

Мониторинг природных процессов

УДК 550.844+546.791.027+632.126(51)
<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108>

Горячинская активизация Ямбуйской зоны транстенсии в 2013–2015 гг.: Косейсмическая химическая гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала

С.В. Рассказов^{1,2}, А.М. Ильясова¹, С.А. Борняков¹, Е.П. Чебыкин^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Рассматриваются вариации Si, Na, Li, активности ^{234}U и отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в термальных и холодных подземных водах, а также охлажденных гидротермах из активных разломов ЮВ прибрежной территории Среднего Байкала. Для Максимихинского полигона, приводятся данные гидрогеохимического мониторинга 2013–2015 гг. с интерпретацией в терминах химической гидрогеодинамики: температуры, глубины резервуара подземных вод и открытия–закрытия микротрещин для циркулирующих вод. При сопоставлении рядов гидрогеохимического мониторинга с серией землетрясений $K=10.5\text{--}12.7$ Горячинской сейсмической активизации Среднего Байкала выявляется повышенная чувствительность откликов на землетрясения станции охлажденных гидротерм из зоны перехода нижнего гидрогеодинамического этажа по сравнению с откликами трещинных холодных вод верхнего этажа. Максимихинский резервуар подземных вод рассматривается в качестве представительного резервуара, расположенного по латерали Южно-Байкальской впадины, в Ямбуйской зоне транстенсии. Косейсмическая гидрогеодинамика Максимихинского резервуара 2013–2015 гг. относится к временному интервалу, предшествующему знаковому Голоустному землетрясению в Южно-Байкальской впадине 05 сентября 2015 г. в сейсмогеодинамическом цикле 2008–2020 гг., которое соответствовало условиям максимального сжатия коры Култукского резервуара, локализованного в магистральной структуре Байкальской рифтовой системы.

Ключевые слова: подземные воды, мониторинг, Si, Na, Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , землетрясение, глина трения, Байкал.

Goryachinsk Reactivation of the Yambuy Transtension Zone in 2013–2015: Coseismic Chemical Hydrogeodynamics of Groundwater from the SE Coast of Middle Baikal

S.V. Rasskazov^{1,2}, A.M. Ilyasova¹, S.A. Bornyakov¹, E.P. Chebykin^{1,3}

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

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Limnological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Variations of Si, Na, Li, ^{234}U activity, and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in thermal and cold groundwaters, as well as cooled hydrotherms from active faults in the SE coastal area of Middle Baikal are considered. For the Maksimikha area, hydrogeochemical monitoring data of 2013–2015 with interpretation in terms of chemical hydrogeodynamics: temperature, depth of water reservoir and opening–closing of microcracks for circulating water. When comparing series of hydrogeochemical monitoring with a series of earthquakes $K = 10.5\text{--}12.7$ of the Goryachinsk seismic reactivation in Middle Baikal, an increased sensitivity of responses to earthquakes at the station of cooled hy-

drotherms from the transition zone of the lower hydrogeodynamic floor is revealed in comparison with the responses of fracture-derived cold water from the upper floor. The Maksimikha groundwater reservoir is considered as a representative reservoir located along the in the Yambuy transtension zone that is lateral structure of the South Baikal basin. Coseismic hydrogeodynamics of the Maksimikha reservoir in 2013–2015 is referred to the time interval preceding the landmark Goloustnoye earthquake on September 05, 2015, which corresponded to the conditions of maximum compression of the crust of the Kultuk reservoir, localized at the main structural line of the Baikal Rift System, in the 2008–2020 seismoedynamic cycle.

Keywords: groundwater, monitoring, Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , earthquake, friction clay, Baikal.

Введение

Работы по сопоставлению гидрогеохимических данных с землетрясениями в Байкальской системе впадин проводились с 1970-х гг. Сначала такие работы имели поисковый характер и ограничивались отдельными эпизодами или непродолжительными (не более 2 лет) наблюдениями вариаций различных гидрогеохимических показателей на случайно выбранных родниках или скважинах (Ломоносов, 1974; Пиннекер, Ясько, 1980; Пиннекер, 1984; Пиннекер и др., 1983, 1984, 1985а,б, 1989). В 2012 г. для гидрогеодинамического мониторинга был выбран Култукский полигон, на котором наблюдения продолжаются до сих пор и уже составляют 11 лет (Rasskazov et al., 2022; Ильясова, Снопков, 2023; Чебыкин, Ильясова, 2023). По вариациям отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8), активности ^{234}U (А4) и концентрации U определяется косейсмическое закрытие и открытие микротрещин, отражающее пульсации сжатия и растяжения коры в резервуаре подземных вод, а по результатам анализа пространственно-временных вариаций термофильных элементов Si, Na и Li в подземных водах – косейсмические вариации глубины и температуры. Этими параметрами определяется косейсмическая химическая гидрогеодинамика в Култукском резервуаре подземных вод.

Территория пос. Култук была выбрана в качестве полигона мониторинговых наблюдений, поскольку она находится в магистральной части Байкальской рифтовой системы, между растягивающейся Южно-Байкальской впадиной и сжимающейся сопредельной частью Тункинской долины. Знаковые сейсмические события последнего сейсмогеодинамического цикла обозначают-

ся в этой новейшей тектонической структуре 27 августа 2008 г. (Култукское землетрясение), 05 декабря 2014 г. (Северо-Хубсугульское землетрясение), 05 сентября 2015 г. (Голоустное землетрясение), 13 июня 2020 г. (Кыренское землетрясение), 06 июля 2020 г. (Муринское землетрясение), 22 сентября 2020 г. (Быстринское землетрясение), 10 декабря 2020 г. (Кударинское землетрясение) и 12 января 2021 г. (Хубсугульское землетрясение) (Карта..., 2023). Сейсмогеодинамический цикл начинается и завершается, соответственно, сильными землетрясениями 2008 и 2020–2021 гг. Во время сильных сейсмических активизаций кора Култукского резервуара подземных вод растягивается: в Култукскую – с 27 августа 2008 г. до 04 января 2011 г., в Байкало-Хубсугульскую – с 10 декабря 2020 г. до настоящего времени. В середине сейсмогеодинамического цикла, в 2015 г., кора, наоборот, сжимается.

Характер косейсмического закрытия и открытия микротрещин, вариаций глубины и температуры резервуаров подземных вод по латерали Южно-Байкальской впадины пока неясен. Термальные воды Баргузинской долины и побережья Среднего Байкала давно привлекали внимание исследователей с точки зрения их бальнеологических свойств (Николаева, 1926). В 1960–1970-х гг. была разработана общая систематика месторождений термальных вод Прибайкалья. По составу макрокомпонентов термальные воды были разделены на углекислые, азотные и метановые (Ломоносов и др., 1968). В последние годы были опубликованы новые данные о составе не только главных, но и малых компонентов термальных вод Среднего Байкала (Дзюба и др., 2005; Плюснин и

др., 2008, 2013; Перязева и др., 2016; Ангахаева и др., 2021).

Цель настоящей работы – определить характер косейсмической химической гидрогеодинамики термальных и холодных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала, проследить изменения проницаемости микротрещин для циркулирующих подземных вод и их расчетных температурных и глубинных характеристик в Максимихинском резервуаре в 2013–2015 гг.

Сейсмичность Среднего Байкала в 2013–2015 гг.

В акватории Среднего Байкала и сопредельном юго-восточном побережье в 2013–2015 гг. различаются фоновые землетрясения с хаотичным пространственным распределением и пониженным энергетическим классом ($K=8.6-10.5$) и землетрясения повышенного энергетического класса ($K=10.3-12.7$), которые реализуются в отдельном сейсмическом событии (Заливное землетрясение) и двух сейсмических активизациях (Горячинской и Усть-Баргузинской) (рис. 1, 2).

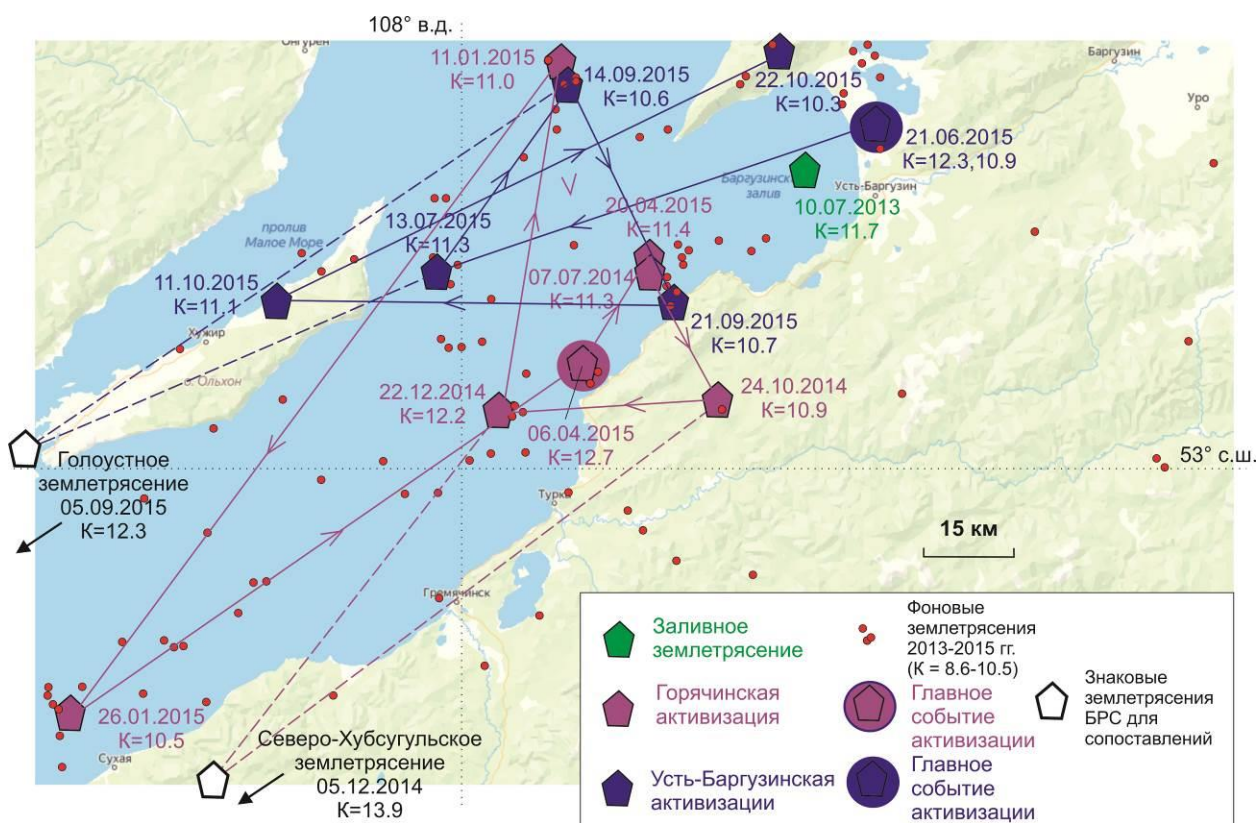


Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров землетрясений на Среднем Байкале в 2013–2015 гг. Использован каталог (Карта..., 2023).

Fig. 1. Spatial distribution of earthquake epicenters in the Middle Baikal area in 2013–2015. The catalog (Map..., 2023) is used.

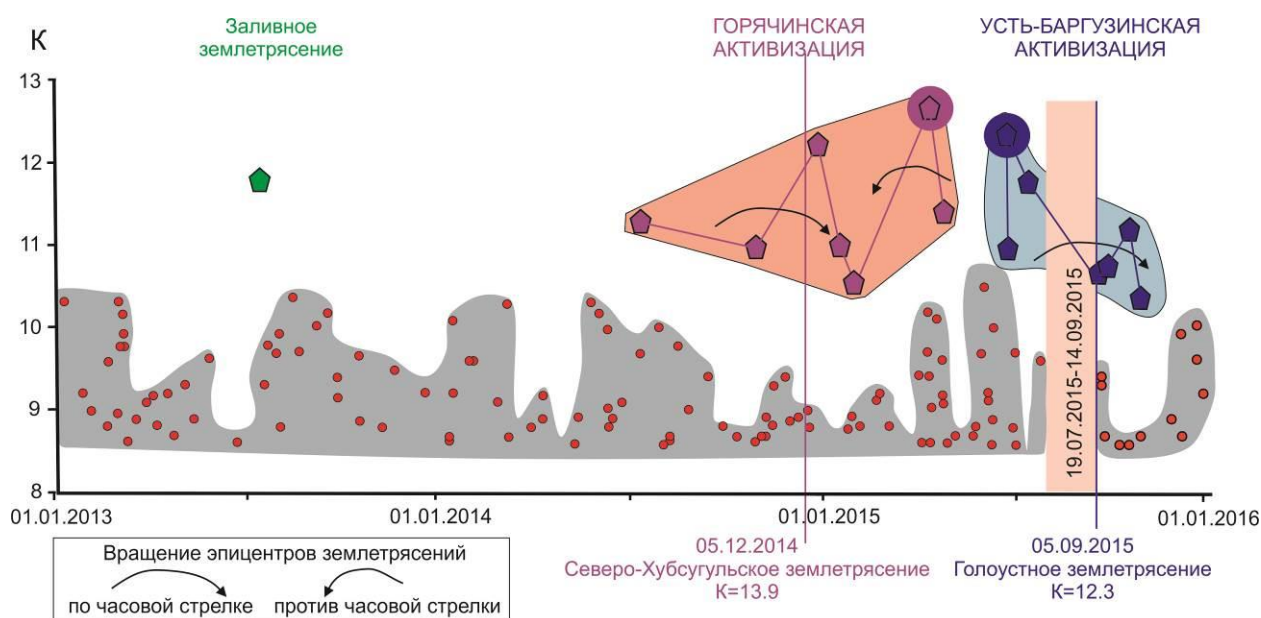


Рис. 2. Распределение землетрясений разного энергетического класса территории Среднего Байкала на шкале времени. Условные обозначения см. рис. 1. Землетрясения активизаций ($K=10.3-12.7$) отличаются от фоновых землетрясений ($K=8.6-10.5$), имеющих беспорядочное пространственное распределение. Субвертикальной розовой полосой выделен почти 2-х месячный асейсмичный интервал во время Усть-Баргузинской активизации.

Fig. 2. Distribution of earthquakes of different energy classes in the Middle Baikal area along a time scale. Symbols are as in Fig. 1. Reactivation earthquakes ($K=10.3-12.7$) differ from background ones ($K=8.6-10.5$), which have a random spatial distribution. A subvertical pink stripe marks an almost 2-month aseismic interval during the Ust-Barguzin reactivation.

Горячинской сейсмической активизации предшествует Заливное землетрясение, произошедшее в Баргузинском заливе. Эта активизация начинается 07 июля 2014 г. землетрясением среднего энергетического класса ($K=11.3$) в акватории Среднего Байкала. За ним следует землетрясение пониженного энергетического класса ($K=10.9$) на побережье 24 октября 2014 г. с переходом по часовой стрелке на прибрежную акваторию озера землетрясением среднего энергетического класса ($K=12.2$) 22 декабря 2014 г. с дальнейшим смещением в район подводного Академического хребта землетрясением пониженного энергетического класса ($K=11.0$) 11 января 2015 г. С этого события направление вращения эпицентров меняется. Землетрясение пониженного энергетического класса ($K=10.5$) происходит в прибрежной акватории 26 января 2015 г. при смещении относительно эпицентра землетрясения 11 января против часовой стрелки с последующим выходом на максимальный сейсмический толчок ($K=12.7$) 06 апреля 2015 г. и заключительным землетрясением Горячинской активизации ($K=11.4$) 20 апреля.

Активизация называется Горячинской, поскольку эпицентр ее главного события находится вблизи курорта Горячинск (на схеме рис. 1 не показан). Эпицентры наиболее сильных землетрясений распределяются в акватории Байкала вдоль его ЮВ побережья.

Усть-Баргузинская сейсмическая активизация начинается с самого сильного ее землетрясения ($K=12.3$) на северо-восточном продолжении линии наиболее сильных событий Горячинской активизации, вблизи Усть-Баргузина, и характеризуется пространственным смещением эпицентров к ову Ольхон при их вращении по часовой стрелке.

Землетрясения Горячинской сейсмической активизации соответствуют по времени сильному Северо-Хубсугульскому землетрясению 05 декабря 2014 г., а Усть-Баргузинская активизация – Голоустному землетрясению в акватории Южного Байкала у его СЗ побережья, начинающему Голоустную сейсмическую активизацию с таким же энергетическим классом как начальное главное землетрясение Усть-Баргузинской активизации. Оба знаковых землетрясения

соответствовали временным интервалам вращения эпицентров землетрясений Среднего Байкала по часовой стрелке. Северо-Хубсугульское землетрясение предшествовало Горячинскому, Голоустное следовало за Усть-Баргузинским после почти 2-х месячного асейсмичного временного интервала Среднего Байкала.

Методика аналитических исследований проб воды

Методика отбора, хранения и аналитических исследований проб воды подробно охарактеризована в работах (Чебыкин и др., 2007, 2012, 2015; Чебыкин, Ильясова, 2023). Для определения химического элементного состава образцы воды фильтруются при отборе проб через шприц-насадки с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-K, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech GmbH, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые пробирки Эппендорфа (Axugen Scientific, Cat.-No. MCT-200-C, США, Мексика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70 %), дважды очищенная с помощью суббойлинговой системы перегонки кислот (Savillex DST-1000 sub-boiling distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Аликвоты консерванта взвешиваются при добавлении в пробирки. Пробирки с отобранными образцами воды взвешиваются и рассчитывается точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). Пробы хранятся в холодильнике при положительной температуре. В подготовленных растворах определяются содержание 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se.

Изотопы урана определяются после выделения этого металла на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). При низкой концентрации U в пробе воды, металл извлекается из большего объема пробы (до 30 л).

Si и Na/Li геотермометрия

Если оценки температур в подземных водах по кремниевым геотермометрам не превышают 100 °С, принимаются значения тем-

пературы по халцедоновой модификации геотермометра (Arnorsson et al., 1983):

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

где C – концентрация SiO₂ в мг/дм³; T(Si) – температура в °С. Если температура составляет 150–250 °С, приводятся значения температуры по кварцевому геотермометру (Fournier, Potter, 1982; Шестакова, Гусева, 2018):

$$T(\text{Si}) = (-42.198 \times (\pm 1.345) + 0.28831 \times (\pm 0.01337) \times C) - (3.6686 \times 0.0001),$$

где C – концентрация SiO₂ в мг/дм³, T(Si) – температура в °С.

При температуре более 250 °С калибровка отсутствует. Учитывая фактор разбавления подземных вод слабо минерализованными (метеорными) водами, полученные значения рассматриваются как минимальные оценки температуры глубинного резервуара (Ильясова, Снопков, 2023).

Для определения температуры T(Na/Li) подземных вод используется геотермометр (Fouillac, Michard, 1981), представленный уравнениями:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{0.130 + \log(m\text{Na} / m\text{Li})} - 273.15$$

действительном для концентраций Cl > 0.3 моль/кг (>11 г/кг Cl), и

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{0.389 + \log(m\text{Na} / m\text{Li})} - 273.15$$

действительном для концентраций Cl < 0.3 моль/кг (Cl < 11 г/кг). В обоих уравнениях используются концентрации элементов в молях (mNa и mLi).

При расчете температуры в резервуаре подземных вод концентрации Na и Li в подземных водах не учитываются, а имеет значение только отношение этих элементов, которое проецируется из резервуара на поверхность. При отсутствии тектонических движений Na/Li геотермометр в общем дает температуры подземных вод резервуара, возрастающие с глубиной, подобные температурам Si геотермометра. В плоскости активного разлома развиваются различные глинистые минералы (Moore, Lockner, 2007; Ikari et al., 2009; Karingithi, 2009; Kocserha, Gömze, 2010; Tembe et al., 2010), что отражается в несоответствии оценок T(Na/Li) и T(Si). Предполагается, что Na/Li геотермометр дает кажущиеся температуры подземных вод, создающиеся в плоскости активно-

го разлома с синтектоническим выделением тепла и образованием глинки трения.

При мониторинге холодных подземных вод на Култукском полигоне в бортовых активных разломах Южно-Байкальской впадины (Обручевском и ЮЗ Бортовом) были получены тренды $T(Na/Li)$ с повышенной концентрацией Li , а на Култукской ступени – тренды $T(Na/Li)$ с низкой концентрацией Li (Чебыкин, Рассказов, 2023).

Различие трендов объясняется включением фактора температурной зависимости Li в реакции катионного обмена вод с глинами и цеолитами (Fouillac, Michard, 1981; Sanjuan et al., 2014):



Реакция с обогащением подземных вод литием идет, если 1) в области дренажа подземных вод присутствуют глинистые минералы и 2) на глину воздействует протон водорода, т.е. кислотность среды возрастает. Чем кислее среда (ниже pH), тем больше концентрация протона в среде, тем интенсивнее идет реакция ионного обмена (больше выход Li в воду).

Пространственное распределение гидротерм

На Среднем Байкале выделяется Ямбуйская субширотная зона левосторонней трансенсии, которая соответствует глубокой части оз. Байкал с отметкой до 1620 м у юго-восточного берега о-ва Ольхон. На Среднем Байкале установлена минимальная толщина коры всей рифтовой структуры около 35 км (Крылов и др., 1981), которая контролируется субширотной Ямбуйской зоной. Южная граница зоны маркируется месторождениями термальных вод: Горячинским и Золотой Ключ, составляющими Горячинское геотермальное поле. Месторождение Золотой Ключ вписывается в структурное ответвление, трассированное Котокельской цепочкой малых впадин. Северная часть Ямбуйской трансенсионной зоны сменяется впадинами юга Баргузинской долины, составляющими, судя по распространению термальных вод, единую структуру, контролирующую месторождения Южно-Баргузинского геотермального поля (рис. 3).

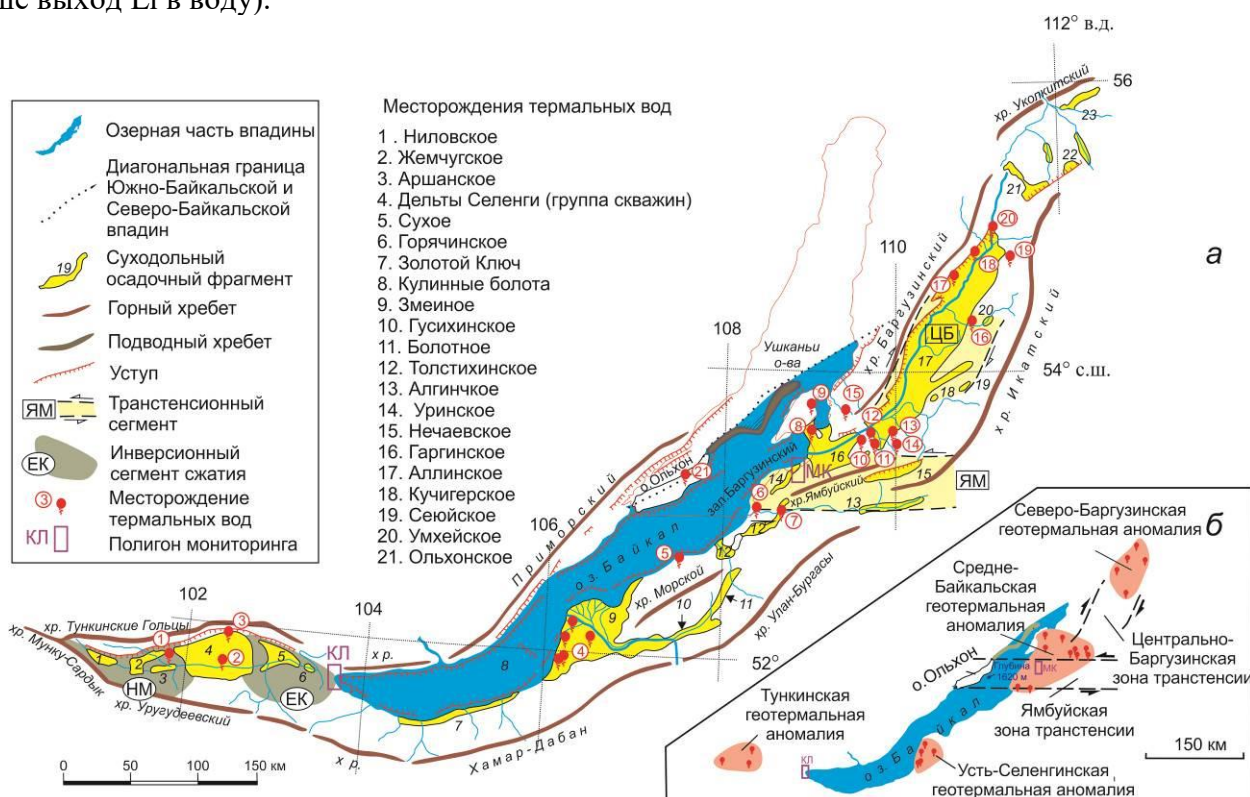


Рис. 3. Схема распределения месторождений термальных вод в бассейнах и хребтах центральной части Байкальской рифтовой системы (а) и геотермальных аномалий относительно Байкала (б). Впадины: 1 – Мондинская, 2 – Хойтогольская, 3 – Туранская, 4 – Тункинская, 5 – Торская, 6 – Быстринская, 7 – Танхойская, 8 – Южно-Байкальская, 9 – Усть-Селенгинская, 10 – Итанцинская, 11 – Хамская, 12 – Котокельская, 13 – Туркинская, 14 – Максимихинская, 15 – Ямбуйская, 16 – Усть-Баргузинская, 17 – Баргузинская, 18 – Яскакая, 19 – Богундинская, 20 – Гаргинская, 21 – Амутская, 22 – Тураки, 23 – Нироконская. Трансенсионные сегменты: ЦБ – Центрально-Баргузинский, ЯМ – Ямбуйский. Инверсионные секторы сжатия: ЕК – Еловско-Култукский,

НМ – Ниловско-Мондинский. *Мониторинговые полигоны*: КЛ – Култукский, МК – Максимихинский. В качестве основы использован фрагмент схемы центральной части Байкальской рифтовой системы из работы (Флоренсов, 1960) с изменениями и дополнениями. Месторождения термальных вод показаны по данным (Ломоносов и др., 1977) с дополнением по о-ву Ольхон (Дзюба и др., 2005). На панели *б* показана локальная точка глубины Байкала 1620 м при средней глубине дна 1416 м в Ямбуйской зоне трансенсии по работам (Логачев, 1974, 1999).

Fig. 3. Scheme of thermal water distribution in basins and ranges of the central part of the Baikal Rift System (*a*) and geothermal anomalies relative to the Baikal (*b*). *Basins*: 1 – Mondy, 2 – Khoytogol, 3 – Turan, 4 – Tunka, 5 – Tory, 6 – Bystraya, 7 – Tankhoy, 8 – South-Baikal, 9 – Ust-Selenga, 10 – Itantsy, 11 – Kham, 12 – Kotokel, 13 – Tura, 14 – Maksimikha, 15 – Yambuy, 16 – Ust-Barguzin, 17 – Barguzin, 18 – Iassy, 19 – Bogunda, 20 – Garga, 21 – Amuty, 22 – Turaki, 23 – Nirokon. *Transtensional segments*: ЦБ – Central Barguzin, ЯМ – Yambui. *Inversional compression sectors*: ЕК – Elovka-Kultuk, НМ – Nilovska-Mondy. *Monitoring areas*: КЛ – Kultuk, МК – Maksimikha. The fragment of the central part of the Baikal Rift System is modified after (Florensov, 1960). Thermal water deposits are shown after (Lomonosov et al., 1977) with an addition on Olkhon Island (Dzyuba et al., 2005). Panel *b* shows the local depth point of the Baikal 1620 m with an average bottom depth of 1416 m in the Yambuy transtension zone after (Logatchev, 1974, 1999).

Группы месторождений термальных вод образуют геотермальные аномалии, которые обозначают более или менее изометричные области концентрации тепла. Термальные воды поступают с глубин нескольких километров и, возможно, маркируют более глубинную подпитку флюидами, поднимающимися из мантии (Рассказов и др., 2023). Ямбуйская зона трансенсии и пространственно связанные с ней Горячинское и Южно-Баргузинское термальные поля составляют наиболее крупную Срединно-Байкальскую геотермальную аномалию. Северо-Баргузинская геотермальная аномалия маркируется гидротермами месторождений, расположенных по дистали рифтовых структур Баргузинской долины, содержащей в бортах центральной части элементы правосторонней трансенсии. Еще одна (Усть-Селенгинская) геотермальная аномалия локализована по скважинам, пройденным в дельте Селенги. В западной части Южно-Байкальской впадины и сопредельной инверсионной части Тункинской долины выходов термальных вод не известно. Тункинскую геотермальную аномалию образуют термальные воды расширенной мульдообразной Тункинской впадины центральной части Тункинской долины.

По размерам порядка 100–150 км и изометричному характеру пространственного распределения гидротерм геотермальные аномалии подобны Витимской и Удоканской расплавленным аномалиям Забайкалья, которые были выражены в вулканической деятельности последних 16–14 млн лет и контролиро-

вались угловой Витимо-Удоканской зоной трансенсии (Рассказов, Чувашова, 2018). Подобным угловым соотношением характеризуются северо-северо-восточный (Центрально-Баргузинский) и субширотный (Ямбуйский) трансенсионные сегменты

Западная часть Южного Байкала слабо сейсмична, а выходы термальных вод на побережье западной части Байкала не известны. Баргузинская долина, характеризующаяся многочисленными выходами термальных вод Северо-Баргузинского и Южно-Баргузинского геотермальных полей, имеет более высокую сейсмическую активность.

Распределение землетрясений в современной геотермальной структуре Среднего Байкала

Профилированием донных отложений Байкала установлены точки высокого теплового потока (Голубев, 2007). При соединении точек соседних профилей образуются линейные трассы (рис. 4). Наиболее протяженная линия точек высокого теплового потока (более 70 км) трассирует активный разлом северо-восточного простирания в акватории Байкала, на расстоянии 15–20 км от берега, напротив берегового Горячинского геотермального поля. На юго-западе трасса Горячинского субаквального активного разлома сменяется по простиранию менее протяженным (около 30–40 км) активным разломом, срезающим берег. Юго-западное окончание этого разлома входит в Сухое гидротермальное поле, в котором локальные геотермальные аномалии акватории Байкала

объединяются с береговой скважиной Сухая глубиной 278 м, вскрывающей термальные воды (температура 52 °С). На северо-востоке трасса Горячинского субаквального активного разлома переходит по простиранию в Максимихинское геотермальное поле. В акватории к этому геотермальному полю относятся точки высокого теплового потока 167 и 136 мВт/м², на берегу – охлажденные гидротермы родников МАХ и Yasnyi, а также

вода скважины MaxS. На юго-западной окраине пос. Максимиха в скважинах измерен низкий тепловой поток (28 и 34 мВт/м²). Основываясь на полученных гидрогеохимических данных по родникам и скважинам восточной части этого поселка, мы предполагаем наличие здесь геотермального поля, которое может быть вскрыто глубокой скважиной и может дать термальные воды, подобных горячинским.

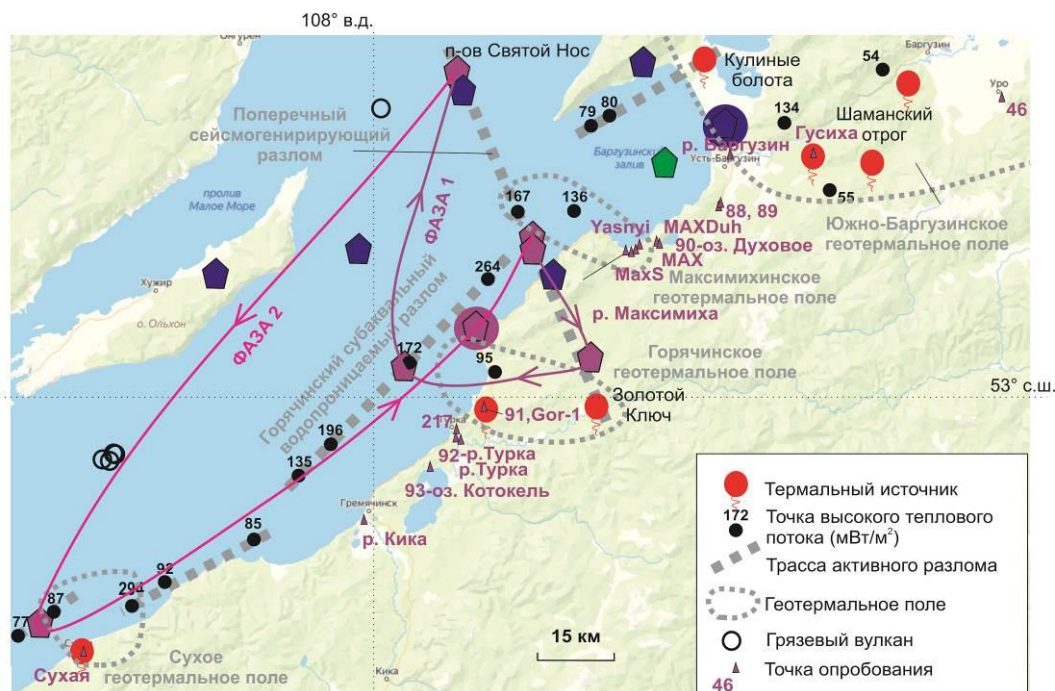


Рис. 4. Схема распределения отобранных проб воды в геотермальной структуре ЮВ побережья и сопредельной акватории Среднего Байкала. Условные обозначения см. рис. 1. Местоположение и величины точек высокого теплового потока – из работы (Голубев, 2007), местоположение гидротермальных месторождений – из работы (Ломоносов и др., 1977), местоположение грязевых вулканов – из работы (Klerkx et al., 2006; Хлыстов и др., 2017).

Fig. 4. Scheme of hydrogeochemical sampling in geothermal structure of the southeastern coast and adjacent water area of Middle Baikal. Symbols are as in Fig. 1. The location and magnitude in sites of high heat flow are from (Golubev, 2007), the location of hydrothermal deposits is from (Lomonosov et al., 1977), the location of mud volcanoes is from (Klerkx et al., 2006; Khlystov et al., 2017).

В акватории Баргузинского залива, вдоль п-ова Святой Нос, трассируется короткий активный разлом (длина около 30 км) в северо-восточном направлении точками высокого теплового потока (79 и 80 мВт/м²) и выходом термальных вод Кулиных болот на сухопутном перешейке, соединяющем п-ов с побережьем озера. Этой трассе пространственно соответствует Южно-Баргузинское геотермальное поле побережья, на котором опробованы термальные воды Гусихинского источника. В родниках на 12-м и 14-м км дороги Усть-Баргузин–Максимиха (ст. 88,

89) и в скважине южной окраины пос. Уро (южное окончание Баргузинской долины) опробованы холодные воды.

Эпицентры землетрясений Горячинской активизации, термальный источник Золотой Ключ и точка теплового потока 167 мВт/м² распределяются вдоль северо-северо-западной линии, пересекающей сочленение Горячинского субаквального активного разлома с Максимихинским геотермальным полем. Непосредственно в этом сочленении находятся эпицентры начального и заключительного землетрясений Горячинской акти-

визации. Протяженность линии около 100 км. Эта линия воспринимается как трасса активного Поперечного разлома, контролирующего распределение землетрясений.

Эпицентры Заливного землетрясения, предшествующего Горячинской сейсмической активизации, и Усть-Баргузинского землетрясения, начинающего новую (Усть-Баргузинскую) активизацию, следующую после Горячинской, находятся восточнее Поперечного разлома. Горячинская сейсмическая активизация обеспечивает распределение землетрясений в Поперечном разломе и вдоль субаквальных активных водопроницаемых (с повышенным тепловым потоком) разломных фрагментов западнее его. Эта активизация проходит две фазы вращения эпицентров землетрясений. В первую фазу эпицентры вращаются по часовой стрелке с активизацией всего Поперечного разлома и Горячинского субаквального разлома в ближней зоне. Во вторую фазу эпицентры вращаются против часовой стрелки и концентрируются вдоль субаквальных водопроницаемых разломных фрагментов от пересече-

чения Поперечного и Горячинского разломов до участка сочленения активного разломного фрагмента с Сухим геотермальным полем в дальней зоне.

Опробование природных вод

Опробование проводилось с конца 2012 г. до 2023 г. включительно. На некоторых водопунктах была отобрана только одна проба (скв. 46, скв. МахS, родник Yasnyi, р. Кика, 90–оз. Духовое, 93–оз. Котокель), частично – две или три (скв. 91, Гор-1–Горячинск, родники 88, 89, скв. Сухая, р. Турка, р. Максимиha, р. Баргузин). На родниках МАХDuh и МАХ проводился мониторинг с отбором проб в среднем через 2 недели (рис. 5).

Опробования родника МАХDuh совпало с Заливным землетрясением и всеми землетрясениями Горячинской сейсмической активизации, опробования родника МАХ – только с землетрясениями Горячинской активизации. Последние пробы отбирались на обеих станциях в день начала Усть-Баргузинской активизации (21 июня 2015 г.).

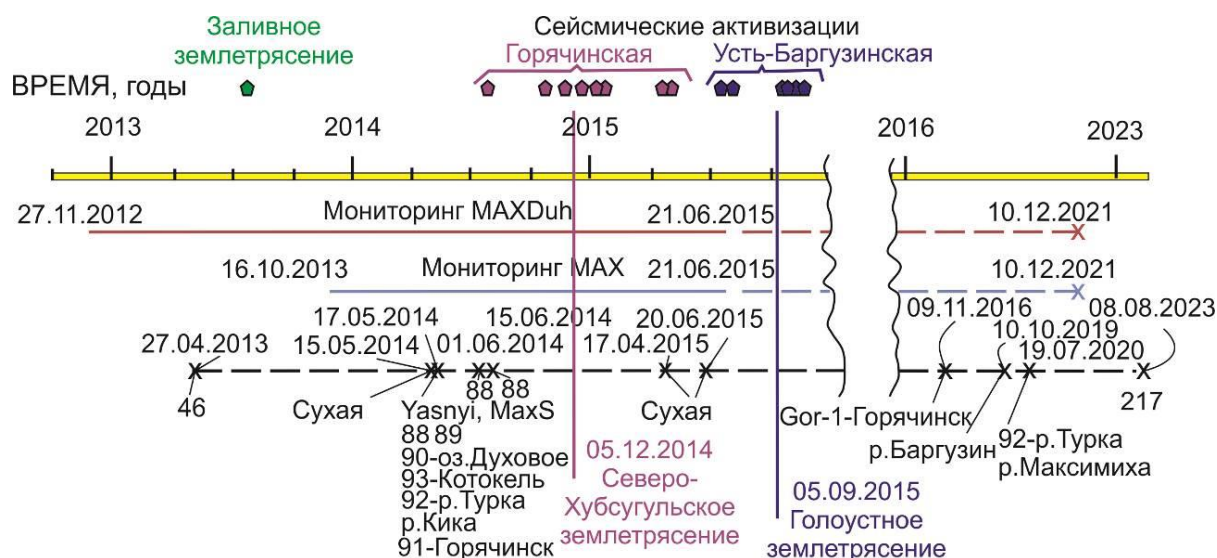


Рис. 5. Схема временных интервалов мониторинга станций МАХDuh и МАХ в сопоставлении с временем отбора единичных проб на побережье Среднего Байкала. Распределение проб в интервале 2016–2023 гг. показано вне временного масштаба. Обозначено время знаковых землетрясений 2014–2015 гг.: Северо-Хубсугульского и Голоустного.

Fig. 5. Scheme of time intervals for monitoring in stations МАХDuh and МАХ in comparison with timing of taking single samples on the coast of Middle Байкал. Distribution of samples in the interval of 2016–2023 is shown without the time scale. Indicated are the remarkable earthquakes of 2014–2015: North Khubsugul and Goloustny.

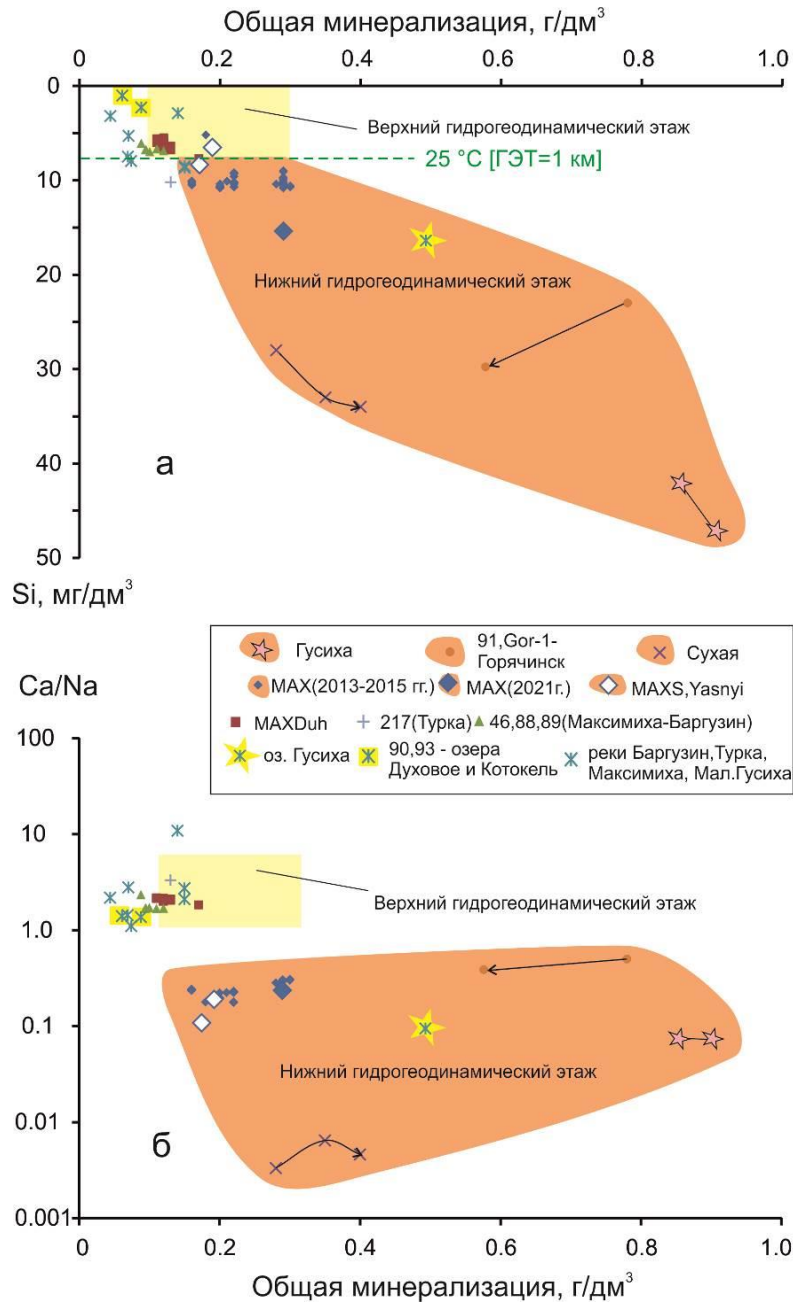


Рис. 6. Диаграммы Si – общая минерализация (а) и Ca/Na – общая минерализация (б) для подземных и поверхностных вод ЮВ побережья Среднего Байкала. Интервал общей минерализации (ОМ) верхнего гидрогеодинамического этапа показан по работе (Дзюба, Кулагина, 2005). Интервал ОМ нижнего гидрогеодинамического этапа оценивается по макрокомпонентам термальных вод и охлажденных гидротерм территории. На панели а показано значение температуры 25 °С по халцедоновому геотермометру (Arnorsson et al., 1983) с соответствующим глубинным эквивалентом температуры (ГЭТ) = 1 км, исходя из регионального геотермического градиента 25 °С на 1 км (Голубев, 2007). Стрелками обозначены направления временного изменения состава гидротерм скважин Сухой и Горячинска.

Fig. 6. Diagrams Si – total mineralization (a) and Ca/Na – total mineralization (b) for groundwater and surface water of the SE coast of Middle Baikal. The interval of total mineralization (TDS) of the upper hydrogeodynamic region is shown after (Dzyuba, Kulagina, 2005). The TDS interval of the lower hydrogeodynamic region is estimated from the macrocomponents of thermal water and cooled hydrotherms of the area. Panel a shows the chalcedony geothermometer temperature of 25 °С (Arnorsson et al., 1983) with the corresponding depth equivalent temperature (DET) = 1 km, based on a regional geothermal gradient of 25 °С per 1 km (Golubev, 2007). Arrows indicate directions of temporal changes in the composition of thermal water from the Sukhoi and Goryachinsk wells.

Макрокомпоненты

Природные воды Прибайкалья разделяются по составу на 9 типов, среди которых различаются подземные воды верхнего и нижнего гидрогеодинамических этажей с переходом между ними на глубине около 1 км. В верхнем гидрогеодинамическом этаже общая минерализация составляет 0.1–0.3 г/дм³, в нижнем – 0.4–0.7 г/дм³. Отдельно рассматриваются трещинно-жильные воды с минерализацией 0.2–0.3 г/дм³. Предполагается, что «в верхнем гидрогеодинамическом этаже компонентный состав подземных вод, за редким исключением, аналогичен составу речных вод и атмосферных осадков. Составы же вод нижнего гидрогеодинамического этажа и трещинно-жильных гидротерм разломов резко различаются» (Дзюба, Кулагина, 2005, с. 14).

На диаграммах вариаций Si и отношения Ca/Na относительно общей минерализации (рис. 6) термальные воды ЮВ побережья Среднего Байкала нижнего гидрогеодинамического этажа (Гусиха, Горячинск, Сухая) отчетливо разделяются с подземными родниками МАХDuh, а также группы родников и скважин Максимихи–Баргузина верхнего гидрогеодинамического этажа. Фигуративные точки вод из родников МАХ, Yasnyi и скважины MaxS пос. Максимиха занимают промежуточное положение и рассматриваются в дальнейшем как охлажденные гидротермы. Состав воды оз. Гусиха существенно смещен от состава вод малых озер Духовое и Котокель, поскольку это небольшое озеро в настоящее время наполняется изливающимися термальными водами.

Микрокомпонент Li, температурные оценки в резервуаре подземных вод

О генетической связи вод родников МАХ, Yasnyi и скважины MAXS пос. Максимиха свидетельствует распределение Li, концентрация которого в подземных водах зависит от температуры в обменных реакциях с глинистыми минералами и цеолитами (Fouillac, Michard, 1981) и возрастает при землетрясениях (Рассказов и др., 2022).

На диаграмме Li – Na/Li (рис. 7) различаются фигуративные поля точек холодных вод и термальных вод с охлажденными гидротермами. Воды родников и скважин пос. Максимиха имеют повышенную концентрацию Li при низком Na/Li отношении, сопо-

ставляются с термальными водами и отличаются от холодных вод из родников и скважин других территорий Среднего Байкала. На диаграмме T(Na/Li) – Li (рис. 8) концентрация Li возрастает с возрастанием температуры, рассчитанной по натрий-литиевому геотермометру.

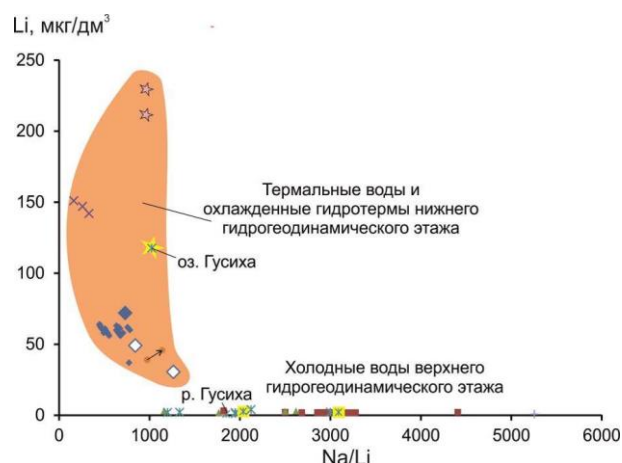


Рис. 7. Диаграмма Li – Na/Li. Условные обозначения см. рис. 6.

Fig. 7. Diagram Li vs Na/Li. Symbols are as in Fig. 6.

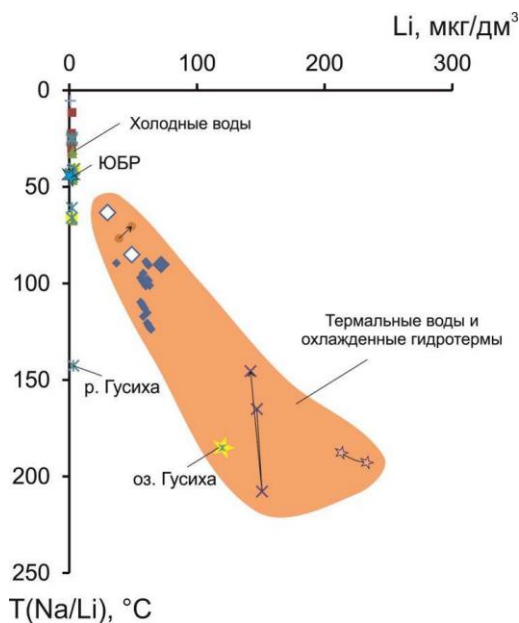


Рис. 8. Диаграмма T(Na/Li) – Li. Условные обозначения см. рис. 6. Для расчета T(Na/Li) в резервуаре термальных вод Гусихи использовано уравнение при концентрации Cl > 0.3 моль/кг (>11 г/кг Cl), для других природных вод – уравнение при концентрации Cl < 0.3 моль/кг (Cl < 11 г/кг) (Fouillac, Michard, 1981).

Fig. 8. Diagram T(Na/Li) vs Li. Symbols are as in Fig. 6. To calculate T(Na/Li) in the Gusikha thermal water reservoir, the equation

for a concentration of $Cl > 0.3 \text{ mol/kg}$ ($>11 \text{ g/kg Cl}$) was used; for other natural waters, an equation for a concentration of $Cl < 0.3 \text{ mol/kg}$ ($Cl < 11 \text{ g/kg}$) was applied after (Fouillac and Michard, 1981).

На диаграмме сопоставления температур, рассчитанных по халцедоновому и натрий-литиевому геотермометрам (рис. 9), фигуративная точка горячинской термальной воды попадает на линию $T(Si) = T(Na/Li)$. Точки термальных вод скв. Сухая и охлажденных гидротерм родников и скважин пос. Максима смещаются от линии согласованных температур с относительным возрастанием $T(Na/Li)$. Концентрированная группа точек подземных вод ст. МАХDuh также попадает на линию $T(Si) = T(Na/Li)$ предельно низким значением рассчитанных температур и смещается от линии согласованных температур с относительным возрастанием $T(Na/Li)$. Такое смещение проявилось на ст. 27 Култукского полигона вследствие тектонических

смещений, сопровождавшихся косейсмическим образованием глинки трения в активном разломе при Кударинском землетрясении, которое обозначило растяжение в Южно-Байкальской впадине (Чебыкин, Рассказов, 2023).

Одна фигуративная точка ст. МАХDuh (контрольная проба 10 декабря 2021 г.) и точка ст. 217 (08 августа 2023 г.) смещены от линии согласованных температур с относительным возрастанием $T(Si)$. Такое смещение проявилось на ст. 27 Култукского полигона как показатель поступления воды с более глубокого уровня резервуара при Хубсугульском землетрясении и афтершоках. В этом случае фактор образования глинки трения не проявился вследствие косейсмического поступления глубинной порции вод по открытым трещинам без смещений.

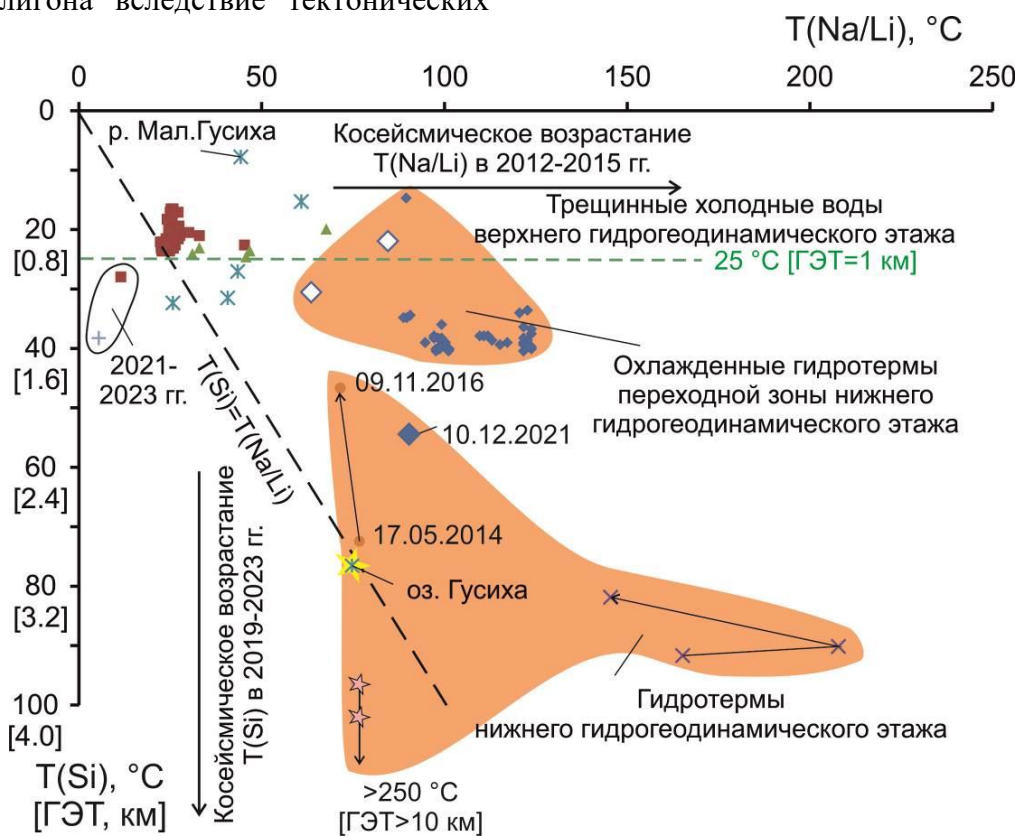


Рис. 9. Диаграмма $T(Si) - T(Na/Li)$. Условные обозначения см. рис. 6. Для расчета $T(Na/Li)$ в резервуаре термальных вод Гусихи используются уравнения при концентрации $Cl > 0.3 \text{ моль/кг}$ ($>11 \text{ г/кг Cl}$). Оценки $T(Si)$ этого месторождения по уравнению кварцевого геотермометра (Fournier, Potter, 1982; Шестакова, Гусева, 2018) превышают $250 \text{ }^\circ\text{C}$ и попадают в область некалиброванных значений. Для расчета $T(Na/Li)$ в резервуаре других природных вод используется уравнение при концентрации $Cl < 0.3 \text{ моль/кг}$ геотермометра (Fouillac, Michard, 1981), а для расчета $T(Si)$ – уравнение халцедонового геотермометра (Arnorsson et al., 1983).

Fig. 9. Diagram $T(\text{Si}) - T(\text{Na/Li})$. Symbols are as in Fig. 6. To calculate $T(\text{Na/Li})$ in the Gusikha thermal water reservoir, the equation for a concentration of $\text{Cl} > 0.3 \text{ mol/kg}$ ($>11 \text{ g/kg Cl}$) was used. $T(\text{Si})$ estimates using the equation of a quartz geothermometer (Fournier, Potter, 1982; Shestakova, Guseva, 2018) show values exceeding 250°C and correspond to the uncalibrated range. For other natural waters, the equation for a concentration of $\text{Cl} < 0.3 \text{ mol/kg}$ of the geothermometer (Fouillac, Michard, 1981) was used to calculate $T(\text{Na/Li})$ in a reservoir and the chalcedony equation of the geothermometer (Arnorsson et al., 1983) was applied to calculate $T(\text{Si})$.

По аналогии с подземными водами Култукского полигона в контрольных подземных водах Максимихинского полигона 2021–2023 гг. устанавливается косейсмическое возрастание $T(\text{Si})$. С одной стороны, отсутствие термальных вод на Култукском полигоне с оценками глубины холодных трещинных вод по $T(\text{Si})$ до 1.7 км, с другой стороны, частичное сходство гидрогеохимических показателей вод станций МАХ, МАХS и Yasnyi с гидротермами Горячинского месторождения ведет к необходимости различать охлажденные гидротермы Максимихинского резервуара как особую группу из переходной зоны нижнего гидрогеодинамического этажа (рис. 9).

Воды термальных источников и скважины Гусихи отличаются весьма высоким содержанием Si ($42\text{--}47 \text{ г/дм}^3$), дающим оценку температуры в резервуаре по халцедоновому геотермометру выше 100°C . Эта оценка не корректна. По кварцевому геотермометру получается оценка температуры более 250°C . Поскольку при таких высоких содержаниях Si температура не калибрована, эта оценка тоже не корректна. Ориентировочно принимается оценка температуры более 250°C и соответствующий глубинный эквивалент температуры более 10 км.

В водах оз. Гусиха и горячинских термальных водах получают отдельные данные с приблизительно равными температурами: $T(\text{Si}) \sim T(\text{Na/Li})$. В обоих случаях можно допустить отсутствие синтетектонического эффекта $T(\text{Na/Li})$. Горячинская вода опробовалась 17 мая 2014 г. Это опробование было предсейсмическим. Гусихинские воды опробовались 5 октября 2019 г. Это опробование также было предсейсмическим, т.е. предшествовало Байкало-Хубсугульской активизации. В течение 2019–2020 гг. в подземных водах станций Култукского полиго-

на установились узкие интервалы $T(\text{Si})$ и $T(\text{Na/Li})$, обозначившие гидрогеодинамические центры, которые служили в качестве исходных характеристик для развития процессов резервуара, сопровождавших последующую Байкало-Хубсугульскую активизацию 2020–2023 гг. (Чебыкин, Рассказов, 2023). Возможно, термальные воды, наполнявшие оз. Гусиха 5 октября 2019 г., также обозначили гидрогеодинамический центр.

Организация мониторинга

Для оценки обстановки на Среднем Байкале во время усиления сжатия в середине сейсмогеодинамического цикла 2008–2020 гг. показательны результаты мониторинга подземных вод во временном интервале 2013–2015 гг. (перед Голоустным землетрясением) на Максимихинском полигоне юго-восточного побережья Среднего Байкала. Максимихинский полигон находится на выходе одноименной впадины на берег Баргузинского залива Байкала в центральной части Ямбуйской трансензионной зоны. Максимихинский полигон пространственно смещается вдоль нее по латерали Южно-Байкальской рифтовой впадины от магистральной рифтовой структуры, ограниченной юго-восточным берегом о-ва Ольхон (см. рис. 3).

Мониторинг, организованный в конце 2012 – начале 2013 г. на южном берегу Баргузинского залива оз. Байкал, в районе пос. Максимиха, проводится на двух родниках: МАХ и МАХDuh (рис. 10). Частота опробования станций в 2013–2015 гг. составляет в среднем один раз в 2 недели. Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2023 г. отбираются контрольные пробы ровно через год после Кударинского землетрясения, 10 декабря 2021 г.



Рис. 10. Схема расположения станций гидрогеохимического опробования на Максимихинском полигоне.

Fig. 10. Scheme of the location of sites for hydrogeochemical sampling on the Maximikha area.

В процессе мониторинга определяется исходное состояние резервуара и преобразования в резервуаре с выходом на его состояние, предшествующее Голоустному землетрясению. По пробам, отобранным на станции MAXDuh с 27 ноября 2012 г. до 15 июля 2013 г., оценивается исходное состояние резервуара, по пробам, отобранным на обеих станциях с 17 июля 2013 г. до Северо-Хубсугульского землетрясения 5 декабря 2014 г. – преобразования в резервуаре, предшествующие этому землетрясению, по пробам, отобранным с 15 февраля до 21 июня 2015 г., – переход к состоянию резервуара, соответствующему подготовке Голоустного землетрясения 05 сентября 2015 г. (рис. 2). Непосредственно перед Голоустным землетрясением, пробы не отбирались около 2.5 месяцев. Этот временной отрезок неопределенности перекрывает 5–8-месячный интервал проявления признаков подготовки Голоустного землетрясения на станциях Култукского полигона (Rasskazov et al., 2020).

Открытие и закрытие микротрещин во времени: вариации U , $A4$ и $OA4/8$

Проявление в резервуаре подземных вод фактора открытия и закрытия микротрещин (растяжения и сжатия верхней части коры) оценивается по относительным вариациям концентраций U , ^{234}U ($A4$ в единицах активности, ед.а.) и отношения $OA4/8$.

Станция MAXDuh

В подземных водах этой станции имеется отчетливая корреляция широко варьирующей концентрации изотопа ^{234}U с общим содержанием U (^{238}U) в подземных водах (рис. 11). Начальная проба, отобранная 27 ноября 2012 г., показывает значения концентрации $U = 0.83$ мкг/дм³ и $^{234}U = 2.4$ единиц активности (ед.а.) при значении $OA4/8 = 2.92$. До 15 июля 2013 г. пробы имеют близкие значения: $U = 0.79–0.81$ мкг/дм³, $A4 = 2.3–2.4$ ед.а. и $OA4/8 = 2.92–2.93$. В пробе, отобранной 17 июня 2013 г., первый параметр снижается до 0.78 мкг/дм³, второй – до 2.26 ед.а., третий – до 2.90 . В дальнейших наблюдениях, вплоть до Голоустного землетрясения 5 сентября 2015 г., наблюдаются импульсы снижения концентраций U и ^{234}U с квазипериодичностью от 3.5 до 5.5 месяцев. Общее значение ряда минимумов U и $A4$ подчеркивается их последовательным усилением со значениями, соответственно, 0.64 , $0.44–0.45$, 0.24 мкг/дм³ и 1.9 , 1.3 , 1.3 , 0.71 ед.а. Контрольная проба, отобранная во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 10 декабря 2021 г., имеет повышенную концентрацию U (1.2 мкг/дм³).

На станции MAXDuh преобладают значения $OA4/8$ в интервале $2.95–3.05$. Этот показатель резко снижается (до 2.78) только 30 июня 2014 г. Аномалия $OA4/8$ не совпадает с какими-либо минимумами U и $A4$. Следовательно, существенные вариации $OA4/8$ в подземных водах станции MAXDuh в данном случае не зависят от вариаций концентраций ^{234}U и ^{238}U .

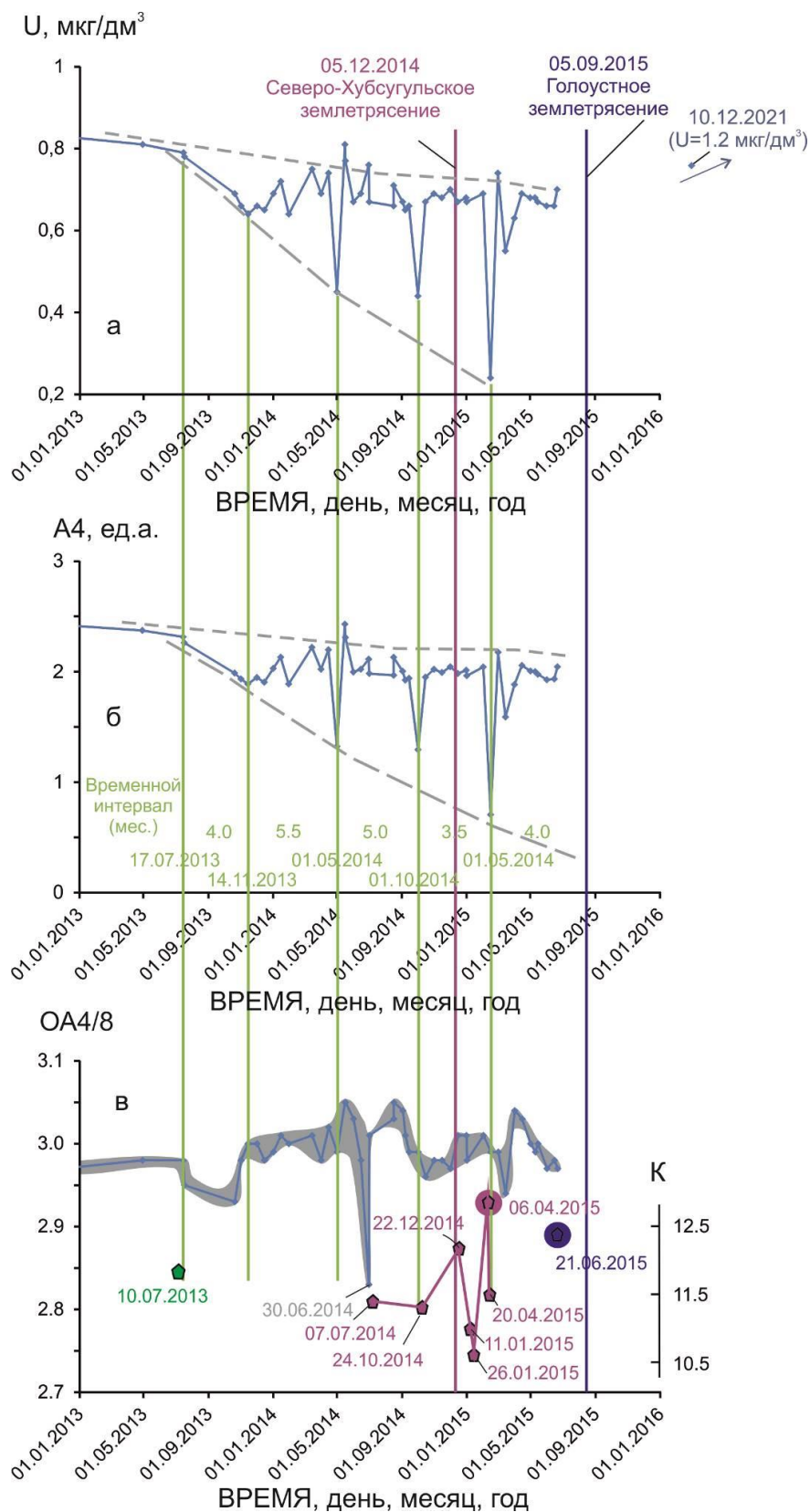


Рис. 11. Диаграммы временных вариаций концентрации U (а), значений $A4$ (б) и $OA4/8$ (в) на мониторинговой станции MAXDuh перед Голоустным землетрясением, в 2013–2015 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К).

Fig. 11. Diagrams of temporal variations in U concentrations (a), $A4$ (б) and $AR4/8$ (c) at the MAXDuh monitoring station before the Goloustny earthquake, in 2013–2015. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

Начавшееся 17 июля 2013 г. снижение концентраций U , $A4$ и отношения $OA4/8$ в водах ст. MAXDuh связано по времени с Заливным землетрясением 10 июля 2013 г. В случае более частого отбора проб такое соответствие было бы более очевидным. Два последующих минимума концентраций U и $A4$ не сопровождаются снижением отношения $OA4/8$. Землетрясения отсутствуют. Однако резкое снижение отношения $OA4/8$ 30 июня 2014 г. предшествует начальному землетрясению 07 июля 2014 г. Горячинской активизации в акватории Байкала. Следующие минимумы концентраций U и $A4$ 01 октября 2014 г. сопровождаются снижением отношения $OA4/8$ и слабым береговым землетрясением 24 октября 2014 г. Таким образом, получаются согласующиеся во времени гидрогеохимические и сейсмические эффекты 10–17 июля 2013 г. (Заливное землетрясение), а также 30 июня – 07 июля и 01–24 октября 2014 г. (начальные землетрясения Горячинской активизации).

Более сильное землетрясение в акватории 22 декабря 2014 г. и два других более слабых землетрясения 11 и 26 января 2015 г. не имеют признаков минимумов концентраций U , $A4$ или отношения $OA4/8$ и могут представлять собой далекие отклики на сильное (триггерное) Северо-Хубсугульское землетрясение 05 декабря 2014 г.

Последующим ярко выраженным минимумам концентраций U и $A4$ 01 мая 2015 г. предшествуют главное землетрясение Горячинской активизации 06 апреля и заключительное землетрясение 20 апреля 2015 г. Запаздывание минимумов концентраций урановых нуклидов объясняется эффектом Поперечного разлома, стопорящим развитие деформаций от Горячинского субаквального разлома к Максимихинскому полигону. Еще больший эффект запаздывания проявляется в минимуме отношения $OA4/8$. При переходе от Горячинской активизации к Усть-Баргузинской наблюдается один акт согласования минимумов концентраций U , $A4$ и

отношения $OA4/8$ без землетрясений. После минимума отношения $OA4/8$ наблюдается резкий переход к максимуму с последующим постепенным снижением этого отношения до дня главного (запускающего) события Усть-Баргузинской активизации 21 июня 2015 г. Таким образом, получаются согласующиеся во времени гидрогеохимические и сейсмические эффекты 06 апреля – 01 мая 2015 г. (главное и заключительное землетрясения Горячинской активизации).

В общей последовательности минимумов U и $A4$ подземных вод станции MAXDuh предполагаются отклики таких же минимумов во время землетрясений, по аналогии с минимумами U и $A4$ подземных вод ст. 27 Култукского полигона непосредственно перед землетрясением (Rasskazov et al., 2022).

Станция МАХ

В подземных водах этой станции концентрация изотопа ^{234}U также коррелируется с общим содержанием U . В середине временного интервала наблюдений минимумы 01 мая и 01 октября 2014 г. станции МАХ совпадают с минимумами станции MAXDuh. Перед этим временным интервалом минимум станции МАХ предшествует минимуму станции MAXDuh 14 ноября 2013 г., после него минимум станции МАХ следует после минимума станции MAXDuh 01 мая 2014 г. Поскольку минимумы концентраций U и ^{234}U маркируют импульсы сжатия микро-трещин, можно видеть опережающее сжатие коры в резервуаре под станцией МАХ относительно сжатия коры в резервуаре под станцией MAXDuh перед согласованными минимумами 01 мая и 01 октября 2014 г. и запаздывающее сжатие коры в резервуаре под станцией МАХ относительно сжатия коры в резервуаре под станцией MAXDuh после согласованных минимумов (рис. 12а,б).

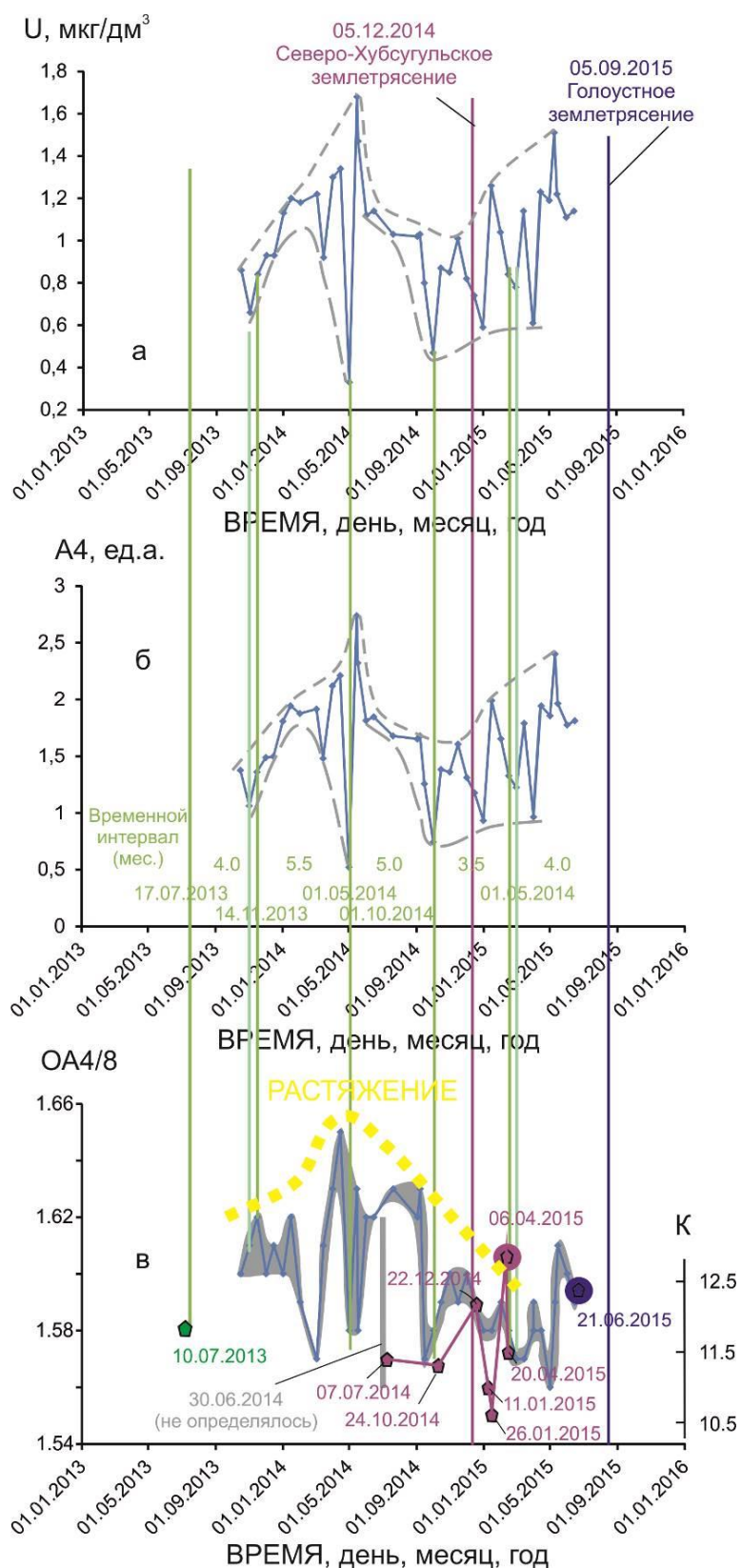


Рис. 12. Диаграммы временных вариаций концентрации U (а), $A4$ (б) и $OA4/8$ (в) на мониторинговой станции МАХ перед Голоустным землетрясением, в 2013–2015 гг. Условные обозначения см. рис. 1 и 11. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К).

Fig. 12. Diagrams of temporal variations in U concentrations (а), $A4$ (б) and $AR4/8$ (в) at the MAX monitoring station before the Goloustny earthquake, in 2013–2015. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

Кроме минимумов концентраций U и ^{234}U , проявленных на обеих станциях мониторинга, после интервала согласованных минимумов выявляются дополнительные минимумы 31 декабря 2014 г. и 01 апреля 2015 г. станции МАХ, соизмеримые с согласованными минимумами этой станции. В результате, импульсы сжатия коры в резервуаре под станцией МАХ перед Голоустным землетрясением проявляются в 2 раза чаще.

Еще одна особенность станции МАХ заключается в образовании максимумов U и ^{234}U , сопряженных с минимумами. Наиболее контрастная смена минимума максимумом устанавливается 01–15 мая 2014 г. В этом случае импульс сжатия микротрещин, затруднивший циркуляцию подземных вод, сменяется импульсом растяжения, усиливающим циркуляцию.

Значения ОА4/8 станции МАХ находятся в интервале 1.56–1.65. Аномально низкое значение этого показателя, полученное на станции МАХDuh 30 июня 2014 г. (рис. 11в), не может сопоставляться со значением станции МАХ из-за отсутствия пробы (рис. 12в). На станции МАХ намечаются минимумы ОА4/8, совпадающие с минимумами концентраций U и ^{234}U 01 мая и 01 октября 2014 г. Эти эпизоды обозначают наиболее выразительные импульсы сжатия. После 01 октября 2014 г. на станции МАХ наблюдаются волнообразные колебания ОА4/8 с квазипериодичностью порядка 2 месяцев.

Исходя из общего сходства минимумов станций МАХ и МАХDuh, землетрясения в общем соотносятся с гидрогеохимическими данными по урану на станциях мониторинга сходным образом. Дополнительный минимум концентраций U и ^{234}U 01 января 2015 г. запаздывает относительно Северо-Хубсугульского землетрясения 05 декабря 2014 г. Запаздывание минимумов относительно главного и заключительного землетрясений Горячинской активизации в согласующихся во времени гидрогеохимических и сейсмических эффектах 06 апреля – 01 мая 2015 г. ст. МАХDuh усугубляется еще боль-

шим запаздыванием минимумов концентраций U и ^{234}U на ст. МАХ (до 15 мая 2015 г.) одновременно с запаздывающим проявлением минимума ОА4/8 этой станции.

Запаздывание изотопных минимумов U обеих станций мониторинга по отношению к землетрясениям отражает проявление землетрясений Среднего Байкала в условиях растяжения коры, тогда как минимумы являются следствием землетрясений и показывают нарастание сжимающего эффекта после них.

Относительные вариации концентрации U , А4 и ОА4/8 на мониторинговых станциях

Итак, концентрации U , ^{234}U и значения ОА4/8 в подземных водах обеих станций возрастают при растяжении коры, которое приводит к Горячинской сейсмической активизации Среднего Байкала, и снижаются вследствие релаксации тектонических напряжений, сопровождающейся сжатием. Станции МАХDuh и МАХ имеют контрастные характеристики урана, которые могут отражать меняющиеся условия в резервуаре подземных вод.

Концентрация U в подземных водах станции МАХDuh в основном ниже концентрации U в подземных водах станции МАХ (рис. 13а). По нижней огибающей линии значений отношения $U(\text{МАХDuh})/U(\text{МАХ})$ обозначаются интервалы до Северо-Байкальского землетрясения 5 декабря 2014 г. и после него. Сначала наиболее прогнутая часть огибающей линии приходится на 15 мая 2014 г. с выходом на повышенные значения отношения $U(\text{МАХDuh})/U(\text{МАХ})$ подземных вод при Северо-Байкальском землетрясении, затем – на 15 февраля 2015 г. Всплеск концентрации U в подземной воде станции МАХDuh через 15 дней после Северо-Хубсугульского землетрясения превысил синхронную концентрацию U в подземной воде станции МАХ. Более значительное превышение концентрации U в подземной воде станции МАХDuh относительно синхронной концентрации U в подземной воде станции

МАХ 01 мая 2014 г. приходится на наиболее прогнутую середину интервала, предшествовавшего Северо-Хубсугульскому землетрясению. В начале этого интервала наблюдается уравнивание концентрации U в подземных водах мониторинговых станций.

Обращает на себя внимание соответствие максимумов относительного превышения концентрации U в подземных водах станции МАХDuh (рис. 13а) минимумам концентрации U обеих станций (рис. 11а, 12а). Следовательно, превышение достигалось за счет более эффективного снижения концентрации U в подземных водах станции МАХ, чем станции МАХDuh. Поскольку U растворяется и переносится подземными водами в окисленной форме, можно сделать заключение об отражении в минимумах U эпизодического усиления роли восстановленных газов с более эффективным их проявлением в подземных водах станции МАХ.

Соотношение $A4$ в подземных водах станций МАХDuh и МАХ в целом соответствует соотношению концентрации U . Нижняя огибающая кривая $A4(\text{МАХDuh})/A4(\text{МАХ})$ в подземных водах во временном интервале до Северо-Хубсугульского землетрясения ограничена значением, равным 1. Во временном интервале между Северо-Хубсугульским и Голоустным землетрясениями нижняя огибающая кривая опускается до значения 0.53 (рис. 13б).

Характер соотношения $OA4/8$ в подземных водах станций МАХDuh и МАХ существенно отличается от концентрационных соотношений общего U и ^{234}U . В подземных водах станции МАХDuh $OA4/8$ почти в 2 раза выше этого параметра подземных вод

станции МАХ. Намечаются четыре временных интервала относительного возрастания $OA4/8(\text{МАХDuh})/OA4/8(\text{МАХ})$. Первые два интервала частично перекрываются между собой (рис. 13в).

Если следовать интерпретации возрастания $OA4/8$ вследствие открытия микротрещин, способствующего циркуляции подземных вод, за время наблюдений с конца 2013 г. до первой половины 2015 г. можно реконструировать 4 эпизода перераспределения открывающихся микротрещин от области резервуара станции МАХ (нижний гидрогеодинамический этаж) к области резервуара станции МАХDuh (верхний гидрогеодинамический этаж). Нижний предел отношения $OA4/8(\text{МАХDuh})/OA4/8(\text{МАХ})$ поднимается от значения 1.795 эпизодов I–II к значению 1.820 эпизодов III–IV. Общие тенденции трех эпизодов характеризуют Горячинскую активизацию, завершающуюся значениями отношения $OA4/8(\text{МАХDuh})/OA4/8(\text{МАХ})$ на нижнем пределе. Эпизод IV начинается следующую (Усть-Баргузинскую) активизацию.

Вариации концентраций U и ^{234}U в подземных водах станций МАХDuh и МАХ в диапазоне соизмеримых значений определяются окислительно-восстановительным режимом. Резкое различие $OA4/8$ подземных вод этих станций отражает изменение параметра в режиме накопления. Ступенчатое возрастание $OA4/8$ подземных вод станций МАХDuh и МАХ отслеживается во время Горячинской сейсмической активизации. Растяжение в верхнем сейсмогеодинамическом этаже (ст. МАХDuh) более эффективно, чем в нижнем (ст. МАХ) и аддитивно нарастает от одной активизации к другой.

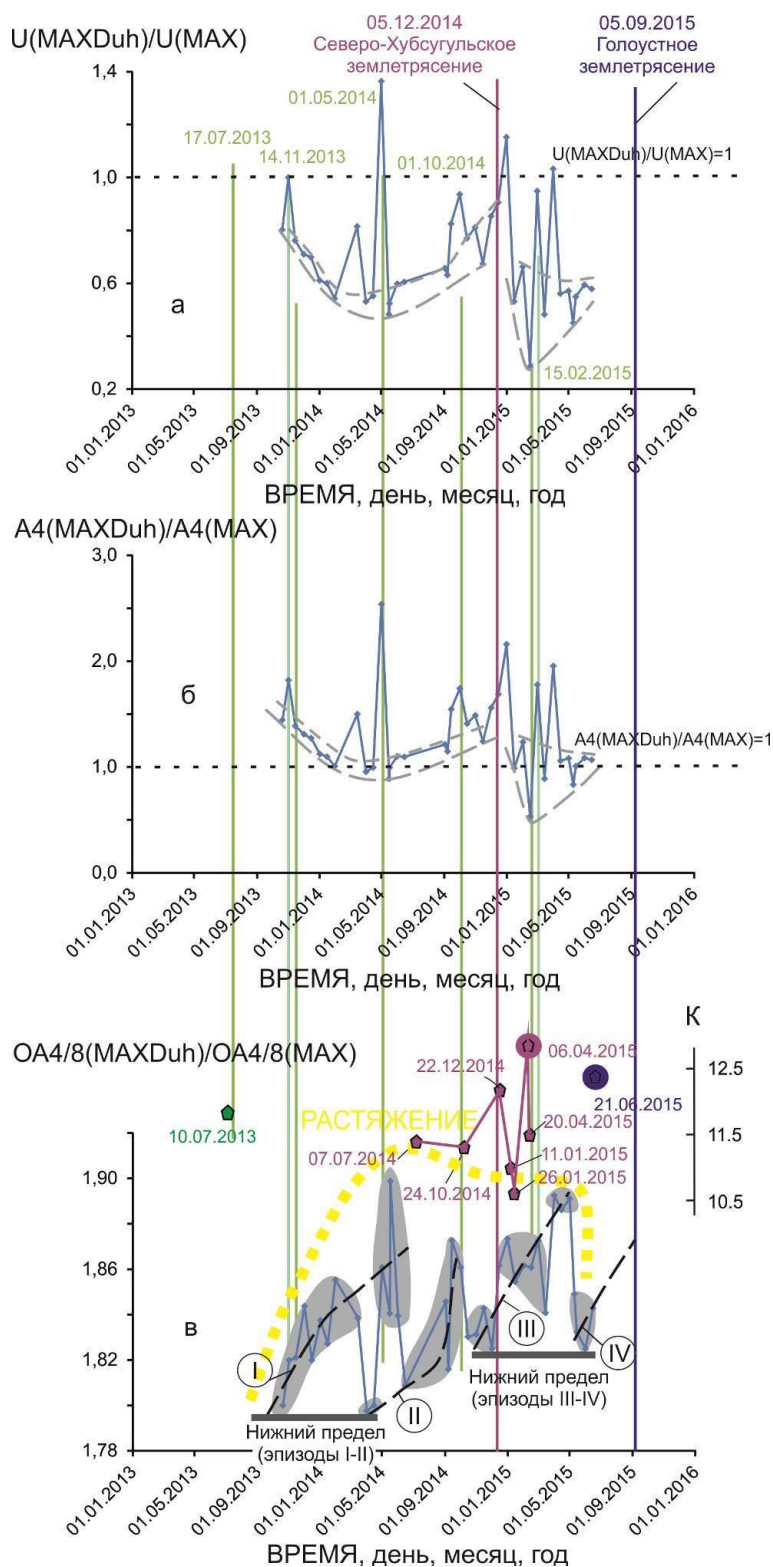


Рис. 13. Диаграммы временных соотношений концентрации U (а), A4 (б) и OA4/8 (в) на мониторинговых станциях MAXDuh и MAX перед Голоустным землетрясением, в 2013–2015 гг. Римскими цифрами в кружках обозначены временные интервалы относительного возрастания $OA4/8(\text{MAXDuh})/OA4/8(\text{MAX})$. Условные обозначения см. рис. 1 и 11. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К).

Fig. 13. Diagrams of temporal relationships between concentrations of U (a), A4 (b), and AR4/8 (c) at the monitoring stations MAXDuh and MAX before the Goloustny earthquake, in 2013–2015. Roman numerals in circles indicate time intervals of relative increase $OA4/8(\text{MAXDuh})/OA4/8(\text{MAX})$. Symbols are as in Figs 1 and 11. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

Временные вариации Si, Li и Na/Li с оценками температуры и глубины резервуара подземных вод

Временные вариации Si и Li в подземных водах мониторинговых станций полигона в

2013–2015 гг. сопровождаются оценками температуры по кремниевому геотермометру и уравнению Na/Li геотермометра подземных вод при концентрации $Cl < 0.3 \text{ mol/kg}$ (рис. 14–16).

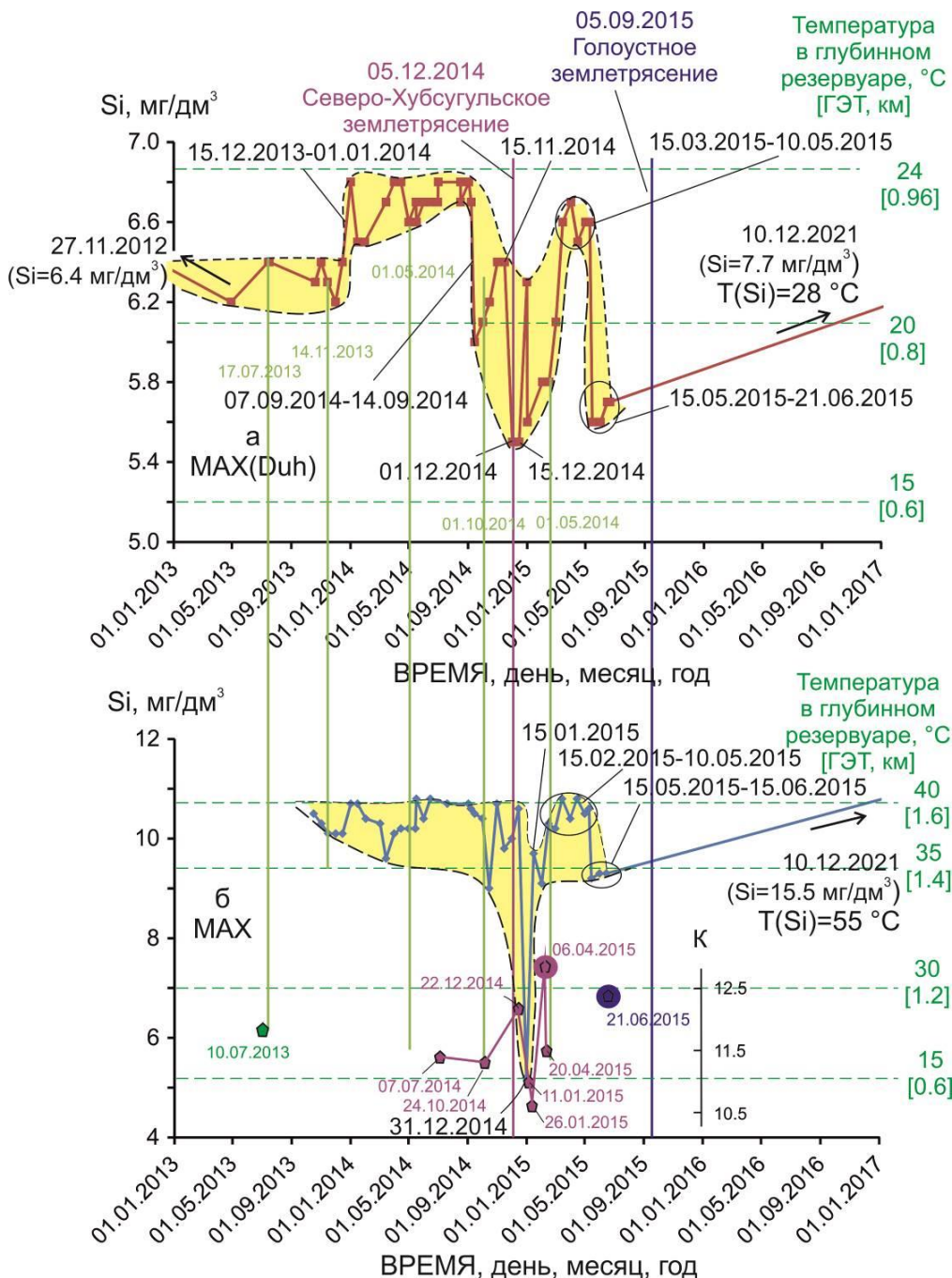


Рис. 14. Диаграмма временных вариаций Si и глубинного эквивалента температуры (ГЭТ) в подземных водах станций MAXDuh (а) и MAX (б) Максимихинского полигона в 2013–2021 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К).

Fig. 14. Diagram of temporal variations of Si and depth equivalent temperature (DET) in groundwater at the MAXDuh (a) and MAX (b) stations of the Maksimikha area in 2013–2021. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

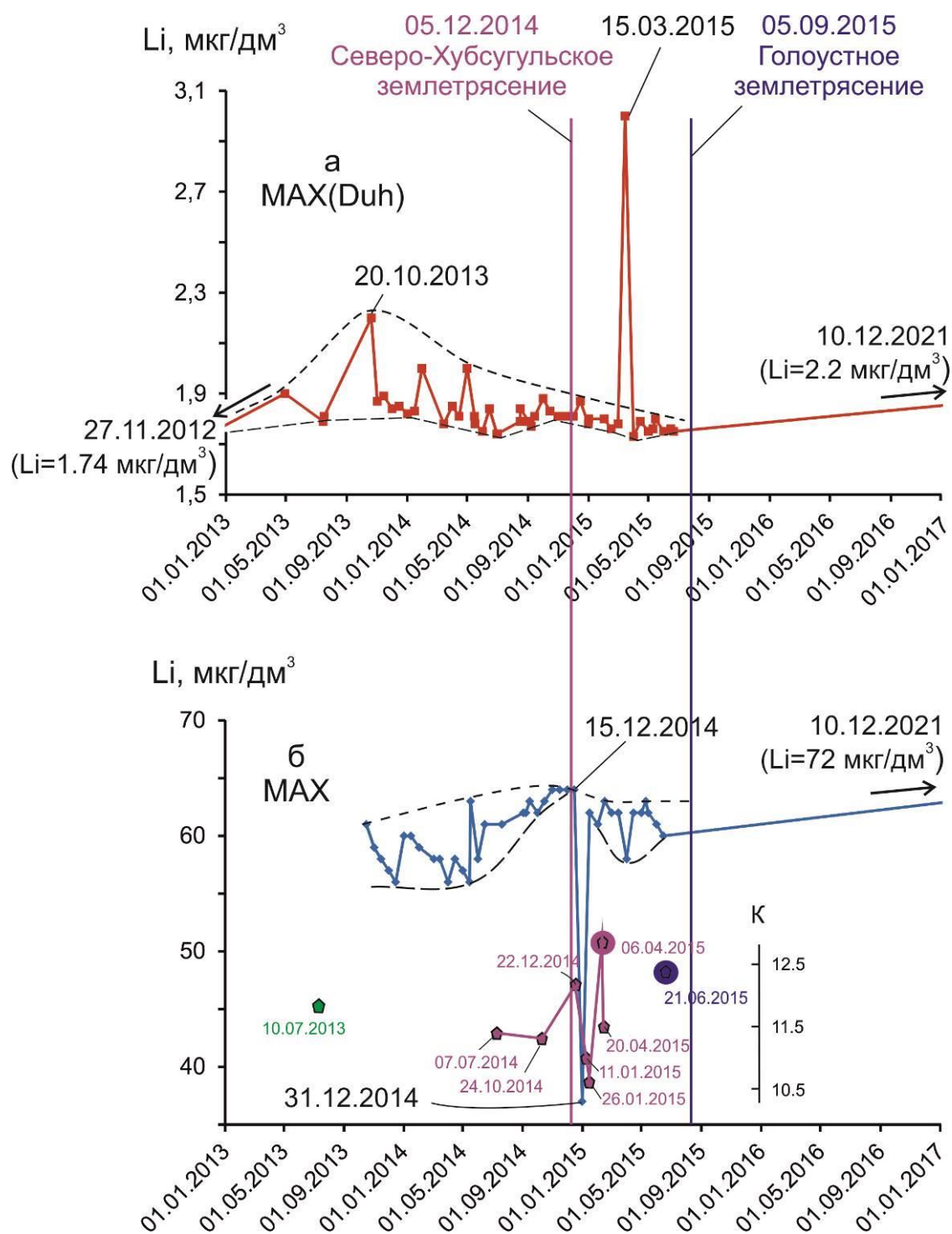


Рис. 15. Диаграмма временных вариаций Li в подземных водах станций MAXDuh (a) и MAX (б) Максимихинского полигона в 2013–2021 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (K).

Fig. 15. Diagram of temporal variations of Li in groundwater at the MAXDuh (a) and MAX (b) stations of the Maksimikha area in 2013–2021. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

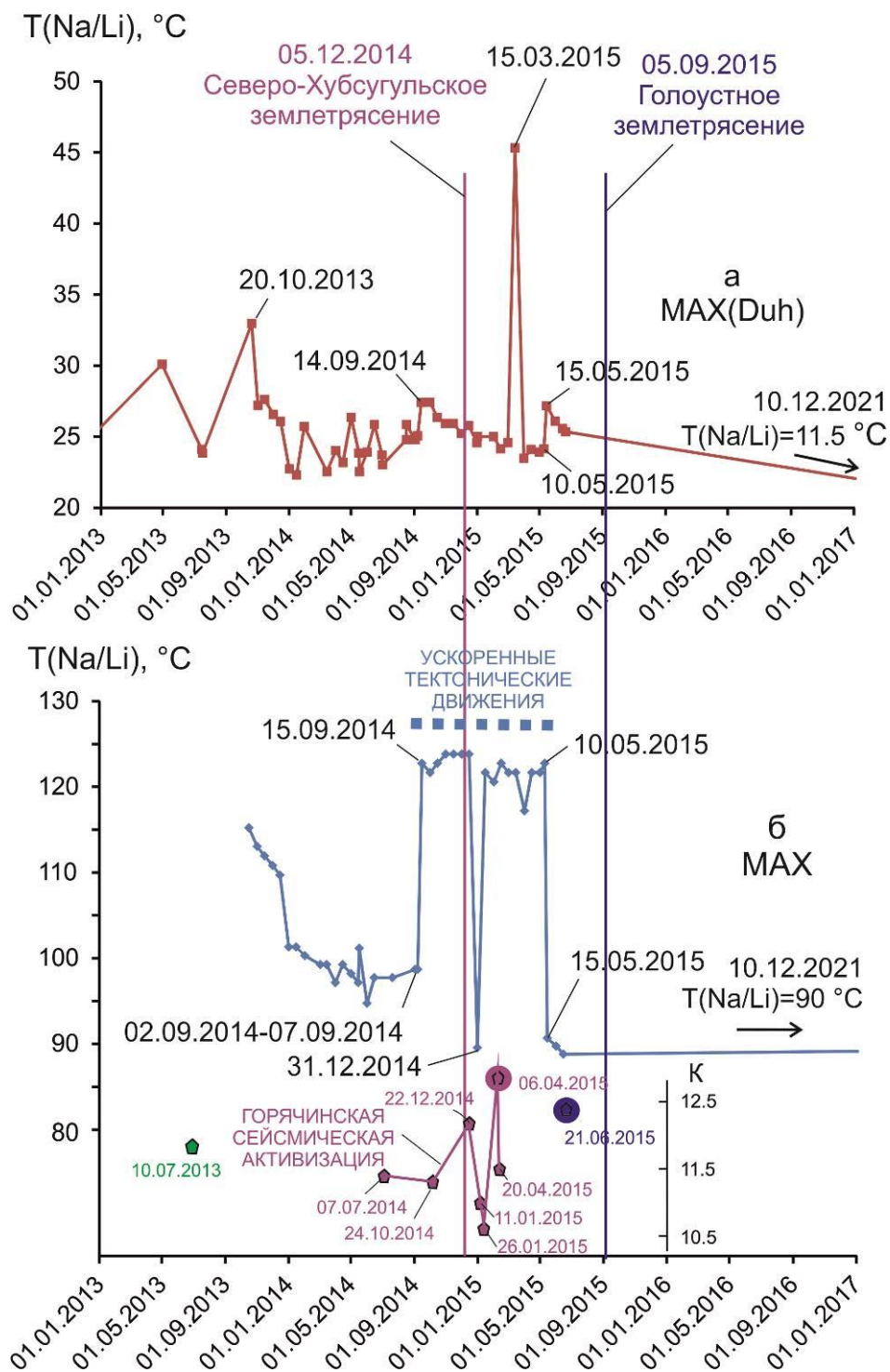


Рис. 16. Временные вариации температуры в резервуаре по Na/Li геотермометру $T(\text{Na/Li})$ в родниковых водах станций MAXDuh (а) и MAX (б) Максимихинского резервуара в 2013–2021 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К). На панели б во временном интервале с 15 сентября 2014 г. до 10 мая 2015 г. устанавливается высокая скорость тектонического движения в плоскости активного разлома, дренирующего родник MAX. Перед этим интервалом и после него скорости понижены.

Fig. 16. Temporal variations of temperature in the reservoir in terms of $T(\text{Na/Li})$ in spring waters of the MAXDuh (a) and MAX (b) stations of the Maksimikha reservoir in 2013–2021. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side. In panel б, the time interval from September 15, 2014 to May 10, 2015, a high speed of tectonic movement is established in the plane of an active fault draining the MAX spring. Before and after this interval, speeds are low.

За время мониторинга 2013–2015 гг. в пробах родниковых вод станции MAXDuh определен интервал концентрации Si от 5.4 до 6.8 мг/дм³. В пробах родниковых вод станции MAX концентрация Si в основном превышает этот диапазон (находится в интервале 9–11 мг/дм³). Единственное исключение составляет проба, отобранная на станции MAX 31 декабря 2014 г., в которой определено низкое содержание Si (5.2 мг/дм³), ниже диапазона концентрации Si в родниковых водах станции MAXDuh.

В мониторинге Si подземных вод определяющее значение имеют скачкообразные изменения концентрации, свидетельствующие о поступлении компонента с повышенной температурой более глубокого уровня резервуара, в случае возрастания Si, и о поступлении компонента с пониженной температурой его менее глубокого уровня, в случае снижения Si. В начале наблюдений на станции MAXDuh, с 27 ноября 2012 г. до 15 декабря 2013 г., концентрация Si составляет 6.2–6.4 мг/дм³ и с 01 января до 01 сентября 2014 г. возрастает до интервала 6.5–6.8 мг/дм³. Возрастание Si показывает скачкообразное возрастание температуры (и глубины) подземных вод резервуара. 15 сентября температура резко снижается (глубина уменьшается) и достигает минимума 01–15 декабря 2014 г. Затем, к середине 2015 г., температура возрастает с последующим снижением. В контрольной пробе, отобранной 10 декабря 2021 г., концентрация Si (7.7 мг/дм³) заметно превышает концентрацию этого компонента всего интервала мониторинга 2012–2015 гг. Временной интервал снижения Si в конце 2014 г. и в 2015 г. соответствует проявлению Северо-Хубсугульского землетрясения 05 декабря 2014 г. и Голоустного землетрясения 05 сентября 2015 г., тогда как возросшая концентрация Si 2021 г. показательна для Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2023 гг. Эти вариации подобны вариациям Si в подземных водах Култукского полигона (Ильясова, Снопков, 2023).

В начале наблюдений подземные воды станции MAX не обнаруживают явного согласования относительных вариаций Si с вариациями этого элемента на станции

MAXDuh, но после минимума Si 01–15 декабря 2014 г. станции MAXDuh образуется глубокий минимум Si станции MAX. Минимум Si станции MAX 31 декабря 2014 г. сопровождается минимумом концентрации Li (рис. 15б), тогда как на станции MAXDuh проявляется размытый максимум Li 20 октября 2013 г. и резкий максимум Li 15 марта 2015 г. (рис. 15а). Последний максимум Li попадает во временной интервал между Северо-Хубсугульским и Голоустным землетрясениями.

Рассчитанные температуры по Na/Li геотермометру на станции MAX отражают относительное возрастание температуры в верхнем этаже резервуара подземных вод 20 октября 2013 г. – до 33 °С и 15 марта 2015 г. – до 45 °С (рис. 16а). В нижнем этаже резервуара (на станции MAXDuh) минимумам Si и Li 31 декабря 2014 г. соответствует относительное снижение температуры до 89 °С. В начальный временной интервал наблюдений 2013–2014 гг. здесь отчетливо выделяется тренд снижения T(Na/Li) резервуара от 116 до 98 °С. В пробах 02–07 сентября 2014 г. T(Na/Li) рассчитывается на нижнем пределе значений и в пробе, отобранной 15 сентября, резко возрастает до 123 °С. На этом уровне T(Na/Li) поддерживается около 8 месяцев (до 10 мая 2015 г.), после чего (15 мая) резко падает до уровня порядка 90 °С. Такое же пониженное значение T(Na/Li) получается для подземной воды контрольной пробы, отобранной на станции MAX 10 декабря 2021 г. (рис. 16б). Этот сигнал дает весьма отчетливые вариации T(Na/Li) в начале наблюдений и в середине.

Глубокий минимум Si станции MAX 31 декабря 2014 г. характеризует несколько запаздывающую реакцию сжимающейся коры на процессы БРЗ, сопровождающие Северо-Хубсугульское землетрясение (см. рис. 14). Во время этого землетрясения подземные воды поступают с меньшей глубины верхнего гидрогеодинамического этажа Максимихинского резервуара (панель а), а через 26 дней после этого землетрясения подобный эффект уменьшения глубины распространяется на его нижний гидрогеодинамический этаж (панель б). В течение последующего мониторинга 2015 г. наблюдается одновре-

менное измерение концентрации Si на обеих станциях, свидетельствующее о согласованном поступлении подземных вод из верхнего и нижнего гидрогеодинамических этажей резервуара подземных вод (панели *a* и *б*). На обеих станциях после главного и заключительного землетрясений Горячинской активизации идет кардинальная перестройка резервуара подземных вод на новую (Усть-Баргузинскую) активизацию, во время которой глубинные порции подземных вод меняются одновременно.

Глубокий минимум Li в воде ст. МАХ 31 декабря 2014 г. соответствует переходу от землетрясения среднего энергетического класса в акватории Байкала 22 декабря 2014 г. к землетрясению в районе подводного Академического хребта пониженного энергетического класса. Сейсмическая активность пространственно отодвигается от Максимихинского полигона с понижением энергетического класса вдоль Ямбуйской зоны трансензии, а затем проявляется за ее южной границей с последующим возвращением к структурному ядру Горячинской активизации в виде главного землетрясения 06 апреля 2015 г. (см. рис. 3 и 15б).

Высокий максимум Li в воде ст. МАХDuh 15 марта 2015 г. приходится на момент вхождения в структурную перестройку от Горячинской к Усть-Баргузинской активизации и совпадает с началом интервала высокой концентрации Si 15 марта–10 мая 2015 г. (см. рис. 14 а и 15а,б). Для воды ст. МАХDuh 15 марта 2015 г. получается самая высокая $T(\text{Na/Li})$ (~45 °С), отражающая ярко выраженный импульс тектонических движений в верхнем гидрогеодинамическом этаже (см. рис. 16а).

Ряд наблюдений $T(\text{Na/Li})$ ст. МАХ несет информацию о продолжительных интервалах направленного изменения и единообразного проявления тектонических движений в переходной зоне нижнего гидрогеодинамического этажа (см. рис. 16б). При подготовке Горячинской сейсмической активизации $T(\text{Na/Li})$ снижается от 115 до интервала 97–100 °С и выдерживается в течение 9 месяцев при вхождении в эту активизацию. Резкое поднятие $T(\text{Na/Li})$ до интервала 120–122 °С 07–15 сентября 2015 г. связано с подготов-

кой берегового землетрясения 24 октября 2015 г. Тектонические движения продолжают приближаться на одном уровне во время всей последующей Горячинской активизации до 10 мая 2015 г. и ослабевают во время структурной перестройки на Усть-Баргузинскую активизацию. Таким образом, Горячинская активизация в полной мере отразилась в тектонических движениях, реконструированных по выдержанным высоким значениям $T(\text{Na/Li})$ ст. МАХ. Единственный глубокий минимум $T(\text{Na/Li})$ 31 декабря 2014 г., совпадающий с минимумами Si и Li этой станции (см. рис. 14б, 15б), рассматривается как несколько запаздывающая реакция сжимающейся коры на процессы БРЗ, сопровождающая Северо-Хубсугульское землетрясение.

Обсуждение

В обсуждении полученных данных по подземным водам мониторинговых станций и единичным пробам природных вод ЮВ побережья Среднего Байкала делается акцент на генетические соотношения термальных и холодных вод с выделением роли компонента Южно-Байкальского резервуара (ЮБР) и на сопоставление гидрогеохимических характеристик станций латерального Максимихинского полигона с характеристиками станций магистрального Култукского полигона, а также с характеристиками горячих вод зоны разлома Сан-Андреас, США.

Генетические соотношения термальных и холодных вод, роль компонента Южно-Байкальского резервуара

На диаграмме $A4 - 1/U$ (рис. 17а) выявляется зависимость концентрации ^{234}U ($A4$) от обратной концентрации общего U в сериях проб термальных вод, охлажденных гидротерм и холодных вод. На главной гиперболе совмещены фигуративные точки вод малых озер Котокель и Духового и точки термальных вод скважины Сухой, Горячинска и точка Гусихи с повышенной обратной концентрацией U, точки рек Турка и Баргузин и точки охлажденных гидротерм станций МАХ, МахS, Yasnyi. В последнем диапазоне находится состав родников на дороге Максимиха–Усть-Баргузин (ст. 88,89) и глубин-

ной воды Южно-Байкальского резервуара (ЮБР). Точки Гусихи с пониженной обратной концентрацией U и скважины Уро (ст. 46, юг Баргузинской долины) слегка смещаются ниже главной гиперболы. Совокупность точек ст. МАХDuh, наоборот, смеща-

ется выше главной гиперболы и образуют параллельный тренд. Точки р. Максимиха находятся между трендами ст. МАХ, принадлежащим главной гиперболе, и отрезком гиперболы ст. МАХDuh.

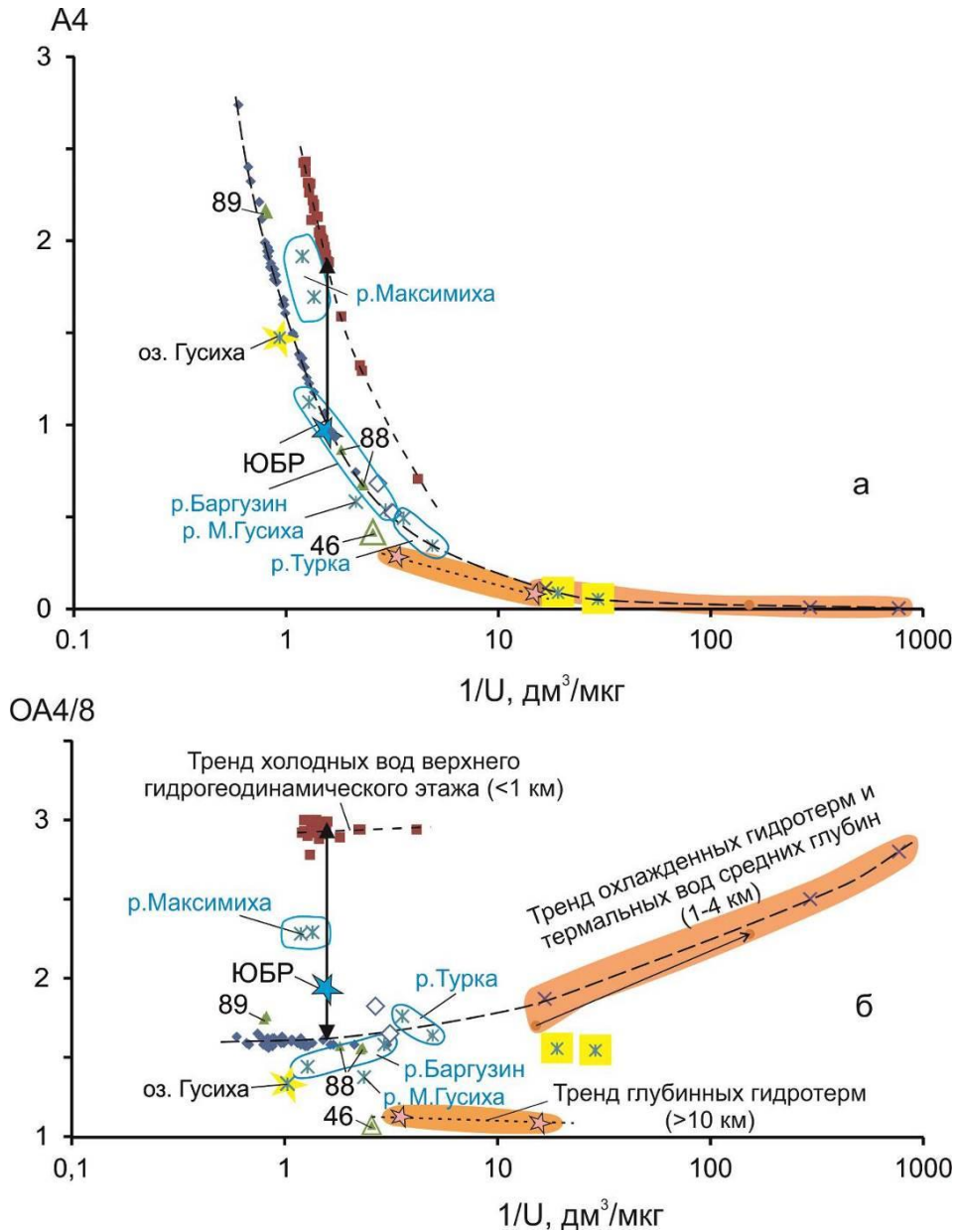


Рис. 17. Диаграммы $A4 - 1/U$ (а) и $OA4/8 - 1/U$ (б) подземных и поверхностных вод ЮВ побережья Среднего Байкала. Условные обозначения см. рис. 6. Общий компонент Южно-Байкальского резервуара (ЮБР) имеет $OA4/8 = 1.96$, $U = 45 \text{ мкг/дм}^3$ (Рассказов и др., 2020).

Fig. 17. Diagrams $A4$ vs $1/U$ (a) and $OA4/8$ vs $1/U$ (b) for groundwater and surface water of the SE coast of Middle Baikal. Symbols are as in Fig. 6. The common component of the South Baikal Reservoir (ЮБР) has $OA4/8 = 1.96$, $U = 45 \text{ } \mu\text{g/dm}^3$ (Rasskazov et al., 2020).

Разделение точек на главный тренд и тренд ст. МАХDuh в общем сохраняется на диаграмме $OA4/8 - 1/U$ (рис. 17б). Часть точек главного тренда (ст. МАХ, 88, Сухая, Горячинск) концентрируется вдоль общей

линии, обозначающее направление термальных вод и охлажденных гидротерм. Точки термальных вод Гусихи и холодных вод ст. 46 отличаются низкими значениями $OA4/8$, приближающимися к равновесным. Генезис

этих вод отличается от генезиса совокупности вод, принадлежащих направлению термальных вод и охлажденных гидротерм. Точки вод ЮБР и р. Максимиха находятся между совокупностями точек станций МАХ и МАХDuh.

Глубинная вода ЮБР проникает под побережье оз. Байкал по разломам и, таким образом, может входить в подземные воды в виде общего компонента (Расказов и др., 2020). На диаграммах рис. 17 выявляется генетическая связь вод ст. МАХ и с термальными водами (как следствие охлаждения), и с глубинными водами ЮБР (как компонента глубинной воды, вошедшей под побережье озера). На диаграмме А4 – 1/У (рис. 17а) обратная концентрация У компонента ЮБР соответствует нижнему предельному значению концентрированного ряда точек ст. МАХDuh, выстраивающегося с возрастанием значений А4 и снижением 1/У. Отдельные рассеянные точки обозначают снижение А4 относительно значения, соответствующего обратной концентрации У компонента ЮБР. Фигуративные точки большинства проб подземных вод ст. МАХ также смещены выше состава ЮБР. Ниже этого состава смещена единственная точка подземных вод ст. МАХ (А4=0.74, 01 октября 2014 г.) и точки МахS, Yasny. Учитывая смену характера распределения точек вдоль гипербола, можно предположить, что компонент ЮБР был исходным для формирования трендов подземных вод не только ст. МАХ, но и ст. МАХDuh. Вхождение ядер отдачи ^{234}U в подземные воды ст. МАХ Максимихинского резервуара в целом соответствует характеру развития процессов в нижнем гидрогеодинамическом этаже всего ЮВ побережья Байкала. Вхождение ^{234}U в подземные воды ст. МАХDuh выглядит на общем фоне как аномалия, которая заключается в генерации избытка ^{234}U относительно его концентрации в ЮБР в верхнем гидрогеодинамическом этаже Максимихинского резервуара.

На диаграмме ОА4/8 – 1/У (рис. 17б) состав ЮБР оказывается между составами подземных вод нижнего и верхнего этажей Максимихинского резервуара. Если компонент ЮБР является исходным для формирования подземных вод нижнего и верхнего этажей Максимихинского резервуара, в нижнем гидрогеодинамическом этаже значения ОА4/8 снижаются затрудненной циркуляцией подземных вод через сжатые микротрещины, тогда как в верхнем гидрогеодинамическом этаже значения ОА4/8, наоборот, увеличиваются благодаря свободной циркуляции подземных вод через открытые микротрещины. Возможно, что в условиях повышения температуры в нижнем гидрогеодинамическом этаже микротрещины частично залечиваются, что ведет к затруднению циркуляции подземных вод. В верхнем гидрогеодинамическом этаже этот фактор не проявляется, поэтому циркуляция вод сопровождается ростом А4 и ОА4/8.

С учетом контрастного компонентного состава подземных вод станций МАХ и МАХDuh вода р. Максимихи может рассматриваться как результат поступления на земную поверхность подземных вод из нижнего и верхнего гидрогеодинамических этажей Максимихинского резервуара.

Гипотеза о генетической связи вод мониторинговых станций МАХ и МАХDuh с ЮБР в целом подтверждается распределением точек на диаграммах А4 – Na/Li и ОА4/8 – Na/Li (рис. 18). Концентрированный строй точек ст. МАХ, обозначающий снижение ОА4/8 одновременно со снижением Na/Li на панели а, свидетельствует о более тесной связи вод этой станции с компонентом ЮБР, чем вод ст. МАХDuh. Иными словами, воды ЮБР имеют непосредственное влияние на компонентный состав охлажденных гидротерм нижнего гидрогеодинамического этажа и более сложные соотношения с холодными водами верхнего гидрогеодинамического этажа, в том числе с проявлением поверхностных вод р. Максимиха.

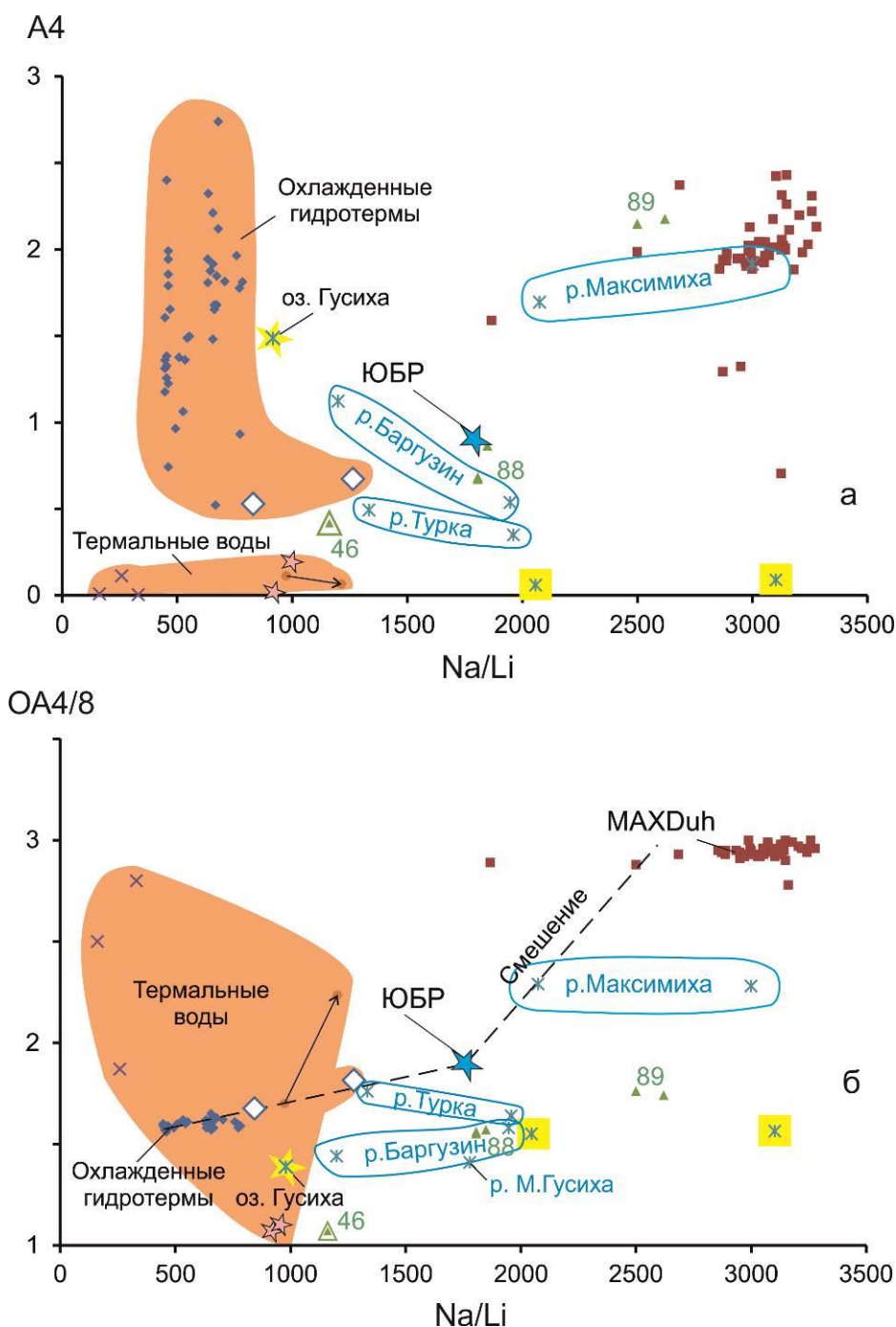


Рис. 18. Диаграмма A4 – Na/Li (а) и OA4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 6.

Fig. 18. Diagram A4 vs Na/Li (a) and AR4/8 vs Na/Li (b). Symbols are as in Fig. 6.

Сопоставления с Култукским полигоном

На Култукском полигоне определяется деформационный режим в резервуаре подземных вод коры, растяжение которой сопровождалось базальтовым вулканизмом 18–12 млн лет назад, но в результате последующей тектонической инверсии режим растяжения коры сменился режимом сжатия. На Максимихинском полигоне определяется

деформационный режим в резервуаре подземных вод Ямбуйской трансензионной структуры с наиболее растянутой корой под Байкалом.

На диаграмме T(Na/Li) – Li (рис. 19) для подземных вод основных и вспомогательных станций Култукского полигона получают три тренда фигуративных точек. Один из них имеет компактное выражение и характеризуется в целом пониженной концен-

трацией Li. Линия тренда протягивается от точки с концентрацией Li = ~0.2 мкг/дм³ при температуре 8 °С до точки с концентрацией Li = ~2 мкг/дм³ при температуре 123 °С. Тренд составляют подземные воды ст. 27, 40 и 184. Второй тренд образуется рассеянными совокупностями точек станций 14к, 29, 9 и 8. Он отличается повышенной концентрацией Li (1–2 мкг/дм³) при низкой температуре, возрастающей до интервала 3–4 мкг/дм³ при температуре до 87 °С. Третий тренд находится между первым и вторым трендами и образуется фигуративными точками станций 38, 11, 143 и 66. В этот тренд вписывается компонент ЮБР (Чебыкин, Чувашова, 2023).

цией Li (1–2 мкг/дм³) при низкой температуре, возрастающей до интервала 3–4 мкг/дм³ при температуре до 87 °С. Третий тренд находится между первым и вторым трендами и образуется фигуративными точками станций 38, 11, 143 и 66. В этот тренд вписывается компонент ЮБР (Чебыкин, Чувашова, 2023).

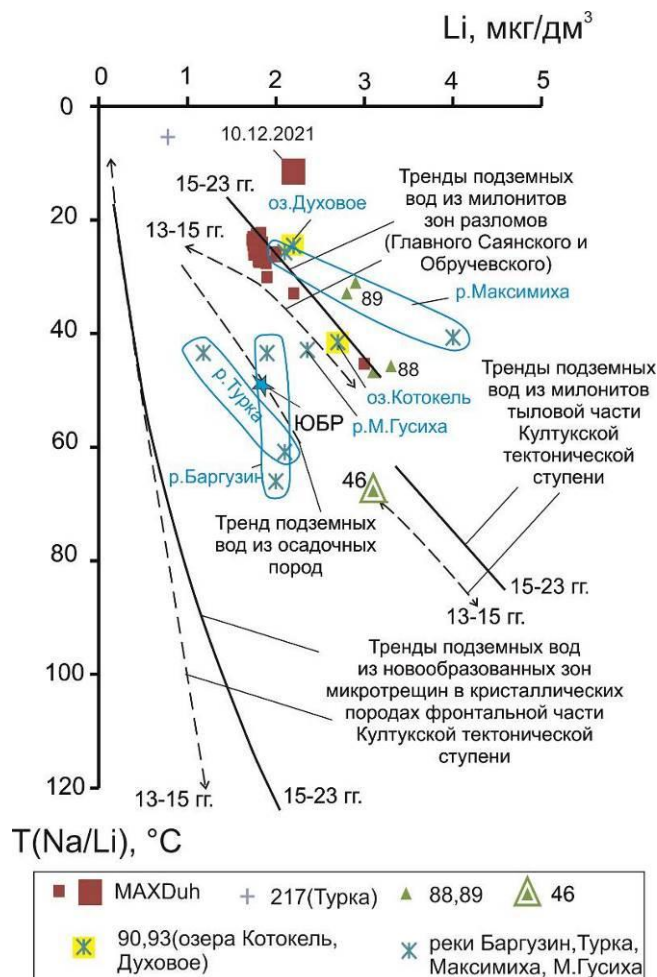


Рис. 19. Диаграмма T(Na/Li) – Li поверхностных вод и холодных подземных вод верхнего гидрогеодинамического этажа побережья Среднего Байкала в сопоставлении с трендами подземных вод Култукского резервуара. Условные обозначения см. рис. 6. Штриховыми линиями обозначены тренды станций подземных вод временного интервала 2012–2015 гг. Точки подземных вод временного интервала 2020–2022 гг. смещаются на всех станциях относительно трендов 2012–2015 гг. с возрастанием Li. ЮБР содержит 3.2 мг/дм³ Na и 1.8–1.9 мкг/дм³ Li, что соответствует гидрогеодинамическому центру с T(Na/Li) = 47–49 °С. Тренды подземных вод Култукского резервуара приведены по работе (Чебыкин, Чувашова, 2023). Расчет T(Na/Li) выполнен по уравнению с низким содержанием Cl (Fouillac, Michard, 1981).

Fig. 19. Diagram T(Na/Li) vs Li of surface water and cold groundwater of the upper hydrogeodynamic floor of the Middle Baikal coast in comparison with groundwater trends of the Kultuk reservoir. Symbols are as in Fig. 6. Dashed lines indicate trends of groundwater stations for the time interval of 2012–2015. Groundwater points for the 2020–2022 time interval shift at all stations, relative to the trends of 2012–2015, with increasing Li. The SBR contains 3.2 mg/dm³ Na and 1.8–1.9 µg/dm³ Li that correspond to the hydrogeodynamic center with T(Na/Li) = 47–49 °C. The groundwater trends of the Kultuk reservoir are given after (Chebykin, Chuvashova, 2023). The calculation of T(Na/Li) was performed using the low Cl equation (Fouillac, Michard, 1981).

По Na/Li геотермометрии и концентрациям Li подземные воды станции Култукского полигона выстраиваются в ряд низких, средних и высоких температур. Различаются тренды 2013–2015 и 2015–2023 гг.. Фигуративные точки подземных вод ст. MAXDuh в основном концентрируются в поле значений $T(\text{Na/Li})=23\text{--}27\text{ }^\circ\text{C}$, $\text{Li}=1.7\text{--}1.9\text{ мкг/дм}^3$. Рядом с фигуративным полем преобладающих составов подземных вод ст. MAXDuh находятся фигуративные точки вод р. Максимиха и оз. Духовое. Отдельные точки подземных вод ст. MAXDuh распределяются вдоль тренда подземных вод бортовых активных структур Южно-Байкальской впадины – милолитов Главного Саянского и Обручевского разломов 2015–2023 г. По этому же направлению смещаются точки вод оз. Котокель и родника ст. 88. Точки вод р. Максимиха и родника ст. 89 отклоняются с заметным возрастанием концентрации Li. Точка контрольной пробы подземных вод ст. MAXDuh 10.12.2021 г. смещается в область более низкой $T(\text{Na/Li})$ и повышенной концентрации Li. Точки вод крупных рек Турка и Баргузин попадают в область ЮБР. На побережье Среднего Байкала отсутствуют какие-либо аналоги подземных вод из новообразованных зон микротрещин в кристаллических породах фронтальной части Култукской тектонической ступени.

Сопоставление вариаций Na/Li в поверхностных и подземных водах Среднего Байкала с вариациями этого отношения в подземных водах основных станций Култукского полигона на шкале времени подчеркивает контрастные соотношения состава подземных вод на мониторинговых станциях МАХ и MAXDuh. Высокое Na/Li отношение в подземных водах ст. MAXDuh Максимихинского полигона сопоставляется с этим отношением в подземных водах ст. 14к (Тиганчиха) Култукского полигона. Изотопный состав U этих станций, однако, резко различается. В подземных водах ст. MAXDuh, обогащенных атомами отдачи ^{234}U , преобладают значения OA4/8 в интервале 2.95–3.05. В подземных водах ст. 14к изотопы ^{234}U и ^{238}U близки к равновесию со

значениями OA4/8 в интервале 1.08–1.17. Если близкие Na/Li отношения в подземных водах ст. 14к и MAXDuh предполагают сходные косейсмические деформации на станциях Култукского и Максимихинского резервуаров, то резкие различия значений OA4/8 свидетельствуют о затрудненной циркуляции подземных вод ст. 14к и довольно свободной циркуляции подземных вод ст. MAXDuh. Такое различие связано с положением ст. 14к в зоне Главного Саянского разлома, в котором кора находится в сжатом состоянии, тогда как ст. MAXDuh находится на зоне трансенсии ЮВ борта Южно-Байкальской впадины. Обе мониторинговые станции явно представляют собой подземные воды верхнего гидрогеодинамического этажа. Большой избыток ^{234}U в водах ст. MAXDuh обусловлен его длительным аддитивным накоплением в состоянии растяжения коры, тогда как значение ниже ЮБР (1.96) свидетельствует о примеси компонента, образовавшегося при отсутствии такого процесса или его слабом выражении.

В Култукском резервуаре термальные воды отсутствуют, поэтому генетически подземные воды этой территории могут существенно различаться с подземными водами побережья Среднего Байкала. Вода поступает из самой глубокой части Култукского резервуара ст. 27 (ГЭТ до 1.7 км) после Хубсугульского землетрясения (Чебыкин, Рассказов, 2023). Подземные воды ст. МАХ в общем относятся к переходной зоне нижнего гидрогеодинамического этажа побережья Среднего Байкала (см. рис. 6). По низкому Na/Li отношению эти подземные воды существенно различаются с подземными водами ст. MAXDuh верхнего геодинамического этажа (рис. 20). Факт высоких значений $T(\text{Na/Li})$ со значительным смещением от линии $T(\text{Si})/T(\text{Na/Li})=1$ интерпретируется в подземных водах станции МАХ в качестве показателя текущих косейсмических деформаций, роль которых выше, чем на ст. MAXDuh. Это наглядно демонстрируется мониторинговыми рядами, полученными для Горячинской активизации (см. рис. 16).

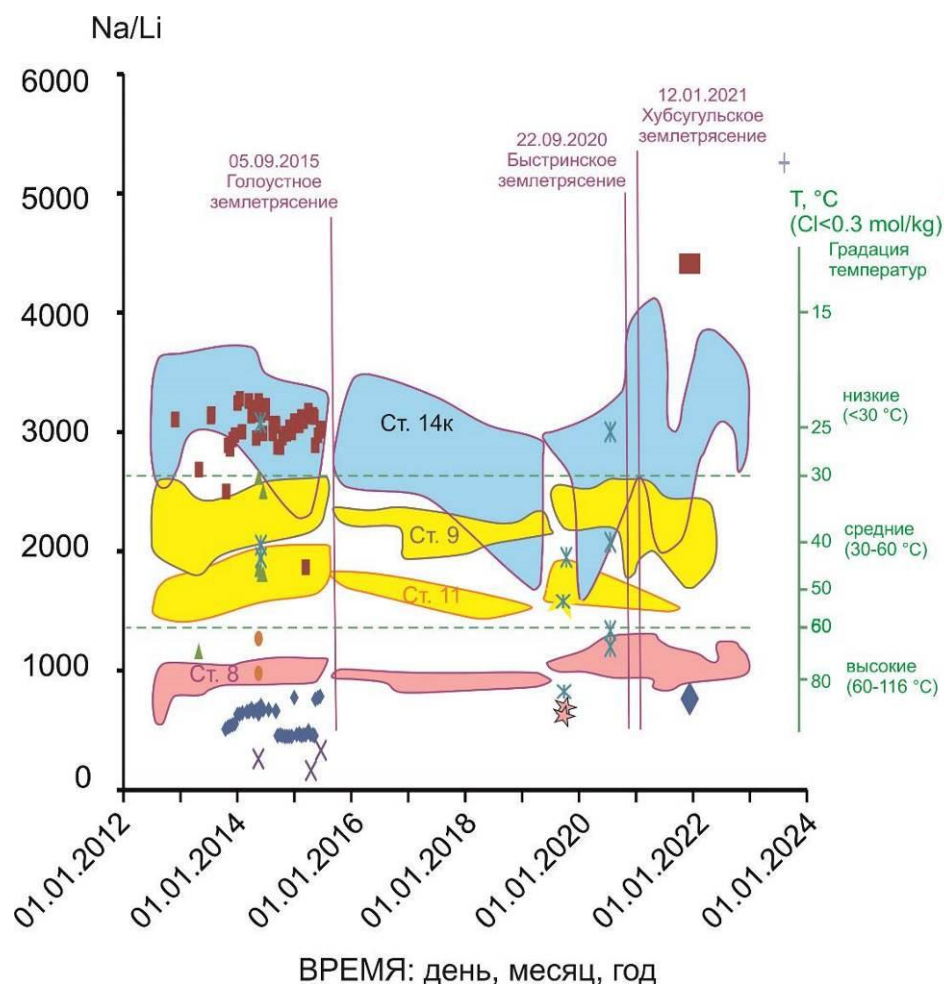


Рис. 20. Диаграмма Na/Li – время для сопоставления подземных вод и поверхностных вод побережья Среднего Байкала с подземными водами основных станций Култукского полигона. Условные обозначения см. рис. 6. Фигуративные поля подземных вод четырех основных станций Култукского полигона (14к, 9, 11 и 8) показаны по работе (Чебыкин, Чувашова, 2023). Температуры рассчитаны с использованием уравнения низкой концентрации Cl (Fouillac, Michard, 1981).

Fig. 20. Diagram Na/Li vs time for comparisons of groundwater and surface water of the Middle Baikal coast with groundwater of the main monitoring stations in the Kultuk area. Symbols are as in Fig. 6. Data fields of groundwater in four main stations of the Kultuk polygon (14k, 9, 11, and 8) are shown after (Chebykin, Chuvashova, 2023). Temperatures were calculated using the low Cl concentration equation (Fouillac, Michard, 1981).

Между тем, генетическая связь подземных вод ст. МАХ с глубинной водой ЮБР при пониженных значениях ОА4/8 (1.56–1.65) может быть следствием генерации ряда глубинных термальных вод горячинского типа с варьирующими значениями ОА4/8 от низких при повышенной концентрации U (пониженных значениях обратного отношения концентрации U) в охлажденных гидротермах до высоких при пониженной концентрации U (повышенных значениях обратного отношения концентрации U) в термальных водах. Гидротермы имели более высокую способность к длительному аддитивному

накоплению ^{234}U , чем охлажденные гидротермы.

Сопоставления с землетрясением в зоне разломов Сан-Андреас и Ташкентским землетрясением

Высокое ОА4/8 было определено в горячих водах ст. NILA-2W, зона разломов Сан-Андреас, запад США (Finkel, 1981). Как и в случае станций Сухая, Гор-1 и МАХ, на ст. NILA-2W наблюдается обратная корреляция между ОА4/8 и концентрацией U (рис. 21, 22).

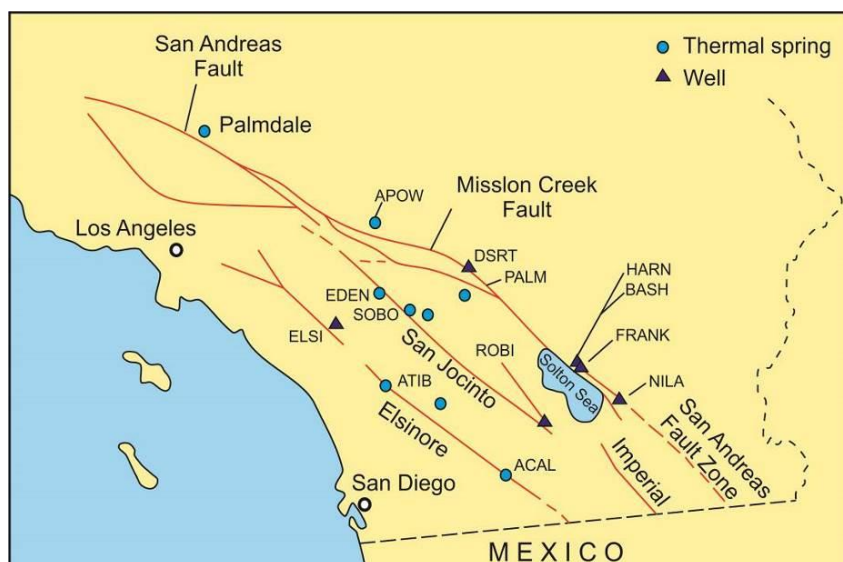


Рис. 21. Схема распределения опробованных станций термальных источников и скважин в зоне разломов Сан-Андреас (Finkel, 1981). Опробовались в основном водопункты района Пальмдэйл (не показаны).

Fig. 21. Location of sampled thermal spring sites and wells in the San Andreas Fault Zone (Finkel, 1981). The water sites sampled were primarily from the Palmdale area (not shown).

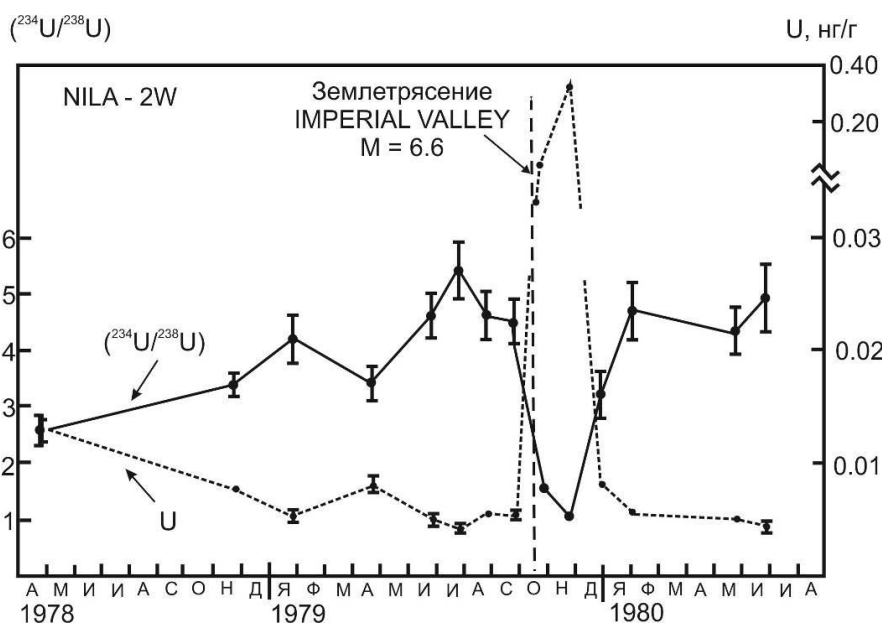


Рис. 22. Результаты мониторинга отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и концентрации U в подземных водах ст. NILA-2W в зоне разломов Сан-Андреас, запад США (Finkel, 1981). На шкале времени – годы и месяцы.

Fig. 22. Results of monitoring the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio and U concentration in groundwater at site NILA-2W in the San Andreas fault zone, western USA (Finkel, 1981). The time scale is years and months.

Мониторинг термальных вод 24-х скважин и источников проводился в зоне разломов Сан-Андреас с апреля 1978 г. до июля 1980 г. Пробы объемом до 20 л с добавлением спайка ^{232}U и последующей лабораторной обработкой отбирались через один-два месяца. Концентрация урана в пробах варьиро-

вала от 0.002 до 8.3 нг/г, ОА4/8 – от 0.88 до 5.4. В районе исследований 15 октября 1979 г. произошло крупное землетрясение Imperial Valley с магнитудой 6.6. После землетрясения, во второй половине октября и в ноябре, концентрация урана в воде ст. NILA-2W возросла более чем в 60 раз и значения

ОА4/8 снизились в 3 раза. Эта станция находилась на расстоянии 70 км от эпицентра, на участке Niland Slab. Относительное возрастание ОА4/8 от 2.6 до 5.4 наблюдалось на этом участке перед землетрясением в течение года. В водах других двадцати трех станций мониторинга концентрация урана не менялись и параметр ОА4/8 оставался практически постоянным.

Отметим, что при Ташкентском землетрясении 1966 г. было определено одновременное возрастание концентрации U и значений ОА4/8 (Горбушина и др., 1973). Подземные воды ст. МАХ сопоставляются по относительным косейсмическим вариациям концентрации U и значений ОА4/8 с подземными водами ст. NILA-2W из зоны разломов Сан-Андреас и отличаются от подземных вод Ташкентского землетрясения 1966 г. Обратная корреляция U и ОА4/8 подземных вод станций МАХ и NILA-2W может характеризовать сдвиговые косейсмические деформации в их резервуаре.

Иное происхождение имеют термальные подземные воды гусихинского типа с небольшим избытком ^{234}U , в которых отсутствовал процесс аддитивного образования этого радионуклида (см. рис. 17). Возможно, уран с характеристикой ОА4/8, близкой к изотопному равновесию, поступал с более глубокого уровня коры или мантии, на котором не существовало условий перераспределения изотопов U в трещиноватой среде жидкость–твердая порода. Такая глубинная природа компонентов термальных вод согласуется с оценкой ГЭТ более 10 км по кремниевому (кварцевому) геотермометру для термальных вод Гусихинского месторождения.

Заключение

Выполнен анализ вариаций Si, Na, Li, активности ^{234}U и отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в холодных и термальных подземных водах верхнего и нижнего гидрогеодинамических этажей в активных разломах ЮВ прибрежной территории Байкала. Получены составы охлажденных гидротерм, имеющие переходный характер между холодными малоглубинными водами и более глубинными, горячими. По наличию таких

трендов в подземных водах прогнозируется проявление термальных вод на территории пос. Максимиха.

При сопоставлении мониторинговых данных Максимихинского резервуара подземных вод с мониторинговыми данными по Култукскому резервуару обозначено отличие химической гидрогеодинамики в латеральной структуре Южно-Байкальской впадины по отношению к ее магистральной структуре. Представленные данные гидрогеохимического мониторинга 2013–2015 гг. на Максимихинском полигоне интерпретированы в терминах химической гидрогеодинамики (температуры, глубины резервуара подземных вод и открытия–закрытия микротрещин для их циркуляции). В сейсмогеодинамическом цикле 2008–2020 гг. это время соответствовало реализации максимального сжатия коры Култукского резервуара. Контрольные определения состава подземных вод в 2021 г. показывают заметное изменение их состава, сопровождающее Байкало-Хубсугульскую сейсмическую активизацию.

Благодарности

Состав воды анализировался на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se в ЦКП «Ультрамикрoанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск). В работе использованы данные о землетрясениях, полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны, и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (Карта..., 2012). Пробы воды отбирались авторами с привлечением для мониторинга в пос. Максимиха местных жителей: Е.Ф. Шелковниковой и А. Корытова. Проба Gor.1 (Горячинск) отобрана С.В. Бартановой, пробы скв. Сухая – П.С. Бадминовым, проба 217 – О.В. Токаревой.

Список литературы

Ангахеева Н.А., Плюснин А.М., Украинцев А.В., Чернявский М.К., Перязева Е.Г. Гидрогеохимические особенности озера Котокель // Наука о Земле и недропользование. 2021. Т.44. С. 106–115. DOI: 10.21285/2686-9993-2021-44-2-106-115.

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

Дзюба А.А., Кулагина Н.В. Формирование и распространение минеральных озер в Прибайкалье и Забайкалье // Водные ресурсы. 2005. Т. 32, № 1. С. 13–17.

Дзюба А.А., Кулагина Н.В., Черных Л.А. Аридные условия и современные гидротермы на о-ве Ольхон // География и природные ресурсы. 2005. № 3. С. 48–51.

Ильясова А.М., Снопков С.В. Косейсмические вариации термофильного элемента Si подземных вод на западном побережье оз. Байкал // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 72–105. doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.72

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский филиал Федерального исследовательского центра Единая геофизическая служба РАН, 2023. <http://www.seis-bykl.ru>

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недр Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.

Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2, № 1–2. С. 163–170.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 164 с.

Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб кн. изд-во, 1977. 224 с.

Николаева А.В. Источники Баргузина и их минеральные образования. Труды Минералогического Музея АН СССР. Т. III. 1927. С. 50–132.

Перязева Е.Г., Плюснин А.М., Гармаева С.З., Будаев Р.Ц., Жамбалова Д.И. Особенности формирования химического состава вод озер восточного побережья Байкала // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 49–59. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-5(49-59)

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

зданию научных основ прогноза землетрясений. 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. Иркутск, 1989. С. 42–43.

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. М.: 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. М.: Наука, 1985б. С. 259–265.

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

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

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

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Снопков С.В., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимические отклики подземных

вод ст. 184 в 2020–2021 гг. на сейсмогенные деформации Байкало-Хубсугульской активизации // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 26–52. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.26

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., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М. Сходство и различие развития позднекайнозойских Витимской и Даригангской расплавленных аномалий: обоснование потенциальной возможности подъема флюидов нижней мантии под Баргузинской долиной и Средним-Северным Байкалом // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 17–20 октября 2023 г. С. 222–223.

Хлыстов О.М., Минами Х., Хачикубо А., Ямашита С., Де Батист М., Наудс Л., Хабуев А.В., Ченский А.Г., Губин Н.А., Воробьева С.С. Возраст грязевой брекчии грязевых вулканов Академического хребта озера Байкал // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 923–932. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0324.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В. Сравнительные исследования косейсмических изменений концентраций термофильных элементов Si, Na и Li в подземных водах ст. 27 на Култукском полигоне, оз. Байкал // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 124–140. DOI 10.26516/2541-9641.2023.1.124

Чебыкин Е.П., Чувашова И.С. Косейсмическая химическая гидрогеодинамика Култукского резервуара подземных вод: индикаторные роли Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и ^{234}U // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 141–171.

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., Ильясова А.М., Снопков С.В., Рассказов С.В. Сигналы ртути подземных вод Култукского полигона во время подготовки и

реализации Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2021 гг. // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 1. С. 7–9. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.7>

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 академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., Грачёв М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20, № 5. С. 613–631.

Чувашова И.С., Ильясова А.М. Косейсмические вариации Li в подземных водах станции 27 Култукского полигона // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 106–123.

Шестакова А.В., Гусева Н.В. Применение геотермометров для оценки глубинных температур циркуляции термальных вод на примере Восточной Тувы // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 1. С. 25–36.

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.

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

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

Fournier R.O., Potter R.W. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. Geotherm. Resour. Counc. Bull. 1982. V. 11. P. 3–12.

Ikari M. J., Saffer D. M., Marone C. Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. P. B05409. doi:10.1029/2008JB006089.

Karingithi C.W. Chemical geothermometers for geothermal exploration // Short course IV on exploration for geothermal resources, organized by UNU-

GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, 2009. P. 1–12.

Klerkx J., De Batist M., Poort J., Hus R., Van Rensbergen P., Khlystov O., Granin N. Tectonically controlled methane escape in lake Baikal // S. Lombardi et al. (eds.). *Advances in the Geological Storage of Carbon Dioxide*. Springer, 2006. P. 203–219.

Kocserha I., Gömze L.A. Friction properties of clay compounds // *Applied Clay Science*. 2010. Vol. 48. P. 425–430.

Moore D. E., Lockner D.A. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data / *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults, MARGINS Theor. Exp. Earth Sci. Ser.*, vol. 2, edited by T. H. Dixon and J. C. Moore, Columbia Univ. Press, New York. 2007. P. 317–345.

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. V. 14, No. 4. P. 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Borneyakov 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. V. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7)

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments // *Chemical Geology*. 2014. V. 389. P. 60–81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.011>

Tembe S., Lockner D.A., Wong T.-F. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. P. B03416. doi:10.1029/2009JB006383.

References

Nikolaeva A.V. Barguzin springs and their mineral formations. *Proceedings of the Mineralogical Museum of the USSR Academy of Sciences*. Vol. III. 1927. P. 50–132.

Peryazeva E.G., Plyusnin A.M., Garmaeva S.Z., Budaev R.Ts., Zhambalova D.I. Features of the formation of the chemical composition of lake waters on the eastern coast of Lake Baikal // *Geogra-*

phy and Natural Resources. 2016. No. 5. P. 49–59. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-5(49-59)

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. P. 39–43.

Pinneker E.V., Yasko V.G. Results of studying hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // *Abstracts of reports of the All-Union Meeting 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 tasks of studying changes in hydrogeological conditions during the preparation of earthquakes in the Baikal rift zone // *Research on the creation of the foundations of earthquake forecasting in Siberia*. Irkutsk, 1989. P. 42–43.

Pinneker E.V., Shabynin L.L., Yasko V.G. et al. *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 studying hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // *Hydrogeochemical precursors of earthquakes*. M.: Nauka, 1985a. P. 259–285.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Results of studying hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift region // *Hydrogeochemical precursors of earthquakes / Responsible*. ed. G.M. Warshal. M.: Nauka, 1985b. P. 259–265.

Plyusnin A.M., Chernyavsky M.K., Posokhov V.F. Conditions for the formation of hydrotherms in the Barguzin Baikal region according to microelement and isotopic composition data // *Geochemistry*. 2008. No. 10. P.1063–1072.

Plyusnin A.M., Zamana L.V., Shvartsev S.L., Tokarenko O.G., Chernyavsky M.K. Hydrogeochemical features of the composition of nitrogen hydrotherms of the Baikal rift zone // *Geology and Geophysics*. 2013. Vol. 54, No. 5. P. 647–664.

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., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Borneyakov 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. V. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7)

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasyngina T.A., Saranina E.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M. Similarities and differences in the development of the Late Cenozoic Vitim and Dariganga melting anomalies: substantiation of the potential for rising of lower mantle fluids under the Barguzin Valley and Middle-Northern Baikal // *Geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Meeting materials. Vol. 18. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, October 17–20, 2023. P. 222–223.

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. V. 14, No. 4. P. 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Borneyakov S.A., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. Hydrogeochemical responses of groundwater st. 184 in 2020–2021 on seismogenic deformations of the Baikal-Khubsugul reactivation // *Geology and Envi-*

ronment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 26–52. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.26

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. Vol. 11, No. 3. P. 632–650. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496>

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments // *Chemical Geology*. 2014. V. 389. P. 60–81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.011>

Shestakova A.V., Guseva N.V. The use of geothermometers for assessing deep circulation temperatures of thermal waters using the example of Eastern Tuva // *News of Tomsk Polytechnic University. Georesources Engineering*. 2018. Vol. 329. No. 1. P. 25–36.

Tembe S., Lockner D.A., Wong T.-F. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. P. B03416. doi:10.1029/2009JB006383.

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
664033 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, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,
664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,

*Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.*

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

Ilyasova Aigul Maratovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Leading engineer,
email: ila@crust.irk.ru.

Борняков Сергей Александрович,

кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий научный сотрудник,
email: bornyak@crust.irk.ru.

Bornyakov Sergey Alexandrovich,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Leading Researcher,
email: bornyak@crust.irk.ru.

Чебыкин Евгений Павлович

кандидат химических наук,

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

Chebykin Evgeny Pavlovich,

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