.7 \text{ dm}^3/\mu\text{g}$ (группа IV) и $0.03 \text{ dm}^3/\mu\text{g}$ (группа V). На панели б циклическое равновесие между изотопами ^{234}U и ^{238}U соответствует их атомному соотношению 5.47×10^{-5} ($A4=1$ е.а.). Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

Fig. 3. Diagrams $\text{OA4}/8$ vs U (a) and $A4$ vs U (b) for groundwater of the Chita Transbaikal and Mongolia in comparison with groundwater of volcanic areas (Eimnakh and Purelag of Northern Transbaikal, Arshan of the Tunka basin and Southern spring in Wudalianchi, NE China) and the Siberian platform. Panel a shows parallel trends of data points with the same UNW values: $120 \text{ dm}^3/\mu\text{g}$ (group III), $1.7 \text{ dm}^3/\mu\text{g}$ (group IV), and $0.03 \text{ dm}^3/\mu\text{g}$ (group V). In panel b, the cyclic equilibrium between the isotopes ^{234}U and ^{238}U corresponds to their atomic ratio of 5.47×10^{-5} ($A4=1$ activity unit). For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Для вулканических территорий СВ Китая, хр. Удокан (Северное Забайкалье) и Тункинской впадины определяются интервалы значений минеральных вод: $1 < \text{ОА4/8} \leq 1.47$, $0.18 < U$ (мкг/дм³) < 2.2 , $0.27 < A4$ (е.а.) < 2.62 . В качестве показательного урана, близкого к изотопному равновесию, принимается его характеристика газирующей минеральной воды Южного источника (вулканы Удаляньчи, СВ Китай): $U=2.2$ мкг/дм³; $\text{ОА4/8}=1.19$, $A4=2.62$ е.а., проба 06.07.2019. Относительно низкие значения ОА4/8 определяются в подземных водах в районе позднекайнозойского вулканизма хр. Удокан: в термальных источниках Пурелаг: $t=38.9$ °С, $U=0.7$ мкг/дм³; $\text{ОА4/8}=1.19$, $A4=0.83$ е.а., проба 30.03.2017 и Эймнах: $t=39.2$ °С, $U=0.18$ мкг/дм³; $\text{ОА4/8}=1.47$, $A4=0.27$ е.а., проба 29.03.2017.

В Читинском Забайкалье углекислые воды двух источников имеют концентрацию урана, ОА4/8 и $A4$, близкие к этим характеристикам подземных вод вулканических областей: Кужуртайский: $U=4.1$ мкг/дм³; $\text{ОА4/8}=1.48$, $A4=6.07$ е.а. (проба 29.08.2018) и Урульгинский: $U=0.3$ мкг/дм³; $\text{ОА4/8}=1.53$, $A4=0.46$ е.а. (проба 29.08.2018).

В качестве показательной для сильно изотопно-неравновесного урана гр. III принимается характеристика газирующей минеральной воды 90-метровой скважины санатория Оргил (Улан-Батор, Монголия): $U=0.079$ мкг/дм³; $\text{ОА4/8}=9.3$, $A4=0.74$ е.а., проба 03.09.2018.

Обсуждение

Тренд обогащения ураном подземных вод Читинского Забайкалья

На диаграмме $\text{ОА4/8} - U$ (рис. 4) показан тренд растворения кальцита в подземных водах центральной части штата Миссури (США), который сопровождается увеличением ОМ и слабым возрастанием концентрации U при снижении ОА4/8 от 16 до 2.1. Этот тренд моделировался по пяти разным водопунктам (Banner et al., 1990). В поле тренда этой территории попадают точки минеральной воды Олхинской скважины, в которых, по данным 2013–2022 гг., растворение карбоната с возрастанием ОМ от 1.5 до 4.5 г/дм³ и вариациями концентрации U в интервале 0.46–0.58 мкг/дм³ приводит, наоборот, к возрастанию ОА4/8 от 12 до 16 (Рассказов и др., 2024а). Важно, что в обоих случаях общая минерализация подземных вод меняется без существенного обогащения или обеднения ураном.

Широкие вариации концентрации U в подземных водах Читинского Забайкалья и Монголии дают поперечный тренд обеднения–обогащения с заметными изменениями значений ОА4/8 между группами II–III, I–IV и в группе V. Механизм изменения ОА4/8 в группах, за исключением гр. II (Рассказов и др., 2024б), пока не ясен и требует проведения специальных исследований.

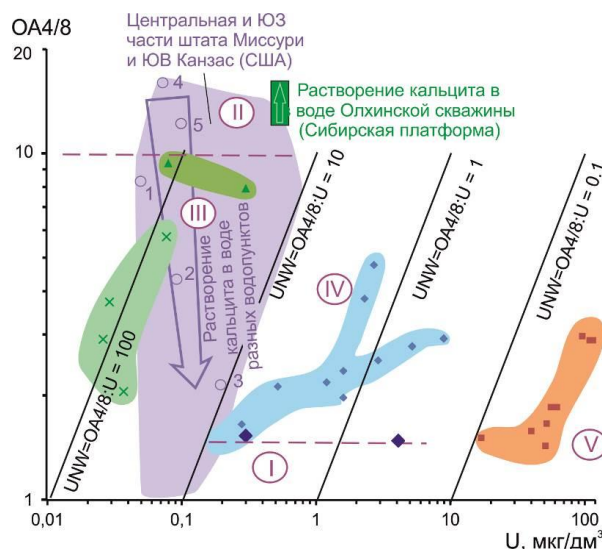


Рис. 4. Диаграмма $\text{ОА4/8} - U$ сопоставления групп с разной концентрацией урана подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии с предполагаемым трендом растворения кальцита карбонатов в подземных водах центральной части штата Миссури и ЮВ Канзаса (США) и задокументированным трендом растворения кальцита карбонатов в подземных водах Олхинской скважины на Сибирской платформе. Условные обозначения см. рис. 3а. Для территории США используются данные (Banner et al., 1990): 1–5 – ключевые образцы, использованные в моделировании.

Fig. 4. OA4/8 – U diagram comparing groups with different uranium concentrations in groundwater from the Chita Transbaikal and Mongolia with the assumed trend of calcite carbonate dissolution in groundwater from central Missouri and southeastern Kansas (USA) and the recorded trend of calcite carbonate dissolution in groundwater from the Olkha well on the Siberian platform. Symbols are as in Fig. 3a. For the USA area, data of (Banner et al., 1990) are used. 1–5 – key samples used in the modeling.

На диаграмме Ca/Sr–U группы I–V в общем сохраняются (рис. 5а), что свидетельствует о гидрогеохимической общности их происхождения. По отношению Ca/Sr минеральные воды рассматриваемых районов различаются между собой. Все газифицирующие углекислые воды курорта Аршан в Тункинской впадине (район калинатрового базальт-трахибазальтового вулканизма 2.4–0.8 млн лет назад) подобны по отношению Ca/Sr (60–80) газифицирующим углекислым водам курорта Удаляньчи (район калиевого тефритового вулканизма последних 2.6 млн лет). В минеральных водах Удоканского вулканического поля отношение Ca/Sr меняется от 20 до 100.

Вулканизм этого поля отличается от других вулканических полей Внутренней Азии образованием в последние 0.7 млн лет малоглубинного корового очага с дифференциацией от щелочно-базальтовых расплавов до трахитовых. Соответственно, гидротермы этого поля могут быть связаны с процессами дифференциации в малоглубинном магматическом очаге, тогда как гидротермы Тункинской впадины и Удаляньчи – с базальтовыми и щелочно-базальтоидными расплавами, проникающими из мантии сквозь кору. В пресных и минеральных водах Читинского Забайкалья и Монголии отношение Ca/Sr меняется в широких пределах – от 17 (Ероо) до 230 (Ямкун).

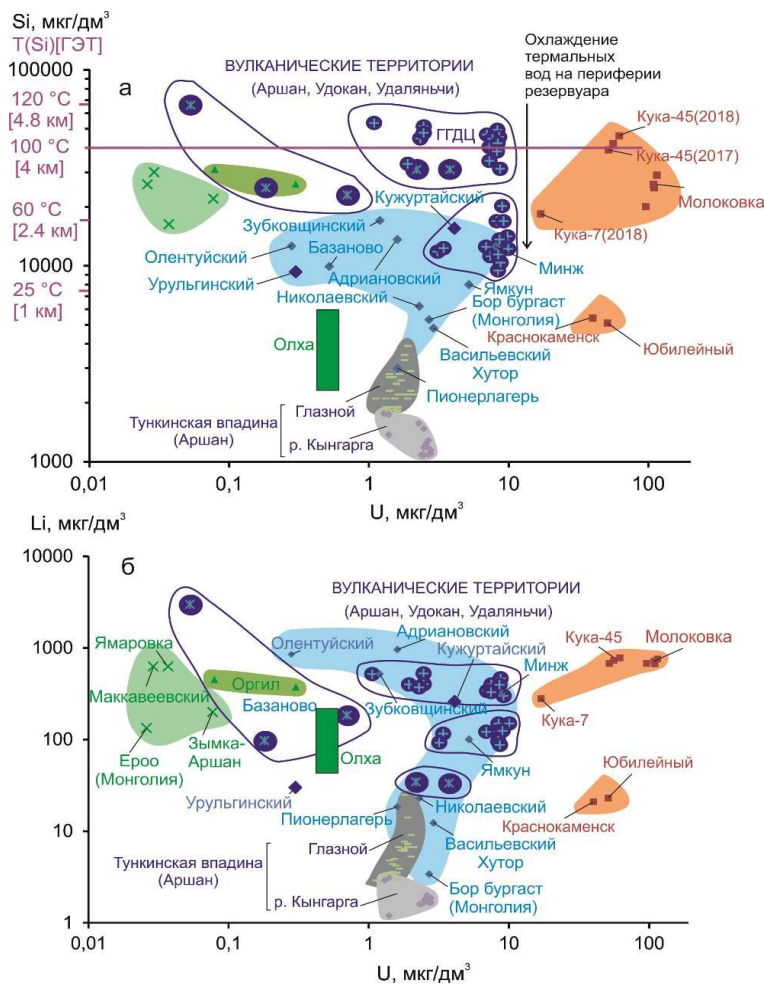


Рис. 5. Диаграммы Ca/Sr – U (а) и $10^6 \times U/Ca$ – OA4/8 (б). Условные обозначения см. рис. 2. Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

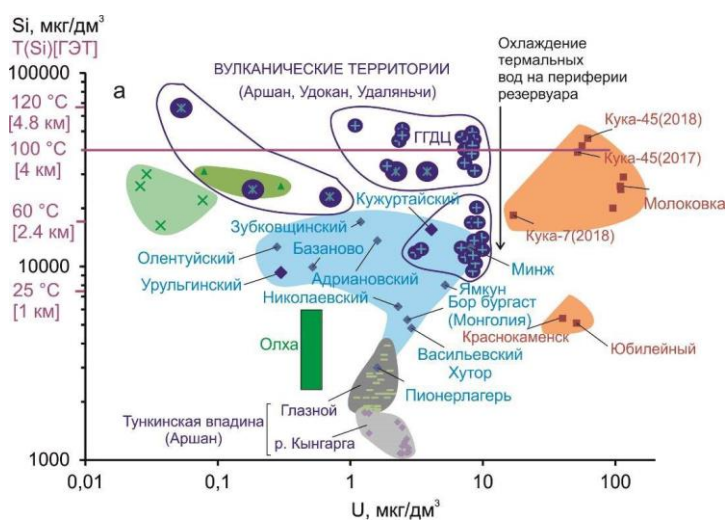
Fig. 5. Diagrams Ca/Sr vs U (a) and $10^6 \times U/Ca$ vs OA4/8 (b). Symbols are as in Fig. 2. For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

На диаграмме $10^6 \times U/Ca - OA4/8$ группы I–V также сохраняются (рис. 5б). Наклон тренда возрастания отношения U/Ca с относительным снижением $OA4/8$ для подземных вод Читинского Забайкалья круче наклона тренда монгольских подземных вод, которые смещаются на этой диаграмме к фигуративному полю минеральных вод из Олхинской скважины Сибирской платформы. Фигуративные точки углекислых вод Кужуртайского и Урульгинского источников находятся вблизи совокупности точек подземных вод вулканических территорий.

Распределение урановых компонентов в зависимости от температур (глубины) подземных вод резервуаров

В качестве показателей вариаций температуры в резервуаре служат меняющиеся концентрации Li и Si в подземных водах (рис. 6). Концентрация Si в термальных и минеральных водах вулканических территорий (Аршан, Удокан, Удаляньчи) находится в интервале $7.5-68 \text{ мг/дм}^3$, что соответствует интервалу температур резервуара от 25 до $120 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 6а). Концентрации Si подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии перекрывают диапазон Si термальных, минеральных и пресных подземных вод

вулканических территорий. Наиболее высокое содержание этого компонента определяется в минеральных водах скв. 45 месторождения Кука с высоким содержанием U (группа V на рис. 3). В минеральных водах Молоковки и скв. Кука-7 Si снижается. Для пресных и минеральных вод Читинского Забайкалья и Монголии, объединяющихся в гр. III на рис. 3, также получают повышенные оценки $T(Si)$, а для пресных и минеральных вод этой территории, объединяющихся в гр. IV – более низкое содержание Si , чем для вод групп III и V ($<18 \text{ мг/дм}^3$), что соответствует температуре резервуара менее $60 \text{ }^\circ\text{C}$ (ГЭТ $<2.4 \text{ км}$). Концентрация Li в термальных и минеральных водах (Аршан, Удокан, Удаляньчи) находится в интервале $33-3000 \text{ мкг/дм}^3$ при минимальном значении в минеральной воде Удаляньчи и максимальном – в термальной воде источника Травертинового (Удокан). В пресных и минеральных водах групп III и V Читинского Забайкалья и Монголии определяется высокая концентрация Li ($>100 \text{ мкг/дм}^3$). В подземных водах гр. IV концентрация Li частично сопоставляется с этими высокими значениями, а частично снижается до значений, определенных в разбавленных минеральных водах источника Глазной Аршанского месторождения.



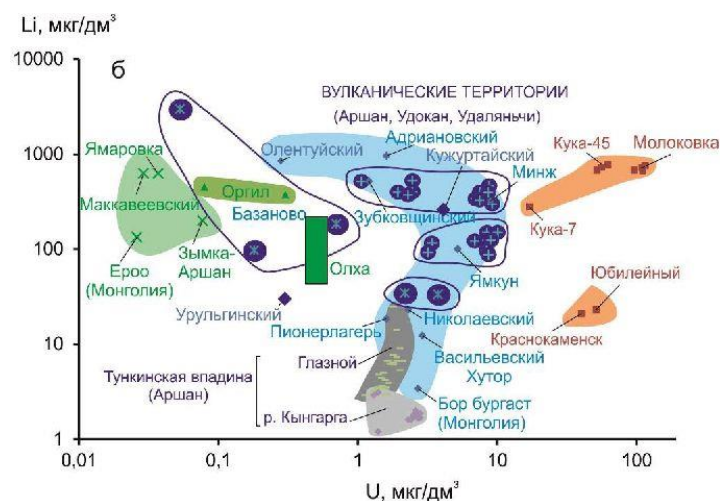


Рис. 6. Диаграммы Si – U (а) и Li – U (б). Условные обозначения см. рис. 2. На панели а приводится шкала глубинного эквивалента температуры (ГЭТ), исходя из оценки регионального геотермического градиента 25 °С/км (Голубев, 2007). ГГДЦ – гидрогеодинамический центр резервуара. Источник разбавленных минеральных вод Глазной (Аршан) характеризуется высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, соответствующим отношению базальта океанического хребта (Polyak, 2003). Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

Fig. 6. Si vs U (a) and Li vs U (b) diagrams. Symbols are as in Fig. 2. Panel a shows the scale of the deep equivalent temperature (DET), based on an estimate of the regional geothermal gradient of 25 °С/км (Golubev, 2007). ГГДЦ is the hydrogeodynamic center of the reservoir. The Glaznoy (Arshan) source of diluted mineral waters is characterized by a high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio, corresponding to the ratio of ocean ridge basalt (Polyak, 2003). For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Для сопоставления температурных оценок по кремниевому (халцедоновому) и натрий-литиевому геотермометрам ключевое значение имеют результаты, полученные для резервуара минеральных вод курорта Аршан Тункинской долины. По результатам мониторинга (Рассказов и др., 2024б) в Аршанском месторождении термальных и минеральных вод устанавливаются минеральные и термальные воды гидрогеодинамического центра (ГГДЦ) ($T(\text{Si})=100\text{--}120$ °С, ГЭТ=4.0–4.8 км) и периферии резервуара с понижением $T(\text{Si})$ до 37 °С (ГЭТ=1.5 км). На диаграмме рис. 7а получается разброс температур от значений более 100 °С до значений менее 25 °С. Максимальную оценку $T(\text{Si})$ 130 °С дает термальная вода источника Травертинового Удоканского вулканического поля. В разбавленных минеральных водах источника Глазной Аршанского месторождения и в

воде р. Кынгарга содержание Si резко снижается.

Температурные оценки Аршанского резервуара находятся по халцедоновому геотермометру в широком интервале температур, тогда как по натрий-литиевому геотермометру получаются устойчиво высокие оценки в узком диапазоне 126–153 °С (единичное значение 168 °С). Взаимно согласованные температуры $T(\text{Si})$ и $T(\text{Na/Li})$ в поле высоких значений соответствуют температуре в гидрогеодинамическом центре (ГГДЦ) резервуара, тогда как падение $T(\text{Si})$ свидетельствует об охлаждении термальных вод в его периферической части. Исходя из локального геотермического градиента Байкальского региона 25 °С/км (Голубев, 2007), глубинный эквивалент $T(\text{Si})$ составляет от 4.0–4.7 км в ГГДЦ Аршанского резервуара до 1.5 км в его периферической части.

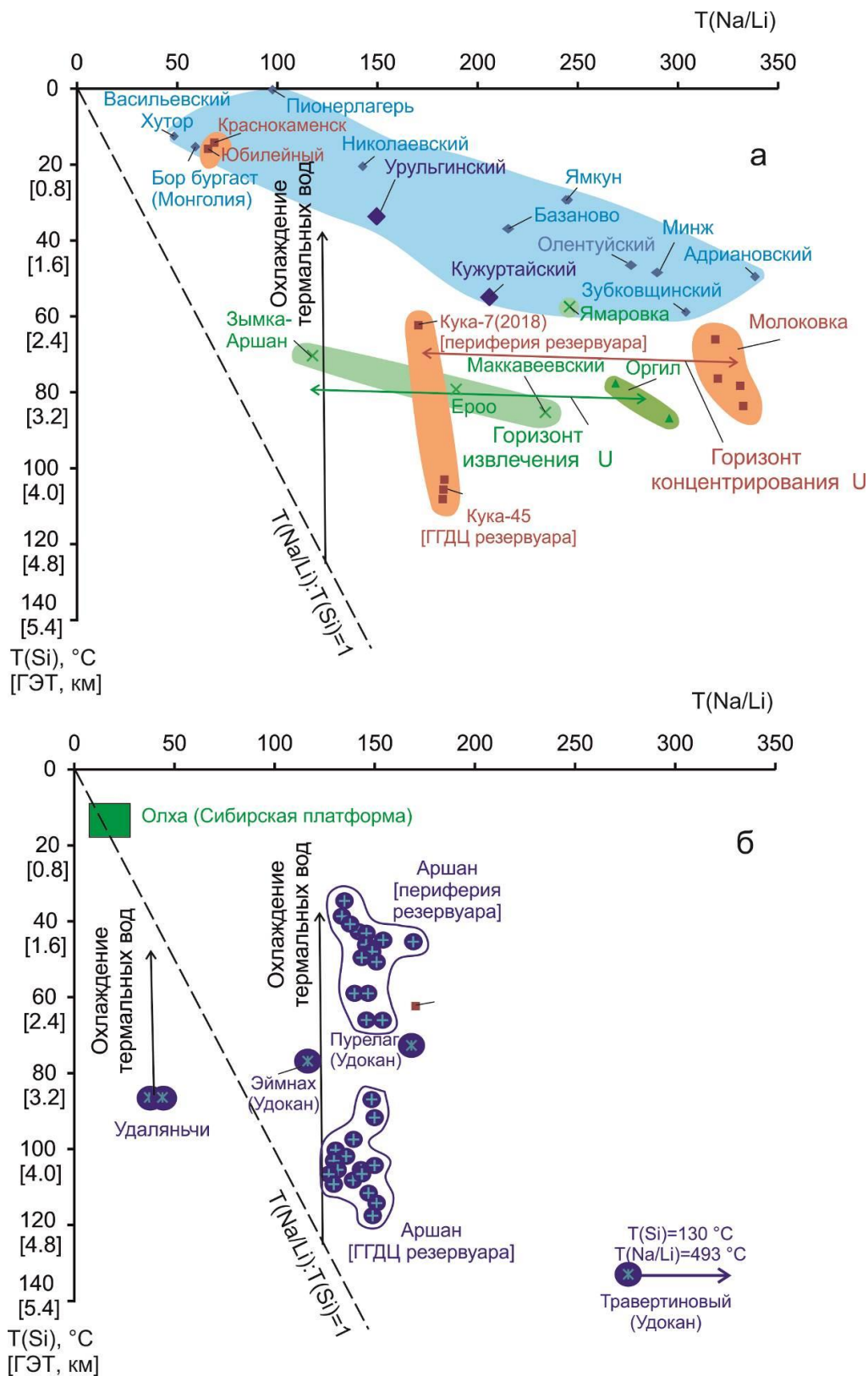


Рис. 7. Диаграммы оценок температур в резервуарах по кремниевому (халцедоновому) и натрий-литиевому геотермометрам подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии (а) и подземных вод Сибирской платформы и вулканических территорий Внутренней Азии (б). Условные обозначения см. рис. 2. Для расчета $T(Si)$ и $T(Na/Li)$ используются уравнения геотермометров (Amorsson et al., 1983; Fouillac, Michard, 1981). Глубинный эквивалент температуры (ГЭТ) приводится исходя из оценки регионального геотермического градиента $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (Голубев, 2007). ГГДЦ – гидрогеодинамический центр. Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

Fig. 7. Diagrams of temperature estimates in reservoirs using silicon (chalcedony) and sodium-lithium geothermometers of groundwater from the Chita Transbaikal and Mongolia (a) and groundwater in the Siberian platform and volcanic areas of Inner Asia (b). Symbols are as in Fig. 2. To calculate $T(\text{Si})$ and $T(\text{Na/Li})$, the geothermometer equations of Amorrsson et al. (1983) and Fouillac, Michard (1981) are used. The deep equivalent temperature (DET) results from a regional geothermal gradient of 25 °C/km (Golubev, 2007). ГГДЦ – hydrogeodynamic center. For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Полученное соотношение $T(\text{Si})$ и $T(\text{Na/Li})$ в ГГДЦ и периферической части Аршанского резервуара, можно считать типичным. В месторождении Кука вода из скважины 45 дает оценку в $T(\text{Si})$ ГГДЦ резервуара 103–108 °C и вода из скважины 7 – снижение $T(\text{Si})$ в периферии резервуара до 62 °C (проба 23.08.2018) (рис. (халцедоновый геотермометр) 7a).

Для минеральных вод вулканической территории Удаляньчи получается $T(\text{Si})$ около 87 °C при относительно низких значениях $T(\text{Na/Li})$ (39–46 °C) (пробы 06.07.2019). Относительно низкое $T(\text{Na/Li})$ (75–80 °C, $\text{Cl} < 0.3 \text{ mol/kg}$) при высокой оценке $T(\text{Si})$ (более 250 °C) дают термальные воды Гусихи. $T(\text{Na/Li})$ небольшого оз. Гусиха, наполненного термальными водами, соответствует измеренной температуре в гусихинской скважине (75 °C). ГГДЦ резервуара этих термальных вод должно находиться на глубине более 10 км (Рассказов и др., 2023). По аналогии с гусихинскими термальными водами, $T(\text{Na/Li}) = 39–46$ °C холодных минеральных вод Удаляньчи характеризует охлажденные термальные воды в периферии резервуара. ГГДЦ характеризуется значением $T(\text{Si}) = 87$ °C, соответствующим ГЭТ = 3.5 км.

Минеральные воды Молоковки имеют высокую $T(\text{Na/Li})$ (319–333 °C) при умеренной $T(\text{Si})$ (66–84 °C). По соотношениям температурных оценок резервуара они подобны минеральным водам Оргила со значениями $T(\text{Na/Li}) = 269–296$ °C и $T(\text{Si}) = 78–87$ °C. Однако минеральные воды Молоковки характеризуются высоким содержанием U (группа V на рис. 3), тогда как минеральные воды Оргила – его низким содержанием (группа III на рис. 3). Перераспределение урана, комплементарное его концентрированию в

резервуаре Молоковки, может быть в минеральной воде Маккавеевского источника, расположенного в 30 км юго-восточнее Молоковки (см. рис. 1a). Для его минеральной воды получаются значения $T(\text{Na/Li}) = 234$ °C и $T(\text{Si}) = 85$ °C. Подобное обеднение ураном имеет минеральная вода углекислого источника Зымка-Аршан, расположенного дальше Маккавеевского источника. Для минеральной воды источника Зымка-Аршан получается значение $T(\text{Si}) = 70$ °C, сопоставимое с интервалом $T(\text{Si})$ Молоковки при сравнительно низком значении $T(\text{Na/Li})$ (118 °C). Процессы обеднения и концентрации урана ограничиваются диапазоном $T(\text{Si})$ 66–85 °C с глубинным эквивалентом температур 2.6–3.4 км.

Основная совокупность пресных и минеральных подземных вод Читинского Забайкалья с промежуточным содержанием U образует температурный тренд от пресных вод Васильевского Хутора и Пионерлагеря с переходом к минеральным водам Николаевского и Урульгинского источников ($T(\text{Na/Li}) = 143–150$ °C и $T(\text{Si}) = 20–35$ °C) до Зубковщинского и Адриановского источников ($T(\text{Na/Li}) = 338–343$ °C и $T(\text{Si}) = 49–59$ °C). Максимальная оценка ГЭТ этого тренда – 2.4 км (рис. 7a).

Таким образом, подземные воды групп III и V с контрастным содержанием U воспринимаются как комплементарные составляющие процессов обогащения–обеднения ураном, протекающих в глубинном интервале 2.4–4.3 км, тогда как на глубинах менее 2.4 км эти процессы не выражены (рис. 8). Исключение составляют подземные воды скважин Краснокаменска и Юбилейного, расположенных вблизи урановых месторождений.

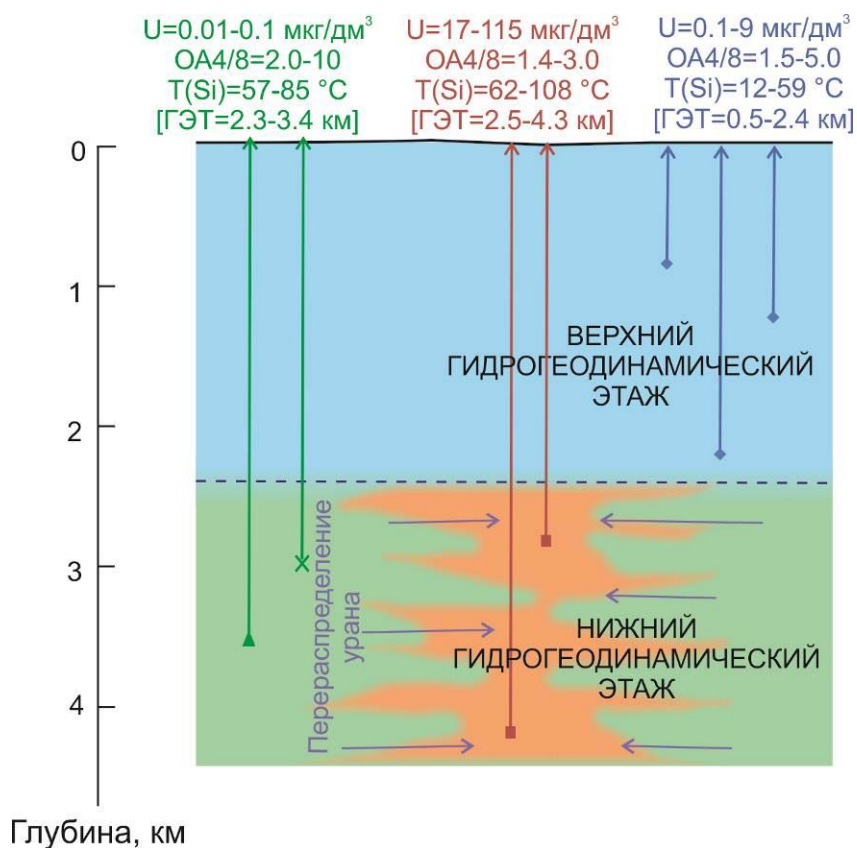


Рис. 8. Иллюстрация перераспределения урана на нижнем гидрогеодинамическом этаже (глубина 2.4–4.3 км) при отсутствии подобных процессов в верхнем (глубина менее 2.4 км). Используются значки групп подземных вод рис. 2 и 3.

Fig. 8. Illustration of uranium redistribution at the lower hydrogeodynamic level (depth 2.4–4.3 km) in a lack of similar processes at the upper level (depth less than 2.4 km). Symbols of groundwater groups are as in Figs 2 and 3.

Группирование подземных вод по легким редкоземельным элементам

Редкоземельных элементы (РЗЭ) служат важнейшей характеристикой флюидно-магматических процессов, протекающих в мантии и коре. Эксплозивная деятельность на кайнозойских вулканических полях Внутренней Азии часто завершает вулканизм с излиянием высокощелочных (тефритовых, фонотефритовых) лав. В Юго-Восточной Монголии, на вулканическом поле Дариганга, установлены четвертичные щелочные базальтоиды (фонотефриты и др.) с весьма высоким отношением La/Yb, производные источника первичной мантии возрастом 4.47 млрд лет, которые могли образоваться в результате четвертичной дегазации материала нижней мантии (Rasskazov et al., 2024). Перед вулканическим извержением в fumarолах отмечается возрастание роли магматических

флюидов (Ohba et al., 2019), поэтому в термальных и минеральных водах вулканических территорий можно ожидать относительное повышение концентрации легких РЗЭ относительно тяжелых. Принятые в литературе формы представления спектров РЗЭ, однако, вызывают сомнения, поэтому настоящая работа ограничивается рассмотрением легких членов ряда – La и Ce.

В Читинском Забайкалье и Монголии подземные воды с разной концентрацией U разделяются на составы с низкой концентрацией La (0.0015–0.005 мкг/дм³) и с высокой концентрацией этого элемента (0.2–1.0 мкг/дм³) (рис. 9а). При высокой концентрации урана (группа V) в интервал низкой концентрации La попадают пресные воды скважин Краснокаменска и Юбилейного и минеральные воды Молоковки и Кука-45 (2017 г.), в интервал высокой концентрации La – минеральные воды Молоковки, Кука-45 (2018 г.) и Кука-7

(2018 г.). Углекислые воды Урульгинского и Кужуртайского источников относятся к

составам с высокой концентрацией La при низком La/Ce отношении.

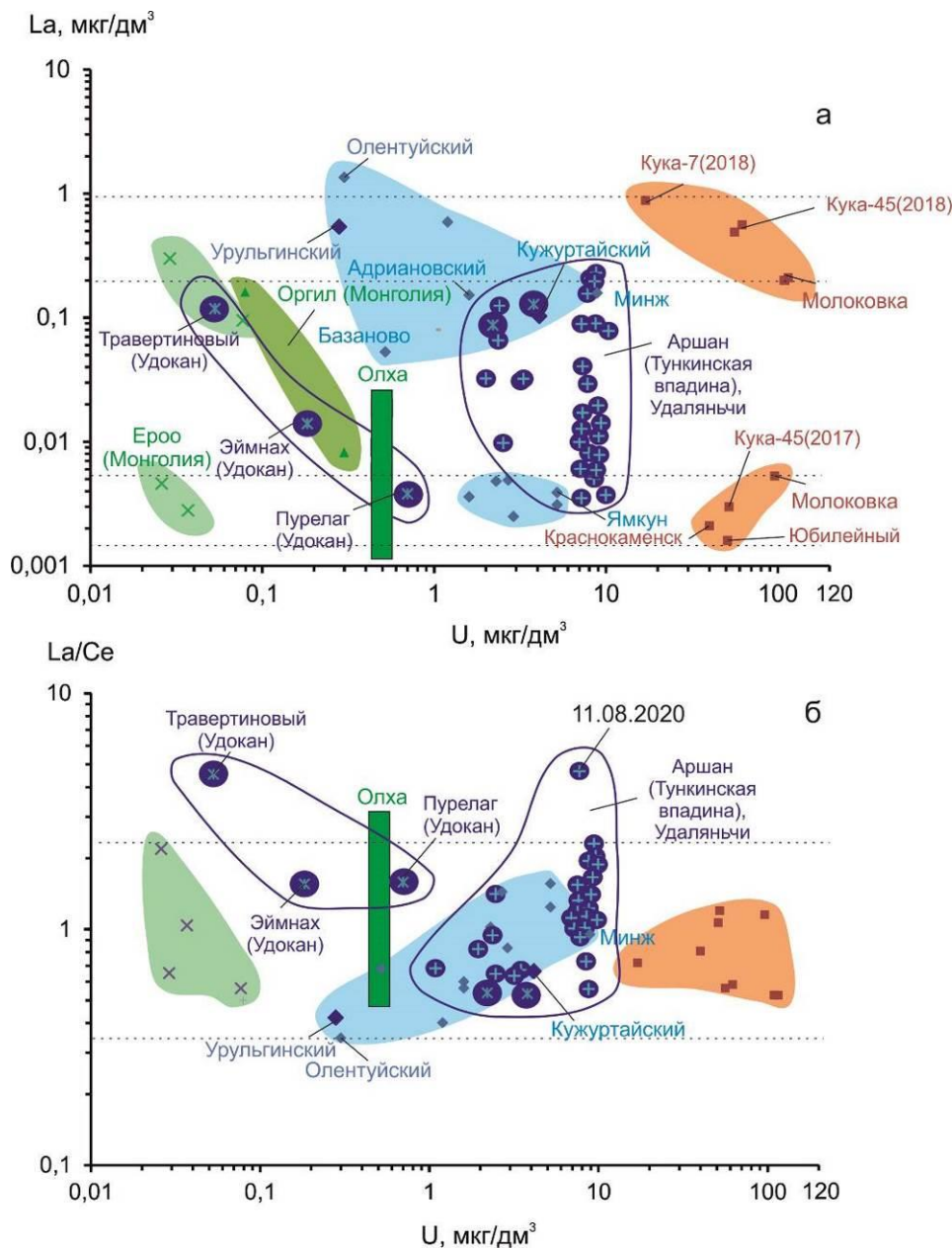


Рис. 9. Диаграммы La – U (а) и La/Ce – U (б). Условные обозначения см. рис. 2. Пунктирными линиями, параллельными оси абсцисс, обозначены интервалы, в которые попадают фигуративные поля выделенных групп подземных вод. Для сравнения используются данные из работ (Расказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

Fig. 9. Diagrams La vs U (a) and La/Ce vs U (b). Symbols are as in Fig. 2. Dotted lines parallel to the abscissa axis indicate intervals, into which data fields of the selected groups of groundwater fall. For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Фигуративные точки термальных и минеральных вод вулканических территорий (Аршан, Удокан, Удаляньчи) занимают область между интервалами с низкой и высокой концентрацией La. С возрастанием концентрации U в удоканских термальных водах от Травертинового источника к источнику

Пурелаг концентрация La снижается. На панели 9б в подземных водах преобладает интервал отношения La/Ce 0.35–2.5. Относительно этого фона выделяются отношения La/Ce=4.5 термальной воды Травертинового источника и минеральной воды Аршана, опробованной 11 августа 2020 г. перед

сильным Быстринским землетрясением, произошедшим 22 сентября этого же года. Эти примеры свидетельствуют о вероятных эпизодических выбросах летучих компонентов глубинного происхождения.

Сравнительно низкая концентрация La в минеральных водах из Олхинской скважины сопоставляется с низкой концентрацией La забайкальских и монгольских подземных вод.

Заключение

Выполнен анализ урановых компонентов минеральных и пресных подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с урановыми компонентами минеральных и пресных подземных вод сопредельной Монголии, минеральных и термальных вод ключевых территорий четвертичных, голоценовых и исторических вулканических извержений во Внутренней Азии и минеральных вод карбонатов Сибирской платформы.

В Читинском Забайкалье и в сопредельной Монголии выявлено распространение подземных вод с контрастной концентрацией U. Они могут отражать современный процесс обогащения–обеднения ураном, протекающий в глубинном интервале 2.4–4.3 км при его отсутствии на глубинах менее 2.4 км. Исключение составляют обогащенные ураном малоглубинные пресные воды скважин Краснокаменска и Юбилейного, расположенных вблизи урановых месторождений.

Гидрогеохимические характеристики урановых компонентов (концентрация U, OА4/8, А4) и температурные оценки T(Si), T(Na/Li) в подземных водах Читинского Забайкалья и сопредельной Монголии в целом отличаются от этих параметров минеральных вод Сибирской платформы и подземных вод вулканических территорий Внутренней Азии. Характеристики урановых компонентов, наиболее близкие к вулканическим характеристикам, определены в углекислых водах Кужуртайского и Урульгинского источников.

Благодарности

Работа выполнена в рамках гранта № 075-15-2024-533 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным

направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные исследования Байкальской природной территории на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей, нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга окружающей среды»). Аналитические исследования выполнены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se в центре коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск).

Литература

Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б. Уран в купольных структурах земной коры. Опыт палеорекоконструкций в металлогении. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 360 с.

Воронов А.Н., Виноград Н.А. Основные принципы создания современной классификации минеральных лечебных вод // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2004. № 2. С. 94–96.

Зверев В.Л., Долидзе Н.И., Спиридонов А.И., Чешко А.Л., Чхенкели Ш.М. Аномалия четных изотопов урана в подземных водах сейсмоактивных районов Грузии // Геохимия. 1975. № 11. С. 1720–1724.

Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация минеральных вод. М.: Недра, 1964. 167 с.

Миронов Ю.Б. Уран Монголии. Второе издание. СПб, 2006. 328 с.

Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 647–664.

Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия. 2008. №10. С.1063–1072.

Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. и др. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 18–33.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Временные изменения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U и концентраций элементов в минеральной воде из карбонатов в Олхинской скважине, юг Сибирской платформы: условия проявления эффекта Чердынцева–Чалова // Геология и окружающая

среда. 2024а. Т. 4, № 2. С. 151–163. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.151

Расказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Ильясова А.М., Снопков С.В., Сунь Йи-минь Мониторинг урановых компонентов в подземных водах Аршана в 2012–2024 гг.: отслеживание парагенетических (гидрогеохимических и сейсмических) процессов в Байкальской рифтовой системе // Геология и окружающая среда. 2024б. Т. 4, № 3.

Токарев И.В., Яковлев Е.Ю., Зыков С.Б., Зими́на И.А. Неравновесный уран ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) водных объектов и климатические вариации: океанический резервуар // Геохимия. 2021. Т. 66, № 9. С. 857–864. DOI: 10.31857/S0016752521090077

Шатков Г.А. Стрельцовский тип урановых месторождений // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 85–96.

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604–616.

Чебыкин Е.П., Расказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады РАН. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Расказов С.В., Ходжер Т.В., Грачев М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20. С. 613–631.

Челноков Г.А., Харитоновна Н.А., Брагин И.В. Состав и генезис газов углекислых минеральных вод юга Дальнего Востока России // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2013. № 5. С. 42–46.

Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.

Урановые месторождения Монголии. Под Ред. Ю.Б. Миронова, Ю.М. Шувалова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 304 с.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Banner JL., Wasserburg G.J., Chen J.H., Moore C.H. ^{234}U - ^{238}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics in saline

groundwaters from central Missouri // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 101. P. 296–312.

Finkel R.C. Uranium concentrations and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios in fault-associated groundwater as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.

Fouillac R., Michard S. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model // Earth, Planets and Space. 2019. Vol. 71. P. 48. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5>

Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution to continental rifting geodynamics // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5, No. 1. P. 45–66.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295>

References

Afanasyev G.V., Mironov Yu.B. Uranium in dome structures of the earth's crust. Experience of paleoreconstructions in metallogeny. St. Petersburg: VSEGEI Publishing House, 2010. 360 p.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Banner JL., Wasserburg G.J., Chen J.H., Moore C.H. ^{234}U - ^{238}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics in saline groundwaters from central Missouri // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 101. P. 296–312.

Chebykin E.P., Goldberg E.L., Kulikova N.S., Zhuchenko N.A., Stepanova O.G., Malopevnaya Yu.A. Method for determining the isotopic composition of authigenic uranium in bottom sediments of Lake Baikal // Geology and Geophysics. 2007. Vol. 48, No. 6. P. 604–616.

- Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V. First results of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ monitoring in waters from active faults on the western coast of Southern Baikal // Reports of the Russian Academy of Sciences. 2015. Vol. 460, No. 4. P. 464–467.
- Chebykin E.P., Sorokovikova L.M., Tomberg I.V., Vodneva E.N., Rasskazov S.V., Khodzher T.V., Grachev M.A. Current state of the Selenga River waters on the territory of Russia by main components and trace elements // Chemistry for Sustainable Development. 2012. Vol. 20. P. 613–631.
- Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Bragin I.V. Composition and genesis of gases of carbonated mineral waters in the south of the Russian Far East // News of Higher Education Institutions. Geology and Exploration. 2013. No. 5. P. 42–46.
- Cherdyntsev V.V. Nuclear volcanology. Moscow: Nauka, 1973. 208 p.
- Finkel R.C. Uranium concentrations and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios in fault-associated groundwater as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.
- Fouillac R., Michard S. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.
- Ivanov V.V., Nevraev G.A. Classification of mineral waters. Moscow: Nedra, 1964. 167 p.
- Mironov Yu.B. Uranium of Mongolia. Second edition. SPb, 2006. 328 p.
- Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model // Earth, Planets and Space. 2019. Vol. 71. P. 48. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5>
- Plyusnin A.M., Chernyavsky M.K., Posokhov V.F. Conditions of formation of hydrotherms of the Barguzin Pribaikalye according to data on trace element and isotopic composition // Geochemistry International. 2008. No. 10. P. 1063–1072.
- Plyusnin A.M., Zamana L.V., Shvartsev S.L., Tokarenko O.G., Chernyavsky M.K. Hydrogeochemical features of the composition of nitrogen thermal springs of the Baikal rift zone // Geology and Geophysics. 2013. Vol. 54, No. 5. P. 647–664.
- Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution to continental rifting geodynamics // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5, No. 1. P. 45–66.
- Polyak B.G., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N. et al. Helium isotopes in fluids of the Baikal rift zone // Izvestiya Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol. 1992. No. 10. P. 18–33.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295>
- Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Temporal changes in $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U and element concentrations in mineral water from carbonates in the Olkha well, south of the Siberian platform: conditions for the manifestation of the Cherdyntsev-Chalov effect // Geology and Environment. 2024a. Vol. 4, No. 2. P. 151–163. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.151
- Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Sun Yi-min Monitoring of uranium components and Si – Na/Li temperatures in the Arshan groundwater reservoir of Tunka Valley in 2012–2024: Tracing paragenetic relationships between hydrogeochemical and seismic processes in the Baikal Rift System // Geology and Environment. 2024b. Vol. 4, No. 3.
- Tokarev I.V., Yakovlev E.Yu., Zykov S.B., Zimina I.A. Nonequilibrium uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) of water bodies and climatic variations: an oceanic reservoir // Geochemistry International. 2021. Vol. 66, No. 9. P. 857–864. DOI: 10.31857/S0016752521090077
- Shatkov G.A. Streltsovsky type of uranium deposits // Regional geology and metallogeny. 2015. No. 63. P. 85–96.
- Uranium deposits of Mongolia. Ed. Yu.B. Mironov, Yu.M. Shuvalov. SPb.: VSEGEI Publishing House, 2009. 304 p.
- Voronov A.N., Vinograd N.A. Basic principles of creating a modern classification of mineral medicinal waters // Bulletin of St. Petersburg State University. Series 7. 2004. No. 2. P. 94–96.
- Zverev V.L., Dolidze N.I., Spiridonov A.I., Cheshko A.L., Chkhenkeli Sh.M. Anomaly of the even uranium isotopes in the groundwater of seismically active regions of Georgia // Geokhimiya. 1975. No. 11. P. 1720–1724.

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,
doctor of geological and mineralogical sciences,
professor,
664025, g. Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Чебыкин Евгений Павлович,
кандидат химических наук, старший научный сотрудник,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3,
Лимнологический институт СО РАН,
старший научный сотрудник,
email: epcheb@yandex.ru.

Chebykin Evgeny Pavlovich,
Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher,
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033, Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3,
Limnological Institute SB RAS,
Senior Researcher,
email: epcheb@yandex.ru.

Замана Леонид Васильевич,
кандидат геолого-минералогических наук,
ведущий научный сотрудник,
672014 г. Чита, ул. Недорезова, д. 16а,
Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
email: l.v.zamana@mail.ru.

Zamana Leonid Vasilievich,
Candidate of geological and mineralogical sciences,
672014 Chita, Nedorezova st., 16a,

*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS,
Leading Researcher,
email: l.v.zamana@mail.ru.*

Оргильянов Алексей Июльевич,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер.

Orgilyanov Alexey Iyulevich,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Leading Engineer.

Саньков Владимир Анатольевич,
кандидат геолого-минералогических наук,
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 134,
Институт динамики систем и теории управления имени В.М. Матросова СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 42–79–03,
email: sankov@crust.irk.ru.

Sankov Vladimir Anatolievich,
candidate of geological and mineralogical sciences
664025, g. Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
senior researcher,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 134,
V.M. Matrosov Institute of System Dynamics and Control Theory SB RAS,
tel.: (3952) 42–79–03,
email: sankov@crust.irk.ru.

Ильясова Айгуль Маратовна
кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
email: ila@crust.irk.ru.

Ilyasova Aigul Maratovna,

*candidate of geological and mineralogical sciences,
leading engineer,
664033, Irkutsk, st. Lermontova, d. 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
email: ila@crust.irk.ru.*

Чувашова Ирина Сергеевна,
*кандидат геолого-минералогических наук,
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,*

*старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.*
Chuvashova Irina Sergeevna,
*candidate of geological and mineralogical sciences,
664025, Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.*