

Гидрогеология, инженерная геология

УДК 556.04(51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.65>

Мониторинг урановых компонентов и Si – Na/Li температур в резервуаре подземных вод Аршана Тункинской долины в 2012–2024 гг.: отслеживание парагенетических соотношений гидрогеохимических, сейсмических и вулканических процессов в Байкальской рифтовой системе

С.В. Рассказов^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,2},
А.М. Ильясова¹, С.В. Снопков^{2,4}, Йи минь Сунь⁵

¹

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³*Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск*
⁴*Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия*

⁵

Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской академии наук, г. Харбин, Китай

Аннотация. В 2012–2024 гг. получены мониторинговые ряды отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, концентрации U и Si – Na/Li температур в резервуаре подземных вод района курорта Аршан в Тункинской долине. С учетом опубликованных материалов и существующих представлений о генезисе подземных вод Тункинской долины предполагается, что вхождение урановых компонентов в них определяется растворением урана под влиянием газов – окислителей и восстановителей. Предполагается, что изотопное равновесие $^{234}\text{U} - ^{238}\text{U}$ в холодных углекислых минеральных водах может служить показателем воздействия на их глубинный резервуар окисленных флюидов, а нарушение равновесия – показателем смены воздействия окисленных флюидов восстановленными. Мониторинговые ряды данных используются для отслеживания парагенетических соотношений гидрогеохимических, сейсмических и вулканических процессов в Байкальской рифтовой системе.

Ключевые слова: Байкал, Тункинская долина, подземные воды, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, эффект Чердынцева–Чалова, землетрясения.

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, Seismic, and Volcanic Processes in the Baikal Rift System

S.V. Rasskazov^{1,2}, E.P. Chebykin^{1,3}, I.S. Chuvashova^{1,2},
A.M. Ilyasova¹, S.V. Snopkov^{2,4}, Yi-min Sun⁵

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

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

³*Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia*

⁴*Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia*

⁵*Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China*

Abstract. Monitoring series of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio, concentrations of U, and Si – Na/Li temperatures in reservoir of groundwater from the Arshan sanatorium area in the Tunka Valley are obtained in 2012–2024.

With taking into account published materials and existing ideas on the groundwater genesis in the Tunka Valley, it is proposed that the entry of uranium components into groundwater is controlled by uranium dissolution under the influence of gases – oxidizers and reducers. It is argued that the isotopic equilibrium between ^{234}U and ^{238}U in cold carbon dioxide mineral waters can serve as an indicator of the impact of oxidized fluids on their deep reservoir, and the disruption of the equilibrium can serve as an indicator of the replacement of the affecting oxidized fluids by reduced ones. The monitoring data series are used to trace paragenetic relationship between hydrogeochemical, seismic, and volcanic processes in the Baikal Rift System.

Keywords: Baikal, Tunka Valley, groundwater, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, Cherdyntsev–Chalov effect, earthquakes.

Введение

Для выявления участков текущих деформаций в активных и потенциально активных разломах и разработки подходов к оценке угрозы землетрясений в Байкальской рифтовой системе (БРС), начиная с 2012 г., осуществляется гидрогеохимический мониторинг подземных вод Култукского, Мондинского, Большекетовского, Приольхонского, Максимихинского, Улан-Баторского, Ниловского и Аршанского полигонов. Определяются вариации урановых компонентов (отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8), активности ^{234}U (А4), концентрации U) и концентраций других химических элементов (таких как Si, Hg, Na, Li). Наиболее детальные работы проводятся на Култукском полигоне, имеющем опорное значение (Рассказов и др., 2015, 2018, 2024; Чебыкин и др., 2015; Rasskazov et al., 2020, 2024).

На Аршанском полигоне гидрогеохимический мониторинг осуществляется с июня 2012 г. За время мониторинга в центральной части БРС произошло несколько знаковых сейсмических событий, которые получили выразительные отклики в подземных водах Култукского и Мондинского полигонов (Рассказов и др., 2018; Rasskazov et al., 2020, 2024). Результаты мониторинга свидетельствуют о том, что одно из сильнейших событий БРС – Байкало-Хубсугульская активизация, начало которой обозначилось сильными землетрясениями 22 сентября 2020 г. – 12 января 2021 г.: Быстринским, Кударинским и Хубсугульским – сопровождалось предшествующими парагенетическими изменениями в резервуарах подземных вод, начавшимися в 2014–2015 гг. Изменения гидрогеохимических характеристик подземных вод, происходившие до 2015 г., связываются с Култукской сейсмической активизацией, обозначенной сильным Култукским землетрясением 27 августа 2008 г. Пос. Аршан находится в зоне Тункинского разлома, между озерными впадинами Байкальской и Хубсугульской, охваченными этой активизацией. Возникает вопрос о характере

гидрогеохимических процессов в зоне разлома, сопутствующих подготовке сильных землетрясений, охвативших в 2020 г. всю территорию от Байкала до Хубсугула.

Гидрогеохимические характеристики подземных вод Байкальской системы впадины были представлены в многочисленных работах, частично во временной связи с землетрясениями (Пиннекер и др., 1968; Ломоносов, 1974; Пиннекер, 1984; Пиннекер, Ясько, 1980; Пиннекер и др., 1983, 1984, 1985а,б; 1989; Писарский, 1987; Павлов и др., 1995, 2018; Лаврушин и др., 1999;). Уже при первом обследовании углекислых минеральных вод Аршана в конце 19-го столетия их происхождение связывалось, предположительно, с вулканизмом Тункинской впадины (Львов, Кропачев, 1909). За длительный период времени их изучения (Пиннекер и др., 1968; Кашина, 1971; Ломоносов, 1974; Ломоносов и др., 1976; Поляк и др., 1992; Pinneker et al., 1995; Лаврушин и др., 1999; Polyak, 2003; Кустов и др., 2002; Кустов, Сонголов, 2005; Павлов и др., 1995, 2018) почти в каждой работе констатировалась возможная связь минеральных вод с вулканизмом, который рассматривался в общем как некоторое фоновое явление. Конкретное обсуждение этой связи отсутствовало. Между тем, вулканизм распространен вдоль всей Тункинской долины, от Култукского вулкана на ее восточном окончании до вулкана Хулугайша – на западном. Почему же углекислые воды есть в районе Аршана, в пространственной связи с вулканизмом Тункинской впадины и Еловского отрога, но отсутствуют в других частях Тункинской долины?

Цель настоящей статьи – совместить анализ результатов мониторинга 2012–2024 гг. урановых компонентов и вариаций Si–Na/Li температур в резервуаре подземных вод на Аршанском полигоне с обсуждением происхождения гидрогеохимических эффектов, связанных с вулканизмом и сейсмичностью в БРС.

Геологические условия организации мониторинга

Тункинский разлом и Тункинская долина

Объект настоящих исследований – подземные воды Аршанского месторождения, которые находятся в зоне Тункинского

разлома, ограничивающего с севера всю Тункинскую рифтовую долину. На востоке долина соединяется с рифтовой впадиной оз. Байкал и на западе – с Верхне-Окинским и Хубсугул-Дархатским рифтовыми сегментами (рис. 1).

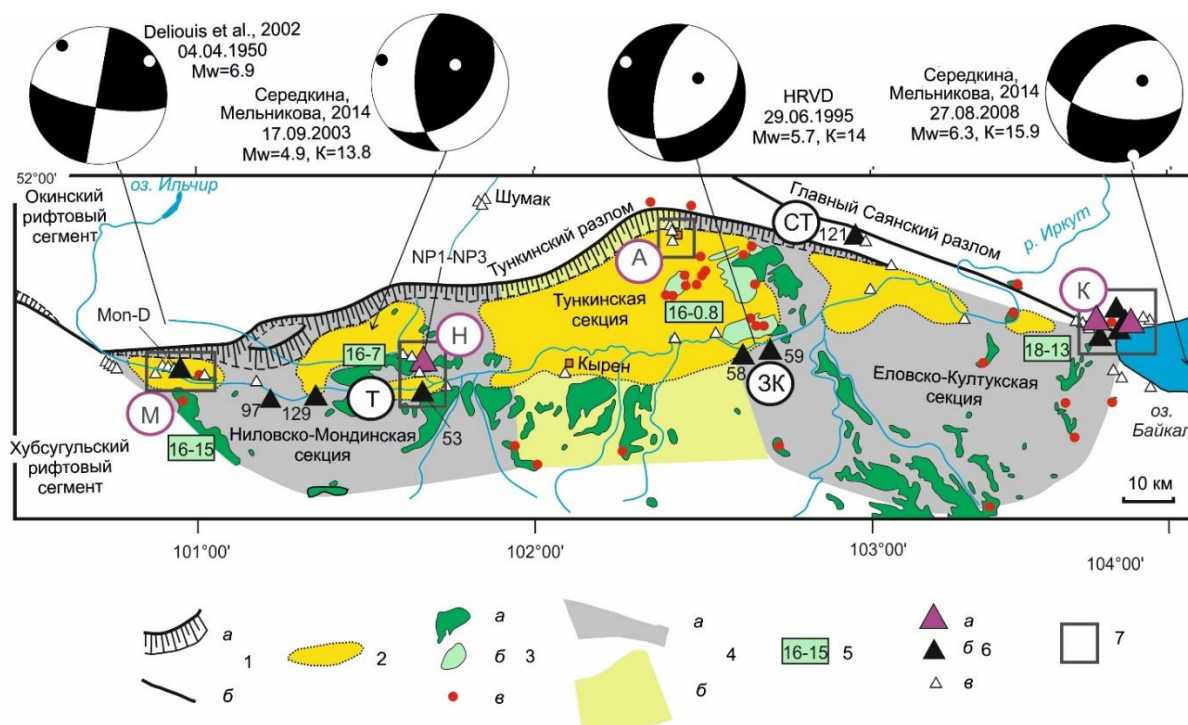


Рис. 1. Основные структурные элементы Тункинской долины и местоположение станций гидрогеохимических исследований (Рассказов и др., 2014, 2018 с изменениями). 1 – главные разломы: а – рельефообразующий, принятый в качестве наиболее сейсмоопасного в рифтовой долине (Хромовских и др., 1975), б – шов между кристаллическим фундаментом Сибирской платформы и аккретивными террейнами; 2 – рифтовая впадина; 3 – вулканические породы: а – миоценовые лавы, б – плиоцен-четвертичные лавы, в – вулканы и некки; 4 – структурные секции рифтовой долины: а – прогрессирующего погружения и осадконакопления впадин, б – погружения и инверсионного поднятия; 5 – время вулканизма, млн лет назад; б – станции опробования подземных вод (номера станций): а – со значениями $OA4/8 > 3.0$ (аномалии: Н – Ниловская, К – Култукская), б – в интервале от 2.0 до 3.0 (аномалии: М – Мондинская, Т – Туранская, ЗК – Зактуйская, СТ – Северо-Торская), в – фоновыми значениями $OA4/8$ от 1 до 2; 7 – Мондинский (М), Ниловский (Н), Аршанский (А) и Култукский (К) полигоны. Механизмы сильных землетрясений показаны по данным (Delouis et al., 2002; HRVD – Harvard University; Середкина, Мельникова, 2014).

Fig. 1. The main structural elements of the Tunka Valley and location of hydroisotopic observation stations. Modified after (Rasskazov et al., 2014, 2018). 1 – main faults: а – relief-forming, suggested as the most seismically hazardous in the rift valley (Khromovskih et al., 1975), б – suture between the crystalline basement of the Siberian platform and accreted terranes; 2 – rift basin; 3 – volcanic rocks: а – Miocene lava, б – Pliocene-Quaternary lava, в – volcanoes and necks; 4 – structural sections of the rift valley: а – persistent subsidence and sedimentation in a basin, б – subsidence and inversion uplift; 5 – timing of volcanism, Ma; б – stations for sampling of groundwater (station numbers): а – $AR4/8 > 3.0$ (anomalies: Н – Nilovka, К – Kultuk), б – $2.0 < AR4/8 < 3.0$ (anomalies: М – Mondy, Т – Turan, ЗК – Zaktuy, СТ – North-Tory), в – background values $1 < AR4/8 < 2$; 7 – Mondy (M), Nilovka (H), Arshan (A), and Kultuk (K) polygons. Mechanisms of large earthquakes are shown after (Delouis et al., 2002; HRVD – Harvard University; Seredkina, Melnikova, 2014).

Долину образуют малые впадины (Быстринская, Торская, Тункинская, Туранская,

Хойтогольская и Мондинская), разделенные структурными перемычками (отрогами)

(Флоренсов, 1960; Шерман и др., 1973; Логачев, 1974). По распределению кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в долине различаются три структурные секции: центральная (Тункинская), восточная (Еловско-Култукская) и западная (Ниловско-Мондинская). Центральной секции соответствует широкая (до 30 км) и глубокая (до 2.5 км) Тункинская рифтовая впадина. Две другие секции претерпевали инверсию тектонических движений. В этих секциях ширина долины сокращается с выклиниванием осадочных и вулканогенно-осадочных линз и смыканием ее бортов.

По осадочным и вулканогенно-осадочным отложениям Тункинской впадины реконструируется продолжительная позднекайнозойская история этой структуры. В основании разреза южной части Тункинской впадины, в районе пос. Жемчуг, километровой скважиной были вскрыты олигоценовые отложения (Kashik, Mazilov, 1994). Основное наполнение впадины составляют более молодые миоцен-нижнеплиоценовые отложения угленосной танхойской свиты и красноцветные верхнеплиоценовые-эоплейстоценовые отложения анососовской свиты, перекрытые неоплейстоценовыми песками. На окончаниях долины размеры и мощность отложений впадин уменьшаются в связи с инверсией тектонических движений в Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской секциях. В обеих инверсионных секциях долины отложения танхойской и анососовской свит подняты и фрагментарно обнажены.

Датирование вулканических пород в вершинном поясе гор и на междувпадинных перемычках показало разное время начала поднятия и эрозионного расчленения восточного и западного окончаний долины (Рассказов, 1993). Общее горячее растяжение долины имело место около 16–15 млн лет назад с последующим встречным стягиванием горячих процессов от ее восточного и западного окончаний к центральной Тункинской впадине при угасании сначала (около 7 млн лет назад) в восточной части Ниловско-Мондинской

инверсионной секции, а затем (около 0.8 млн лет назад) – в западной части Еловско-Култукской. Судя по распределению разновозрастных вулканогенно-осадочных толщ в рельефе южного борта долины и междувпадинных перемычек, дифференцированный характер движений проявился вдоль нее в течение всего позднего кайнозоя с максимальным контрастом в плиоцене и квартере.

Аномалии $OA4/8$ подземных вод

В подземных водах Тункинской впадины определены аномально высокие значения $OA4/8$ (от 2.0 до 3.7) в Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской инверсионных секциях. В первой из них выделяются Култукская, Северо-Торская и Зактуйская аномалии $OA4/8$, расположенные по периферии этой секции, во второй – внутренние Ниловская, Туранская и Мондинская аномалии. Мониторинг Култукской аномалии проводится на одноименном сейсмопрогностическом полигоне, мониторинг Ниловской, Туранской и Мондинской аномалий – также на одноименных полигонах (Рассказов и др., 2015, 2018; Чебыкин и др., 2015).

Култукская аномалия находится в зоне перехода от Еловско-Култукской инверсионной секции к Южно-Байкальской впадине. Максимальный эффект раскрытия трещин проявился здесь в тектонитах Главного Саянского разлома (ст. 27, скважина школы № 7. пос. Култук, максимальное значение $OA4/8=3.29$) и в кратонном кристаллическом фундаменте, рассеченном Обручевским разломом (ст. 143, родник КБЖД, $OA4/8=3.67$).

Северо-Торская аномалия расположена в сочленении Тункинского и Главного Саянского разломов. В ней определено значение $OA4/8=2.15$ (родник ст. 121) при низкой концентрации урана (0.054 мкг/л). Измерение пробы воды из другого родника этой же территории (ст. 122) также дало повышенное значение $OA4/8$ (1.93) при содержании урана на порядок выше (0.43 мкг/л).

Зактуйская аномалия пространственно соответствует сочленению Еловской

междувпадинной перемычки с южным бортом Тункинской долины. В роднике ст. 59 получено значение $OA4/8=2.11$ и в 20-метровой скважине ст. 58 – значения 2.92 и 2.86.

В Мондинской аномалии высокое значение $OA4/8=2.49$ определено в единственной скважине, расположенной на восточной окраине села Монды (ст. Мон-D). Другие станции опробования подземных и поверхностных вод Мондинской впадины и территории западнее ее дали значения $OA4/8$, не превышающие 1.5.

Туранская аномалия протянулась субширотно вдоль Туранского разлома на расстояние 30 км: Шулайский Мус (ст. 97, $OA4/8=2.38$), Мойготы (ст. 129, $OA4/8=1.91$), Туран (ст. 53, $OA4/8=2.20$).

Ниловская аномалия представлена выходами термальных радоновых и холодных пресных вод в Ниловой Пустыни с высокими значениями $OA4/8$ ст. NP-1 (3.24), ст. NP-3 (2.68) и ст. NP-2 (2.28) при содержаниях $U=1.74-2.90$ мкг/л. Интересно, что радоновые воды р. Шумак (в 20 км севернее Ниловской аномалии) дают интервал низких отношений $OA4/8$ (1.16–1.26) при более высокой концентрации U (3.6–9.9 мкг/л).

Новейшие структуры и сейсмичность

По результатам изучения тектонической трещиноватости и общего неотектонического анализа структуры предполагалось формирование Тункинской долины вдоль Байкало-Мондинского разлома в едином сдвиговом поле напряжений при СЗ–ЮВ положении оси растяжения и СВ–ЮЗ положении оси сжатия (Шерман, Леви 1977; Рязанов, 1978; Парфеев, Саньков, 2006; Шерман и др., 2012). На рис. 1, однако, можно видеть изменение механизмов очагов землетрясений, которое противоречит гипотезе о едином сдвиговом

движении вдоль Тункинской долины. Структура Тункинской долины разделяется на секции с разным характером новейших тектонических деформаций. Обращает на себя внимание прямо противоположное направление осей сжатия и растяжения, реконструированных для Зактуйского землетрясения 1995 г. и Хойтогольского землетрясения 2003 г. На территории между этими эпицентрами землетрясений, в Тункинской впадине, поле тектонических напряжений перестраивается. По очагам малых землетрясений здесь реконструируется различная ориентировка осей сжатия и растяжения (Мишарина, Солоненко, 1972, 1981).

Сбросовый механизм Зактуйского землетрясения 1995 г. подобен механизму Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. В обоих случаях реконструируются субгоризонтальные нодальные плоскости. Механизмы Култукского землетрясения 2008 г. и Быстринского землетрясения 2020 г. также имеют сходство между собой по СЗ простиранию общей нодальной плоскости, соответствующей Главному Саянскому разлому (рис. 2). Этот разлом, ограничивающий фундамент Сибирского палеоконтинента, проявляет себя в сочленении с Тункинским разломом в Северо-Торской аномалии $OA4/8$ (рис. 1). Сочленение разломов было сейсмически активным в конце 19-го – начале 20-го столетия. Сильное землетрясение ($M=6.4$) произошло в пос. Аршан в 1814 г. (Мельникова и др., 2012). В целом, современные деформации коры в восточной части Тункинской долины определяются структурой жесткого края фундамента Сибирского палеоконтинента. От этой части долины деформации меняются и к востоку (в Южно-Байкальской впадине), и к западу (в Тункинской впадине).

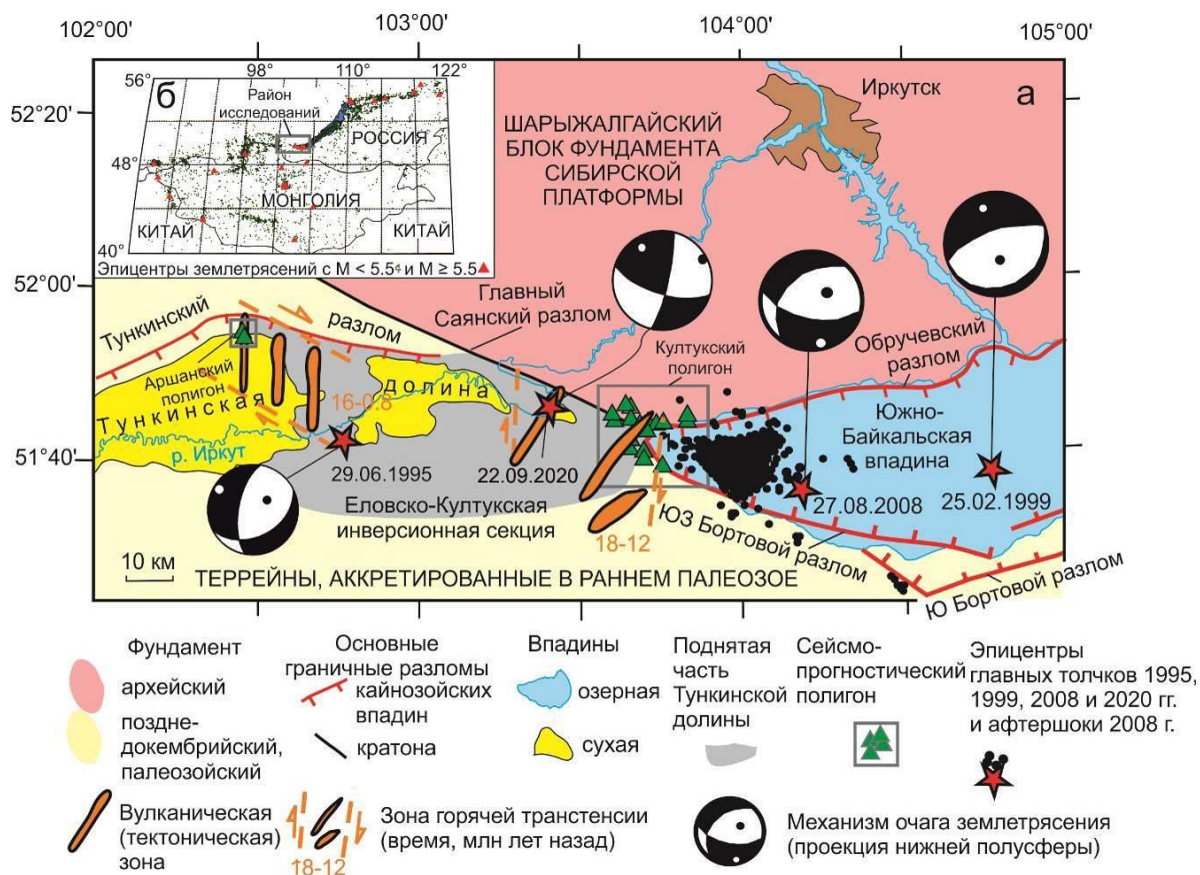


Рис. 2. Пространственное положение Култукского и Аршанского сейсмопрогностических полигонов (а) и распределение землетрясений в юго-восточной части БРС (б). На панели а: Култукский полигон находится в чувствительной точке новейшей структуры – между растягивающейся Южно-Байкальской впадиной и сжимающейся инверсионной частью Тункинской долины и Аршанский полигон – в области перехода от Еловско-Култукской инверсионной секции к центральной Тункинской впадине рифтовой долины, главные бортовые разломы Южно-Байкальской впадины показаны по работе (Флоренсов, 1968), эпицентр главного сейсмического толчка (красная звезда), его механизм и распределение афтершоков сосредоточенной компоненты (черные кружки) Култукского землетрясения 2008 г. – по работе (Мельникова и др., 2012), эпицентр Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. – по работе (Радзиминович и др., 2006), эпицентр Быстринского землетрясения 2020 г. – по работе (Семинский и др., 2021), зоны горячей транстенсии – по работе (Rasskazov et al., 2020); на панели б: распределение землетрясений в Байкало-Монгольском регионе за 1960–2003 гг. приведено по работе (Шерман, 2014). Для землетрясений использованы данные (Карта..., 2024).

Fig. 2. Spatial position of the Kultuk and Arshan polygons for earthquakes prediction (a) and earthquake distribution in the southwestern BRS (b). On panel a: the Kultuk polygon for earthquakes prediction is located between the extended South Baikal basin and compressed inverted part of the Tunka valley, the Arshan polygon is in the transition area from the Yelovka-Kultuk inversion section to the central Tunka Basin of the rift valley; master faults of the South Baikal basin are adopted from Florensov (1968), the epicenter of the main seismic shock (red star), its mechanism and aftershock concentrated component distribution (black circles) of the 2008 Kultuk earthquake are shown after Melnikova et al. (2012), epicenter of the 1999 South Baikal earthquake after Radziminovich et al. (2006), and the zone of hot transtension after Rasskazov et al. (2013); on panel b: earthquakes distribution in the Baikal-Mongolian region in 1960–2003 is given after Sherman (2014). For earthquakes, data from (Map..., 2024) were used.

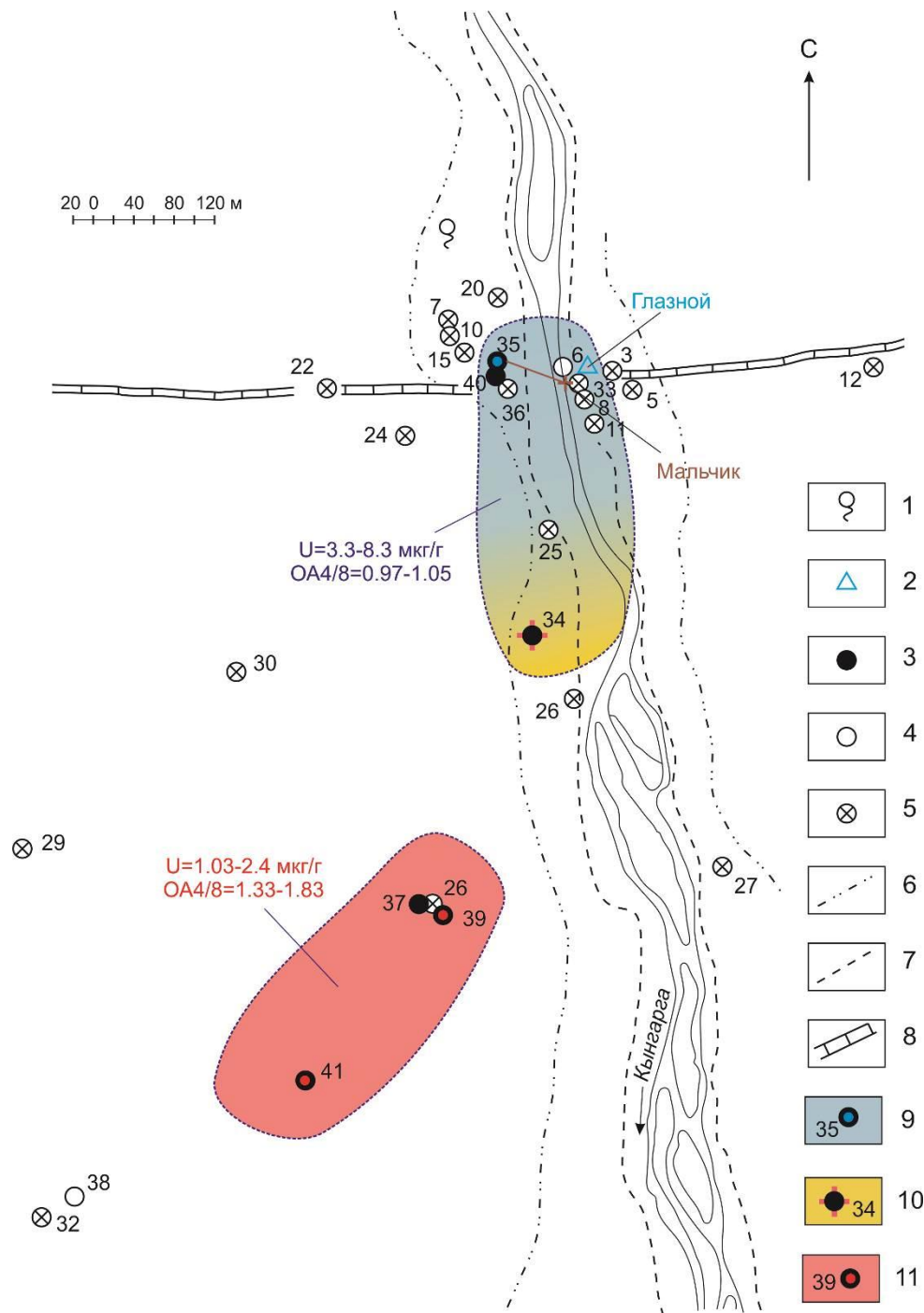


Рис. 3. Различия урановых компонентов в холодных-теплых и горячих минеральных водах на схеме расположения водопунктов на «Аршан-Тункинском» месторождении. 1 – источник пресной воды; 2 – источник минеральной воды; 3 – скважина минеральной воды; 4 – ликвидированная скважина; 5 – закрытая скважина; 6 – граница 2-ой надпойменной террасы; 7 – граница 1-ой надпойменной террасы; 8 – линия Тункинского разлома; 9–11 – ареалы извлечения холодных (9) и теплых (законсервированная скважина) (10) углекислых вод с ураном, близким к изотопному равновесию, и горячих вод с неравновесным U (11). Использована схема расположения водопунктов (Кустов и др., 2002).

Fig. 3. Differences in uranium components in cold and hot mineral waters on sketch-map of water sites at the Arshan-Tunka deposit. 1 – fresh water source; 2 – mineral water source; 3 – mineral water well; 4 – abandoned well; 5 – closed well; 6 – boundary of the 2nd floodplain terrace; 7 – boundary of the 1st floodplain terrace; 8 – Tunka fault line; 9–11 – areas of extracting cold (9) and warm (mothballed well) (10) carbon dioxide waters with uranium close to isotopic equilibrium and hot carbon dioxide waters with nonequilibrium U (11). Schematic map is adopted from (Kustov et al., 2002) with additions.

На территории Тункинской впадины и Еловского отрога вулканизм контролируется Еловской зоной правосторонней трансенсии, протягивающейся по западной границе Еловско-Култукской секции с выходом в Тункинскую впадину. Растяжение в этой системе правосторонних вулканических кулис определяется по субмеридиональному простиранию даек. К ней относится субмеридиональный Кынгаргский разлом (рис. 2). О современной активности Еловской зоны горячей трансенсии свидетельствует Зактуйское землетрясение 1995 г. и пространственно соответствующая этому землетрясению Зактуйская аномалия ОА4/8 подземных вод (рис. 1, 2).

Геологический разрез Аршанского месторождения углекислых вод по скважинам

По химическому составу вода из скважин, расположенных на территории курорта Аршан, определяется как углекислая гидрокарбонатная магниево-кальциевая, слабозелезистая. За все время изучения месторождения было пройдено около 40 скважин. Холодные минеральные воды пространственно разделены с горячими. Они различаются между собой по содержаниям U и значениям ОА4/8 (рис. 3).

Исходя из состава макрокомпонентов подземные воды Тункинской впадины, включая месторождение Аршанских минеральных вод, рассматриваются как производные глубоких горизонтов осадочной толщи и кристаллического фундамента, представляющие

собой единую гидродинамическую систему, развитие которой определяется инфильтрацией вод в области питания окружающих горных хребтов (Пиннекер и др., 1968; Кашина, 1971; Павлов и др., 2018). На различных гипсометрических уровнях гидрогеологического разреза Тункинской впадины предполагаются одновременно нисходящие движения азотных и восходящие – углекислых термальных вод.

На гидрогеологическом разрезе района Аршанского месторождения углекислых вод, опубликованном в 1968 г., схематично показан переход от Тункинской впадины к борту долины, в основном сложенному карбонатными отложениями, перемежающимися с кристаллическими сланцами и гнейсами. Отмечен единичный гранитный интрузив (рис. 4).

Более детальный разрез непосредственно месторождения приведен в статье М.А. Кашиной (1971). Из четырех глубоких скважин, пройденных в 1963–1968 гг., в скважине 28, в интервале 400–650 м были вскрыты воды с температурой на изливе 43 °С при производительности скважины 14 л/сек. В верхней части разреза находятся четвертичные и неогеновые валунно-галечниковые отложения, в нижней – сильно дислоцированные и трещиноватые силикатные и карбонатные метаморфические породы. Мощность рыхлых отложений возрастает с севера на юг, их ложе погружается под углом 40–45° (рис. 5).

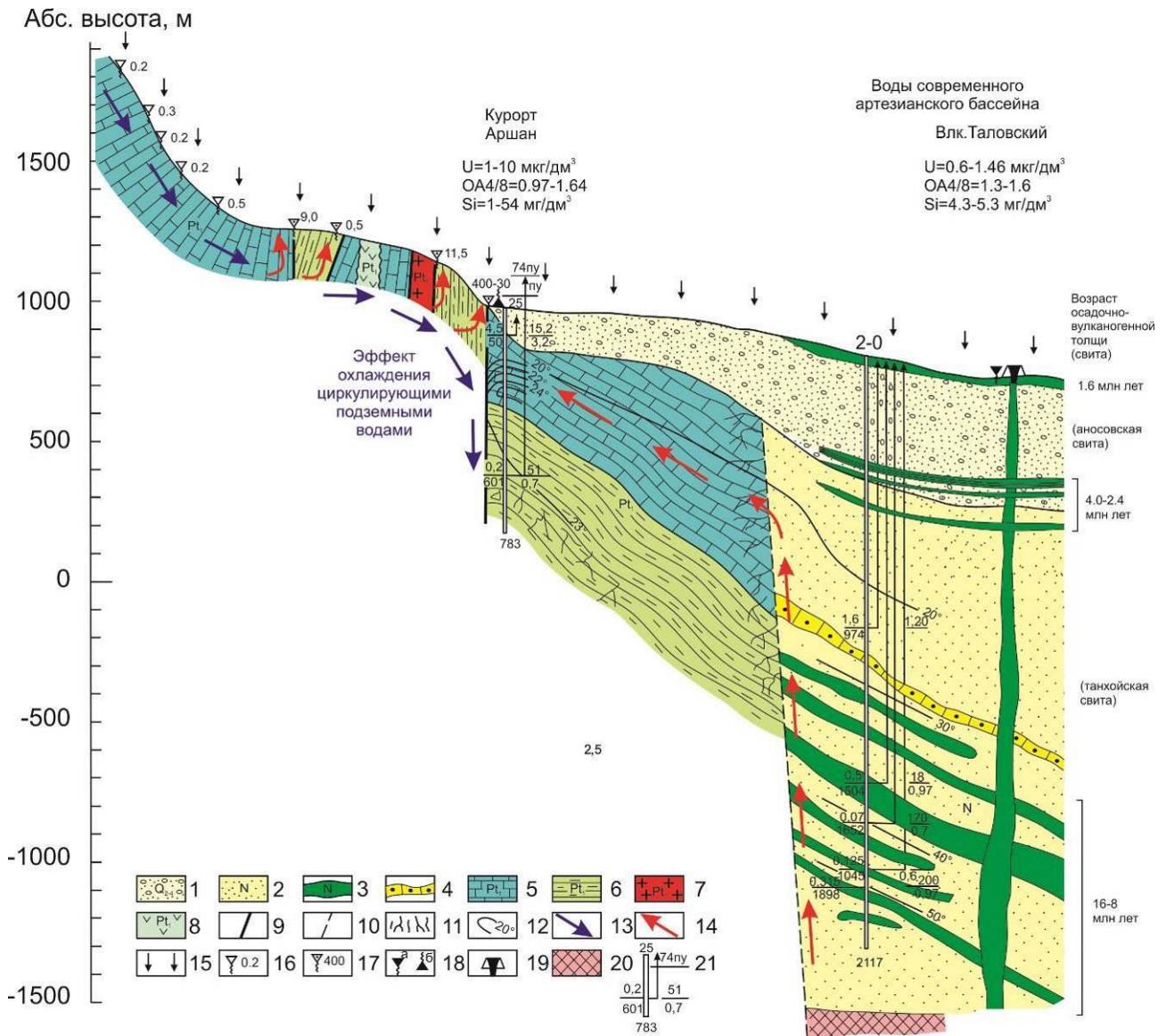


Рис. 4. Гидрогеологический разрез северной части Тункинской впадины в районе Аршанского месторождения углекислых вод (схема формирования углекислых вод). 1 – валунно- и песчано-галечниковые отложения четвертичного возраста; 2 – пески и песчаники неогена; 3 – базальты неогена; 4 – песчаники; 5 – кристаллические известняки и доломиты; 6 – кристаллические сланцы; 7 – гнейсы; 8 – роговообманковые граниты; 9 – водоносные разломы и тектонические контакты; 10 – пути восходящего движения углекислых вод по предполагаемой зоне разлома; 11 – зоны повышенной трещиноватости; 12 – термоизогипсы; 13 – направление движения углекислых вод; 14 – направление движения пресных вод от области питания к зонам разгрузки; 15 – атмосферные осадки; 16–18 – родники (цифра у родника – дебит, л/сек): 16 – пресных трещинных вод; 17 – пресных трещинно-жильных вод; 18 – минеральные источники: а – сероводородные; б – углекислые; 19 – четвертичный вулкан; 20 – фундамент (по геофизическим данным); 21 – скважина, наверху – номер скв., внизу – глубина, м: в числителе – дебит, л/сек, в знаменателе – глубина вскрытия воды, м; справа в числителе – превышение, м, в знаменателе – минерализация, г/л; стрелка – напор над кровлей водонапорного горизонта, цифра над ней – пьезометрический уровень, м; 13 – направление движения углекислых вод; 14 – направление движения пресных вод от области питания к зонам разгрузки. Разрез из работы (Пиннекер и др., 1968) с изменениями. Для верхней части разреза скв. 2-О использована колонка разреза первичной документации (Повышев, 1956). Возрастные оценки лавовых пачек даны на основе К–Аг датирования базальтов в обнажениях Еловского отрога и определениях К–Аг возраста ~1.6 млн лет вулканов, венчающих последовательность лав в северо-восточной части Тункинской впадины, претерпевшей тектоническую инверсию с поднятием территории относительно дна Тункинской впадины (Расказов, 1993).

Fig. 4. Hydrogeological section of the northern part of the Tunka Basin in the area of the Arshan deposit of carbon dioxide waters (scheme of formation of carbon dioxide waters). 1 – Quaternary boulder and sand-pebble deposits; 2 – Neogene sands and sandstones; 3 – Neogene basalts; 4 – sandstones; 5 – crystalline limestones and dolomites; 6 – crystalline schists; 7 – gneisses; 8 – hornblende granites; 9 – aquiferous faults and tectonic contacts; 10 – paths of ascending movement of carbon dioxide waters along the supposed fault zone; 11 – zones of increased fracturing; 12 – thermal isohypses; 13 – direction of movement of carbon dioxide waters; 14 – direction of fresh water movement from the recharge area to the discharge zones; 15 – atmospheric precipitation; 16–18 – springs (the number next to the spring is the flow rate, l/sec): 16 – fresh fissure water; 17 – fresh fissure-vein water; 18 – mineral springs: *a* – hydrogen-sulfa; *b* – carbon dioxide; 19 – Quaternary volcano; 20 – basement (from geophysical data); 21 – well, above – well number, below – depth, m: in the numerator – flow rate, l/sec, denominator – depth of water opening, m; on the right in the numerator – excess, m, in the denominator - mineralization, g/l; arrow – pressure above the roof of the aquifer, the number above it is the piezometric level, m; 13 – direction of carbon dioxide water movement; 14 – direction of fresh water movement from feeding areas to discharge zones. The section is modified after (Pinneker et al., 1968). For the upper part of the section of borehole 2-O, the column of the section of the primary records was used (Povyshev, 1956). Age estimates of the lava packages are given on the basis of K–Ar ages of basalts in outcrops of the Elovka spur and determinations of the K–Ar age of ~1.6 Ma for volcanoes finalizing the lava sequence in the northeastern part of the Tunka depression, which underwent tectonic inversion with an uplift of the area relative to the bottom of the Tunka basin (Rasskazov, 1993).

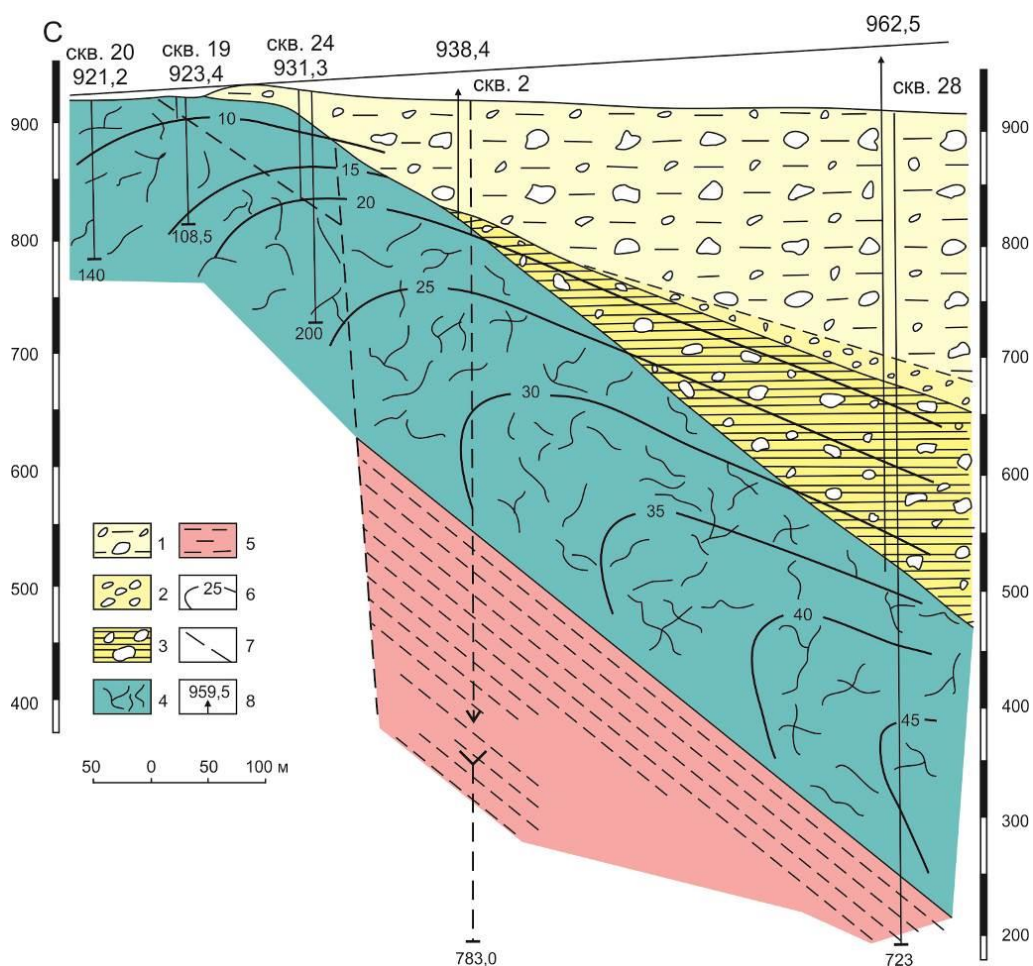


Рис. 5. Детальный гидрогеологический разрез Аршанского месторождения минеральных углекислых вод (Кашина, 1971). 1–3 – отложения: 1 – валунно-галечные, 2 – дресвяно-галечные, 3 – глины с включением гальки и валунов; 4–5 – известняки иркутской свиты (4) и метаморфические сланцы ильчирской свиты (5); 6 – изотерма; 7 – предполагаемый разлом; 8 – скважина (внизу – глубина скважины, м, сверху – пьезометрический уровень подземных вод, приуроченный к известнякам, и номер скважины). В работе (Павлов и др., 2018) на этом разрезе добавлены стрелки, указывающие движение вод вверх по карбонатному горизонту (подобно рис. 4) и вниз по сланцевому горизонту.

Fig. 5. Detail hydrogeological section of the Arshan deposit of mineral carbon dioxide waters (Kashina, 1971). 1–3 – deposits: 1 – boulder-pebble, 2 – gruss-pebble, 3 – clays with inclusions of pebbles and boulders; 4–5 – limestones of the Irkut suite (4) and metamorphic schists of the Ilchir suite (5); 6 – isotherm; 7 – supposed fault; 8 – well (bottom – well depth, m, top – piezometric level of groundwater, confined to limestones, and well number). In this section, Pavlov et al. (2018) showed arrows indicating the movement of water up the carbonate horizon (similar to Fig. 4) and down the shale horizon.

Методика

Для аналитических исследований проб воды большинства станций было достаточно объема 0.5 литра. В случае малых концентраций U и других химических элементов в воде станции, объем пробы увеличивали до 3 литров. Пробы отбирали в новые бутылки из полиэтилентерефталата (ПЭТ). Для опробования одной и той же станции допускалось повторное использование бутылки с предварительной промывкой новой пробой воды. При отборе пробы пропускали через мембранные фильтры (0.45 мкм), фиксировали азотной кислотой (ОСЧ), дважды перегнанной с помощью системы суббойлинговой перегонки Savillex DST–1000. При краткосрочном хранении (до 3 месяцев) отобранные пробы держали в холодильнике.

Для определения изотопного состава урана в природных водах использовали разработанную методику выделения и обогащения урана на ионообменной смоле TRU Resin–B (50–100µm, Triskem Int., Франция). Образцы воды фильтровали (0.45 мкм), подкисляли азотной кислотой (3 %) и загружали в ионообменные полипропиленовые колонки, содержащие 0.5 мл смолы TRU. Уран элюировали 1.5 мл 0.1 М оксалата аммония $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$. Элюаты разбавляли в 2 раза 3%-ной HNO_3 и анализировали согласно подходам, разработанным ранее (Чебыкин и др., 2007, 2015). Для контроля качества

измерений применяли стандартный образец изотопного состава природного урана ГСО 7521-99 (Уральский электрохимический комбинат, г. Новоуральск). Типичная относительная ошибка определения изотопных отношений U составляла около 1 % (1 σ).

Все аналитические исследования проводили методом ICP–MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce.

Результаты

Химический элементный состав минеральных вод Аршанского месторождения в сопоставлении с составом пресных и минеральных вод других месторождений Тункинской долины и глубинной воды Байкала

По элементному составу высокоминерализованные воды Тункинской долины из скважин группируются в отдельный кластер: Аршан (углекислые воды скважин, общая минерализация (TDS), г/л): ст. 2а «Мальчик», смешение вод отводной трубы от ст. А35 и самоизливающейся скважины в русле Кынгарги – 3.3, ст. А34 – 1.5, ст. А35 – 4.5, ст. А39 – 4.4., ст. А41 – 4.4), Вышка (ст. 52b – скважина углекислой воды, 5.5), Нилова Пустынь (ст. NP-1 и NP-2 – скважины радоновых вод на территории санатория, 1.1 и 1.3). Метановая вода скважины Вышки имеет также достаточно высокую минерализацию (ст. 52а, 1.4 г/л), однако попадает в другую ветвь кластера с пробами пресных вод (рис. 6).

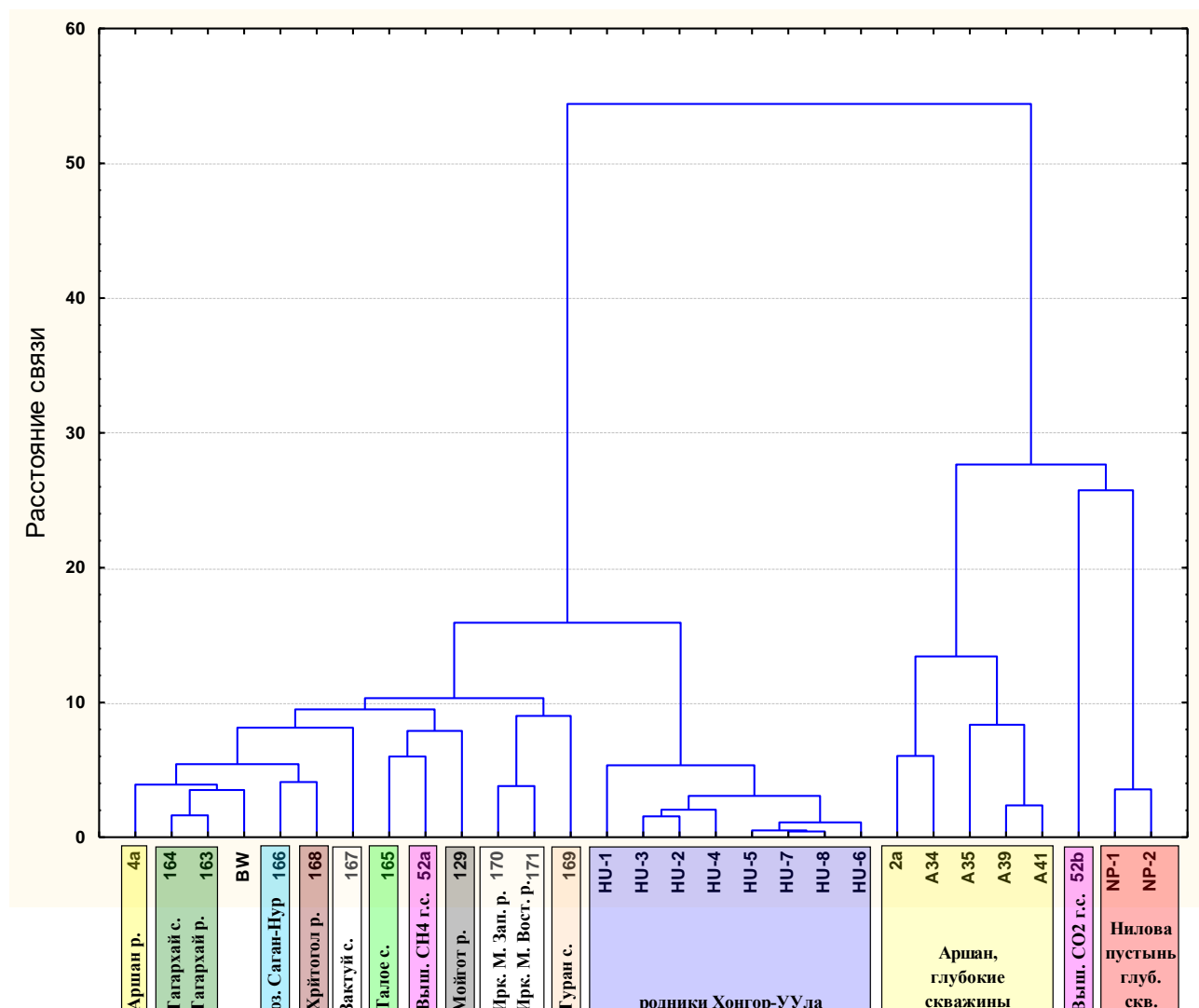


Рис. 6. Кластерная диаграмма элементных составов подземных вод центральной части Тункинской долины, оз. Саган-Нур и глубоинной байкальской воды (BW) (Чебыкин и др., 2019). В расчет включены 48 надежно измеренных элементов (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Te, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), а также сумма REE и общая минерализация (TDS). Используются результаты анализов проб, отобранных в сентябре 2018 г. Кластерный анализ проводится в программе Statistica 8.0 методом Варда с евклидовыми расстояниями между кластерами. В подписях внизу “р.” – самоизливающийся источник (родник), “с.” – скважина, “г.с.” – глубокая скважина. Расшифровка номеров станций приводится в тексте. Родники Хонгор-Уула используются местным населением как лечебные. Они находятся в южном борту Тункинской долины у подножья Ургудэевского хребта.

Fig. 6. Cluster diagram of the elemental compositions of groundwater in the central part of the Tunka Valley, Lake Sagan-Nur and deep Baikal water (BW) (Chebykin et al., 2019). The calculation includes 48 reliably measured elements (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Te, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), as well as the sum of REE and total mineralization (TDS). The results of analyses of samples collected in September 2018 are used. Cluster analysis is performed in Statistica 8.0 using the Ward method with Euclidean distances between clusters. In the captions below, “p.” – a self-flowing source (spring), “c.” – a well, “r.c.” – a deep well. Explanation of station numbers is given in the text. The Khongor-Uula springs are used by local residents for healing purposes. They are located in the southern side of the Tunka Valley at the foot of the Urgudei Ridge.

*Гидрогеохимическая оценка
поступления подземных вод из зоны
Тункинского разлома – определение
урановых компонентов в воде р.
Кынгарга*

В районе Аршанского месторождения минеральных вод в зоне Тункинского разлома имеются два выраженных в рельефе разрыва со смещениями (рис. 7). Кынгаргский разлом, проходящий по долине р. Кынгарга, отделяет западную область распространения термальных вод от восточной области холодных вод

(устное сообщение Ю.И. Кустова в 2018 г.). Выше по течению реки от курорта Аршан находится резкий уступ гольцов (главный тектонический уступ), который образуют прочные дислоцированные разгнейсованные силикатные породы, сменяющиеся ниже по течению мраморизованными карбонатами, которые легко размываются поверхностной водой. В каньоне Кынгарги, обнажаются карбонаты. Они слагают крутые борта каньона до водопада, который образуют устойчивые силикатные (гнейсовидные) породы.

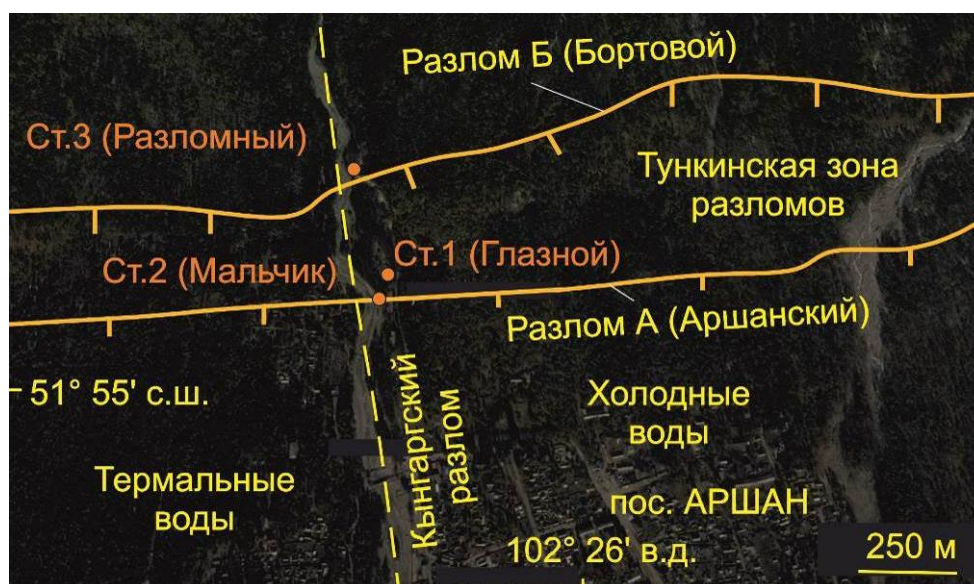


Рис. 7. Пространственное положение станций мониторинга 1, 2 и 3 относительно двух разрывов зоны Тункинского разлома, выраженных резкими уступами в современном рельефе. Уступы свидетельствуют о современной активности разломов. Главный тектонический уступ, пространственно соответствующий водопаду (мониторинговая ст. 4а), находится в 910 м выше по течению р. Кынгарга от ст. 3.

Fig. 7. Spatial position of monitoring stations 1, 2, and 3 relative to two ruptures of the Tunka fault zone, expressed by sharp scarps in the modern relief. The scarps indicate modern fault activity. The main tectonic scarp, spatially corresponding to the waterfall (monitoring station 4a), is located 910 m upstream of the Kyngarga River from station 3.

Непосредственно в сместителе главного тектонического уступа гольцов опробовалась пресная вода небольшого родника (ст. 4а), в 1 км выше по течению относительно главного уступа – пресная вода другого родника (ст. 4с) и в 1 км ниже по течению от него – Глазной источник (ст. 1), самоизливающаяся скважина 135 газифицирующих холодных вод,

выведенных в инсталляцию «Мальчик» (ст. 2) и мощные выходы пресных вод в левом борту Кынгарги (ст. 3) со значительными тектоническими деформациями карбонатов. В начале организации мониторинга, с июня 2012 г. до июня 2013 г., в районе курорта Аршан одновременно с подземными водами отбирали воды р. Кынгарга (рис. 8).

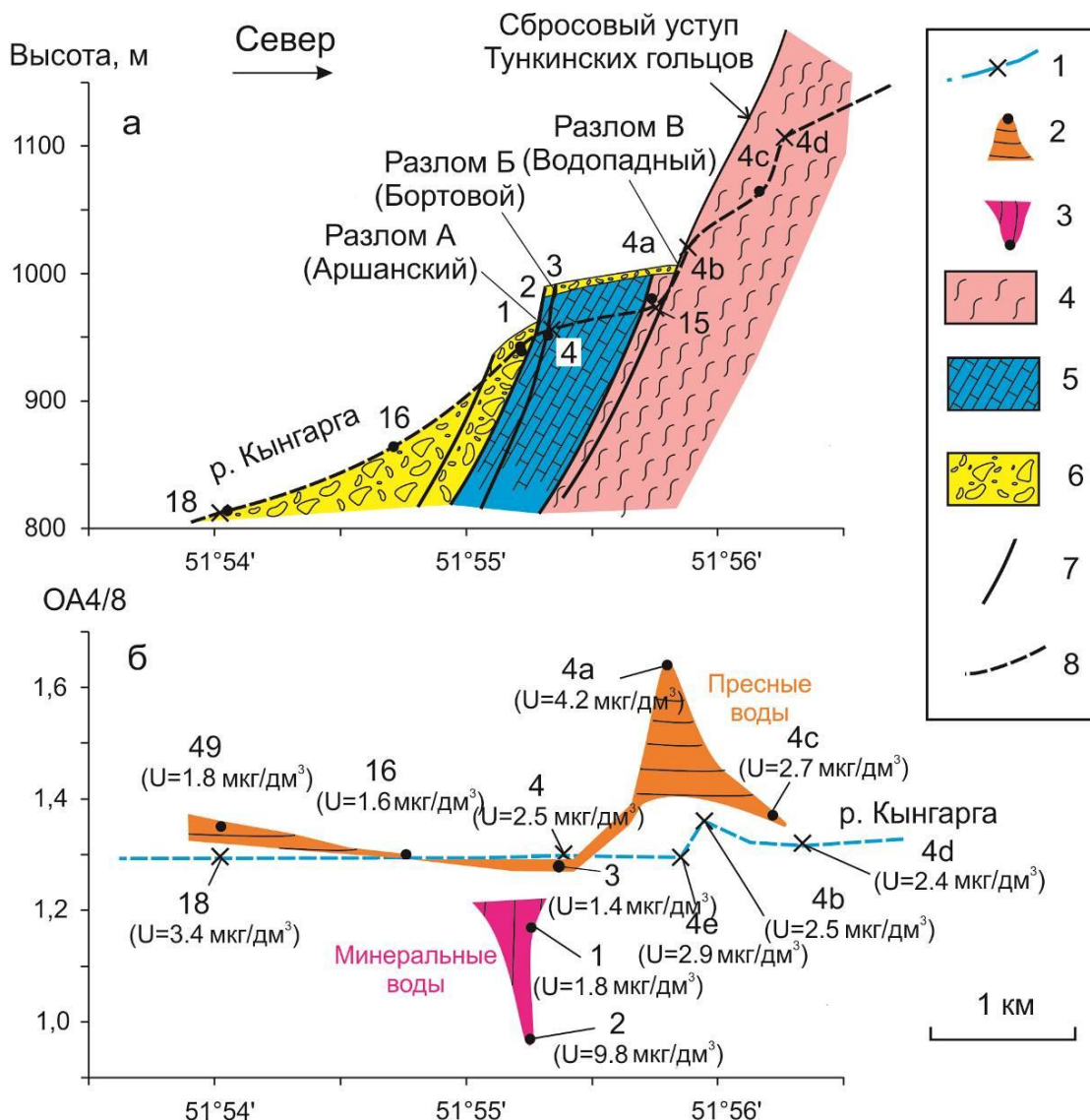


Рис. 8. Точки отбора проб воды на геологическом профиле р. Кынгарга (а) и вариации ОА4/8 и концентрации U в пробах поверхностных и подземных вод вдоль профиля (б) в 2012–2014 гг. (Рассказов и др., 2014 с уточнениями). 1 – точки отбора проб из реки; 2 – то же из родников со значениями ОА4/8, превышающими значения этого отношения в пробах из реки; 3 – то же из родников со значениями ОА4/8, более низкими, чем значения этого отношения в пробах из реки; 4 – силикатные породы (гранитогнейсы); 5 – карбонаты; 6 – валунные галечники; 7 – разломы; 8 – профиль тальвега речной долины. В скобках под номерами точек отбора проб на профиле 2а приведены измеренные концентрации U .

Fig. 8. Water sampling points on the geological profile along the Kyngarga River (a) and variations in ОА4/8 and U concentration in surface and groundwater samples along the profile (b) in 2012–2014. Modified after (Rasskazov et al., 2014). 1 – sampling points in the river; 2 – the same in springs with ОА4/8 values exceeding those in river samples; 3 – the same in springs with ОА4/8 values lower than those in river samples; 4 – silicate rocks (granite gneisses); 5 – carbonates; 6 – boulder pebbles; 7 – faults; 8 – thalweg profile of the river valley. The measured U concentrations are given in brackets under each sampling point on profile 2a.

Минеральная вода из скважины (ст. 2, инсталляция «Мальчик») дает 01.09.2012 ОА4/8 = 0.97 ± 0.01 при содержании U 9.8 мкг/дм^3 , в источнике «Глазной» (ст. 1) ОА4/8 возрастает до 1.14 при снижении содержания U до 1.8 мкг/дм^3 . Выше по течению Кынгарги

значение ОА4/8 в холодной родниковой воде ст. 3 возрастает до 1.28 ± 0.02 при содержании U 1.4 мкг/дм^3 . Здесь же (ст. 4) в речной воде получается сопоставимое значение ОА4/8 = 1.30 ± 0.01 при возрастании содержания U до 2.5 мкг/дм^3 .

В родниковой воде ст. 4а (водопад), просачивающейся через тектонический разрыв в гнейсовидных породах, ОА4/8 повышается до 1.64 ± 0.02 при возрастании содержания U до 4.2 мкг/дм^3 . Вода водопада (ст. 4е) имеет ОА4/8 = 1.30 и содержит 2.9 мкг/дм^3 . Выше водопада (ст. 4б) ОА4/8 слегка возрастает при снижении содержания U до 2.5 мкг/дм^3 . Далее, в 0.6 км выше по течению Кынгарги, в родниковой воде получается более низкое ОА4/8 (1.37) при содержании U = 2.7 мкг/дм^3 (ст. 4с), а в речной воде определяется ОА4/8 = 1.32 ± 0.01 при содержании U = 2.4 мкг/дм^3 (ст. 4д).

От ст. 4 района выхода минеральных вод до ст. 4д отношение ОА4/8 в речной воде в основном находится в интервале 1.30–1.32 и возрастает до 1.37 ± 0.02 только выше водопада (ст. 4б). Ниже по течению реки от района выхода минеральных вод (ст. 18) сохраняется значение ОА4/8 = 1.30. В речной воде преобладает концентрация U = 2.4–2.5 мкг/дм^3 при слабом возрастании (до 2.9 мкг/дм^3) в воде водопада (ст. 4е) и более заметном (до 3.4 мкг/дм^3) в нижнем течении реки (в южной части профиля).

На всем отрезке опробования в воде р. Кынгарга содержится повышенная концентрация U (в основном 2.4–2.5 мкг/дм^3). Минеральные и пресные воды района их выхода в зоне Тункинского разлома имеют значения

ОА4/8 ниже значений ОА4/8 вод Кынгарги, а выше и ниже по ее течению – более высокие значения этого показателя. Минимальное значение, близкое к 1, дают минеральные воды, пространственно связанные с карбонатными породами, максимальное (до 1.64) – пресные воды из разрыва Водопадного в силикатных породах зоны Тункинского разлома. Значение ОА4/8 в пресной родниковой воде ст. 3 слегка ниже значения в воде Кынгарги может служить показателем небольшой примеси к поверхностным водам компонента глубоких минеральных вод.

Состав урановых компонентов

Для характеристики компонентов подземных вод в районе пос. Аршан показательная диаграмма ОА4/8 – 1/U (рис. 9). Ключевое значение имеет начало координат: ОА4/8 = 1 и $1/U \rightarrow 0$. Смещение точек к этому составу характеризует обогащение вод ураном, близким к циклическому изотопному равновесию. Уран переходит в воду в окислительной форме уранил-иона. Если же в породах преобладают восстановители, концентрация урана, находящегося в циклическом изотопном равновесии, в водах уменьшается. Окислитель способствует обогащению ураном подземной воды в резервуаре, восстановитель – обеднению.

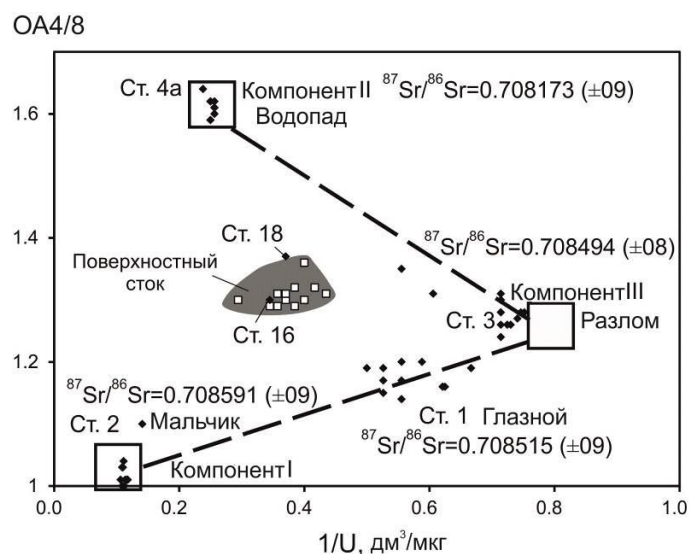


Рис. 9. Диаграмма ОА4/8 – 1/U для поверхностных и подземных вод района пос. Аршан в 2012–2014 гг. (Рассказов и др., 2014). Рядом с группами точек, характеризующих источники, показаны значения изотопного стронциевого отношения для одной из проб. В подземных водах ОА4/8 меняется от 0.97 до 1.64. Низкое значение ОА4/8 в минеральной воде ст. 2 близко к значению циклического изотопного равновесия урана.

Fig. 9. OA4/8 versus 1/U diagram for surface and groundwater samples in the Arshan settlement area in 2012–2014 (Rasskazov et al., 2014). The values of strontium isotope ratio for one of the samples are shown next to the groups of points characterizing the sources. In groundwater, OA4/8 varies from 0.97 to 1.64. The low OA4/8 value in mineral water at ст. 2 is close to the value of cyclic isotope equilibrium of uranium.

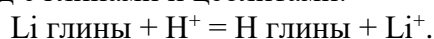
На рис. 9 фигуративные точки аршанских подземных вод образуют три группы. Одна из них (ст. 2, «Мальчик») находится вблизи начала координат: OA4/8 около 1.0, U – до 9.8 мкг/дм³. Вторая группа (ст. 3, Разлом) дает значения OA4/8 в интервале 1.14–1.31 с возрастанием 1/U (снижением U до 2.0 мкг/дм³ и менее на ст. 1, «Глазной» и до 1.31 мкг/дм³ и менее на ст. 3). Третья группа (ст. 4а, Водопад) вода родника в силикатных породах обнаруживает максимальное значение OA4/8 до 1.64 при пониженном значении 1/U (U = 4.2 мкг/дм³).

Вода ст. 1 (Глазной) находится на линии смешения компонентов источников I и III с преобладанием второго из них. Смешение подтверждается соотношением изотопных составов Sr. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в источнике I (0.708591) и в источнике III (0.708494) дают промежуточное значение 0.708515 ст. 3 (Глазной), из которого следует превышение содержания компонента источника III относительно компонента источника I в 4.6 раза. В источнике Глазном основную роль играет компонент III пресной воды из разлома с небольшой долей примеси компонента I минеральных вод. В нем отсутствует какая-либо примесь вод Кынгарги.

Три компонента аршанских подземных вод образуют треугольник смешения. Воды р. Кынгарга находятся внутри этого треугольника. Промежуточный смешанный состав вод дают скважины, обеспечивающие водоснабжение курорта Аршан (ст. 16 и 18).

Временные вариации температур в резервуаре минеральных вод

Для оценки температур в резервуаре используется Si и Na/Li геотермометрия, основанная на принципиально разных подходах. В расчете Si температур учитывается количество кремния, растворенного в воде (кремниевой кислоты). В расчете Na/Li температур учитывается эмпирически установленная температурная зависимость катионного обмена вод с глинами и цеолитами:



Если глубинная подземная вода территории разбавляется, например, компонентом Южно-Байкальского резервуара (ЮБР) (Рассказов и др., 2020) или порцией артезианских вод, концентрация Si снижается. В этом случае можно сделать вывод только об эффекте разбавления подземных вод глубокого резервуара. Стартовая температура подземных вод в резервуаре не определяется.

Натрий–литиевые температуры рассчитываются по геотермометру (Fouillac, Michard, 1981), в котором применяются уравнения для вод, содержащих <11 г/кг Cl (Cl < 0.3 моль/кг) и >11 г/кг Cl (Cl > 0.3 моль/кг).

Уравнение

$$t^{\circ}C = \frac{1195}{0.130 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl > 0.3 моль/кг. Уравнение

$$t^{\circ}C = \frac{1000}{0.389 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl < 0,3 моль/кг). В обоих уравнениях используются концентрации элементов в молях (mNa и mLi).

В Na/Li эмпирическом геотермометре температура регистрируется в скважинах, вскрывающих термальные воды. Примером является измеренная температура азотной воды из Гусихинской скважины 72 °С, соответствующая расчетной по Na/Li геотермометру (Рассказов и др., 2023). В отсутствии глинистых минеральных фаз (например, в неизменных гранитах) по соотношению Na и Li получается низкая температура. В зоне активного разлома глинистые минералы образуются в плоскости сместителя, поэтому соотношение Na и Li в трещинных водах отражает температуру трения в плоскости разлома, испытывающего сейсмогенные деформации (Rasskazov et al., 2024b).

Оценки температур минеральных вод Аршанского месторождения по разным кремниевым геотермометрам, включая кварцевый, не превышают 150 °С. В этом случае, температуры в резервуаре рассчитываются по

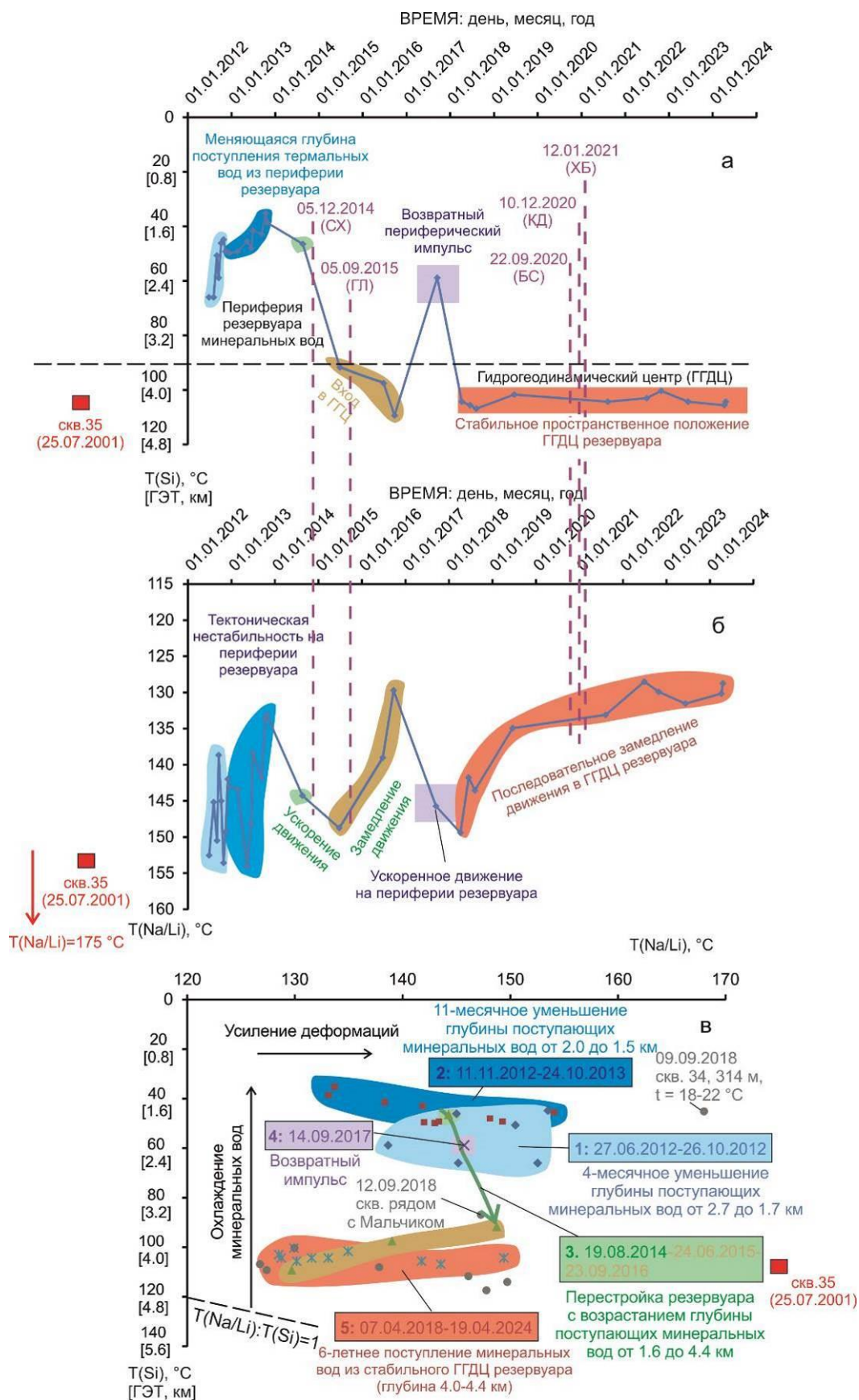


Рис. 10. Диаграмма временных вариаций температурных оценок подземных вод и ГЭТ ст. 2 (Мальчик) Аршанского резервуара по кремниевому и натрий-литиевому геотермометрам. ГДЦ – гидрогеодинамический центр. Серые точки обозначают данные, полученные для минеральных вод всех действующих скважин курорта Аршан в сентябре 2018 г. Данные по скв. 35 (25.07.2001) из работы (Кустов и др., 2005). Малоуглубленные периферические части резервуара минеральных

вод показаны в холодных (синих и зеленых) тонах, более глубинные – в теплых (коричневых и красных) тонах. Вертикальными бордовыми штриховыми линиями показано время знаковых землетрясений (в порядке проявления): СХ – Северо-Хубсугульское, ГЛ – Голоустное, БС – Быстринское, КД – Кударинское, ХБ – Хубсугульское.

Fig. 10. Diagram of temporal variations in temperature estimates and deep equivalent of temperature in groundwater at station 2 (Mal'chik) of the Arshan reservoir using silica and sodium-lithium geothermometers. ГГДЦ – hydrogeodynamic center. Gray dots indicate data obtained for mineral waters from all operating wells of the Arshan sanatorium in September 2018. Data on well 35 (25.07.2001) from the work (Kustov et al., 2005). Shallow peripheral parts of the mineral water reservoir are shown in cold (blue and green) colors, deeper parts – in warm (brown and red) ones. The vertical burgundy dashed lines show the time of significant earthquakes (in the order of occurrence): СХ – North-Khubsugul, ГЛ – Goloustnoye, БС – Bystraya, КД – Kudara, ХБ – Khubsugul.

халцедоновой модификации геотермометра (Arnorsson et al., 1983).

$$T = \frac{1112}{(4.91 - \log C)} - 273.15,$$

где С – концентрация SiO₂ в мг/дм³; Т – температура в °С.

Минеральные воды ст. 2 (Мальчик) обнаруживают существенные изменения Т(Si), характеризующие временное изменение состояния глубинного резервуара. С учетом локального геотермического градиента Байкальского региона 25 °С/км (Голубев, 2007) по температуре растворения кремния определяется изменение глубинного эквивалента температуры (ГЭТ). За 12-летний срок наблюдений 2012–2024 гг. в минеральной воде ст. 2 различается 5 Т(Si) эпизодов (рис. 10а).

Первый эпизод (27.06.2012–26.10.2012) длится 4 месяца, в течение которых Т(Si) снижается от 66 до 45 °С, соответствующим продвижению фронта минеральных вод с глубины 2.7 км на глубину 1.7 км. Во временном интервале 27.06.2012–04.08.2012 поддерживается температура около 66 °С (ГЭТ=2.7 км), 01.09.2012–15.09.2012 температура снижается до интервала 51–59 °С (ГЭТ=2.0–2.4 км), а 06.10.2012–26.10.2012 продолжает снижаться до интервала 45–46 °С (ГЭТ=1.7 км).

Второй эпизод (11.11.2012–24.10.2013) продолжается 11 месяцев. В это время наблюдается снижение Т(Si) от 49 °С до 35 °С, соответствующее последовательному уменьшению глубины поступающих минеральных вод резервуара от 2.0 до 1.5 км. Во временном интервале 11.11.2012–19.02.2013 поступают воды с температурой около 49 °С

(ГЭТ=2.0 км), 10.05.2013–15.06.2013 – с температурой, сниженной до интервала 45–48 °С (ГЭТ=1.8–1.9 км), 28.06.2013–08.09.2013 – с еще более сниженной температурой до интервала 41–43 °С (ГЭТ=1.6–1.7 км), а 12.10.2013–24.10.2013 – с еще более сниженной до интервала 35–39 °С (ГЭТ=1.5 км).

Третий эпизод (19.08.2014–23.09.2016) определяется как время существенной перестройки резервуара минеральных вод. В начале этого эпизода (19.08.2014) Т(Si) составляет 46 °С (ГЭТ=1.8 км), в конце – возрастает до 109 °С (ГЭТ=4.4 км). Значение Т(Si) 24.06.2015 составляет 92 °С (ГЭТ=3.7 км), а через год (24.06.2016) – поддерживается приблизительно на том же уровне (98 °С, ГЭТ=3.9 км). Несмотря на редкое опробование, в конце 2014 г. – первой половине 2015 г. уверенно обозначается резкий температурный скачок.

Четвертый эпизод (14.09.2017) представлен единичным определением Т(Si) = 59 °С (ГЭТ=2.4 км). В это время температурный режим резервуара возвращается к состоянию 2012–2014 гг.

Пятый эпизод (07.04.2018–19.04.2024) длится 6 лет и, возможно, еще не завершен. По всей серии проб обозначается узкий интервал Т(Si) = 100–107 °С (ГЭТ=4.0–4.3 км). Эти данные свидетельствуют о поступлении минеральных вод из стабильного гидрогеодинамического центра (ГГДЦ) Аршанского резервуара. В скв. 35, от которой протягивается труба к установке «Мальчик», проба отбиралась 09.09.2018 непосредственно из скважины. Полученное значение Т(Si) = 112

°С (ГЭТ=4.5 км) близко к значениям температуры проб вод из инсталляции.

На рис. 10а показана температура $T(\text{Si})$, рассчитанная для пробы минеральной воды из скв. 35, которая отбиралась 25.07.2001 (Кустов и др., 2005). Полученное значение (107 °С) соответствует интервалу ГГДЦ. Если в то время минеральная вода поступала в эту скважину из ГГДЦ, во временном интервале с 2001 до 2012 г. поступление минеральных вод в нее могло измениться с выходом на периферию резервуара, но после 2015 г. вновь возвратиться в ГГДЦ.

Между тем, семь из девяти проб воды, отобранных из действующих скважин Аршанского месторождения в первой половине сентября 2018 г., показывают такие же высокотемпературные характеристики как вода скв. 35 и ее отвод к инсталляции Мальчик. Максимальное значение $T(\text{Si}) = 117$ °С (ГЭТ=4.7 км) дает минеральная вода скв. 41 (глубина 657 м, t на изливе 45 °С, $P = 7.4$ атм.). Сравнительно низкое значение $T(\text{Si}) = 45$ °С (ГЭТ=1.8 км) имеет минеральная вода скв. 34 (глубина 314 м, t на изливе 18–22 °С, $P = 2.5$ атм.). Еще одна скважина с пониженным значением $T(\text{Si})$ (87 °С, ГЭТ=3.5 км) минеральной воды находится в аллювии р. Кынгарга (закрытая скв. 6). При опробовании 25.07.2001 г. (Кустов и др., 2005) скв. 6 также дала минеральную воду с пониженным содержанием кремнекислоты ($\text{H}_4\text{SiO}_4=69.4\text{--}70.4$ мг/дм³). В скважинах 35, 37 и 41 содержание кремнекислоты в это же время определено содержанием H_4SiO_4 в интервале 149.3–161.3 мг/дм³.

В мониторинге минеральных вод ст. 2 на панели б (рис. 10) временные изменения $T(\text{Na/Li})$ получают интерпретацию по эпизодам меняющихся значений $T(\text{Si})$, принятым на панели а этого рисунка.

Первый (4-месячный) и второй (11-месячный эпизоды) 2012–2014 гг. дают широкие вариации $T(\text{Na/Li})$, соответствующие в общем хаотическим синкинематическим изменениям температуры в трещинных водах разлома А от 133 до 153 °С. При перестройке

резервуара минеральных вод (эпизод 3) значения $T(\text{Na/Li})$ сначала возрастают до 149 °С (движение в плоскости разлома ускоряется с выходом на максимум 24.06.2015), затем – снижаются до 130 °С (движение замедляется с выходом на минимум 23.09.2016). Четвертый эпизод (14.09.2017) обозначается возрастанием $T(\text{Na/Li})$ до 146 °С, отражающееся в импульсе ускорения движения с выводом минеральных вод на периферию резервуара. Это ускорение приводит к запуску 6-летних событий пятого эпизода с концентрированием фронта поступающих минеральных вод в ГГДЦ на глубине 4.0–4.4 км. Это состояние резервуара начинается с высокого значения $T(\text{Na/Li})=149$ °С (ускоренного движения в ГГДЦ) и выражается в последовательном снижении $T(\text{Na/Li})$ до 128 °С (в замедлении движения).

На рис. 10б показана температура $T(\text{Na/Li})$, рассчитанная для пробы минеральной воды из скв. 35, которая отбиралась 25.07.2001 (Кустов и др., 2005). Полученное значение (175 °С) заметно превышает значения, полученные за время мониторинга 2012–2024 гг. При условии, если концентрации Na и Li определены корректно, по водам скв. 35 может реконструироваться общее снижение температуры трения $T(\text{Na/Li})$.

Из синтеза представленных результатов мониторинга ст. 2 на рис. 10в следует вывод о резком возрастании $T(\text{Si})$ (ГЭТ) резервуара минеральных вод в конце 2014 г. и первой половине 2015 г. с переходом от периферии резервуара к ГГДЦ, сохраняющему, за исключением возвратного импульса 14.09. 2017, стабильное положение на глубине 4.0–4.4 км в течение последних 9 лет с относительным замедлением движения в плоскости разлома А. Полученные высокие оценки $T(\text{Si})$ в сентябре 2018 г. для всех действующих скважин показывают общее состояние резервуара в режиме ГГДЦ, обозначенное в это время для ст. 2.

Обратимся теперь к пресным подземным водам ст. 1, 3 и 4а. Урановые компоненты II и III этих станций показывают концентрацию

Si в основном менее 3.3 мг/дм³ и дают отрицательные значения температуры T(Si) при использовании халцедонового геотермометра. По кремниевой геотермометрии минеральные воды глубинного резервуара Аршанского месторождения отчетливо отличаются от пресных вод, в том числе, содержащих некоторую примесь растворенных минеральных компонентов.

Расчет температур T(Na/Li) подземных вод разных станций в районе Аршана показывает временные ряды значений, характеризующих различия деформаций, проявляющихся в трех разломах Тункинской зоны: А, Б и В (рис. 11). В разломе А (Аршанский) на ст. 2 периферическая (малоглубинная) область минеральных вод испытывает сильные деформации в 2012–2014 гг. с тенденцией к снижению. Периферические минеральные воды сменяются в 2015 г. минеральными водами, поступающими из области сильных деформаций ГГДЦ, которые со временем теряют интенсивность. В этом же разломе на ст.

1 (Глазной) температуры T(Na/Li) в целом ниже температур минеральной воды ст. 2, а в разломе Б (Бортовой) еще ниже. Температурные оценки T(Na/Li) подтверждают вывод о вероятном происхождении вод ст. 1 (Глазной) в результате небольшой примеси минерального компонента I к пресноводному компоненту III (см. рис. 9). Компонент III является характеристикой разлома Б при его преобладающей роли в разломе А (Глазной источник), в котором к нему слегка примешивается минеральный компонент I.

В разломе В (Водопадный) на ст. 4а наблюдается снижение температур T(Na/Li) подземных вод, относительно T(Na/Li) подземных вод разломов А и Б, до интервала 97–110 °С. Вода этой мониторинговой станции представляет собой самостоятельный компонент II, который характеризует менее интенсивные тектонические деформации в разломе В по сравнению с деформациями в разломах А и Б.

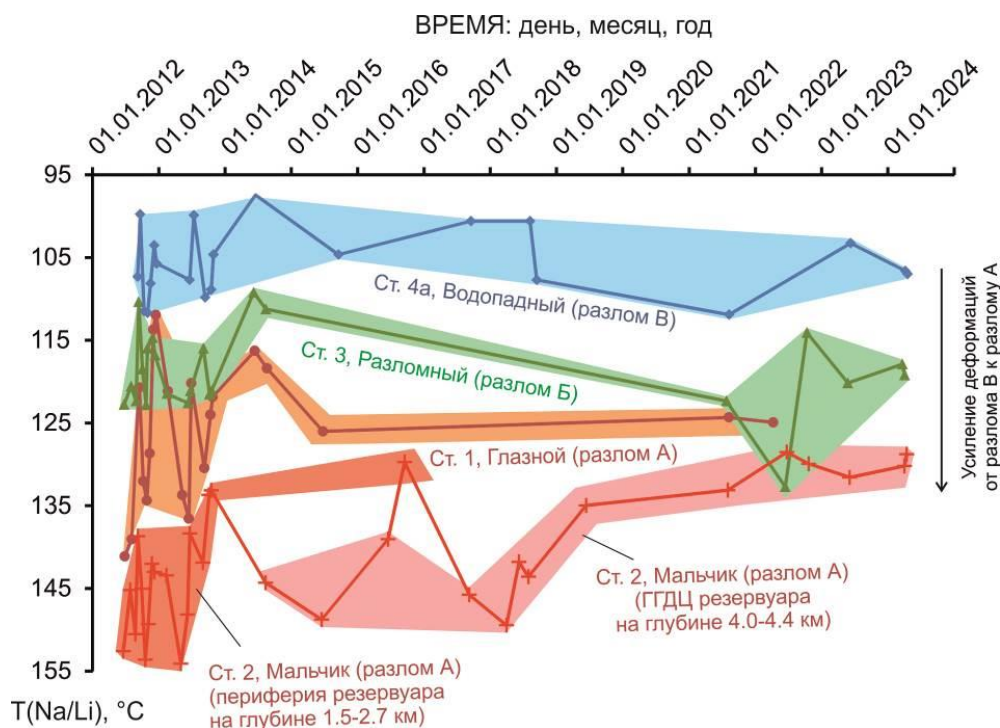


Рис. 11. Диаграмма временных вариаций температурных оценок подземных вод Аршана по натрий-литиевому геотермометру.

Fig. 11. Diagram of temporal variations in temperature estimates of Arshan groundwaters using the sodium-lithium geothermometer.

Временные вариации урановых компонентов

Итак, в подземных водах Аршанского месторождения различаются 3 урановых компонента, из которых компонент I минеральных вод близок к циклическому равновесию, а два других показывают ОА4/8 явно выше 1. Для компонента I минеральных вод получаются высокие значения $T(\text{Si})$, свидетельствующие об их подъеме из глубинного резервуара, тогда как компоненты II и III имеют низкое содержание кремния, которое служит показателем отсутствия какой-либо интеграции этих вод в градиентное поле температур верхней части коры. Температурная информация пресной родниковой воды по кремнию стирается циркуляцией подземных вод в системе «поднятие–впадина» современного артезианского бассейна при сохранении высокотемпературной натрий-литиевой информации для них в интервале 97–155 °С. Температурные натрий-литиевые характеристики аршанских вод в целом выше температурных натрий-литиевых характеристик култукских подземных вод, для которых определен диапазон $T(\text{Na/Li})$ от 8 до 120 °С (Rasskazov et al., 2024b).

Пять температурных эпизодов холодных минеральных вод ст. 2 Аршанского полигона отчетливо отображаются в вариациях ОА4/8 (рис. 12). Первый (4-месячный) эпизод характеризуется широкой амплитудой этого отношения от 0.97 до 1.4. В течение второго (11-месячного) эпизода ОА4/8 находится в более узком интервале 1.0–1.02. Значение ОА4/8 воды, отобранной в начале третьего (перестроечного) эпизода (19.08.2014), соответствует верхнему пределу интервала ОА4/8 второго эпизода и несколько возрастает в ходе последующей перестройки резервуара в 2015–2016 гг. с вхождением в ГГДЦ. Возвратный периферический импульс 14.09.2017 выражается в падении ОА4/8 ниже 1.0. С наступлением 6-летней стабилизации пространственного положения ГГДЦ значения ОА4/8 возрастают.

По результатам опробования в сентябре 2018 г. в холодных и теплых минеральных

водах скважин 35 (глубина 140 м, холодная минеральная вода, $P = 0.5$ атм.) и 34 (глубина 314 м, теплая минеральная вода: $t = 18\text{--}22$ °С, $P = 2.5$ атм.) определяется ОА4/8, близкое к равновесию (соответственно, 1.02 и 1.03), а в горячих минеральных водах скважин 39 (глубина 650 м, $t = 43$ °С, $P = 4.2$ атм.) и 41 (глубина 657 м, $t = 45$ °С, $P = 7.4$ атм.) – более высокое ОА4/8 (соответственно, 1.33 и 1.83). Следовательно, циклическое равновесие урана достигается в холодных минеральных водах из скважин малой глубины (до 314 м) и нарушается в горячих минеральных водах из более глубоких скважин (650–657 м).

Концентрация U в минеральных водах ст. 2 с течением времени также меняется (рис. 9б). В первом (4-месячном) эпизоде определяется повышенная концентрация U (8.5–9.8 мкг/дм³). Во втором (11-месячном) эпизоде концентрация U снижается до интервала 7.2–9.4 мкг/дм³. В пробе, отобранной 19.08.2014, концентрация U находится на минимуме (6.7 мкг/дм³). В последующих пробах перестроечного временного интервала 2015–2016 гг. концентрация U возрастает незначительно, а периферический импульс дает возрастающую концентрацию U (8.2 мкг/дм³). В начале пятого (6-летнего) эпизода стабильного пространственного положения ГГДЦ резервуара подземных вод (перед Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией) концентрация U сохраняется на этом же уровне (8.0–8.5 мкг/дм³). В ходе этой активизации (в 2021–2023 гг.) концентрация U снижается до интервала 7.0–7.8 мкг/дм³. В 2024 г. концентрация U выходит на максимум около 8.5 мкг/дм³. В течение всего ряда наблюдений можно видеть понижение концентрации U перед сейсмическими событиями.

Поскольку уран минеральных вод ст. 2 близок к циклическому изотопному равновесию, вариации ²³⁴U (A4) (рис. 9в) фактически повторяют вариации материнского изотопа ²³⁸U (рис. 12а). В данном случае отклонение ОА4/8 от 1.0 показывает выход этого параметра на экстремальные значения выше и ниже 1.0.

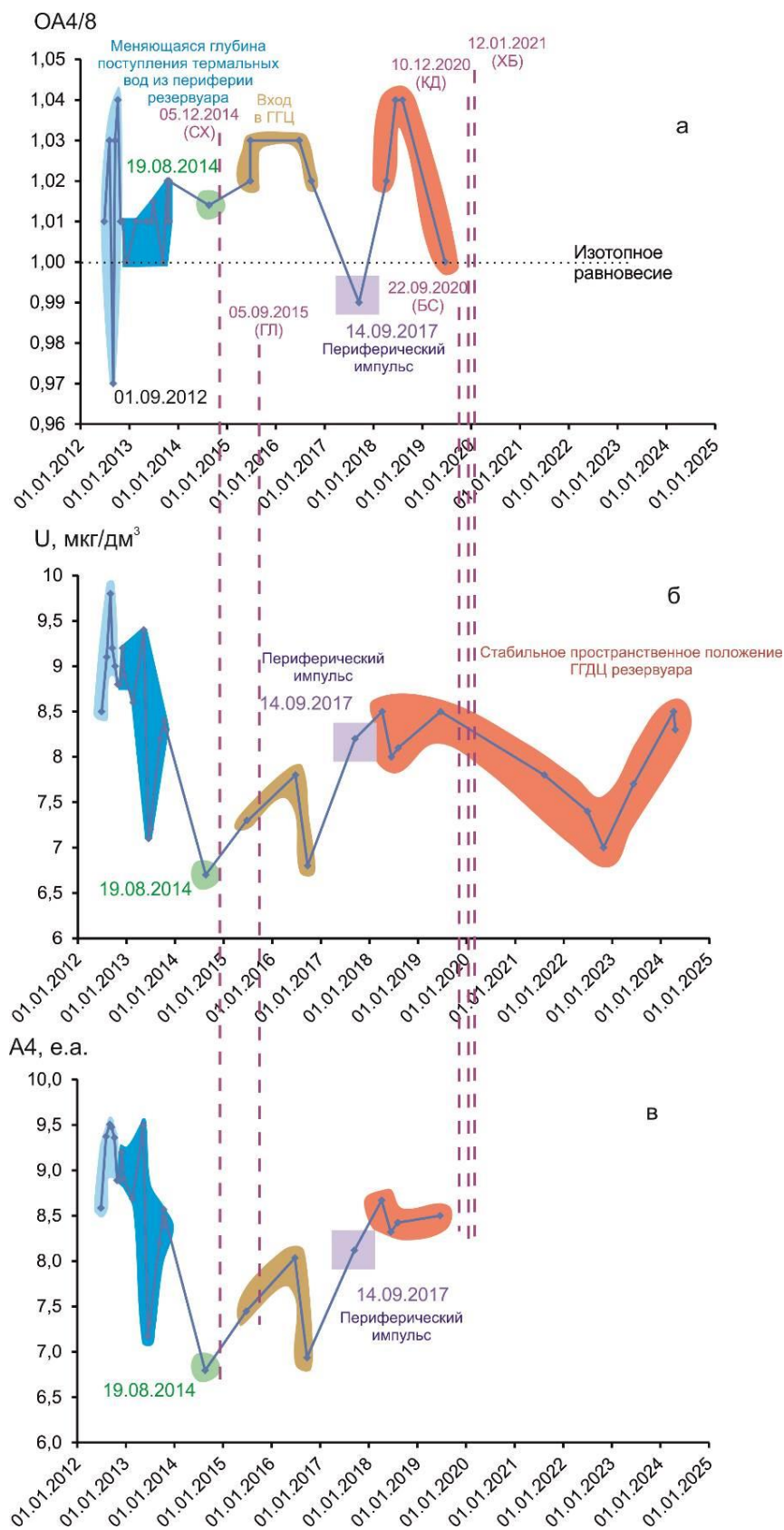


Рис. 12. Диаграммы временных вариаций OA4/8 (а), U (б) и A4 (в) минеральных вод ст. 2. Условные обозначения см. рис. 10.

Fig. 12. Diagrams of temporal variations of OA4/8 (a), U (b) and A4 (c) of mineral waters from station 2. Symbols are as in Fig. 10.

В пробах, отобранных 09 сентября 2018 г., концентрация U минеральных вод снижается с севера на юг от 8.3 мкг/дм³ (скв. 35), через промежуточные значения 3.3 мкг/дм³ (скв. 34) и 2.4 мкг/дм³ (скв. 39) до 1.03 мкг/дм³ (скв. 41). ОА4/8 в скв. 35 и 34 составляет, соответственно 1.02 и 1.03 при возрастании этого показателя через значение 1.33 (скв. 39) до 1.83 (скв. 41). Таким образом, в минеральных водах, отобранных в один день, урановые компоненты отчетливо меняются вдоль профиля от холодных вод к термальным (рис. 13). Концентрация Si и отношение Na/Li находятся в водах скважин 35, 39 и 41

приблизительно на одном уровне, тогда как в воде скв. 34 эти показатели снижаются. Следовательно, температурные характеристики резервуара минеральных вод, отобранных в один день из трех скважин, практически не меняются (или меняются слабо). Снижение значений термофильных компонентов в воде скв. 34 может объясняться тем, что в сентябре 2018 г. эта скважина не эксплуатировалась, а 15-минутная прокачка перед отбором пробы оказалась не эффективной для регистрации текущих термальных изменений, происходящих в резервуаре.

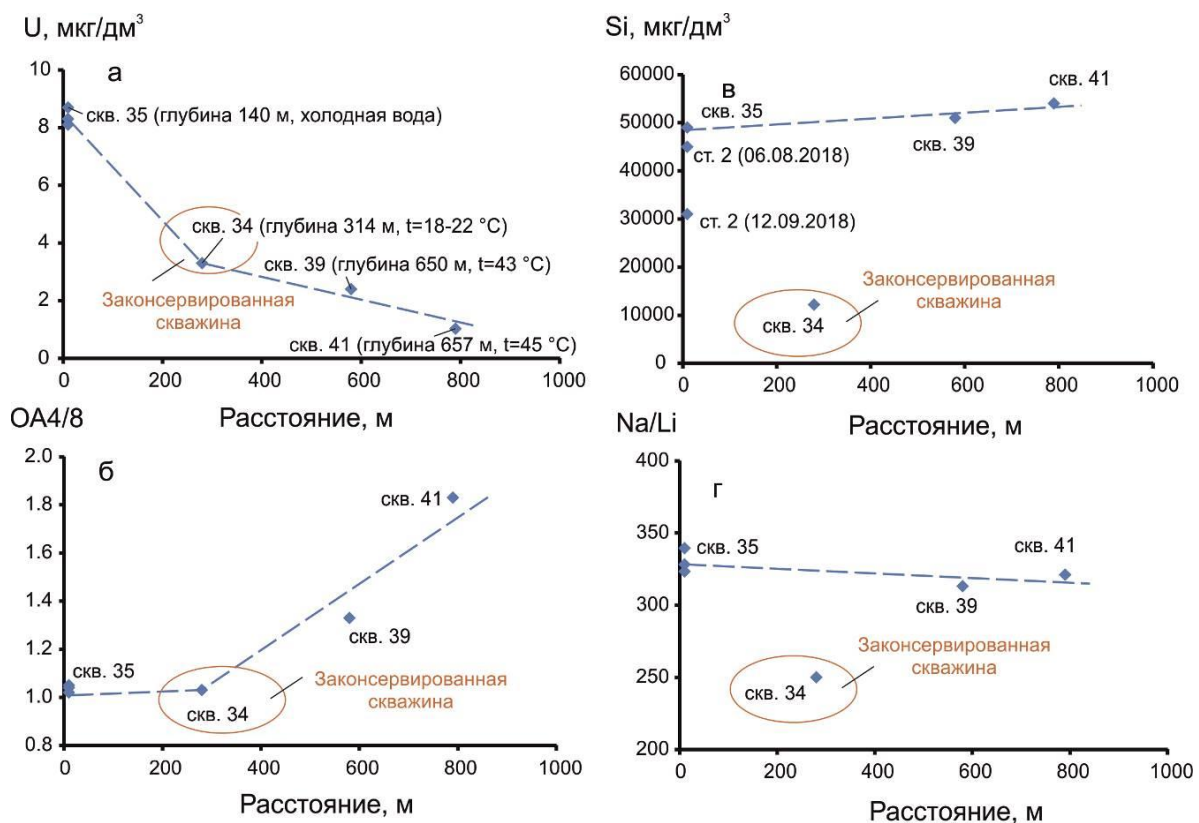


Рис. 13. Диаграммы вариаций концентрации U (а), ОА4/8 (б), концентрации Si (в) и Na/Li отношения (г) вдоль профиля с севера на юг в минеральных водах из скважин Аршанского месторождения. Пробы отобраны 09 сентября 2018 г. Вместе с составом воды из скв. 35 нанесены точки составов воды из этой скважины, поступающей по трубе в установку Мальчик (12.09.2018 и 06.08.2018).

Fig. 13. Diagrams of north–south variations of U concentration (а), ОА4/8 (б), Si concentration (в) and Na/Li ratio (г) in mineral waters from wells of the Arshan deposit. Samples were collected on September 9, 2018. Along with the water composition from well 35, data points of water compositions from this well, supplied through a pipe to the Malchik installation (12.09.2018 and 06.08.2018), are plotted.

Обсуждение

Происхождение аршанских углекислых минеральных вод в опубликованных работах трактуется исходя из определений

изотопного состава гелия газовой фазы (³He/⁴He) и изотопного состава растворов подземных вод (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δD и δ¹⁸O). Рассматриваемые урановые компоненты отражают процесс растворения, который зависит от буферующего действия окислителей и

восстановителей, роль которых выполняют газы. 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. Для понимания происхождения урановых компонентов и интерпретации результатов гидрогеохимического мониторинга аршанских подземных вод, представленных в настоящей работе, требуется, прежде всего, согласование полученных материалов с опубликованными изотопными данными по подземным водам Тункинской впадины.

Мантейные характеристики изотопов He

Для аршанских холодных минеральных вод из скважин 26, 28 и Глазного источника, а также термальных минеральных вод из скв. 39 (43 °C на глубине 750 м) с 1972 до 1995 г. проводились измерения ³He/⁴He (Ломоносов и др., 1976; Поляк и др., 1992; Pinneker et al., 1995; Polyak, 2003). Получены стабильные во времени высокие значения этого отношения (до 1.1×10⁻⁵). Из всей совокупности определений для минеральных вод юга Сибири и Монголии минеральные аршанские воды имеют самые высокие значения ³He/⁴He. Минеральная вода Глазного источника содержит в основном урановый компонент III пресных вод из разлома Б (см. рис. 9). Поскольку высокое изотопное отношение ³He/⁴He отражает состав газовой фазы, отсутствие признаков снижения ³He/⁴He в родниковой воде источника Глазной показывает отсутствие зависимости в распределении газовой фазы от растворов подземных вод.

Значения этого показателя аршанских вод близки к величине ³He/⁴He в резервуаре MORB, поэтому предполагается мантейное происхождение гелия (Polyak, 2003). Такие же гелиевые изотопные отношения определены в оливинах порфировых вкрапленников и ксенолитов шпинелевых лерцолитов из позднекайнозойских вулканических пород Хангая и Джиды (Barry et al., 2007). Исходя из сходства отношения ³He/⁴He с этим показателем в резервуаре MORB, связь гелия

аршанских вод с дегазацией малоглубинной части мантии или коромантийного перехода представляется вполне реальной.

Отношение ³He/⁴He применяется в качестве трассера в вулcano-гидротермальных системах с точки зрения мантейных характеристик фумарол (Hilton et al., 2002; Sano, Fischer, 2013). Оно снижалось в фумаролах при угасании активности вулкана Шоушинзян в Японии. В период с 1958 до 1977 гг. семь образцов газа показали снижение отношений ³He/⁴He и ⁴He/²⁰Ne, соответственно, от 7.6×10⁻⁶ и 130 до 3.1×10⁻⁶ и 0.61, что свидетельствовало о контаминации гидротерм атмосферными газами (Nagao et al., 1980). На вулкане Идзу-Осима в Японии была обнаружена корреляция между вековыми вариациями изотопов He и интенсивностью вулканической активности (Sano et al., 1995). Последующие исследования подтвердили, что аномалии изотопных отношений He отражают изменения вулканической активности на вулкане Галерас в Колумбии (Sano et al., 1997), вулкане Стромболи в Италии (Capasso et al., 2005), горе Этна в Италии (Rizzo et al., 2006) и вулкане Поас в Коста-Рике (Hilton et al., 2010). При извержении на горе Хаконэ в Японии 29 июня 2015 года был установлен быстрый рост изотопного отношения ³He/⁴He с мая по август 2015 года с его постепенным снижением до февраля 2018 года, тогда как сейсмическая активность начала усиливаться в марте 2015 года, достигла максимума в мае и снижалась быстрее снижения изотопного отношения ³He/⁴He (Kagoshima et al., 2019).

Характеристики метеорных вод по изотопам Sr, D и O

Интервал Sr-изотопных отношений в термальных и холодных водах Аршанского месторождения находится в узком диапазоне 0.708–0.709 (рис. 14). Интервал изотопного отношения трех урановых компонентов от 0.708173 до 0.708591 (см. рис. 9) вписывается в этот диапазон.

Изотопный состав Sr углекислых термальных минеральных вод месторождений Аршана и Жемчуга интерпретируется в связи с их происхождением из метеорных вод (Дриль и др., 2005). На рис. 14 линией смешения За описывается процесс смешения стронция

воды атмосферных осадков и низкостронциевых карбонатных пород. Поверхностные воды верхнего течения рек Иркут, Белый Иркут и их притоков, текущих полностью, или в значительной степени, по коренным карбонатным породам, также имеют изотопный состав стронция, формирующийся в рамках модели взаимодействия вода атмосферных осадков – карбонатная порода. Наименьшим валовым содержанием Sr и наименее радиогенным его изотопным составом по

сравнению с углекислыми термами обладает вода термальных азотно-метановых вод месторождения Жемчуг. Эти признаки свидетельствуют о различии источников жемчугских и аршанских вод. С.И. Дриль и др. предполагают процесс незначительного взаимодействия в жемчугских термальных водах атмосферных осадков с веществом высокостронциевых карбонатных пород, имеющих низкие изотопные метки Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.706$).

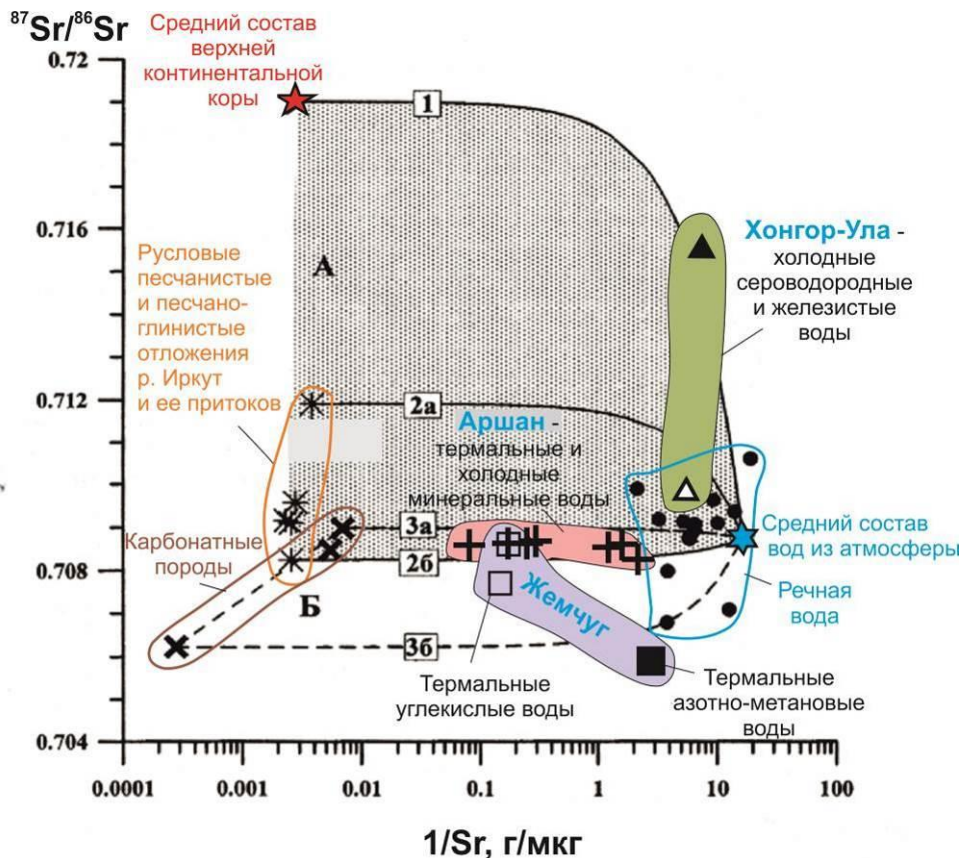


Рис. 14. Sr-изотопная систематика поверхностных и подземных минеральных вод Тункинской впадины (Дриль и др., 2005). 1 – поверхностные воды рек Иркут, Ихе-Угунь, Кынгарга, Хылагун, Большой и Малый Зангисан, Харагун, Зун-Мурин; 2 – термальные минеральные воды месторождения Аршан (скв. 28); 3 – холодные минеральные воды месторождения Аршан (скважина в русле р. Кынгарга); 4 – термальный азотно-метановый источник «Жемчуг»; 5 – термальный углекислый источник «Жемчуг»; 6 и 7 – минеральные воды Хонгор-Ула (источники «Общеукрепляющий» и «Почечный»); 8 – составы русловых песчаных и песчано-глинистых отложений р. Иркут и ее притоков; 9 – составы карбонатных пород территории; 10 – средний валовый состав континентальной коры (СВК); 11 – средний состав верхней континентальной коры (ВК); 12 – средний состав атмосферных выпадений. Линии смешения стронция в системах: 1 – средний состав верхней континентальной коры – средний состав атмосферных осадков; 2а и 2б – состав донного осадка р. Иркут – средний состав атмосферных осадков; 3а – «низкостронциевый» карбонат – средний состав атмосферных осадков; 3б – «высокостронциевый» карбонат

Fig. 14. Sr-isotope systematics of surface and ground mineral waters of the Tunka Basin (Dril' et al., 2005). 1 – surface waters of the Irkut, Ikhe-Ugun, Kyngarga, Khylagun, Bolshoi and Maly Zangisan, Kharagun, Zun-Murin rivers; 2 – thermal mineral waters of the Arshan deposit (well 28); 3 – cold

mineral waters of the Arshan deposit (well in the Kyngarga River bed); 4 – thermal nitrogen-methane spring "Zhemchug"; 5 – thermal carbon dioxide spring "Zhemchug"; 6 and 7 – mineral waters of Khongor-Ula (springs "Obscheukreplyayushchiy" and "Pochechny"); 8 – compositions of channel sandy and sandy-clayey deposits of Irkut River and its tributaries; 9 – compositions of carbonate rocks of the area; 10 – average bulk composition of the continental crust (BK); 11 – average composition of the upper continental crust (BK); 12 – average composition of atmospheric precipitation. Strontium mixing lines in the systems: 1 – average composition of the upper continental crust – average composition of atmospheric precipitation; 2a and 2b – composition of the Irkut River bottom sediment – average composition of atmospheric precipitation; 3a – "low-strontium" carbonate – average composition of atmospheric precipitation; 3b – "high-strontium" carbonate.

Изотопный состав кислорода и водорода поверхностных и подземных вод Тункинской долины соответствует в целом линии метеорных вод Крейга (рис. 15). Речные воды условно разделяются на 2 группы по преобладающему типу питания – существенно дождевого (группа I) и существенно ледникового (группа II). Для группы I характерны более высокие значения δD и $\delta^{18}O$, что связано с преобладанием в их питании дождевых вод.

К этой группе относятся поверхностные воды р. Иркут и его притоков на абсолютных высотах 700–900 м. Группа речных вод II отличается более низкими значениями δD и $\delta^{18}O$, которые объясняются значительной ролью талых ледниковых вод в их питании. К ним относятся воды р. Иркут и его притоков в верхнем течении, на абсолютных высотах 1000–2000 м.

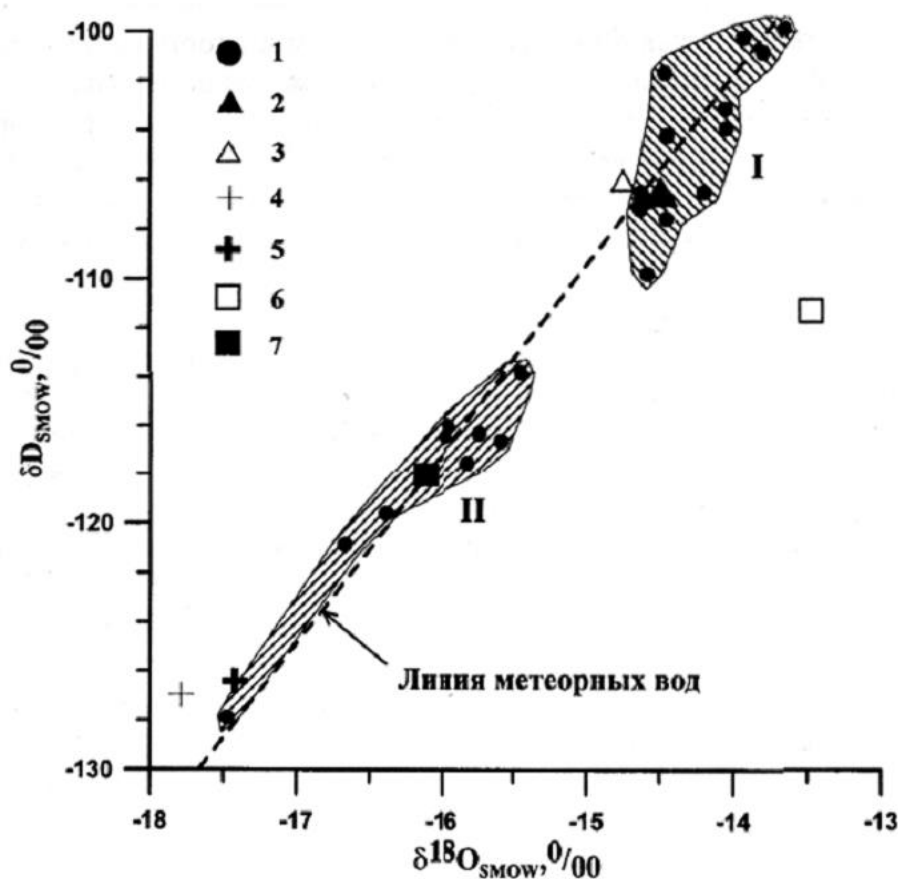


Рис. 15. Соотношение $\delta D - \delta^{18}O$ в поверхностных и минеральных водах Тункинской долины Байкальской рифтовой системы (Дриль и др., 2005). 1 – поверхностные воды рек Иркут, Ихе-Угунь, Кынгарга, Халагун, Большой и Малый Зангисан, Харагун, Зун-Мурин; 2 и 3 – минеральные воды Хонгор-Ула (источники «Общеукрепляющий» и «Почечный»); 4 – холодная минеральная вода месторождения Аршан (скважина в русле р. Кынгарга); 5 – термальная минеральная вода этого же месторождения (скв. 28); 6 – термальная углекислая вода месторождения Жемчуг; 7 – термальная азотно-метановая вода этого же месторождения. Римскими цифрами показаны группы изотопных составов поверхностных вод на различных гипсометрических уровнях: I – 700–900 м и II – 1000–2000 м.

Fig. 15. The $\delta D - \delta^{18}O$ ratio in surface and mineral waters of the Tunka Valley in the Baikal Rift System (Dril' et al., 2005). 1 – surface waters of the Irkut, Ikhe-Ugun, Kyngarga, Khalagun, Bolshoy and Maly Zangisan, Kharagun, Zun-Murin rivers; 2 and 3 – mineral waters of Khongor-Ula (springs “Ob-scheukreplyayushchiy” and “Pochechny”); 4 – cold mineral water of the Arshan deposit (a well in the Kyngarga River bed); 5 – thermal mineral water of the same deposit (well 28); 6 – thermal carbon dioxide water of the Zhemchug deposit; 7 – thermal nitrogen-methane water of the same deposit. Roman numerals show groups of isotopic compositions of surface waters at different hypsometric levels: I – 700–900 m and II – 1000–2000 m.

Минеральные источники обнаруживают отчетливую связь с поверхностными водами в зоне разгрузки. Например, воды родников Хонгор-Ула («Почечный» и «Общеукрепляющий») принадлежат к группе I поверхностных вод, а подземные воды месторождения Аршан принадлежат к группе II (рис. 14). Воды месторождения Жемчуг характеризуются резко различным изотопным составом воды. Азотно-метановая термальная вода имеет изотопный состав, соответствующий группе II поверхностных вод, тогда как углекислая термальная вода имеет более высокие значения δD и $\delta^{18}O$. Существенный сдвиг вправо от линии метеорных вод точки углекислого состава может указывать на изотопный обмен при повышенной температуре с карбонатными породами, для которых определен интервал значений $\delta^{18}O$ от +17.6 до +27.2 ‰ (Дриль и др., 2005).

О пространственном разделении газов и жидкостей в мантии и в области коромантийного перехода

Связь изотопного состава гелия аршанских вод с дегазацией малоглубинной части мантии или коромантийного перехода, с одной стороны, и генетическая связь минеральных вод с поверхностными водами по Sr–O–D изотопным характеристикам, с другой стороны, заставляет принять в качестве рабочей гипотезу пространственного разделения газов и жидкостей в мантии и в области коромантийного перехода. Имеются факты, свидетельствующие о том, что газы – окислители и восстановители – действительно проявлялись в геологических комплексах пород фундамента Тункинской долины, кайнозойских вулканических породах и глубинных включениях из них.

Газовая фаза играет важнейшую роль в процессах глубинного магмообразования. Эксперименты свидетельствуют о зависимости между составом газов и магматических

расплавов. Так, магма нормально щелочного (толеитового) состава имеет существенно водный состав флюида. В магме щелочно-базальтоидного состава состав флюида меняется на углекислый (Майсен, Бетчер, 1979). Перед вулканическими извержениями в Японии менялось соотношение газов в фумаролах. В геотермальной зоне Овакудани, расположенной в центре вулканической кальдеры Хаконэ (остров Хонсю, префектура Канагава, Япония), наблюдалось увеличение отношений CO_2/H_2O , CO_2/H_2S , CO_2/CH_4 и He/CH_4 синхронизированных с роем землетрясений в 2015 году. Такие изменения были обусловлены доминированием магматического компонента над гидротермальным (Ohba et al., 2019). На вулкане Хаконэ наблюдалось увеличение отношения CO_2/H_2S , содержащихся в вулканическом газе из фумарол, синхронизированное с роями землетрясений и деформаций в 2013 и 2015 гг. Подобное увеличение отношения CO_2/H_2S наблюдалось также в 2017 и 2019 годах, хотя не такое резкое, как в 2013 и 2015 гг. Кроме того, максимальные значения отношения CO_2/H_2S в 2017 и 2019 гг. были ниже значений 2013 и 2015 гг. Эти различия связывались с ограниченным и меньшим масштабом вулканической активности в 2017 и 2019 годах по сравнению с 2013 и 2015 годами (Daita et al., 2021). В обоих случаях перед вулканическим извержением возрастала роль газа-окислителя с уменьшением роли газа-восстановителя.

При изучении строения лавовых потоков и лавово-пирокластических толщ кайнозойских вулканических полей юга Сибири был сделан вывод о меняющемся характере соотношения летучих компонентов с расплавами разного состава и разных территорий (Расказов, 1987).

При излияниях оливиновых базальтов в Восточном Саяне и Хамар-Дабане, включая Тункинскую долину, часто образовывались гиалокластиты, переходящие в подушечные

лавы. Многочисленные находки таких образований на этих территориях свидетельствуют о широко распространенном явлении взаимодействия извергавшихся магматических расплавов с поверхностными водами. На Удоканском и Витимском вулканических полях Забайкалья гиалокластиты и подушечные лавы, однако, не известны, хотя условия для взаимодействия расплавов с поверхностными водами также неоднократно создавались.

В базальтовых и трахибазальтовых магмах летучие компоненты задерживались и перераспределялись внутри излившихся лавовых потоков с распространением пор преимущественно в их верхних частях. Нередко пористость охватывала весь слой излившейся магмы. На вулканических полях Восточного Саяна и Прихубсугуля распространены лавовые потоки с признаками флюидной дифференциации расплавов, с образованием пальцеобразных пористых обособлений и крупнозернистых эссекситовых линз. В верхней части такой линзы лавового потока в средней части разреза Эхе-Хэйрэгтэ (район пос. Орлика) продвинутая флюидная дифференциация дошла до образования в кровле эссекситовой линзы мощностью до 2 м мелких микросиенитовых линзочек. Образование дифференцированных серий умеренной щелочности (щелочной оливиновый базальт – трахит) и высокой щелочности (базанит–теффринолит) на Удоканском вулканическом поле в основном отразило процессы флюидной дифференциации магм в малоглубинной мантии и коре (Рассказов, 1993; Рассказов, Чувашова, 2018).

Эксплозивная деятельность на забайкальских вулканических полях, как правило, завершала вулканизм с излиянием высокощелочных (тефритовых, фонотефритовых) лав. Высокощелочные расплавы в излившихся лавовых потоках быстро отвердевали, поэтому обычно содержат вулканическое стекло. Отсутствие пор в лавовых потоках базанитов и тефритов свидетельствует о том, что газовая фаза из них на земной поверхности практически не отделялась. Газы отделялись от магм в каналах на пути их движения к земной поверхности. В отличие от умереннощелочных магм, из которых летучие компоненты

выделялись при их излияниях на земную поверхность, высокощелочные магмы теряли летучие компоненты (преимущественно углекислый газ) на глубине.

В вулканических породах и их глубинных включениях определялись содержания газов методом высокотемпературного хроматографического анализа при нагревании измельченной фракции (0.25–0.5 мм) до 900 °С. В мегакристаллах щелочных полевых шпатов из удоканских фонотефритов и теффринолитов было обнаружено общее обеднение H₂O и CO₂ относительно вмещающих пород. Коэффициент восстановления ($K_v = (H_2O + CO + H_2) \times 100 / (H_2O + CO_2)$) составляет во вмещающих породах – 0.46–0.59, в мегакристаллах – 5.4–37.5. Отношение H₂O/CO₂ во вмещающих породах гораздо выше, чем в мегакристаллах (соответственно, 38–46 и 4–13). По результатам хроматографического анализа сделан вывод об обогащении кристаллизовавшихся щелочнобазальтоидных магм водой после выделения щелочных полевых шпатов на глубине. Сама кристаллизация мегакристаллов в щелочнобазальтоидных расплавах происходила в области коромантийного перехода и, скорее всего, отразила режим отделения от расплава CO₂ с относительным возрастанием во флюиде доли H₂O (Рассказов, 1987).

Положение аршанских минеральных вод во флюидопроницаемых структурах коры и коромантийного перехода

О локальном характере преобразования пород коромантийного перехода под действием флюидов – восстановителей и окислителей – свидетельствует смена восстановленности–окисленности Fe в клинопироксене и шпинели глубинных включений из вулканических пород вдоль Еловской зоны горячей трансенсии. Железо восстановлено в минеральных фазах из глубинных включений центральной (внутренней) части Тункинской впадины и сопредельного Еловского отрога (местонахождение Хобок). Железо окислено в минеральных фазах из глубинных включений с хромдиопсидом и авгитом в тефритах южной части Еловской зоны горячей трансенсии, на границе Тункинской долины с

поднятием Хамар-Дабана (местонахождение Козья Шейка). Между местонахождениями включений с полностью восстановленным и полностью окисленным Fe находятся включения контактовых ксенолитов, в которых в контакте находятся породы с Fe в окисленной и в восстановленной форме (местонахождение Иркут). На восточном фланге Кынгаргского разлома, в гольцовой части Тункинского хребта, имеются выходы субвулканических тефритов с Сг-диопсид содержащими ксенолитами, подобными ксенолитам из тефритов Козьей Шейки, на его западном фланге находится некк с родственными малоглубинными плагиоклаз-керсутитовыми включениями (Рассказов и др., 1989а,б; Чувашова, Рассказов, 2014). Аршанское месторождение минеральных вод соответствует Кынгаргскому разлому с тефритовым некком, расположенным на его западном фланге и содержащим родственные малоглубинные плагиоклаз-керсутитовые включения.

В Слюдянском зональном метаморфическом комплексе местонахождение глубинных включений Хобок с восстановленным Fe осевой части Тункинской долины пространственно соответствует зоне гранулитового метаморфизма, а местонахождения включений Иркут, Козья Шейка и с восстановленным, и с окисленным Fe в ее южной краевой части – породам более низких степеней метаморфизма амфиболитовой фации. Отметим сильное окисление железа (все железо в виде Fe^{3+}) в ярко-красных шлаках вулкана Коврижка (Рассказов, 1993), расположенного на правобережье Хобка, хотя этот вулкан попадает в зону восстановленных пород гранулитового метаморфизма. Такое пространственное соединение процессов окисления (все железо в виде Fe^{3+} шлаков) и восстановления (гранулитовый метаморфизм, все железо в клинопироксене и шпинели глубинных включений в виде Fe^{2+}) подобно совмещению окисленных и восстановленных пород, которое наблюдается в сложных (контактовых) ксенолитах с фассаитовым клинопироксеном местонахождения Иркут. Разница заключается в том, что в Иркутском местонахождении ксенолитов воздействие восстановителя и окислителя пространственно совмещено в нижней-средней коре, а в Хобокском –

разнесено по вертикали. Хобокские ксенолиты представляют собой восстановленные породы нижней-средней коры, пирокластические породы вулкана Коврижка – извергнутый магматический материал, насыщенный флюидами–окислителями.

Подобно рассмотренным местонахождениям ксенолитов из вулканических пород Еловской зоны горячей трансенсии, Аршанское месторождение минеральных вод также обнаруживает признаки пространственного совмещения воздействия газов–окислителей и газов–восстановителей. Это месторождение соответствует зоне окисления северного (Тункинского) граничного разлома Тункинской долины и смене пород гранулитовой фации породами более слабой степени метаморфизма.

Перенос U в области коромантийного перехода

Для идентификации районов воздействия флюидов на малоглубинную мантию и кору показательны вариации концентрации U в источниках коромантийного перехода кайнозойских вулканических пород. Неизменные мантийные породы характеризуются отношением $Th/U \sim 4$. Под действием окисленного водного флюида уран извлекается из пород источника. В базальтовых выплавках отношение Th/U возрастает до 20. В то же время, U переносится с его концентрацией в сопредельной области, что приводит к заметному снижению отношения Th/U в базальтовых выплавках. Базальтовые расплавы изливались из малоглубинных источников коромантийного перехода с флюидным перераспределением U в Приморье, Приамурье, Тянь-Шане и Тункинской долины (Рассказов и др., 2003, 2015; Rasskazov et al., 2021).

В последнем случае (т.е. в Тункинской долине) эффект переноса урана гидротермами реализовался в Камарско-Становой зоне горячей трансенсии ее восточной части, в которой вулканическая деятельность ограничивалась временным интервалом 18–12 млн лет назад. Отношение Th/U возросло в базальтах Култукского вулкана, образовавшегося в зоне рельефообразующего Обручевского разлома. Подобное структурное положение в Еловской зоне горячей трансенсии занимает

Аршанское месторождение минеральных вод, которое контролируется зоной рельефообразующего Тункинского разлома (см. рис. 2). Воздействие флюидов на малоглубинный источник коромантийного перехода под Култукским вулканом Камарско-Становой зоны горячей трансенсии может сопоставляться с подобным флюидным воздействием, пространственно соответствующим Аршанскому месторождению минеральных вод Еловской зоны горячей трансенсии. В этой зоне горячая трансенсия начала проявляться, возможно, уже в среднем миоцене, 16–15 млн лет назад, и завершилась около 0.8 млн лет назад. Учитывая принадлежность Кынгаргского разлома к структуре Еловской зоны трансенсии, можно предположить, что ее горячее состояние еще поддерживается глубинными процессами. Проникновение глубинных флюидов в Кынгаргском разломе, и возможно, в других частях Еловской зоны трансенсии может восприниматься как показатель современных (протекающих на глубине) процессов щелочнобазальтоидного магматизма.

От гипотезы о движении углекислых аршанских вод по карбонатному водоносному горизонту Аршанского месторождения к гипотезе пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод

Гипотеза о проникновении термальных углекислых вод с глубины 500 м вдоль слоя карбонатов с охлаждением до низких температур на глубине 100–150 м (см. рис. 5) не объясняет неравновесный состав U первых и равновесный – вторых, а также высокое содержание Si. Если бы, предположим, термальная вода действительно мигрировала по карбонатному водоносному горизонту с постепенным охлаждением от скважин глубиной 500 м к скважинам глубиной 100–150 м, в ее урановом компоненте должно сохраниться ОА4/8, как это имеет место при проникновении компонента глубинной воды Южно-Байкальского резервуара под побережье Байкала (Рассказов и др., 2020), а содержание Si в ней должно было снизиться до значений низкотемпературного раствора.

Может ли изотопный состав U измениться в результате фракционирования масс U-234 и U-238 в поле меняющихся температур при миграции термальной воды по карбонатному водоносному горизонту с ее постепенным охлаждением? Фракционирование ведет к концентрированию тяжелых изотопов в холодной области, легких – в горячей. Если в горячих водах водоносного горизонта на глубине 500 м был некоторый избыток легкого изотопа ^{234}U относительно ^{238}U , в результате удаления ^{234}U и добавления ^{238}U в охлажденные воды на глубине 100–150 м этот избыток мог нивелироваться. Избыток легкого изотопа ^{234}U должен был создаваться в ГГДЦ резервуара каким-то эффектом и сначала снижаться по механизму фракционирования на пути от ГГДЦ до карбонатного горизонта на глубине 500 м. Предположительный эффект создания избытка ^{234}U не мог нарушить современное природное отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.7$, поэтому в случае, если изотопы ^{234}U и ^{238}U действительно фракционировали, то вместе с ними должен был фракционировать изотоп ^{235}U со снижением отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$.

Разумеется, процесс возможного фракционирования изотопов должен тестироваться. Но обращает на себя внимание равновесное соотношение изотопов ^{234}U и ^{238}U в холодных минеральных водах, которое может соответствовать особому природному состоянию среды. Уран природных вод обычно выведен из равновесия. Маловероятно, чтобы равновесие ^{234}U и ^{238}U создавалось механизмом фракционирования.

Подтвердится или не подтвердится фракционирование изотопов U, в любом случае, требует объяснения высокое содержание Si и в горячих, и в холодных минеральных водах, которое свидетельствует об их подъеме из области высоких температур ГГДЦ, соответствующих глубинам 4.0–4.7 км. При таком подъеме холодные и горячие минеральные воды поднимаются из резервуара к земной поверхности разными путями. Холодные минеральные воды с равновесным U проникают в пересечении разлома А с Кынгаргским разломом из ГГДЦ резервуара и его периферии с их быстрым охлаждением, при котором глубинный раствор Si сохраняется. В удалении

от разлома А на западном фланге Кынгаргского разлома создаются другие условия, при которых из глубинного резервуара переносится не только вода, но и тепло. В водах из скважин глубиной 650–657 м одновременно с возрастанием температуры поднимающейся минеральной воды, меняется урановый компонент. Кроме неравновесного соотношения изотопов ^{234}U и ^{238}U , концентрация U в этом компоненте снижается вдвое, что может свидетельствовать о действии восстановителя.

Мы приходим к выводу о том, что распределение урановых компонентов и Si в минеральных водах Аршанского месторождения противоречит гипотезе об их движении по карбонатному водоносному горизонту и лучше объясняется гипотезой пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод от глубинного резервуара (рис. 16).

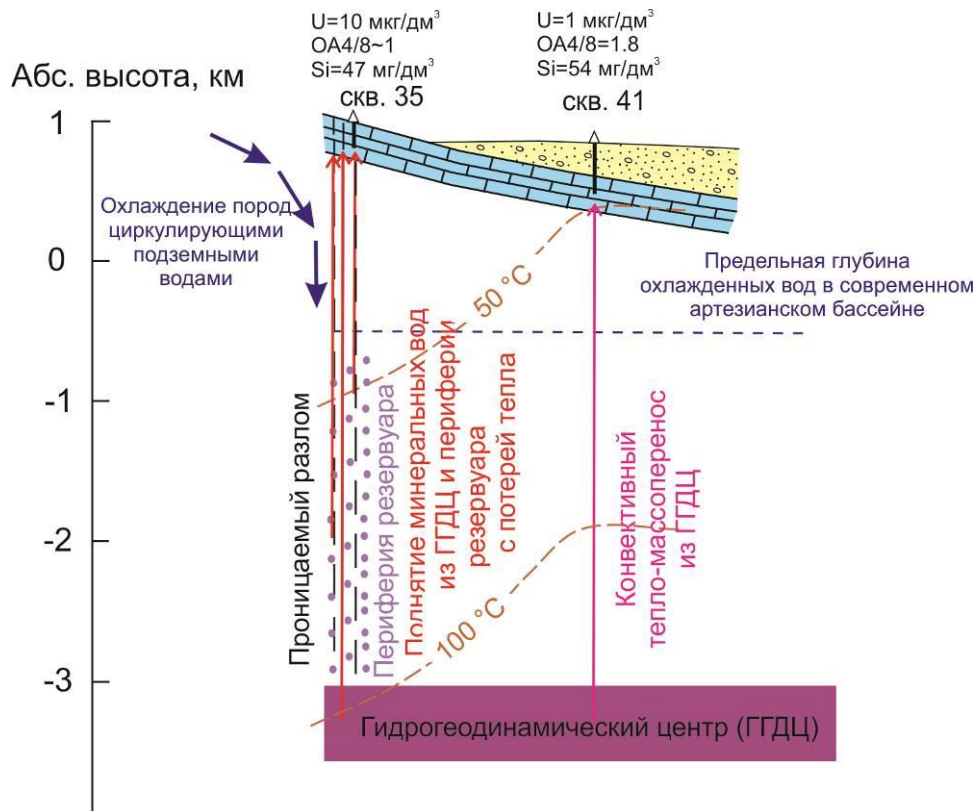


Рис. 16. Схема предполагаемого пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод Аршанского месторождения. В слое карбонатов (синие кирпичики), частично перекрытых кайнозойскими осадочными отложениями (желтый фон с точками и кружками), скважинами вскрываются минеральные воды, которые поднимаются из ГГДЦ и периферии резервуара в проницаемом разломе и из этого же ГГДЦ в удалении от него.

Fig. 16. Scheme of the proposed spatial separation of cold and hot carbon dioxide waters of the Arshan field. In a carbonate layer (blue bricks), partially covered by Cenozoic sediments (yellow background with dots and circles), wells extract mineral waters that rise from a hydrogeodynamic center and periphery of a reservoir in a permeable fault and from the same hydrogeodynamic center at some distance from it.

Интерпретация равновесного и неравновесного урана в подземных водах: косейсмическая химическая гидрогеодинамика

Избыточная отдача породой нуклида ^{234}U в омывающие ее подземные воды, известная как эффект Чердынцева–Чалова (Чердынцев,

1969, 1973), объясняется в сейсмоактивных разломах развитием микродислокаций в ураносодержащих минералах. В относительном возрастании ОА4/8 отражается усиление текущих деформаций в условиях растяжения, усиливающего циркуляцию трещинных вод, в относительном снижении ОА4/8 проявляется закрытие микротрещин в условиях

сжатия, затрудняющего их циркуляцию. Сильные землетрясения БРС, соответствующие усилению сейсмогенных деформаций при растяжении коры на Култукском полигоне, сопровождаются существенным возрастанием ОА4/8 подземных вод (Rasskazov et al., 2020, 2024).

По степени возрастания ОА4/8 в подземных водах Тункинской долины деформационная активность, сопровождающаяся растяжением коры, определяется в районе пос. Култук как максимальная. Более низкая деформационная активность с растяжением коры обозначается в Зактуйской аномалии Еловско-Култукской секции Тункинской долины по значению ОА4/8 = 2.92 (ст. 58) и в Северо-Торской аномалии – по значению ОА4/8 = 2.15 (ст. 121). В Ниловско-Мондинской секции наиболее активной с элементом растяжения следует считать Торскую зону и Ниловскую аномалию с максимальной величиной ОА4/8, сопоставимой с максимальным значением этого отношения в пос. Култук. В Мондинской аномалии деформационная активность растяжения ниже. В 2013–2014 гг. здесь была выявлена единственная скважина с водой, в которой значение ОА4/8 достигало 2.49. При землетрясениях 2014–2015 гг. ОА4/8 этой станции снизилось и в дальнейшем не превышало 1.6. Снижение ОА4/8 объясняется сжатием верхней части коры Мондинской впадины, препятствующим поступлению глубинных вод (Рассказов и др., 2018).

Возникает вопрос, почему аршанские минеральные и пресные воды дают ОА4/8 ниже, чем в аномалиях подземных вод Тункинской долины, показанных на рис. 1? Гипотеза о понижении значения ОА4/8 в мондинских подземных водах в связи со сжатием верхней части коры для аршанских минеральных вод не применима, поскольку разные гидрогеохимические показатели аршанских минеральных вод свидетельствуют об их происхождении из глубинного резервуара.

Опорный Култукский мониторинговый гидрогеохимический полигон находится в зоне милонитов Главного Саянского разлома, представляющих собой тонко гранулированный кварцевый агрегат (Rasskazov et al., 2021). Интервал ОА4/8 в подземных водах этого полигона составляет от 1.09 до 3.29, а

концентрация урана – от 0.0087 мкг/дм³ (ст. 64) до 5.2 мкг/дм³ (ст. 45) (Рассказов и др., 2015, 2020). Аршанские подземные воды, производные карбонатов, дают гораздо более узкий диапазон ОА4/8, хотя диапазон концентрации U в них также широк. Поведение U в минеральных водах из силикатных и карбонатных пород различается. Низкое ОА4/8 аршанских вод, по сравнению с аномалией ОА4/8 подземных вод Култукского полигона и других аномалий ОА4/8 подземных вод Тункинской долины (рис. 1), может отражать специфику поведения урана в подземных водах из карбонатов.

Мониторинг минеральной воды из карбонатов в Олхинской скважине на юге Сибирской платформы свидетельствует о вариациях изотопов U вследствие изменения химического растворения карбонатов. ОА4/8 изменяется от 11.82 до 15.71. Минеральная вода обогащается атомами отдачи ²³⁴U подобно растворяющимся макро- и микрокомпонентам карбонатов, тогда как ОА4/8 осложняется зависимостью растворения U от окислительно-восстановительного потенциала. В 2013–2015 гг. ОА4/8 возрастает с понижением концентрации U под действием восстановителя, а в 2017–2022 гг. не изменяется при возрастании его концентрации под действием окислителя (Рассказов и др., 2024). В окислительных условиях уран растворяется в воде и выносится. Если воздействует газ-восстановитель (H₂, H₂S и др.), часть урана задерживается в породе, что приводит к эффекту создания избытка ²³⁴U. В Олхинской скважине отсутствует механизм подпитки водой глубинного резервуара. Благодаря задержке воды в малоглубинных карбонатах (с низким содержанием Si) в них ярко проявляется эффект избыточного накопления ²³⁴U.

Отсутствие избытка изотопа ²³⁴U в аршанских минеральных водах, производных карбонатов, объясняется воздействием на них сильного окислителя (например, CO₂). Уран постоянно привносится водой на глубину вторжения скважин из глубокого резервуара, в котором он находится в изотопном равновесии, поэтому продукты радиоактивного распада ²³⁸U не скапливаются в малоглубинных

карбонатных породах и эффект избыточного накопления ^{234}U отсутствует.

При радиоактивном распаде урана-238 в конечный стабильный изотоп ^{206}Pb образуется восемь атомов ^4He . Хотя, кроме распада ^{238}U , ^4He генерируется при радиоактивном распаде ^{235}U и ^{232}Th , распределение радиогенного ^4He связано главным образом с радиоактивным распадом ^{238}U . Выявленное резкое различие изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газовой фазе, связанной с подземными водами Сибирской платформы и Тункинской впадины (Polyak, 2003), в общем согласуется с различием ОА4/8 минеральных вод Сибирской платформы и Аршанского месторождения Тункинской впадины (рис. 17).

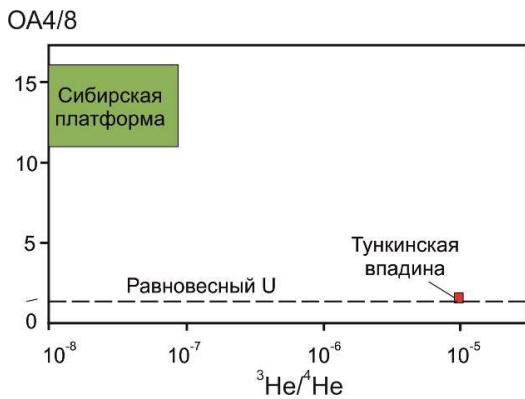


Рис. 17. Различие ОА4/8 в углекислых минеральных водах и $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах углекислых вод из скважин на Сибирской платформе и в Тункинской впадине. Интервалы типичных значений ОА4/8 из статьи

(Рассказов и др., 2024) и настоящей работы, интервалы значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ – из статьи (Polyak, 2003).

Fig. 17. Difference of OA4/8 in carbon dioxide mineral waters and $^3\text{He}/^4\text{He}$ in gases of carbon dioxide waters from wells in the Siberian platform and Tunka basin. Typical OA4/8 ranges are from (Rasskazov et al., 2024) and this work, those of $^3\text{He}/^4\text{He}$ values are from (Polyak, 2003).

На диаграмме рис. 18 иллюстрируются различия в общем изменении урановых компонентов аршанских минеральных вод до и после гидрогеохимической перестройки 2014–2015 гг. В холодных минеральных водах ГГДЦ и периферии резервуара частично присутствуют урановые компоненты термальных вод. Перед перестройкой с течением времени в холодных минеральных водах периферии резервуара доля уранового компонента термальных вод, которые вскрываются скв. 34, возрастает. После перестройки с течением времени в холодных минеральных водах ГГДЦ резервуара доля уранового компонента термальных вод, который регистрируется в скважинах 39 и 41, также изменяется. На рис. 12б наблюдается присутствие небольшой доли этого компонента в минеральных водах ст. 2 сразу после перестройки (повышенная концентрация U), нарастание доли этого компонента (падение концентрации U) к концу 2022 г., а в дальнейшем – снижение его доли (возрастание концентрации U).

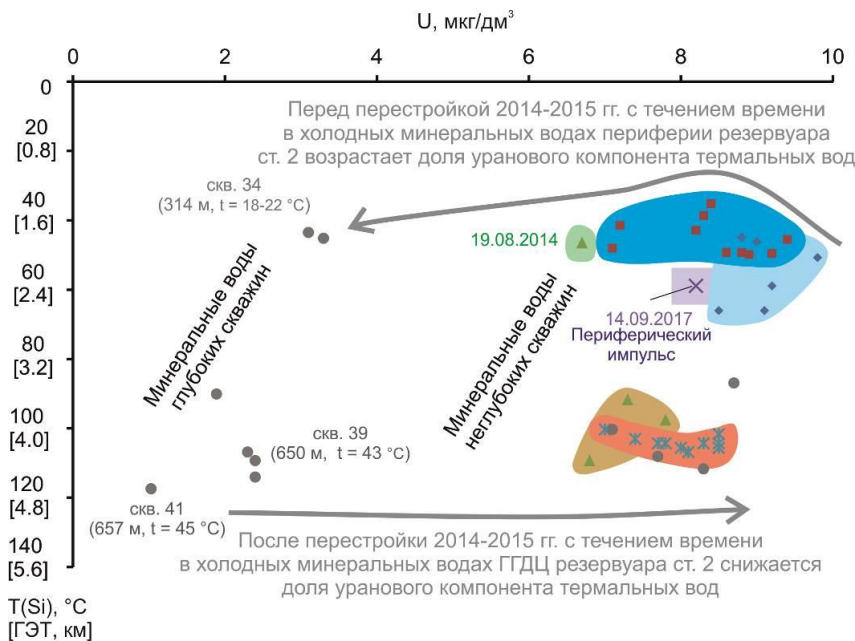


Рис. 18. Диаграмма соотношений T(Si) [ГЭТ] и концентрации U. Условные обозначения для минеральных вод ст. 2 см. рис. 10.

Fig. 18. Diagram of the relationship between T(Si) [ГЭТ] and U concentration. Symbols for mineral waters from station 2 are as in Fig. 10.

Циклическое изотопное равновесие урана устанавливается в холодных минеральных водах ст. 2 и подобных минеральных водах из неглубоких (100–150 м) скважин. Впрочем, результаты мониторинга, представленные на рис. 12, свидетельствуют о небольших отклонениях от 1.0, которые не случайны, а скорее всего, обусловлены изменяющимися окислительно-восстановительными процессами, развивающимися в резервуаре на глубине до 4.5 км параллельно с развитием процессов подготовки и реализации землетрясений в более глубокой (средней) части коры.

Действие механизма возрастания ОА4/8 в минеральных водах из карбонатов под влиянием восстановителей, подобного механизму, обнаруженному в минеральных водах, вскрытых Олхинской скважиной, подтверждается данными по урану термальных вод, вскрытых на Аршанском месторождении 500-метровыми скважинами. В них регистрируется изотопно-неравновесный уран при более низкой концентрации этого элемента. В горячих аршанских минеральных водах из карбонатов на глубине 650–657 м проявляется механизм возрастания ОА4/8 под воздействием на минеральные воды восстановителя.

Определение поведения урана в минеральных водах Аршанского месторождения по механизму растворения карбонатов открывает возможность интерпретации происхождения трех урановых компонентов с использованием изотопов Sr (см. рис. 9). Компонент I минеральных вод с максимальной концентрацией урана, находящегося в циклическом изотопном равновесии при наиболее высоком $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.708591), компонента II с повышенной концентрацией U, наиболее неравновесным при самом низком $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.708173).

Выявленная перестройка резервуара аршанских минеральных вод согласуется по времени с перестройками Култукского и Мондинского резервуаров подземных вод на окончаниях Тункинской долины, которые обозначили начало изменения состояния коры в 2014–2015 гг., завершившееся Байкало-Хубсугульской сейсмической

активизацией 2020–2024 гг. В перестройку 2014–2015 гг. в зоне Тункинского разлома района пос. Аршан вовлекалась структура всей коры, включая ее верхнюю часть. После этой перестройки, однако, в тектоническом развитии верхней части коры и ее глубоких частей этой территории не было согласования. Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации наблюдается взаимосвязь землетрясений Байкала и Хубсугула. Аршан находится между областями сильных землетрясений, происходящих на Байкале и Хубсугуле. Тем не менее, длительное стабильное глубинное положение ГГДЦ Аршанского резервуара не предполагает реализацию событий в Тункинском разломе, которые могли бы привести к смещению гидрогеодинамического центра резервуара вверх или вниз, хотя по Na/Li геотермометрии в резервуаре прослеживается замедление тектонических движений. Такое состояние Аршанского резервуара может отражать передачу тектонических движений от Среднего Байкала до Хубсугула по пластичному слою коры на глубине 38–39 км (Rasskazov et al., 2022).

В районе Аршана распространены молодые разрывные нарушения сбросового, сдвиго-сбросового и надвигового типа. Сбросы и сдвиго-сбросы проявлены в Тункинской зоне разломов. Надвигами смещены дайки возрастом около 10 млн лет, обнаженные в гольцовой части Тункинского хребта, на западном фланге Кынгаргского разлома (в верховьях р. Бухота) (Ружич и др., 1972). Протяженные пологие разрывы наблюдаются в карбонатах каньона р. Кынгарга, т.е. в зоне Кынгаргского разлома. Можно предполагать развитие субгоризонтальных разрывов на некоторой глубине как контролирующего фактора глубинной локализации минеральных вод резервуара. В Зактуйском землетрясении 1995 г. в южной части Еловской зоны горячей трансенсии реализовался сбросовый механизм при субширотном растяжении, но через 8 лет, при Хойтогальском землетрясении 2003 г., реализовался взбросовый механизм при субширотном сжатии (см. рис. 1). Магмопроницаемость коры в Еловской зоне горячей трансенсии отражается в преобладающем

субширотном растяжении, поскольку все дайки этой зоны простираются субмеридионально. Сейсмические импульсы растяжения и сжатия 1995 и 2003 г. в Тункинской впадине сближены во времени. После 2003 г. сильная сейсмическая активность сместилась из Тункинской долины в Южно-Байкальскую и Хубсугульскую впадины.

На опорном Култукском полигоне каждая станция наблюдений характеризуется своим ГГДЦ, оформившимся на глубинах от нескольких сотен м до 1.5 км в 2019–2020 гг., перед Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией. Все минеральные воды Аршана дают общий уровень ГГДЦ резервуара на глубине 4.0–4.7 км, на фоне которого отдельные скважины (6, 135) обнаруживают эпизод 2012–2014 гг. продвижения фронта минеральных вод от уровня ГГДЦ вверх, на глубину до 1.5 км. В 2024 г. минеральные воды поступают из ГГДЦ Аршанского резервуара. Как долго будет продолжаться такое поступление – покажет время. Если процессы земной коры, включая сейсмическую активность, будут подчиняться в Тункинской долине общей квазипериодичности в БРС 10–12 лет (Шерман, 2014; Rasskazov et al., 2022), то в ближайшие 2–3 года можно ожидать изменения глубины поступления минеральных вод с их выведением на малоглубинный уровень периферии резервуара Аршанского резервуара или на более глубокий уровень нового ГГДЦ. Нельзя исключить возможности сценария продолжения текущей химической гидрогеодинамики с доминирующей ролью ГГДЦ минеральных вод, резко обозначенного на глубине 4.0–4.7 км.

В Тункинской впадине начинается новый вулканический импульс?

Вулканизм позднего кайнозоя ЮЗ части БРС развивался квазипериодическими импульсами, повторяемость которых в миоцене и плиоцене через 2.5 млн лет соответствовала великим циклам эксцентриситета орбитального вращения Земли. В четвертичное время частота вулканических импульсов возросла с приближением к циклам Миланковича. Вулканизм каждого цикла начинался от центральной и/или восточной части Тункинской долины и волнообразно распространялся к югу, через Хамар-Дабан, Джидинской Забайкалье, Селенгинскую межгорную седловину до Восточного Хангая. Последний вулканический импульс был инициирован в Трансхмардабанской вулканической зоне,

протянувшейся на 90 км от Тункинской впадины в бассейн Джиды, и распространился в районе Восточного Хангая в интервале от 1.1 млн лет назад до 35 тыс. лет назад. Продолжительность финального вулканического импульса на последней территории приближается к циклу Миланковича 405 тыс. лет (Чувашова, Рассказов, 2023).

По слегка сокращающейся квазипериодичности вулканических событий порядка 2 тыс. лет во временном интервале последних 15 тыс. лет на северо-востоке БРС предполагается следующее извержение около 2050 г. (Рассказов, Чувашова, 2018). Разумеется, время события оценивается приблизительно, поскольку речь идет о квазипериодичности природных процессов. В это же время может произойти вулканическое событие в Тункинской впадине, для более точного определения которого необходима постановка специальных гидрогеохимических мониторинговых наблюдений с вовлечением в опробование ряда скважин 41, 39, 34 и 35 на Аршанском месторождении, а также других чувствительных водопунктов.

Выходы газов в Аршанском месторождении минеральных вод с проявлением мантийного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ могут обозначать зарождение нового вулканического импульса. В таком контексте высокое изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Аршанском месторождении минеральных вод (Polyak, 2003) должно рассматриваться как предвестник будущего вулканического извержения в Тункинской впадине. Место вероятного извержения – субмеридиональный Кынгартский разлом (рис. 19).

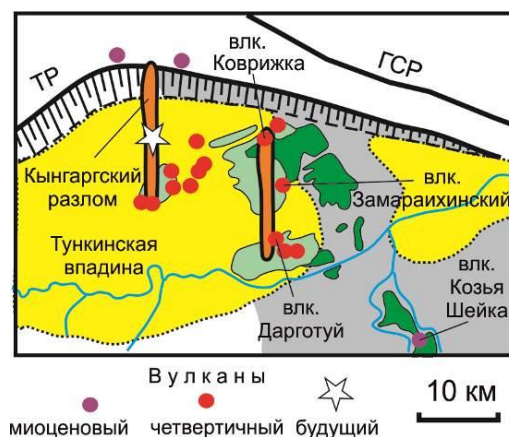


Рис. 19. Пространственное положение вероятного будущего вулканического извержения в зоне Кынгартского разлома. Условные обозначения см. на рис. 1. Разломы: ТР – Тункинский, ГСР – Главный Саянский.

Fig. 19. Spatial position of the probable future volcanic eruption in the Kyngarga fault zone. Faults: TP – Tunka, ГСР – Main Sayan.

Режим высокого изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, предшествующего извержению, может быть длительным. Перед извержением вулкана Онтаке в 2014 году гелиевая аномалия поддерживалась в течение 10 лет (Sano et al., 2015). Это отношение может оставаться постоянным на протяжении нескольких десятков лет (Толстихин, 1986; Polyak, 2003; Kagoshima et al., 2019). Следовательно, $^3\text{He}/^4\text{He}$ (как, впрочем и равновесный U) служит лишь общим указанием на возможное вулканическое извержение. Нужны другие гидрогеохимические показатели, которые бы свидетельствовали о поступлении мантийных флюидов, связанных с поднимающимися магматическими расплавами.

На вулканическом поле Дариганга выявлены 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 дегазации недифференцированного материала нижней мантии. Эти породы свидетельствуют о вероятном образовании в четвертичное время глубинных флюидных потоков, поднимавшихся из глубокой мантии (Rasskazov et al., 2024a). Перед вулканическим извержением вполне ожидаемо возрастание в фумаролах отношения La/Yb. В связи с этим, обращает на себя внимание резкое относительное повышение концентрации La и отношений La/Sm и La/Yb перед Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией (Об августа 2018 г.), когда минеральные воды Аршанского месторождения вошли в режим ГГДЦ (рис. 20). Эти гидрогеохимические показатели могут быть более чувствительными индикаторами мантийных магматических флюидов, отслеживание которых даст возможность определения времени вероятного вулканического извержения в Тункинской впадине.

Заключение

По значениям OА4/8 в подземных водах Тункинской долины определены 2 зоны

проявления текущих деформаций в условиях растяжения (Култукская и Туранская) и 4 локальных участка (Мондинский, Ниловский, Зактуйский и Северо-Торский). Деформационные аномалии пространственно связаны с образованием западной (Ниловско-Мондинской) и восточной (Еловско-Култукской) секций тектонических инверсий в Тункинской долине. По снижению значений OА4/8 в подземных водах выделяется ряд деформационной активности разломов от максимальной к минимальной: Култукская зона – Торская зона с Ниловской аномалией – Зактуйская аномалия – Мондинская аномалия – Северо-Торская аномалия – Тункинская впадина. Пространственное распределение текущих деформаций в коре контролируется поперечными (субмеридиональными) зонами, повлиявшими на пространственно-временное распределение кайнозойского вулканизма и определившими инверсии тектонических движений в рифтовой долине.

Для подземных вод района Аршана характерны низкие значения OА4/8. На примере аршанских вод рассмотрены свойства урана как элемента, растворяющегося в подземных водах из карбонатов и меняющего OА4/8 в зависимости от воздействия на них газовой фазы – окислителя или восстановителя. При выяснении причин низкого OА4/8 в подземных водах Тункинской впадины оказалось, что равновесный изотопный состав урана (OА4/8 ~ 1) имеют газифицирующие холодные углекислые воды Аршанского месторождения. При отклонении урана от изотопного равновесия в минеральных и пресных водах значения OА4/8 не превышают 1.64. Равновесный изотопный состав U объясняется воздействием на минеральные воды резервуара в карбонатных породах пересечения Кынгаргского разлома с разломом А газов-окислителей, не способствующих образованию избытка ^{234}U относительно материнского ^{238}U . Избыток этого изотопа образуется при поступлении восстановителей на западном фланге Кынгаргского разлома. Распределение урановых компонентов и Si в минеральных водах Аршанского месторождения противоречит гипотезе об их движении по карбонатному водоносному горизонту и лучше объясняется гипотезой пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод от глубинного резервуара.

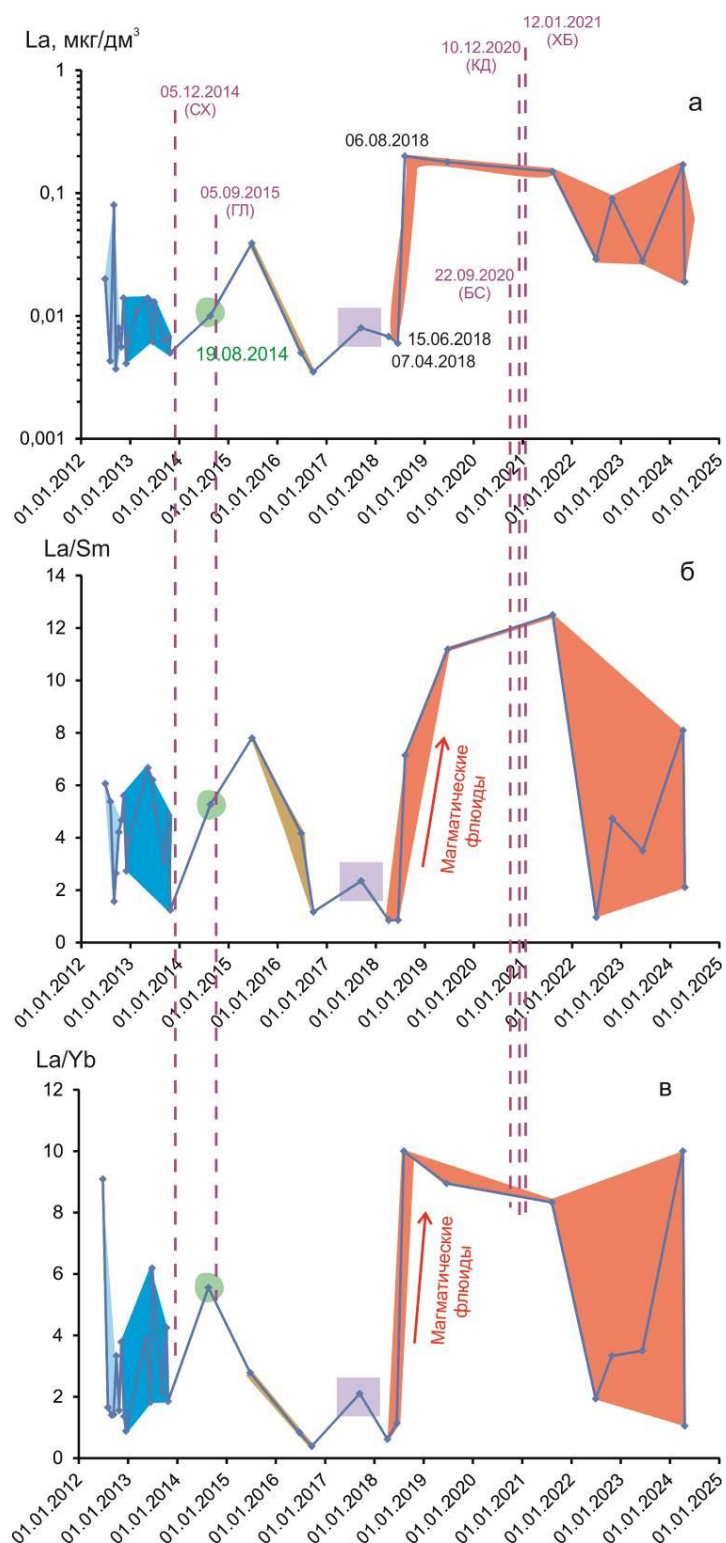


Рис. 20. Диаграммы временных вариаций La (а), La/Sm (б) и La/Yb (в) минеральных вод ст. 2. Условные обозначения см. рис. 10 и 12.

Fig. 20. Diagrams of temporal variations of La (а), La/Sm (б) и La/Yb (в) of mineral waters from station 2. Symbols are as in Figs 10 and 12.

В ходе мониторинга минеральных вод ст. 2 задокументировано резкое изменение гидрогеохимических параметров подземных вод во временном интервале от 19 августа 2014 г.

до 24 июня 2015 г., которому соответствуют Северо-Хубсугульское землетрясение 5 декабря 2014 г. и Голоустное землетрясение 5 сентября 2015 г. В это время поступление

минеральных вод с глубины 1.5–2.7 км периферии резервуара сменилось поступлением минеральных вод с глубины 4.0–4.7 км гидростатического центра. Такой режим поступления аршанских минеральных вод, за исключением возвратного импульса 14 сентября 2017 г., поддерживался в течение 8 лет, включая Байкало-Хубсугульскую сейсмическую активизацию 2020–2024 гг. и продолжает поддерживаться в настоящее время. Вход в ГГДЦ, возвратный периферический импульс и поддержка активности ГГДЦ сопровождаются возрастанием ОА4/8 и сопутствующими вариациями А4 и концентрации U, которые можно связать с эпизодическим воздействием на резервуар газов–восстановителей, имеющих глубинное (возможно, коромантийное) происхождение.

Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2024 гг. взаимосвязанные сейсмогенные деформации охватили Южно-Байкальскую и Хубсугульскую впадины, но не затронули район Аршанского месторождения в центральной части Тункинской долины. Эта активизация могла, тем не менее, дестабилизировать кору в Тункинской впадине, поэтому активность разломов здесь может возрасти. Высокое изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ и ОА4/8, близкое к 1, в минеральных водах Аршанского месторождения, расположенного в Еловской зоне горячей трансформации, заслуживает особого внимания как свидетельство поступления мантийных окисленных флюидов, которое может перерасти в вулканическое извержение в зоне Кынгаргского разлома. В качестве чувствительного индикатора приближения вулканического извержения может служить резкое повышение в минеральных водах концентрации La и отношений La/Sm и La/Yb.

Благодарности

Авторы благодарят Ю.И. Кустова, С.Х. Павлова и А.И. Оргильянова за консультации, полученные при опробовании подземных вод Тункинской долины. В сентябре 2018 г. аршанские минеральные воды опробовались китайско-российской группой в рамках работ «Совместного Китайско-Российского исследовательского центра по вулканизму и окружающей среде Удаляньчи–

Байкал». Аналитические исследования выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se в центре коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск).

Литература

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2007. 222 с.

Дриль С.И., Чуканова В.С., Дубинина Е.О., Сандимиров И.В., Владимирова Т.А., Складорова О.А., Иконникова Т.А. Изотопная Sr-O-H-U систематика и генезис поверхностных и минеральных вод Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Мат-лы конференции. Т. 1. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 1. С. 158–162.

Карта эпицентров последних десяти землетрясений. Иркутск: Байкальский Филиал Геофизической Службы, 2024. <http://www.seis-bykl.ru/index.php?ma=1>.

Кашина М.А. Углекислые термы Аршанского месторождения минеральных вод // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Мат-лы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971. С. 114–117.

Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В., Сонголов В.И., Мурашова Т.В., Сизых Т.П. Углекислые минеральные воды курорта «Аршан Тункинского» и состояние его гидроминеральных ресурсов // Сибирский медицинский журнал. 2002. № 6. С. 35–42.

Кустов Ю.И., Сонголов В.И. Гидроминеральная база курорта «Аршан Тункинский» и использование ее компонентов в практических целях // Сибирский медицинский журнал. 2005. <https://cyberleninka.ru/article/n/gidromineralnaya-baza-kurorta-arshan-tunkinskiy-i-ispolzovanie-ee-komponentov-v-prakticheskikh-tselyah>

Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Каменский И.Л. Изотопный состав гелия в термоминеральных флюидах Забайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 2. С. 146–157.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–152.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Наука. Новосибирск, 1974. 160 с.

Ломоносов И. С., Мамырин Б. А., Прасолов Э. М., Толстихин И. Н., Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743–1746.

Львов А.В., Кропачев Г.И. Краткий отчет о результатах исследования источника «Аршана», произведенного по поручению Вост.-Сиб. отд. Российского геогр. Общ. и Общ. врачей // Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО. 1909. Т. 40. С. 41–47.

Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. Перевод с англ. М.: Мир, 1979. 123 с.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: Пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 11. С. 44–62.

Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 4. С. 24–36.

Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Рогожина В.А. (ред.) Сейсмические исследования в Восточной Сибири. Мосува : Наука, 1981. С. 3–11.

Павлов С.Х., Пиннекер Е.В., Писарский Б.И. Углекислые воды Тункинской впадины (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 9. С. 28–35.

Павлов С.Х., Чудненко К.В., Голубев В.А., Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г. Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое Изд-во «Гео», 2006. 151 с.

Пиннекер Е.В. Особенности исследований для целей прогноза землетрясений по гидрогеохимическим показателям // Исследования по созданию

научных основ прогноза землетрясений. г. Иркутск, 1984. С. 39–43.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по прогнозу землетрясений. Алма-Ата, 1980. С. 10–12.

Пиннекер Е.В., Дзюба А.А., Лебедева В.В., Папшев М.В., Ржечицкий Ю.П., Рубинчик Э.А., Шабынин Л.Л. Основные результаты и задачи изучения изменений гидрогеологических условий при подготовке землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Исследования по созданию основ прогноза землетрясений в Сибири. г. Иркутск, 1989. С. 42–43.

Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Ломоносов И.С., Колдышева Р.Я., Диденко А.А., Шерман С.И. Гидрогеология Прибайкалья. Москва : изд-во Наука, 1968. 170 с.

Пиннекер Е.В., Шабынин Л.Л., Ясько В.Г. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Гидрогеология. Новосибирск : Наука, 1984. 167 с.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Гидрогеохимические предвестники землетрясений // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений и прогноза землетрясений. Алма-Ата, 1983. С. 120–123.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. Москва : Наука, 1985а. С. 259–285.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области // Гидрогеохимические предвестники землетрясений / Отв. ред. Г.М. Варшал. Москва : Наука, 1985б. С. 259–265.

Писарский Б.И. Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал. Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1987. 154 с.

Повышев А.С. Окончательный сводный отчет по Тункинской опорной скважине № 2-О. Часть 1. г. Иркутск, 1956. 127 с.

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.

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сеймотектонические деформации земной коры Южно-

Байкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44–62.

Рассказов С.В. Флюидный режим кайнозойского вулканизма юга Сибири. Москва, 1987. 26 с. Деп. в ВИЭМС 31.03.87, N 385-МГ.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск : ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. ISBN 978-5-6041446-3-3

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1989а. № 7. С. 54–61.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. К минералогии амфиболсодержащих глубинных включений из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Записки Всесоюзного Минералогического общества. 1989б. Вып. 4. Ч. 118. С. 56–64. [.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах Мондинского полигона как отклики землетрясений на окончании Тункинской долины в Байкальской рифтовой системе // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 4. С. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Оргильянов А.И., Коваленко С.Н., Семинский А.К., Попов Е.П., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимическая зональность изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) на юге Сибирского палеоконтинента: роль резервуара Южного Байкала в формировании подземных вод // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С.:632–650. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496>

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чебыкин Е.П. Горячинская активизация Ямбуиской зоны трансенсии в 2013–2015 гг.: Косейсмическая химическая гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. С. 108–145. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108>

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

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В., 2003. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. № 1. С. 92–109.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С. Выявление текущих деформаций коры в Тункинской долине по проявлению эффекта Чалова–Чердынцева в подземных водах // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2014. № 4 (11). С. 70–78.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Миколайчук А.В., Собель Э.Р., Ясныгина Т. А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Латеральная смена источников мел-палеогенового магматизма в Тянь-Шане // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 308–336.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.

Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН СССР. 1972. Т. 205. С. 920–923.

Рязанов Г.В. Поля напряжений и условия формирования структур юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук СССР. 1978. Т. 243, № 1. С. 183–186.

Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улзибат М., 2020. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020г., Mw=5.4): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 727–743.

Середкина А.И., Мельникова В.И. Тензор сейсмического момента землетрясений Прибайкалья по амплитудным спектрам поверхностных волн //

Физика Земли. 2014. Т. 50, № 3. С. 103–114. Doi: 10.7868/S0002333714030090

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Москва–Ленинград : Изд-во Академии наук СССР, 1960. 258 с.

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. Москва : Наука, 1968. С. 40–56.

Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Изд-во Наука, Сиб. Отд-ние, Новосибирск, 1975. 134 с.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирское академическое издательство «Гео», 2014. 359 с.

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 454–464.

Шерман С.И., Лысак С.В., Горбунова Е.А. Тектонофизическая модель байкальской сейсмической зоны, ее тестирование и возможности среднесрочного прогноза землетрясений // Геология и геофизика, 2012, Т. 53, № 4. С. 508–526.

Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Наука, 1973. 136 с.

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., Рассказов 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., Йи-минь Сунь, Рассказов С.В., Женхуа Сие, Чень Янг, Ильясова А.М. Химический элементный и U-изотопный состав подземных вод центральной части Тункинской долины (Бурятия, Россия) // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Мат-лы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященный 90-летию со дня рождения Н.А. Логачева. г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 14–15 октября 2019 г. С. 238–240.

Чердынцев В.В. Уран–234. Москва : Атомиздат, 1969. 308 с.

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

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Прорыв в изучении и датировании новейшего вулканизма Байкальской рифтовой системы и его значение для понимания новейшей геодинамики Азии // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 3. С. 149–197. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.149.

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.

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // Lithos. 2007. V. 95. P. 415–424.

Capasso G., Carapezza M.L., Federico C., Inguaggiato S., Rizzo A. Geochemical monitoring of the 2002–2003 eruption at Stromboli volcano (Italy): Precursory changes in the carbon and helium isotopic composition of fumarole gases and thermal waters // Bulletin of Volcanology. 2005. Vol. 68. P. 118–134.

Daita Y., Ohba T., Yaguchi M., Sgo T., Harada M. Volcanic activity forecast based on volcanic gas composition of Hakone Volcano, Japan: Utilization for volcanic disaster prevention // Journal of Geography. 2021. Vol. 130, No. 6. P. 783–796. DOI:10.5026/jgeography.130.783

Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F., San`kov V. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova, 2002. Vol. 14. P. 491–500.

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

Hilton D.R., Fischer T.P., Marty B. Noble gases in subduction zones and volatile recycling // In D. Porcelli, C. Ballentine, & R. Wieler (Eds.). Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. 2002. Vol. 47.

P. 319–362. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.

Hilton D.R., Ramírez C.J., Mora-Amador R., Fischer T.P., Füre E., Barry P.H., Shaw A.M. Monitoring of temporal and spatial variations in fumarole helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanos, Costa Rica (2001–2009) // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. P. 431–440.

HRVD (<http://www.seismology.harvard.edu/>) Department of Geological Sciences, Harvard University, 20 Oxford St., Cambridge, MA 02138, U.S.A.

Kagoshima T., Sano Y., Takahata N., Lee H., Lan, T., Ohba T. Secular variations of helium and nitrogen isotopes related to the 2015 volcanic unrest of Mt. Hakone, central Japan // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. <https://doi.org/10.1029/2019GC008544>

Kashik S.A., Mazilov V.N. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (Eastern Siberia) // *Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf. Aquitaine*. 1994. Vol. 18, No. 2. P. 453–461.

Nagao K., Takaoka N., Matsuo S., Mizutani y., Matsubayashi O. Change in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano // *Geochim. J.* 1980. Vol. 14, No. 3. P. 139–143.

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>

Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E. Helium isotope data for groundwater in the Baikal rift zones // *Isotopes Environ. Health Studies*. 1995. Vol. 31. P. 97–106.

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., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) monitoring // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7

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*. 2024a. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geo-geo.2024.100295>

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11, No. 5. P. 487.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // *Front. Earth Sci*. 2020. V. 14 (4): 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Chebykin E.P. Chemical hydrogeodynamics of the Kultuk groundwater reservoir versus paragenetically related large earthquakes in the central Baikal Rift System, Siberia // *Journal of Earth System Science*. 2024b (Excepted for publication).

Rizzo A., Caracausi A., Favara R., Martelli M., Paonita A., Paternoster M. et al. New insights into magma dynamics during last two eruptions of Mount Etna as inferred by geochemical monitoring from 2002 to 2005 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. P. Q06008. <https://doi.org/10.1029/2005GC001175>

Sano Y., Fischer T.P. The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems // In P. Burnard (Ed.) *The Noble Gases as Geochemical Tracers* 2013. P. 249–317. Berlin, Heidelberg: Springer.

Sano Y., Gamo T., Notsu K., Wakita H. Secular variations of carbon and helium isotopes at Izu-Oshima Volcano, Japan // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1995. Vol. 64. P. 83–94.

Sano Y., Gamo T., Williams S.N. Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1997. Vol. 77. P. 255–266.

Sano Y., Kagoshima T., Takahata N., Nishio Y., Roulleau E., Pinti D.L., Fischer T.P. Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption // *Scientific Reports*. 2015. Vol. 5. P. 13069.

References

- 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.
- Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // *Lithos*. 2007. V. 95. P. 415–424.
- Capasso G., Carapezza M.L., Federico C., Inguaggiato S., Rizzo A. Geochemical monitoring of the 2002–2003 eruption at Stromboli volcano (Italy): Precursory changes in the carbon and helium isotopic composition of fumarole gases and thermal waters // *Bulletin of Volcanology*. 2005. Vol. 68. P. 118–134.
- 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., Yimin Sun, Rasskazov S.V., Zhenhua Xie, Chen Yang, Ilyasova A.M. Chemical elemental and U-isotopic compositions of ground water in the central part of the Tunka valley (Buryatia, Russia) // *Rifting, orogenesis, and accompanied processes. Proceedings of the IV All-Russian Symposium with the participation of foreign scientists, dedicated to the 90th anniversary of the birth of N.A. Logatchev*. Irkutsk, Institute of the Earth Crust SB RAS, October 14–15, 2019. P. 240–242.
- Cherdyntsev V.V. Uranium-234. Moscow: Atomizdat, 1969. 308 p.
- Cherdyntsev V.V. Nuclear volcanology. Moscow: Nauka, 1973. 208 p.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., 2014. Sources of magmatism in the mantle of the evolving Earth. Irkutsk State University Publisher, Irkutsk, 291 p.]
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. Breakthrough in research and dating of latest volcanism of the Baikal rift system and its significance for understanding latest geodynamics of Asia // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 3. P. 149–197. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.149.
- Golubev V.A. Conductive and convective heat removal in the Baikal rift zone. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO", 2007. 222 p.
- Daita Y., Ohba T., Yaguchi M., Sgo T., Harada M. Volcanic activity forecast based on volcanic gas composition of Hakone Volcano, Japan: Utilization for volcanic disaster prevention // *Journal of Geography*. 2021. Vol. 130, No. 6. P. 783–796. DOI:10.5026/jgeography.130.783
- Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F. and San'kov V. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // *Terra Nova*, 2002. Vol. 14. P. 491–500.
- Dril' S.I., Chukanova V.S., Dubinina E.O., Sandimirov I.V., Vladimirova T.A., Sklyarova O.A., Ikonnikova T.A. Isotope SR-O-H-U systematics and genesis of surface and mineral waters of the Tunka depression of the Baikal rift system // *Problems of geochemistry of endogenous processes and the environment. Conference materials*. Vol. 1. Irkutsk: Publishing House of the V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, 2007. Vol. 1. P. 158–162.
- Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. M.–L.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960. 258 p.
- Florensov N.A. Baikal rift zone and some problems of its study // *Baikal rift*. Moscow, Nauka, 1968. P. 40–56.
- Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // *Geothermics*. 1981. V. 10. P. 55–70.
- HRVD (<http://www.seismology.harvard.edu/>) Department of Geological Sciences, Harvard University, 20 Oxford St., Cambridge, MA 02138, U.S.A.
- Hilton D.R., Fischer T.P., Marty B. Noble gases in subduction zones and volatile recycling // In D. Porcelli, C. Ballentine, & R. Wieler (Eds.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. 2002. Vol. 47. P. 319–362. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.
- Hilton D.R., Ramírez C.J., Mora-Amador R., Fischer T.P., Füre E., Barry P.H., Shaw A.M. Monitoring of temporal and spatial variations in fumarole helium and carbon dioxide characteristics at Poás and

Turrialba volcanos, Costa Rica (2001–2009) // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. P. 431–440.

Kagoshima T., Sano Y., Takahata N., Lee H., Lan, T., Ohba T. Secular variations of helium and nitrogen isotopes related to the 2015 volcanic unrest of Mt. Hakone, central Japan // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. <https://doi.org/10.1029/2019GC008544>

Kashik S.A., Mazilov V.N. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (Eastern Siberia) // *Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf. Aquitaine*. 1994. Vol. 18, No. 2. P. 453–461.

Kashina M.A. Carbon dioxide baths of the Arshan mineral water deposit // *Geology and useful minerals of Eastern Siberia. Proceedings of the conference of young researchers*. Irkutsk: IZK SB RAS USSR, 1971. P. 114–117.

Khromovskikh V.S., Solonenko V.P., Zhilkin V.M., et al., 1975. Seismotectonics and seismicity of the southeastern part of the Eastern Sayan. Publishing house Science, SD, Novosibirsk, 134 p.

Kustov Yu.I., Pinneker E.V., Songolov V.I., Murashova T.V., Sizykh T.P. Carbonated mineral waters of the Arshan-Tunkinsky resort and the state of its hydromineral resources // *Siberian Medical Journal*. 2002. No. 6. P. 35–42.

Kustov Yu.I., Songolov V.I. Hydromineral base of the resort "Arshan-Tunkinsky" and the use of its components for practical purposes // *Siberian Medical Journal*. 2005. <https://cyberleninka.ru/article/n/gidromineralnaya-baza-kurorta-arshan-tunkinsky-i-ispolzovanie-ee-komponentov-v-prakticheskikh-tselyah>

Lavrushin, V.Yu., Polyak, B.G., Kamenskiy, I.L.. Helium isotopic composition of thermomineral fluids in Transbaikalia // *Lithology and Mineral Resources*. 1999. Vol. 34, No. 2. P. 123–133.

Logatchev N.A. Sayan-Baikal and Stanovoy highlands. In: *Highlands of Pribaikal and Transbaikal*. Nauka, Moscow, 1974. P. 7–152

Lomonosov I.S. Geochemistry and formation of modern hydrotherms of the Baikal rift zone. Science. Novosibirsk, 1974, 160 p.,

Lomonosov I.S., Mamyurin B.A., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N., Isotopic composition of helium and argon in some hydrotherms of the Baikal rift zone. // *Geochemistry*. 1976. No. 11. P. 1743–1746.

Mysen, B.O., Boettcher A. Melting of a hydrous mantle. Translated from English. Moscow: Mir, 1979. 123 p.

Map of earthquake epicenters in the last ten days, 2024. The Baikal Branch of the Geophysical Survey, Irkutsk. <http://www.seis-bykl.ru/index.php?ma=1>

Melnikova V.I., Gileva N.A., Arefiev S.S., Bykova V.V., Masalskiy O.K., 2012. The Kultuk earthquake in 2008 with Mw = 6.3 in the south of Lake Baikal: spatial-temporal analysis of seismic activity // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (11), 44–62.

Misharina L.A., Solonenko N.V. On stresses in the foci of weak earthquakes in the Baikal region // *Izvestiya AN USSR. Physics of the Earth*. 1972. No. 4. P. 24–36.

Misharina L.A., Solonenko N.V. Earthquake focal mechanism in south-eastern flank of the Baikal zone // In: Rogozhina V.A. (ed.): *Seismic studies in Eastern Siberia*. Moscow : Nauka, 1981. P. 3–11.

Nagao K., Takaoka N., Matsuo S., Mizutani y., Matsubayashi O. Change in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano // *Geochim. J.* 1980. Vol. 14, No. 3. P. 139–143.

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>

Parfeevets A.V., Sankov V.A., 2006. Stress state of the earth's crust and geodynamics of the southwestern part of the Baikal rift system. Novosibirsk: Academic Publishing House "Geo", 151 p.

Pavlov S.Kh., Pinneker E.V., Pisarsky B.I. Carbon dioxide waters of the Tunka basin (Eastern Sayan) // *Geology and Geophysics*. 1995. Vol. 36, No. 9. P. 28–35.

Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V., Golubev V.A., Orgilyanov A.I., Badminov P.S., Kryukova I.G., 2018. Geological factors and physico-chemical processes of groundwater formation in the Tunka depression. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.

Pinneker E.V. Features of research for the purposes of earthquake forecasting based on hydrogeochemical indicators // *Research on the creation of scientific foundations for earthquake forecasting*. Irkutsk, 1984. Pp. 39–43.

Pinneker E.V., Yasko V.G. Results of the study of hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // *Abstracts of reports of the All-*

Union conference on earthquake forecasting. Alma-Ata, 1980. P. 10–12.

Pinneker E.V., Dzyuba A.A., Lebedeva V.V., Papshev M.V., Rzhechitsky Yu.P., Rubinchik E.A., Shabynin L.L. Main results and objectives of the study of changes in hydrogeological conditions during the preparation of earthquakes in the Baikal rift zone // Research on the creation of foundations for earthquake forecasting in Siberia. Irkutsk, 1989. P. 42–43.

Pinneker E.V., Pisarsky B.I., Lomonosov I.S., Koldysheva R. Ya., Didenko A.A., Sherman S.I. Hydrogeology of the Baikal region. Moscow: Nauka publishing house, 1968. 170 p.

Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E. Helium isotope data for groundwater in the Baikal rift zones // Isotopes Environ. Health Studies. 1995. Vol. 31. P. 97–106.

Pinneker E.V., Shabynin L.L., Yasko V.G. and others. Geology and seismicity of the BAM zone. Hydrogeology. Novosibirsk : Nauka, 1984. 167 p.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Hydrogeochemical precursors of earthquakes // Hydrogeochemical methods for searching for ore deposits and forecasting earthquakes. Alma-Ata, 1983. P. 120–123.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Results of the study of hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // Hydrogeochemical precursors of earthquakes. Moscow : Nauka, 1985a. P. 259–285.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Results of the study of hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift region // Hydrogeochemical precursors of earthquakes / Ed. G.M. Varshal. Moscow : Nauka, 1985b. P. 259–265.

Pisarsky B.I. Regularities of formation of underground runoff of the Lake Baikal basin. Novosibirsk: Nauka. Sib. Department, 1987. 154 p.

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.

Povyshev A.S. Final consolidated report on the Tunka reference well No. 2-O. Part 1. Irkutsk, 1956. 127 p.

Radziminovich N.A., Melnikov V.I., Sankov V.A., Levi K.G. Seismicity and seismotectonic deformation of crust South Baikal basin // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2006. Vol. 42, No. 11. P. 44–62.

Rasskazov S.V. Fluid regime of Cenozoic volcanism in southern Siberia. Moscow, 1987. 26 p. Deposited to VIEMS 31.03.87, N 385 MG.

Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk : Nauka Siberian Publishing Company, 1993. 288 pp.)

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Volcanism and transtension in the northeastern Baikal Rift System. Novosibirsk, Academic Publishing House «GEO», 2018. 384 p. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. Xenoliths of skarn-like clinopyroxenites from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone // Geology and Geophysics. 1989a. No. 7. P. 54–61.

Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. On mineralogy of amphibole-bearing deep-seated inclusions from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone // Notes of the All-Soviet-Union Mineralogical Society. 1989b. Vol. 118, No. 4. P. 56–64.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Mikolaichuk A.V., Sobel E.P., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Lateral change of sources for Cretaceous-Paleogene magmatism in the Tian-Shan // Petrology. 2015. Vol. 23, No. 3. P. 281–308.

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. 2024a. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geo-geo.2024.100295>

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. Vol. 11, No. 5. P. 487.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) monitoring // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Borneyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechel'nitsky V.V., Gileva N.A. Creating the Kultuk polygon for earthquake prediction: variations of ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in groundwater from active faults at the western shore of Lake Baikal // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. Vol. 6, No. 4. P. 519–553. doi:10.5800/GT-2015-6-4-0192.

Rasskazov S., Ilyasova A., Borneyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // *Front. Earth Sci.* 2020. Vol. 14 (4): 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. The $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ variations in groundwater from the Mondy area in response to earthquakes at the termination of the Tunka Valley in the Baikal Rift System // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. Vol. 9, No. 4. P. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Borneyakov S.A., Chebykin E.P. Chemical hydrogeodynamics of the Kultuk groundwater reservoir versus paragenetically related large earthquakes in the central Baikal Rift System, Siberia // *Journal of Earth System Science*. 2024b (Excepted for publication).

Rasskazov S.V., Saranina E.V., Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Maksimov S.O., Brandt I.S., Brandt S.B., Maslovskaya M.N., Kovalenko S.V. Evolution of Late Cenozoic magmatism in the active continental margin of Southern Primorye // *Pacific Geology*. (1): 92–109.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Borneyakov S.A., Orgilyanov A.I., Kovalenko S.N., Seminsky A.K., Popov E.P., Chebykin E.P. Hydrogeochemical zoning of uranium isotopes ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) in the Southern Siberian paleocontinent: the role of the South Baikal reservoir in the groundwater formation // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020;11(3):632–650. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Borneyakov S.A., Chebykin E.P. Goryachinsk reactivation of the Yambui transtension zone in 2013–2015: Coseismic chemical hydrogeodynamics of groundwater on the southeastern coast of Middle Baikal // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 108–145. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108

Rizzo A., Caracausi A., Favara R., Martelli M., Paonita A., Paternoster M. et al. New insights into

magma dynamics during last two eruptions of Mount Etna as inferred by geochemical monitoring from 2002 to 2005 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. P. Q06008. https://doi.org/10.1029/2005GC001175

Ryazanov G.V. The stress fields and conditions for the formation of the structures of the southwestern flank of the Baikal rift zone. DAN SSSR. 1978. Vol. 243, No. 1. P. 183–186.

Sano Y., Fischer T.P. The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems // In P. Burnard (Ed.) *The Noble Gases as Geochemical Tracers* 2013. P. 249–317. Berlin, Heidelberg: Springer.

Sano Y., Gamo T., Notsu K., Wakita H. Secular variations of carbon and helium isotopes at Izu-Oshima Volcano, Japan // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1995. Vol. 64. P. 83–94.

Sano Y., Gamo T., Williams S.N. Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1997. Vol. 77. P. 255–266.

Sano Y., Kagoshima T., Takahata N., Nishio Y., Roulleau E., Pinti D.L., Fischer T.P. Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption // *Scientific Reports*. 2015. Vol. 5. P. 13069.

Seminsky K.Zh., Borneyakov S.A., Dobrynina A.A., Radziminovich N.A., Rasskazov S.V., Sankov V.A., Mialle P., Bobrov A.A., Ilyasova A.M., Salko D.V., Sankov A.V., Seminsky A.K., Chebykin E.P., Shagun A.N., German V.I., Tubanov Ts.A., Ulzibat M., 2020. Earthquake Bystraya in the South Baikal region (09.21.2020, Mw = 5.4): main parameters, signs of preparation, and accompanying effects // *Russian Geology and Geophysics*. 2021. Vol. 62, No. 5. P. 727–743.

Seredkina A.I., Melnikova V.I., 2014. Seismic moment tensor of Pribaikalye earthquakes from the surface-wave amplitude spectra. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 50 (3), 403–414. Doi: 10.7868/S0002333714030090

Sherman S.I. The seismic process, and earthquake prediction: tectonophysical concept. Novosibirsk Academic Publishing House "Geo", 2014. 359 p.

Sherman S.I., Levy K.G. Transform faults of the Baikal rift zone // DAN USSR. 1977. Vol. 233, No. 2. P. 454–464.

Sherman S.I., Lysak S.V., Gorbunova E.A. Tectonophysical model of the Baikal seismic zone, its testing and the possibility of a medium-term forecast

of earthquakes. *Geology and Geophysics*. 2012. Vol. 53, No. 4. P. 508–526.

of the Baikal rift zone. Novosibirsk : Nauka, 1973. 136 p.

Sherman S.I., Medvedev M.E., Ruzhich V.V., et al. Tectonics and volcanism of the southwestern part

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, 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,
email: epcheb@yandex.ru.

Chebykin Evgeny Pavlovich,

Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher,
664033, Irkutsk, st. Lermontova, d. 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033, Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3,
Limnological Institute SB RAS,
email: epcheb@yandex.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, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,

664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51-16-59
email: chuvashova@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.

Цыасова Аигул Маратовна,
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.

Снопков Сергей Викторович,
кандидат геолого-минералогических наук, доцент,
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент,
664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3,
Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, ве-
дущий научный сотрудник,
email: snopkov_serg@mail.ru.

Snopkov Sergey Viktorovich,
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, assistant professor,
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
664074, Irkutsk, st. Kurchatova, 3,
Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical, University, Leading Researcher,
email: snopkov_serg@mail.ru.

Йи-минь Сунь,
научный сотрудник,
Институт природных ресурсов и экологии Хэйлуцзянской академии наук, Харбин, Китай,
email: 894817259@qq.com.

Yi-ming Sun,
Researcher,
Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China,
email: 894817259@qq.com.
