

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АЗОТНЫХ ТЕРМ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.М. Плюснин, Л.В. Замана*, С.Л. Шварцев, О.Г. Токаренко***, М.К. Чернявский**

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

** Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
672090, Чита, ул. Бутина, 2б, Россия*

*** Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
634055, Томск, просп. Академический, 4, Россия*

**** Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
634050, Томск, пр. Ленина, 30, Россия*

Описываются химический, газовый и изотопный составы азотных терм Байкальской рифтовой зоны. Показано, что поведение сульфатных и карбонатных ионов в гидротермальных системах разное, что свидетельствует о наличии двух различных источников этих ионов. Термы Байкальской рифтовой зоны разделены на пять химических типов, формирование которых связано с различными геологическими условиями. Особое внимание уделено генезису терм, геологическим и геоморфологическим условиям их питания, равновесию с горными породами. Установлено, что большая часть химических элементов заимствована из горных пород, но значительная доля таких элементов связывается вторичными минералами, что приводит к их глубокой дифференциации, накоплению одних и выпадению в осадок других. Тем самым в термах появляются так называемые избыточные элементы, источники которых ранее считали мантийными.

Байкальская рифтовая зона, азотные термы, источники элементов, изотопный состав водорода и кислорода воды, формирование ресурсов и химического состава.

HYDROGEOCHEMICAL PECULIARITIES OF THE COMPOSITION OF NITRIC THERMAL WATERS IN THE BAIKAL RIFT ZONE

A.M. Plyusnin, L.V. Zamana, S.L. Shvartsev, O.G. Tokarenko, and M.K. Chernyavskii

The chemical, gas, and isotopic compositions of nitric thermal waters in the Baikal Rift Zone are considered. It is shown that the behavior of sulfate and carbonate ions in hydrothermal systems is different, which indicates that they are of two different origins. The studied thermal waters are of five chemical types formed in different geologic conditions. Special attention is given to the genesis of hydrotherms, the geologic and geomorphologic conditions of their recharge, and their equilibrium with rocks. It has been established that most of chemical elements of the waters migrated from rocks, but a significant portion of them is bound by secondary minerals, which results in their deep differentiation, accumulation, or precipitation. Thus, the so-called redundant elements appear, which were earlier considered to be of mantle origin.

Nitric thermal waters, element origin, hydrogen and oxygen isotope compositions of water, formation of resources and chemical composition, Baikal Rift Zone

ВВЕДЕНИЕ

Азотные термы, как и в целом термальные воды областей тектонической активизации, привлекают внимание многих ученых всего мира. Актуальными проблемами являются: формирование ресурсов и химического состава [Барабанов, Дислер, 1968; Ломоносов, 1974; Басков, Суриков, 1989; Замана, 2000а,б; Чудаев, 2003; Gallois, 2007; Плюснин и др., 2008], микрокомпонентный [Michard, 1990] и изотопный [Поляк и др., 1992; Пиннекер и др., 1995] составы, гидрогеологические условия их проявления [Плюснин, Гунин, 2001; Helvachi, 2004; Piscopo et al., 2006; Кирюхин и др., 2010], глубины циркуляции [Yum, 1995; Allen et al., 2006; Chiocchini et al., 2010], механизмы связанного с гидротермами рудообразования [Карпов, 1988; Шварцев, 1994; Gemicci, Feliz, 2001; Пилипенко и др., 2001], масштабы взаимодействия их с водовмещающими породами и характер термодинамического равновесия [Шварцев, 1991; Minissale et al., 1995; Grasby et al., 2000; Замана, 2000в; Kiryukhin et al., 2004], формирование газового состава

[Таран, 1988], генезис вторичных минералов [Плюснин и др., 2000], гидрогеологическая модель их формирования [Person et al., 2008] и многие другие проблемы.

Байкальская рифтовая зона (БРЗ), в которой широко развиты гидротермы разного состава, — крупнейшая на территории Евразии и вторая по размерам на суше, располагается на границе докембрийской Сибирской платформы и Забайкальской складчатой области. Линейная система рифтовых структур протягивается на 2500 км из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии, описывая дугу общего северо-восточного простирания. Система включает озерные и сухопутные межгорные впадины, расположенные или по линии простирания одна за другой, или кулисообразно [Флоренсов, 1960]. В пределах этой территории ранее выделялся повышенный кондуктивный тепловой поток, но в последнее время появились данные о том, что региональные средние кондуктивные теплопотери БРЗ не выделяют ее в территорию с аномальным тепловым потоком [Голубев, 2007]. БРЗ отличается от окружающих территорий широким распространением в горных породах глубоко проникающих разрывных нарушений, сформировавшихся в результате рифтовых процессов. Они заполнены водой, которая, по данным электрометрического мониторинга, может проникать до глубин 12—15 км [Пиннекер и др., 1998]. В открытых разломах сформировались конвективные гидротермальные ячейки, что привело к интенсивному прогреву пород в их восходящих ветвях.

В пределах БРЗ по газовому составу выделяются три типа гидротерм: азотные, углекислые и метановые. Места их разгрузки пространственно разобщены. Азотные термы располагаются в основном в центральной и северо-восточной частях рифта, углекислые — в юго-западной, метановые — в центральной.

В последние годы нами и другими исследователями [Намсараев и др., 2007; Голубев, 2007; Оргильянов и др., 2012] путем использования современных высокоточных методов анализа получен новый фактический материал по химическому, изотопному и газовому составам азотных терм. Микроэлементный состав вод определялся методом индуктивно связанной плазмы с помощью масс-спектрометров Element-2, Agilent 7500 се. Макрокомпонентный состав вод — методом «мокрой» химии и контролировался в отдельных пробах на хроматографе Shimadzu LC-10A. Для определения изотопного состава водорода и кислорода воды, серы, стронция использовались масс-спектрометры Finnigan Mat-252, 253. Все анализы терм проводились в аттестованных лабораториях Геологического института СО РАН, Института геохимии СО РАН, Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Геологического института ДВО РАН. Приведенный в работе фактический материал отражает современный уровень исследований гидротерм БРЗ, может использоваться как справочный материал для разного вида работ и позволяет установить основные закономерности формирования термальных вод в регионе.

Статья посвящена определению роли геологических условий в пространственном расположении источников термальных вод и установлению главных факторов, определяющих разнообразие их химического состава. Особое внимание уделено привязке источников и мест питания гидротерм к геологическим условиям. В частности, координаты мест разгрузки гидротерм определялись в полевых условиях с помощью навигатора GPSmap 76 и выносились на оцифрованные карты. Для выяснения геоморфологической и геологической ситуаций условий питания и разгрузки гидротерм использовались цифровые топографическая, геоморфологическая и геологическая карты.

Несомненно, одним из самых важных факторов формирования химического состава терм является степень взаимодействия воды с горными породами, которая в значительной степени определяется временем их контакта, т.е. промежутком между проникновением воды в горные породы и выходом ее на поверхность. Имеющиеся абсолютные датировки возраста трещинно-жильных вод, разгружающихся в пределах БРЗ, определенные разными методами, дают разброс значений от нескольких десятков лет [Голубев, 2007] до десятков тысяч лет [Писарский, 2000]. На наш взгляд, это связано с разной степенью разбавления гидротерм поверхностными водами. Не вдаваясь в подробный анализ этой проблемы, констатируем, что в определении степени взаимодействия воды с породой абсолютные определения возраста в настоящее время не дают достоверной информации. Поэтому в сравнении гидротермальных систем по этому параметру мы опирались на размеры их конвективных ячеек, предполагая, что, чем больше размер конвективной ячейки гидротермальной системы, тем длительнее вода находится в контакте с горной породой и, соответственно, имеет большую степень взаимодействия с горной породой.

Температура водных растворов также оказывает значительное влияние на химический состав терм, так как при нагревании ускоряются реакции взаимодействия воды с горными породами, и в раствор начинают интенсивно поступать продукты гидролиза алюмосиликатов и одновременно ускоряется высаживание карбонатов из растворов. На направленность трансформации химического состава растворов, на наш взгляд, большое влияние оказывает градиент изменения температуры. При резком изменении температуры определяющую роль в трансформации состава играют реакции, протекающие в растворе, а при медленном — реакции взаимодействия воды с горной породой.

Геохимический облик пород территории, в пределах которой формируются ресурсы терм, несомненно, оказывает влияние на их химический облик. В основной массе на территории БРЗ сейчас распространены однотипные интрузивные, метаморфические породы. Но геологическая история региона не ограничивается формированием только этих пород, сохранились геохимические следы существования Баргузино-Витимского океанического бассейна и сопряженных с ним Келянской и Метешихинской островодужных систем, наблюдается значительное геохимическое разнообразие в пределах глубоко проникающих разрывных нарушений, сформировавшихся в период образования Саяно-Байкальского складчатого пояса [Гордиенко, 2008]. Эти древние геологические образования и связанные с ними геохимические перераспределения вещества влияют на химический облик современных поверхностных и подземных вод. При оценке влияния особенностей геологического строения использовались материалы предыдущих исследований [Барабанов, Дислер, 1968; Ломоносов, 1974; Плюсин и др., 1978; Басков, Климов, 1963; Вампилов, Корсак, 1986; Замана, 2000а,б,в; Намсараев и др., 2007; Лунина и др., 2010].

БРЗ характеризуется широким распространением разломов. Для оценки воздействия на химический состав гидротерм глубинных флюидов и разбавления их поверхностными водами нами анализировался состав свободного и растворенного газа и изотопный состав некоторых компонентов терм, включая изотопию гелия.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Разгрузка гидротерм в основном происходит в пределах магматических и метаморфических пород кислого и среднего составов (рис. 1). Они представлены протерозойскими (баргузинский комплекс) и палеозойскими (витимканский комплекс) интрузивными породами. Баргузинский комплекс гранитоидов делится на две фазы. К первой относятся крупно- и среднезернистые порфириовидные, нередко гнейсовидные, биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые граниты, граносиениты, гранодиориты, сиениты, диориты. Вторая фаза представлена средне- и мелкозернистыми массивными и гнейсовидными, иногда порфириовидными биотитовыми гранитами.

Широкое распространение имеет и витимканский комплекс. Он также расчленен на две фазы. Из них наиболее развиты гранитоиды первой фазы, представленные крупно- и среднезернистыми, нередко порфириовидными биотитовыми, биотит-роговообманковыми, роговообманковыми гранитами, граносиенитами, сиенитами, гранодиоритами и диоритами. Вторая фаза состоит из средне- и мелкозернистых лейкократовых гранитов с биотитами, реже граносиенитами, сиенитами, гранитпорфирами и др. Встречаются гранитоидные разности архейского, протерозойского, палеозойского и мезокайнозойского этапов развития. Это гнейсограниты, граниты, сиениты, диориты. Разности основного состава представлены габбровыми массивами, чаще всего выходящими на дневную поверхность в виде небольших штокообразных тел.

Как показали полевые наблюдения, разгрузка гидротерм происходит по открытым разрывным нарушениям, которые, вероятно, были активны в течение четвертичного периода, так как они хорошо проявлены в рельефе в виде уступов, впадин, линейных понижений, по которым заложены русла ручьев. В их пределах продолжают не только деформации и подвижки горных пород, которые фиксируются сейсмологами, но и достаточно мощные землетрясения [Радзиминович и др., 2012]. Среди этих разломов по механизму образования преобладают сбросы, в меньшей степени проявлены сбрососдвиги и сдвиги [Лунина и др., 2009, 2010]. На рис. 1 представлена геологическая карта района с активными в настоящее время разломами, куда вынесены по измеренным в полевых условиях координатам обследованные нами родники. Видно, что все источники термальных вод располагаются в пределах разрывных нарушений сбросового типа. Эти разломы в основной массе согласуются с рельефом местности, они разделяют блоки пород с разными абсолютными отметками. В гидрогеологических массивах распространены разновеликие блоки пород, напояющие ступеньки, которые спускаются с хребтов к впадинам. Это ступенчатые сбросы, которые характеризуются последовательным опусканием крыльев в одну сторону. Разгрузка гидротерм, как правило, связана с самыми нижними ступеньками. Рельеф местности, блоковое тектоническое строение района, приуроченность основной массы родников к сбросам, расположение их на границе гидрогеологических массивов и межгорных впадин позволяют предполагать следующую схему функционирования гидротермальных систем. Питание и разгрузка терм происходят по разломам, имеющим разные геоморфологические позиции, но которые имеют однонаправленную плоскость смещения. Движение воды происходит вкост простирания разломов по поверхности соскальзывания отдельных блоков. Общее направление движения воды — с гидрогеологических массивов к межгорным впадинам. На границах блоков могут добавляться свежие порции воды с поверхности. Как правило, поверхности соскальзывания сбросов во впадины не продолжают и термальная вода, достигая разделяющих ее массивов и впадин разломов, поднимается к поверхности.

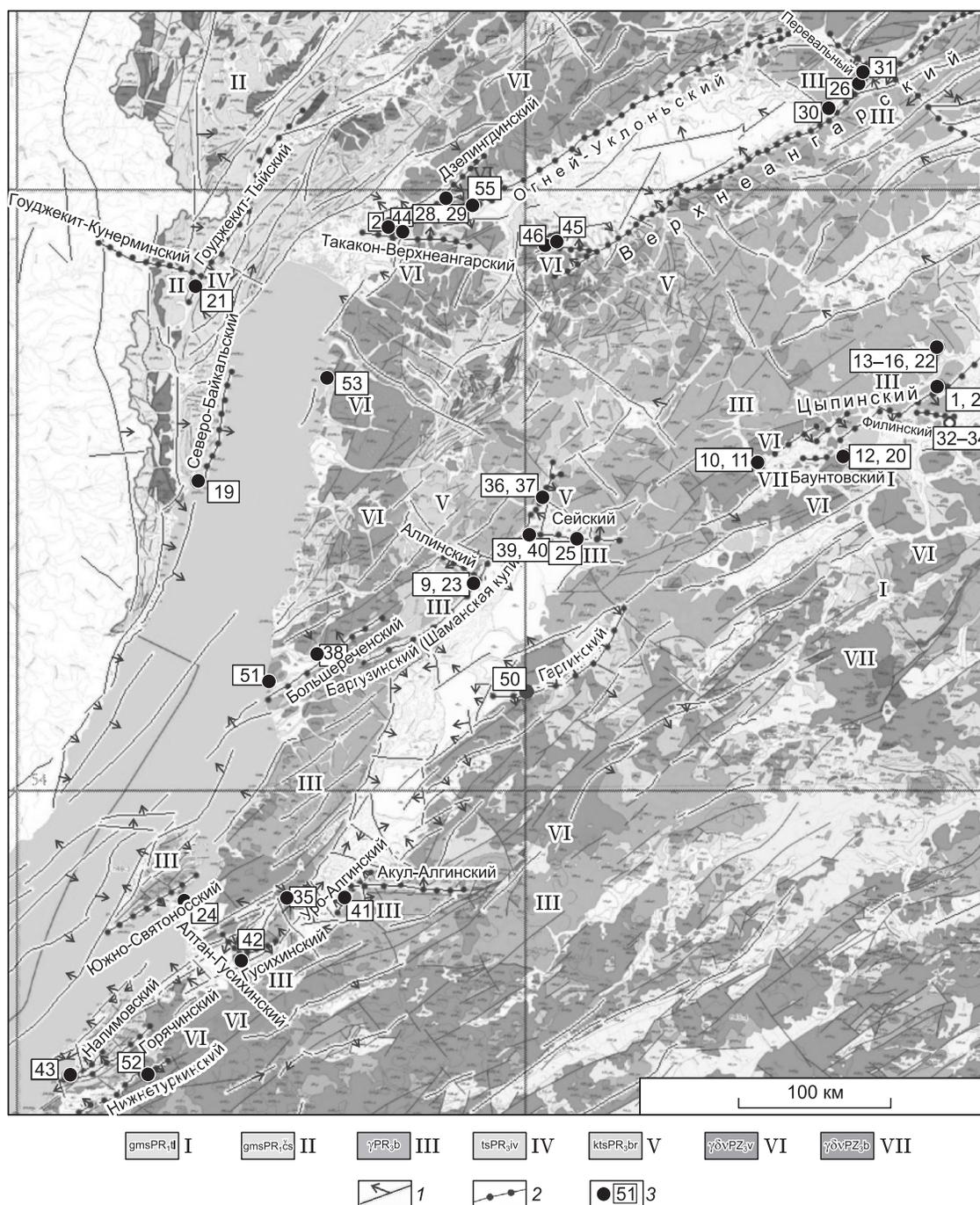


Рис. 1. Геологическая карта северо-восточной части БРЗ с проявлениями азотных гидротерм.

Протерозой: гнейсомигматит-амфиболитовая, гнейсомигматит-кристаллосланцевая, карбонат-кварцит-мигматит-гнейсовая: I — талалинская свита; II — чуйская толща; гранитогнейсовая. Плутонометаморфический комплекс: III — баргузинский комплекс; терригенно-зеленосланцевая, железистая: IV — иловирская свита; карбонатно-терригенно-сланцевая: V — баргузинская свита. Палеозой: плагиогранит-гранодиорит-диоритовая: VI — витимканский комплекс; гранит-гранодиорит-габбродиоритовая: VII — бичурский комплекс. 1 — направление падения сбросов; 2 — разломы, в пределах которых наблюдаются выходы терм. 3 — термальные источники: 1 — Бусанский-1; 2 — Бусанский-2; 9 — Аллинский-1; 10 — Точинский-1; 11 — Точинский-2; 12 — Баунтовский-1; 13 — Могойский-1; 14 — Могойский-2; 15 — Могойский-3; 16 — Могойский-4; 19 — Котельниковский; 20 — Баунтовский-2; 21 — Солнечный; 22 — Могойский-5; 23 — Аллинский-2; 24 — Кулиные Болота; 25 — Сеюйский; 26 — Сартинский; 27 — Корикейский; 28 — скв. Дзелинда; 29 — Дзелиндинский; 30 — Верхнеангарский; 31 — Ангаркан-Сартинский; 32 — Шуриндинский-1; 33 — Шуриндинский-2; 34 — Шуриндинский-3; 35 — Толстихинский; 36 — Умхэйский-1; 37 — Умхэйский-2; 38 — Большереченский; 39 — Кучигерский-1; 40 — Кучигерский-2; 41 — Аллинский; 42 — Гусихинский; 43 — Горячинский; 44 — Теплый Ключ; 45 — Ирканинский; 46 — Ирканинский-2; 50 — Гаргинский; 51 — Давшинский; 52 — Золотой Ключ; 53 — Хакусский; 55 — Змеинный. Источники № 3—8, 17—18, 47—49, 54 находятся за пределами данной карты.

В пределах БРЗ в гидрогеологических массивах образовано несколько разноориентированных гидротермальных систем, которые из-за асимметричного строения хребтов сильно различаются размерами. Например, зона транзита гидротерм Баргузинского хребта, разгружающихся на побережье Байкала и в Верхнеангарской впадине, составляет 80—100 км, а разгружающихся в Баргузинской впадине всего 20—30 км. Соответственно и время фильтрации вод в этих гидротермальных системах будет существенно различаться, что, несомненно, отразится в их химическом составе.

Места питания гидротерм, вероятно, связаны с местными понижениями, благоприятными для проникновения грунтовых вод и атмосферных осадков в глубь разломов. Водосборная площадь, в пределах которой воды поступают в недра на этой территории, представляет собой обширную высокогорную резко расчлененную область с несколькими тектоническими ступенями. Первая (низкогорная) ступень расположена в высотном поясе в пределах 600—1000 м. Вторая (среднегорная) ступень выделяется в интервале высот от 1000 до 1600—1800 м. Это преимущественно гольцовая область с массивными прямыми и выпуклыми склонами большой и средней крутизны с отдельными останцами и отвесными скалами. Третья, самая верхняя ступень хребтов, представлена высокогорным экзарационным рельефом: карами, карлинггами, пилообразными гребнями и трогами. Большие абсолютные высоты благоприятствуют сохранению этих форм, первоначально созданных ледниками. Вероятно, наиболее значительное количество воды проникает в недра в пределах этой, самой верхней части хребтов, и господствующие здесь климатические условия определяют ресурсы, изотопный и в определенной мере химический составы гидротерм.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ТЕМПЕРАТУРА АЗОТНЫХ ТЕРМ

Экспериментальные данные по составу, температуре, pH и солёности терм приведены в табл. 1. В ней все термы сгруппированы в пять групп по химическому типу вод, особняком стоит Змеинный термальный источник, в воде которого, наряду с натрием, в значительных количествах обнаруживается кальций.

Прежде всего, обращает на себя внимание исключительно низкая общая минерализация терм, которая, за редким исключением, превышает 1 г/дм³, а чаще составляет менее 0.5 г/дм³. На это обстоятельство и ранее обращалось внимание [Барабанов, Дислер, 1968; Басков, Климов, 1963; Ломоносов, 1974], но природа этого явления остается нераскрытой. В этой связи важно отметить, что маломинерализованные воды (менее 0.6 г/дм³) являются в основном гидрокарбонатными натриевыми, сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми и реже гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми. Термы с более высокой солёностью (более 0.6 г/дм³) являются сульфатными натриевыми. Максимальная минерализация таких вод достигает 2.1 г/дм³ (родник Питателевский, скв.). Солёность первых четырех типов терм практически одинаковая — около 0.4 г/дм³, растет только в пятом (0.78 г/дм³), но состав вод меняется существенно: от первого типа к пятому содержания сульфат-иона непрерывно возрастают, тогда как содержания HCO_3^- и CO_3^{2-} в том же направлении растут только до солёности 0.6 г/дм³, а затем достаточно интенсивно падают (рис. 2). Поэтому наиболее минерализованные воды являются сульфатными натриевыми. В целом по абсолютному выражению содержание сульфата и хлорида значительно выше во второй группе типов вод, чем в первой.

Такая низкая минерализация азотных термальных вод может быть связана с тем, что их ресурсы формируются в пределах гидрогеологических массивов в поле распространения интрузивных пород. Высокогорные ландшафты в области питания благоприятны для распространения ультрапресных вод, а движение в области транзита происходит по зонам трещиноватости в породах, устойчивых к выветриванию.

В гидротермах БРЗ сумма гидрокарбонат-карбонат ионов находится в обратной пропорциональной зависимости с сульфат- и хлорид-ионами. Разное поведение сульфатных и карбонатных ионов в рассматриваемых термах позволяет говорить о наличии двух разных путей формирования гидрокарбонатных, фторидно-гидрокарбонатных и сульфатных типов вод. Определяющими факторами формирования химического типа вод являются температура и степень взаимодействия воды с горными породами. Эти факторы действуют не изолированно, но вклад их в фор-

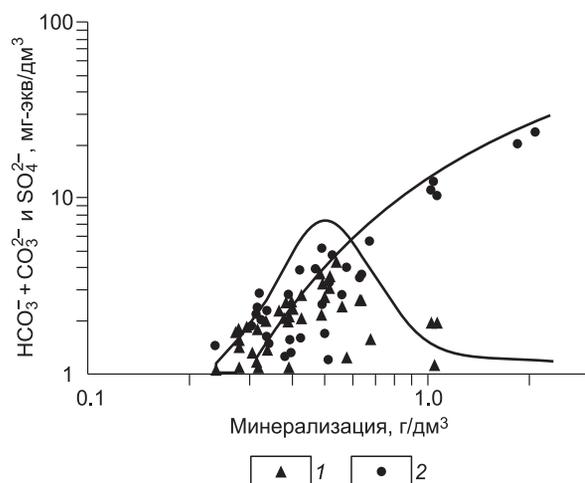


Рис. 2. Зависимость содержаний карбонатных (1) и сульфатных (2) ионов от солёности терм.

Таблица 1. Химический состав азотных терм Байкальской рифтовой зоны и Даурского сводового поднятия, мг/дм³

№ точки	Название родника	T, °C	Мин-ция	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SiO ₂	F ⁻	100Ag/N ₂	Химический тип
1	Бусанский-1	55.2	542	8.7	145	2.4	2.8	0.1	250	7.5	20.0	32.3	60.4	21.6	1.78	HCO ₃ -Na
2	Бусанский-2	32.2	484	8.4	129	2.4	2.4	0.1	217	6.0	19.0	30.4	57.3	20.6	—	»
3	Улурийский**	21.5	365	9.8	90	1.6	0.6	0.2	89	25.5	27.1	14.2	104	13.8	—	»
4	Кыринский-1**	43.5	327	9.5	81	1.8	0.7	0.0	92	18.0	28.9	14.9	80.4	10.0	—	»
5	Кыринский-2**	29.0	318	9.4	77	1.5	0.7	0.0	92	15.0	26.5	13.8	82.8	9.5	—	»
6	Былыринский-1**	44.3	293	9.1	70	1.4	0.7	0.0	92	12.0	16.7	10.4	80.4	10.4	—	»
7	Былыринский-2**	39.0	279	9.2	68	1.2	0.7	0.0	85	12.0	12.1	9.8	80.8	9.5	—	»
8	Былыринский-3**	21.3	275	9.4	67	1.2	0.6	0.0	82	12.0	12.7	9.5	79.5	10.0	—	»
9	Аллинский-1	76.7	402	9.7	98	1.7	3.8	0.0	101	20.4	45.5	25.1	95.8	10.9	2.07	»
10	Точинский-1	56.1	402	8.8	98	3.8	5.4	0.1	143	7.5	26.0	18.6	80.0	18.7	—	»
11	Точинский-2	38.0	384	8.7	100	2.8	8.7	0.2	143	6.0	23.0	15.6	67.8	16.5	—	»
12	Баунтовский-1	52.0	396	8.9	100	2.9	3.2	0.1	140	12.0	25.0	22.1	69.6	20.5	1.80	»
13	Могойский-1	83.7	510	8.9	128	4.1	2.1	0.1	180	15.0	32.8	23.9	98.8	24.9	—	»
14	Могойский-2	76.6	489	8.9	117	4.2	2.1	0.1	180	9.0	30.0	15.5	106.1	24.9	—	»
15	Могойский-3	65.3	498	8.9	124	4.3	2.1	0.1	177	13.5	40.4	14.6	96.3	25.4	—	»
16	Могойский-4	46.4	512	8.9	127	4.2	2.4	0.1	171	9.0	57.5	14.0	100	27.0	—	»
17	Улурийский-1**	28.2	320	9.8	78	1.7	0.6	0.0	64	22.5	23.2	13.6	102	13.8	—	»
18	Улурийский-2**	24.3	336	9.6	82	1.6	0.6	0.0	76	22.5	24.5	13.8	101	13.8	—	»
19	Средние значения для гидрокарбонатного натриевого типа I	46.3	396	9.1	98.8	2.5	2.2	0.08	132	13.6	27.3	17.3	85.7	16.8	1.88	
19	Котельниковский*	48.5	278	9.0	76.0	3.8	1.8	1.5	6.1	30.0	21.8	5.9	72.0	40.0	1.96	HCO ₃ -F-Na
20	Баунтовский-2	46.2	428	8.9	103	2.7	3.0	0.1	147	12.0	21.0	20.9	96.7	22.5	—	»
21	Солечный	51.6	517	10.1	157	8.0	0.5	0.3	56	79.5	44.6	19.9	105	46.8	—	»
21	Средние значения для фторидно-гидрокарбонатного натриевого типа II	48.8	408	9.3	112	4.8	1.8	0.6	69.7	40.5	29.1	15.6	91.1	36.4	1.96	
22	Могойский-5	37.8	498	8.9	125	4.0	2.2	0.1	143	12.0	81.5	12.5	92.6	25.0	—	HCO ₃ -SO ₄ -Na
23	Аллинский-2	42.0	397	9.6	92	1.6	8.6	0.1	96	15.9	63.3	22.4	87.4	9.9	2.07	»
24	Кулиные Болота	60.0	489	9.5	135	1.8	2.0	0.1	114	9.0	117.3	32.2	60.4	16.4	—	»
25	Сеюйский	50.6	340	9.8	99	0.6	0.9	0.0	63	18.3	71.1	14.1	67.3	5.3	—	»
26	Сартинский	38.0	278	8.4	71	3.0	1.0	0.6	84	1.5	51.1	5.7	57.5	3.1	—	»
26	Средние значения для сульфатно-гидрокарбонатного натриевого типа III	45.7	400	9.2	104	2.2	2.9	0.2	100	11.3	76.9	17.4	73.1	11.9	2.07	

27	Корикейский	36.9	337	8.4	83	4.0	7.0	1.0	81	1.5	109.0	11.7	33.7	5.0	—	SO ₄ -HCO ₃ -Na
28	скв. Дзелинда	51.7	314	9.4	78	2.0	7.6	0.6	50	11.3	104.9	9.6	42.7	8.3	1.31	»
29	Дзелиндский	41.7	305	9.3	75	4.0	7.0	0.6	60	9.7	90.6	8.9	43.0	6.3	—	»
30	Верхнеангарский	30.0	239	9.0	57	3.0	4.6	1.5	57	3.8	69.9	8.2	30.3	3.5	—	»
31	Ангаркан-Сартинский	43.0	283	9.8	69	3.0	2.0	0.4	49	22.9	70.7	7.8	52.7	4.8	—	»
32	Шуридинский-1	70.6	639	8.9	179	4.2	6.1	0.2	143	9.0	175.0	42.0	61.8	19.0	2.14	»
33	Шуридинский-2	67.0	634	8.9	179	4.3	5.7	0.1	143	9.0	171.0	39.6	62.9	19.5	—	»
34	Шуридинский-3	57.0	561	8.6	156	4.1	5.2	0.1	140	3.0	136.0	38.1	61.4	17.0	—	»
35	Толстихинский	29.2	338	9.6	86	1.1	5.8	0.3	79	9.9	79.2	15.9	54.3	7.2	—	»
36	Умхейский-1	48.4	379	9.9	106	0.8	0.9	0.0	74	26.4	59.2	23.5	72.0	15.8	—	»
37	Умхейский-2	43.7	395	9.9	111	0.8	1.3	0.1	73	26.4	76.0	23.5	68.4	15.1	—	»
38	Большереченский*	74.0	390	10.2	106	3.2	1.8	1.6	35	43.0	128.2	2.0	104	16.0	—	»
39	Кучигерский-1	46.2	394	9.8	104	0.9	2.3	0.1	80	24.3	74.6	17.0	80.8	10.9	1.48	»
	Средние значения для гидрокарбонатно-сульфатного натриевого типа IV	49.2	401	9.3	107	2.7	4.4	0.5	82	15.4	103	19.1	59.1	11.4	1.64	
40	Кучигерский-2	38.8	423	9.9	117	0.9	1.1	0.0	71	28.3	77.5	34.1	81.2	12.0	—	SO ₄ -Na
41	Алгинский	20.8	425	8.3	95	3.0	18.6	1.0	52	0.2	189.1	15.5	47.4	3.2	—	»
42	Гусихинский	73.0	679	8.6	169	7.0	13.5	0.1	80	7.8	272.9	31.6	88.3	9.5	—	»
43	Горячинский	52.8	491	9.7	129	2.0	8.1	0.1	21	6.6	245.7	14.8	60.9	3.0	2.10	»
44	Теплый Ключ	27.9	319	8.2	74	3.0	10.6	0.9	48	0.5	136.7	8.5	32.7	3.5	—	»
45	Ирканинский-1	31.7	390	8.6	89	5.0	20.6	0.9	62	1.8	134.9	31.6	38.7	5.5	1.29	»
46	Ирканинский-2	33.3	520	8.3	127	8.0	20.0	1.0	54	0.9	230.0	31.2	41.6	7.0	—	»
47	Питателевский** **	65.5	1837	9.2	471	14.0	111.0	2.0	32	4.0	974.0	188	33.2	8.0	—	»
48	Нилова Пустынь (скв. 2)* **	40.5	1053	8.2	240	8.3	56.1	3.2	67	0.7	601.0	23.5	47.5	6.0	0.84	»
49	Питателевский (скв.)**	51.5	2097	9.2	523	38.1	112.0	3.9	39.6	4.6	1135.0	188	47.0	6.1	1.47	»
50	Гаргинский*	76.0	1065	7.6	285	18.3	27.1	1.09	112	4.0	490.9	56.1	58.7	12.0	2.17	»
51	Давшинский*	45.0	574	7.2	141	6.2	14.6	0.7	46	15.0	195.9	36.2	105	14.0	1.61	»
52	Золотой Ключ*	51.0	466	6.8	100	3.4	10.5	1.2	50	0.0	188.0	2.0	105	7.0	—	»
53	Хакусский*	46.0	315	7.4	68.8	2.2	14.0	0.6	42.7	12.0	113.3	5.3	51.1	5.4	1.3	»
54	Енгорбойский* **	37.0	1032	7.5	260	11.8	31.1	1.18	97.6	10.8	538.2	14.9	54.1	12.5	2.06	»
	Средние значения для сульфатного натриевого типа V	46.1	779	8.3	193	8.7	31.3	1.2	58.3	6.5	368	45.4	59.4	7.6	1.56	
55	Зменный	43.8	763	7.9	130	7.0	71.7	0.6	55	1.0	342.11	47.15	105	4.2	1.31	SO ₄ -Ca-Na

Примечание. Прочерк — элемент не определялся.

* По данным [Ломоносов, 1974].

** Источники — за пределами указанной территории.

мирование химических типов различных. Первые два типа вод в основном определяются воздействием температуры. Вероятно, термы этого типа образуются при быстром погружении поверхностной воды на большую глубину по хорошо проницаемым крутозалегающим разломам. В растворе накапливаются элементы и соединения, растворимость которых повышается с ростом температуры. Привнесенные с поверхностными водами кальций и магний с ростом температуры выводятся из раствора в процессе высаливания карбонатов. Среди катионов начинает доминировать натрий, создается щелочная среда, так как анионы в основном представлены остатками слабых кислот — угольной и кремниевой. Растворенный углекислый газ, который был привнесен вместе с водой с поверхности, в щелочной среде трансформируется в гидрокарбонат-ион, и за счет этого абсолютное содержание этих карбонатных анионов по сравнению с поверхностными водами увеличивается. Возможно, наблюдаемое возрастание содержания этих анионов связано также и с расходом части воды на реакции гидролиза алюмосиликатов и общим ростом минерализации. Во втором типе вод, на общем фоне доминирования температурного фактора, заметно проявляется специфика геохимического облика пород — присутствие избыточного количества фтора в составе вмещающих пород. Этот тип вод характеризуется еще более щелочной средой, так как фтор поступает из пород, которые характеризуются интенсивной щелочной метасоматической приразломной проработкой. Эти породы в районе представлены кварц-слюдистыми метасоматитами и альбит-олигоклаз-микроклиновыми телами [Куш, 2010]. В этом типе вод еще больше растет концентрация натрия и калия, с ростом щелочности равновесие гидрокарбонат → карбонат смещается вправо, и абсолютное количество карбонат-иона возрастает до максимальных значений.

Третий, четвертый и пятый химические типы азотных термальных вод формируются в результате длительного взаимодействия воды с горной породой. Вероятно, вода медленно по пологозалегающим или частично закальматированным разломам погружается в недра. Поэтому определяющим фактором формирования выступает равновесно-неравновесное состояние взаимодействия воды с горной породой. По мере накопления компонентов в растворе достигается насыщение относительно вторичных минералов, и, соответственно, трансформируется состав водного раствора. По мере накопления анионов сильных кислот термы становятся менее щелочными, в растворе растет содержание кальция и магния, на фоне низкой концентрации анионов угольной кислоты уменьшается отношение между карбонат- и гидрокарбонат-ионами. Содержание фтора в этих типах вод меньше, так как он выводится из раствора в виде флюорита. В этих типах вод наиболее интенсивно накапливается в растворе сульфат-ион.

На рис. 3 приведено расположение исследованных терм БРЗ на диаграмме Харди—Эгстера. Видно, что относительно линии равновесия кальцита воды располагаются обособленными группами. Две группы терм (I, II) трансформируются по содовому направлению. В первой группе сосредоточены термы, разгружающиеся в пределах Даурского сводового поднятия, во второй — гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные термы БРЗ. Для этих групп терм характерны относительно повышенные содержания карбонатных ионов, и поступающий из горных пород кальций быстро высаливается в виде карбоната. В третьей группе химический состав трансформируется по кальциевому направлению. В этой группе находятся почти все сульфатные натриевые термы БРЗ. В растворе находится избыточное количество кальция, его содержание определяется произведением растворимости не карбоната кальция, а сульфата кальция. Вероятно, именно растворение гипса или ангидрита привело к формированию этого типа терм. Приведенные ниже особенности этого типа вод объясняют именно такой способ их формирования.

Любопытно отметить изменения содержания F^- и SiO_2 при переходе от первого-второго типов к третьему-пятому. В первой группе типов вод содержание их существенно выше, чем во второй. Это, на наш взгляд, связано с воздействием температурного фактора. По кремниевому геохимическому

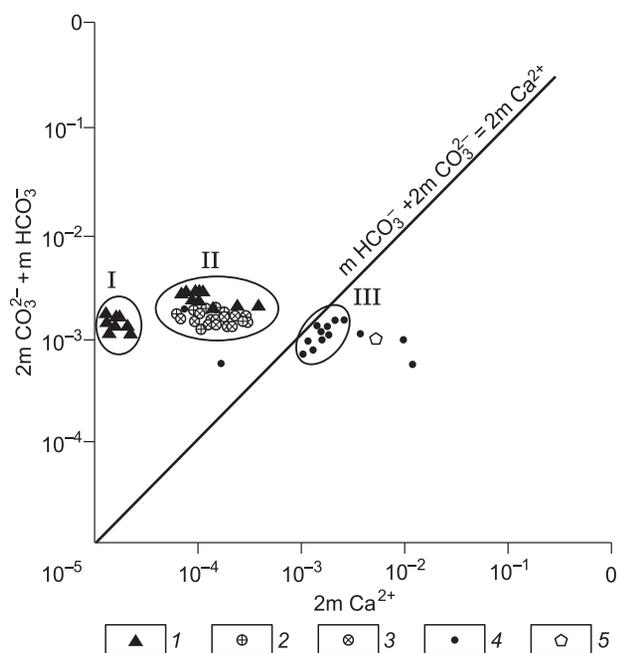


Рис. 3. Диаграмма Харди—Эгстера с точками расположения разных типов гидротерм БРЗ.

1 — гидрокарбонатные натриевые, 2 — гидрокарбонатно-фторидные, 3 — сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, 4 — гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и сульфатные натриевые, 5 — сульфатные кальциево-натриевые.

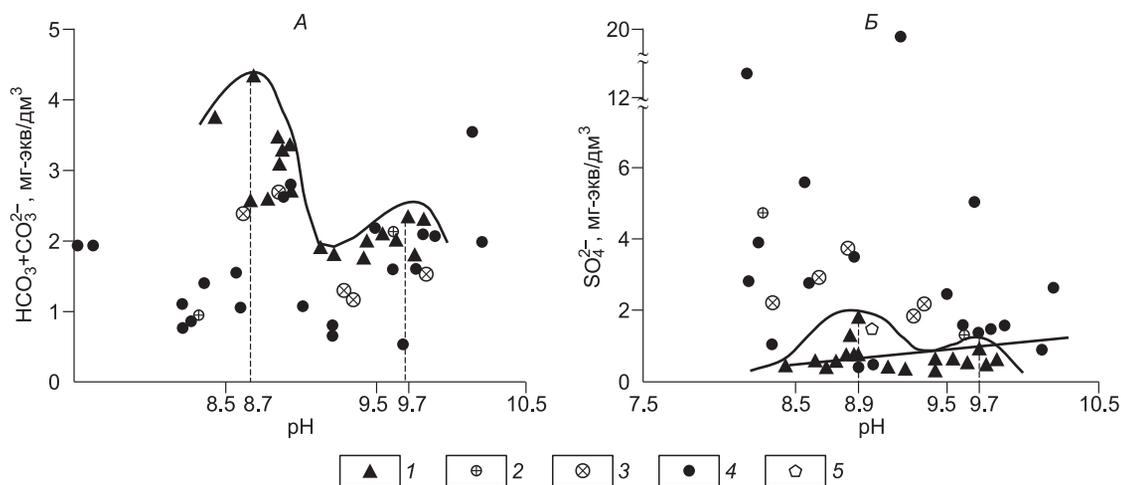


Рис. 4. Зависимость содержаний карбонатных (А) и сульфатных (Б) ионов от значений pH азотных терм.

1 — $\text{HCO}_3\text{—Na}$; 2 — $\text{HCO}_3\text{—F—Na}$; 3 — $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$; 4 — $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na} + \text{SO}_4\text{—Na}$; 5 — $\text{SO}_4\text{—Ca—Na}$.

кому термометру вода первой группы источников нагревалась сильнее — до 100 °С и выше [Плюснин и др., 2008]. Вероятно, градиент роста температуры в первой группе источников был значительно больше, поэтому их химический состав определялся реакциями, протекающими в растворе, и трансформировался по содовому направлению.

Все азотные термы являются щелочными или слабощелочными. Связь между pH и соленостью терм сложная и, как мы уже рассматривали выше, зависит от химического типа вод. На рис. 4, А и Б приведены графики зависимости карбонатных и сульфатных ионов от величины pH в разных типах вод. Щелочность гидрокарбонатных натриевых вод укладывается в интервале pH = 8.3—9.9; наблюдается резкое снижение содержания карбонатных ионов с ростом щелочности в этом типе вод. Обращает на себя внимание двухмодальное распределение карбонатных анионов в гидрокарбонатном натриевом, сульфатно-гидрокарбонатном и гидрокарбонатно-сульфатном типах вод. Первая мода соответствует pH = 8.7, вторая — pH = 9.7. Возможно, такое распределение карбонатных ионов связано с разными процессами формирования их концентрации. Для этого типа вод рост щелочности соответствует возрастанию степени взаимодействия воды с горными породами. Первый экстремум связан с переходом привнесенного с поверхности растворенного углекислого газа в гидрокарбонат-ион, а второй — с протеканием реакции гидролиза алюмосиликатов и растворением пород специфического геохимического облика. В распределении содержания карбонатных ионов в сульфатном натриевом типе вод в зависимости от pH каких-либо закономерностей не просматривается, щелочность в этом типе вод изменяется в более широком интервале — от 7.5 до 10.1.

Зависимость содержания сульфат-иона от pH в выделенных типах вод различная. В гидрокарбонатном натриевом типе вод мы наблюдаем рост содержания сульфат-иона в тех же интервалах pH, что и для карбонатных ионов. Они, вероятно, определяются протеканием одних и тех же процессов, которые мы рассмотрели выше. В этом типе вод по мере роста pH происходит незначительное возрастание сульфат-иона. Эта тенденция, вероятно, связана с окислением рассеянной сульфидной минерализации, так как в этом типе вод еще достаточно растворенного кислорода для протекания окислительного процесса. В других типах терм основная масса сульфат-иона поступает в раствор, вероятно, не из сульфидов. По изотопному составу она соответствует древним осадочным образованиям, сформировавшимся в протерозойское время в период становления Саяно-Байкальского складчатого пояса. Вероятно, эти осадки активно перерабатывались под воздействием метаморфических, магматических, гидротермальных процессов, но сера осталась в виде сульфата и рассеяна в настоящее время на значительной площади. Термальными водами она, вероятно, выщелачивается из включений в магматических и гидротермальных образованиях, где она находится в форме сульфатов кальция, магния, стронция, так как нами ранее установлена положительная корреляционная зависимость между этими компонентами [Плюснин, 2008]. С ростом концентрации сульфат-иона в гидротермах БРЗ сульфатного натриевого, гидрокарбонатно-сульфатного натриевого типа щелочность понижается (см. рис. 4, Б), что вполне закономерно, так как при гидролизе солей кальция и других щелочноземельных элементов создается слабокислая среда.

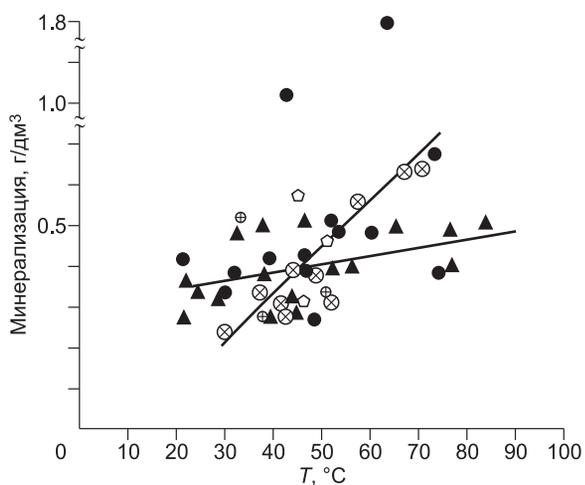


Рис. 5. Зависимость солености терм от их температуры.

Усл. обозн. см. на рис. 4

Еще одна особенность изучаемых вод состоит в необычном соотношении катионов, среди которых резко доминирует Na^+ , содержания же Ca^{2+} , Mg^{2+} и K^+ , как правило, низки. Исключение составляют лишь некоторые родники (Алгинский, Ирканинский, Нилова Пустынь, Питателевский), в которых доля Ca^{2+} достигает 21 мг-экв %. Концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} находятся в обратной зависимости от количества карбонатных ионов, что связано с высаживанием карбонатных минералов — кальцита, доломита, магнезита. Последнее

подтверждается результатами термодинамических расчетов, приведенных Л.В. Заманой [2000в], а также наличием у многих родников карбонатных травертинов [Плюснин и др., 2000]. Это находится в хорошем согласии с постулатом С.Л. Шварцева о равновесно-неравновесном состоянии системы вода—порода в целом [Шварцев, 1998]. Низкие содержания Ca^{2+} и Mg^{2+} в термах связаны с выпадением карбонатов и, возможно, вторичных силикатов типа ломонтита.

Вполне закономерно, что общая минерализация терм зависит и от их температуры: с ростом температуры сумма солей увеличивается. Исключение составляют только некоторые $\text{SO}_4\text{—Na}$ термы, отличающиеся относительно высокими содержаниями сульфат-иона (например, родники Питателевский и Нилова Пустынь), но относительно невысокими температурами. Более высокая температура благоприятствует интенсивному взаимодействию раствора с алюмосиликатными горными породами, и поэтому соленость несколько выше у высокотемпературных терм. Но это касается только гидрокарбонатных натриевых и сульфатно-гидрокарбонатных натриевых терм (рис. 5). Градиент роста минерализации с ростом температуры разный — более интенсивно растет минерализация сульфатно-гидрокарбонатных натриевых терм. Для сульфатных натриевых терм эта связь неоднозначна, так как резко отклоняются от общей тенденции воды Питателевского и Нилово-Пустынского термопроявлений. Как видно из данных рис. 6, для гидрокарбонатных натриевых вод характерно возрастание содержаний карбонатных анионов с ростом температуры, а для сульфатно-гидрокарбонатных натриевых вод с ростом температуры растут содержания карбонатных и сульфатных анионов, чем и обусловлен больший градиент роста общей минерализации вод. Для сульфатного натриевого типа вод закономерностей в изменении содержания карбонатных и сульфатных анионов под воздействием температуры не установлено.

Исследуемые термы богаты фтором, на что обращали внимание ранее многие исследователи [Флоренсов, 1960; Барабанов, Дислер, 1968; Басков, Суриков, 1989; Ломоносов, 1974 и др.]. Содержание F⁻ достигает 46.8 мг/дм³ в скв. Солнечная, где воды по составу становятся $\text{HCO}_3\text{—F—Na}$. По данным И.С. Ломоносова [1974], содержания этого элемента в Котельниковском роднике составляют 40 мг/дм³.

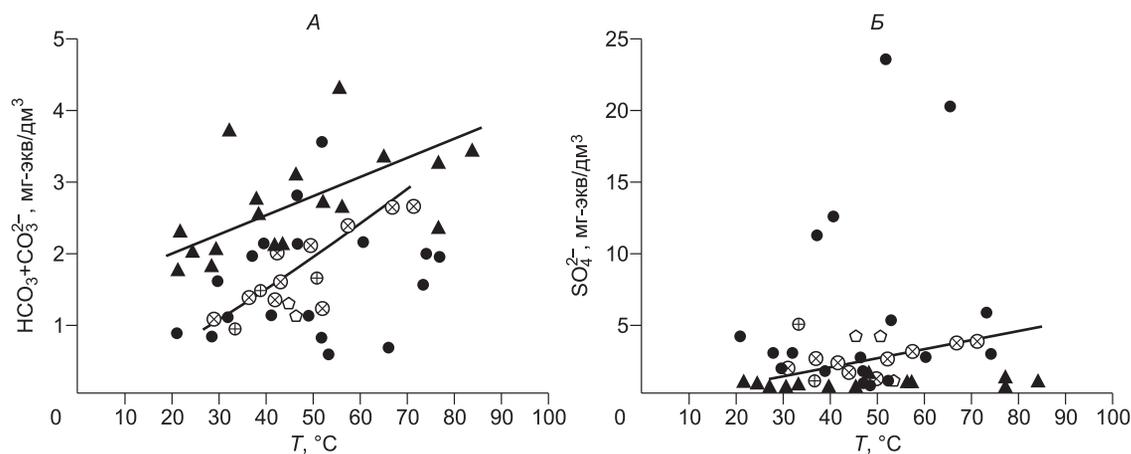


Рис. 6. Зависимость содержаний ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) (А) и SO_4^{2-} (Б) от температуры терм.

Усл. обозн. см. на рис. 4

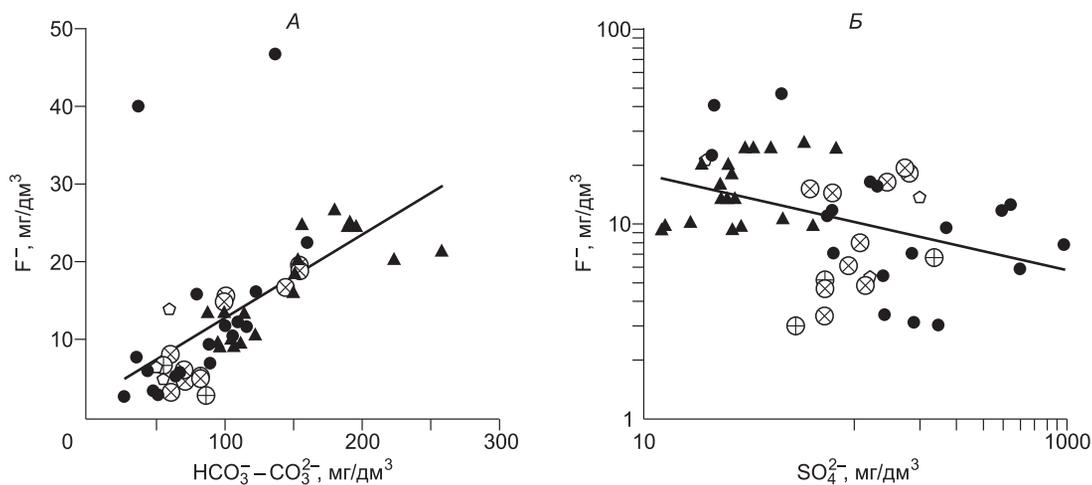


Рис. 7. Зависимость содержаний F^- в термах от ионов $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ (А) и SO_4^{2-} (Б).

Усл. обозн. см. на рис. 4

Источники F в термах до сих пор остаются спорными, хотя взгляды исследователей на эту проблему в последнее время существенно изменились. Если раньше И.С. Ломоносов считал, что источником этого элемента в термах являются растворы магматического генезиса (ювенильные воды), то в настоящее время подавляющее большинство исследователей отдают предпочтение вмещающим породам. Но механизм мобилизации фтора из горных пород рассматривается по-разному: одни исследователи связывают его с наличием высоких концентраций этого элемента во вмещающих породах, в частности, в слюдах [Плюснин и др., 2008; Seelig, Bucher, 2010], другие, исходя из равновесно-неравновесного состояния системы вода—порода, со временем взаимодействия воды с горными породами и связанным с этим характером геохимической среды [Шварцев, 1991, 1994, 1998]. Полученные нами данные показывают, что содержание F в термах достаточно хорошо коррелирует с карбонатными ионами (рис. 7, А), но плохо — с сульфатными (рис. 7, Б). Кроме того, наблюдается положительная корреляция содержаний фтора с содержанием SiO_2 и температурой [Плюснин и др., 2010]. Все это однозначно свидетельствует о том, что источники F^- , как и SiO_2 с Na^+ , связаны с алюмосиликатами, т. е. F^- поступает в водный раствор в результате гидролиза алюмосиликатных минералов. При этом, чем более длительным является взаимодействие в системе вода—порода, тем больше F может быть аккумуляровано в водном растворе, если, конечно, не возникнут геохимические барьеры, препятствующие этому процессу. В нашем случае таким барьером в сульфатных натриевых термах является равновесие с флюоритом из-за наличия избыточного кальция.

В результате непрерывного растворения первичных минералов все химические элементы переходят в водный раствор, но часть из них выпадает в форме вторичных минералов (глин, карбонатов, цеолитов и т. д.), поэтому соотношение химических элементов в воде никогда не соответствует таковому в горных породах [Шварцев и др., 2007]. Этим можно объяснить высокие содержания F^- в некоторых типах азотных терм, которые иногда даже выше, чем содержания Cl^- и SO_4^{2-} .

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ АЗОТНЫХ ТЕРМ И ИЗОТОПИЯ ГЕЛИЯ

Газонасыщенность азотных терм обычно составляет 20—35 мл/л. Основным газом является азот (83—98 об. %), потому они и называются азотными (табл. 2, 3). Второе по объему место в газовом составе уверенно занимает кислород (до 18 об. %). Однако необходимо иметь в виду, что опробование терм велось в местах их разгрузки, а при подходе их к земной поверхности в них мог попадать воздух. Мы считаем, что на большой глубине азотные термы свободный кислород не содержат, но в области транзита кислород в гидротермальные системы может поступать со свежими порциями воды. Третье место среди растворенных газов в рассматриваемых термах обычно занимает углекислый газ (до 10 об. %), затем аргон (до 2 об. %), гелий + неон (до 0.5 об. %), в отдельных родниках встречаются метан, сероводород, водород. В местах разгрузки терм газы иногда выделяются в свободном виде.

Подавляющее большинство исследователей считают, что газы азотных терм, как и сама вода, имеют атмосферное происхождение. По мере проникновения атмосферных осадков с растворенными газами в недра земли по зонам тектонических нарушений кислород расходуется на окисление в основном

Таблица 2. Газовый состав азотных терм, об. % [Ломоносов, 1974]

№ точки	Название родника	CO ₂ + H ₂ S	O ₂	H ₂	CH ₄ + ТУ	N ₂	He + Ne	Ar + Kr + Xe
9, 23	Аллинский	0.1	5.2	0.6	0.5	92.6	0.049	1.92
25	Сеюйский	0.96	4.28	—	0.048	94.43	0.016	0.55
27	Корикейский	1.1	5.3	—	—	91.6	0.017	1.77
28	скв. Дзелинда	0.7	13.3	—	След.	84.2	0.03	1.69
39	Большереченский	—	7.24	0.017	0.15	91.49	0.006	1.09
42	Гусихинский	0.51	0.25	—	—	99.24	—	—
43	Горячинский	1	4	—	1.1	91.9	0.1	1.94
48	Нилова Пустынь (скв.2)	0.13	14.3	0.037	0.004	84.66	0.15	0.72
47	Питателевский	0.6	11.3	—	—	85.7	0.155	1.40
50	Гаргинский	2.0	8.4	0.2	0.8	83.4	0.250	1.81
51	Давшинский	—	16.23	0.005	—	82.74	0.012	1.02
53	Хакусский	—	18.42	0.014	—	80.5	0.009	1.05
54	Енгорбойский	2.5	0.4	—	0.4	94.6	0.1637	1.95
19	Котельниковский	—	10.02	0.008	1.2	87.55	0.045	1.18
55	Змеиный	—	3.11	0.015	0.05	95.6	0.013	1.25

Примечание. ТУ — тяжелые углеводороды.

Таблица 3. Изотопный состав гелия и неона в азотных термах

№ точки	Название родника	He + Ne, об. %*	Ne		⁴ He/ ²⁰ Ne	³ He/ ⁴ He e-8
			г/т*	г/т*		
Свободный газ						
27	Корикейский	0.142	1403	17.0	90	19.3
30	Верхнеангарский	0.068	671	7.5	98	4.3
53	Хакусский	0.079	774	17.4	49	19.5
	Сухой воздух	—	—	—	—	140
Растворенный газ						
21	Солнечный	4803	4770	31.0	172	3.3
26	Сартинский	367	351	16.3	23.6	10.6
27	Корикейский	425	409	15.8	28.5	18.8
29	Дзелиндинский	410	394	15.8	27.4	16.4
31	Ангаркан-Сартинский	184	166	18.4	9.9	9.8
45	Ирканинский	1010	991	18.5	59	27.3
53	Хакусский	606	586	19.8	32.5	16.5
55	Змеиный	1356	1338	18.3	80.5	29.1
	Пресная вода с воздухом	25	—	—	—	138

* Для растворенного газа — e-8 мл/л

органического вещества почв и горных пород с образованием углекислого газа биохимического генезиса. Последний, наряду с захваченным из атмосферы, также расходуется на реакции гидролиза алюмосиликатов на всем пути движения воды от областей питания до выхода термальных вод на поверхность. В местах разгрузки, как уже отмечалось, снова в воде может появляться свободный кислород.

Азот и другие инертные газы широкомасштабно в реакциях не участвуют и поэтому не только сохраняются в воде на всем пути ее движения, но их относительная доля возрастает, поскольку содержания O₂ и CO₂ уменьшаются. Относительный объем инертных газов возрастает и по еще одной причине — уменьшения объема воды в системе, поскольку вода, как и CO₂, участвует в реакциях гидролиза алюмосиликатов [Шварцев, 1975].

В азотных термах отношения Ar/N_2 значительно выше, чем в воздухе. Если выразить это отношение в виде $100Ar/N_2$, то в воздухе оно равно 1.18, а в азотных термах значительно выше и достигает в Гаргинском роднике 2.17 (см. табл. 2). Это происходит, вероятно, по той причине, что при увеличении с глубиной температуры воды и уменьшения растворимости газов наступает насыщение терм азотом. Поскольку растворимость Ar выше, чем N_2 , а его содержание примерно на два порядка ниже, то в процессе выделения N_2 в свободную фазу, образования NH_4^+ , NH_3 , NO_3^- , NO_2^- и др. соединений, соотношение Ar/N_2 смещается в пользу первого.

По этой же причине азотные термы значительно обогащены редкими благородными газами, в частности, гелием и неоном. Абсолютные содержания этих газов в гидротермах превышают содержания в атмосферных осадках в десятки и сотни раз. Наиболее высокое превышение гелия обнаружено А. М. Плюсиным в скв. Солнечная, где оно составляет 192.1. Естественно, что значительная доля He образуется в результате радиоактивного распада.

Считается, что изотопный состав гелия указывает на генезис растворенных в воде газов [Толстихин, Каменский, 1969]. По данным этих авторов, значения отношения $^3He/^4He$ более $2 \cdot 10^{-7}$ указывают на мантийный или глубинный генезис газов гелия, значения менее $2 \cdot 10^{-7}$ — на экзогенный его источник.

В связи со сказанным нами были проведены определения изотопов гелия в некоторых азотных термах, которые были выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра (г. Апатиты) И. Л. Каменским. Полученные результаты приведены в табл. 3. Наибольшее значение изотопного отношения He установлено в Змеином и Ирканинском родниках и равно $2.97 \cdot 10^{-7}$ и $2.73 \cdot 10^{-7}$ соответственно при концентрации растворенной суммы $He + Ne$, превышающей содержание в пресной воде и уравновешенной с воздухом на уровне моря, в 54.2 и 40.4 раза. В спонтанном газе относительно высокие отношения изотопов He установлены в Корикийском и Хакусском родниках — $1.98 \cdot 10^{-7}$ и $1.96 \cdot 10^{-7}$ при содержании суммарного гелия и неона в этих выделениях выше, чем в воздухе, в 61.7 и 34.4 раза. В остальных родниках значения отношения изотопов He несколько ниже, чем $2 \cdot 10^{-7}$, хотя и незначительно.

Из полученных данных можно заключить, что разломы в этой части Байкальского рифта не столь глубоки и раскрыты, как в его юго-западной части. Газовый состав термальных вод не испытывает интенсивного воздействия эманаций из мантии, а формируется в основном за счет трансформации компонентов воздуха.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ И РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

Изотопный состав H и O воды является надежным критерием для установления ее генезиса. Другие растворенные изотопы (C , Ne , Sr , S и т.д.) широко используются для выяснения механизмов формирования ее состава. Поэтому нами исследован изотопный состав H , O и некоторых других растворенных элементов родников трещинно-жильных вод, разгружающихся в различных частях Байкальской рифтовой зоны. Полученные данные (табл. 4) показывают, что изотопный состав воды терм в целом указывает

Таблица 4. Изотопный состав водорода и кислорода воды азотных терм БРЗ, ‰

№ точки	Название родника	Абс. отм. хребтов, м	δD (SMOW)	$\delta^{18}O$ (SMOW)	№ точки	Название родника	Абс. отм. хребтов, м	δD (SMOW)	$\delta^{18}O$ (SMOW)
1	Бусанский	—	-121.6	-15.2	44	Теплый Ключ	2100	-163.2	-23.4
9	Аллинский	2500	-149.8	-20.3	50	Гаргинский	1200—1997	-141.9	-18.4
	Аллинский (трещ.)	2500	-150.4	-20.3	53	Хакусский-1	1750	-159.8	-21.7
10	Точинский-1	—	-128.5	-16.7		Хакусский-2	1750	-167.2	-25.0
12	Баунтовский-1	1800	-125.2	-15.8					
13	Могойский-1	—	-134.9	-17.7	54	Енгорбойский-1	—	-105.6	-14.5
14	Могойский-2	—	-135.3	-17.8		Енгорбойский-2		-104.2	-14.2
19	Котельниковский	2100	-161.1	-21.1		Енгорбойский-3		-101.4	-12.6
	Котельниковский (скв.)	2100	-165.6	-24.1		Енгорбойский-4		-99.9	-12.5
20	Баунтовский-2	—	-123.7	-16.1					
21	Солнечный (скв.)	2000	-172.2	-22.4					
28	Скв. Дзелинда	2000	-167.3	-24.0					
29	Дзелиндинский	2000	-164.0	-21.8	55	Змеиный	2000	-169.5	-23.6
32–34	Шуриндинский	—	-119.1	-15.1					
36, 37	Умхейский	2300	-144.2	-19.4					
40	Кучигерский-2	2500	-146.7	-19.5					

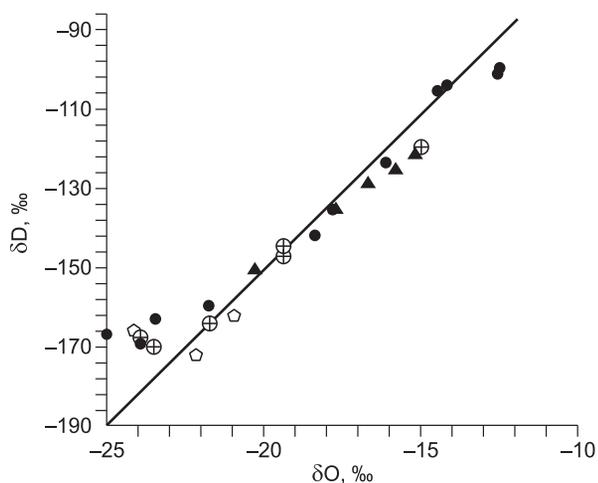


Рис. 8. Положение азотных терм на диаграмме δD — $\delta^{18}O$.

Усл. обозн. см. на рис. 4

на их метеорное происхождение, поскольку основная масса точек ложится вдоль Глобальной линии метеорных вод.

При интерпретации изотопных данных необходимо учитывать, что движение воды в горных породах на глубинах 2—3 км, где формируются азотные термы, медленное и питание терм происходило не в современное время, а десятки, возможно, и сотни тысяч лет назад. Не исключено поэтому, что источниками современных азотных терм были воды ледников

отложений, изотопный состав которых был значительно легче [Ферронский и др., 1975]. Ранее с влиянием климатических условий плейстоценового оледенения связывались и более низкие по сравнению с современными метеорными водами концентрации D и ^{18}O в глубоких пластовых водах Иллинойского и Мичиганского артезианских бассейнов [Clayton, 1966]. Более холодные палеоклиматические условия формирования термальных вод также рассматривали в числе возможных причин облегченного изотопного состава и некоторых гидротерм Восточной Чукотки [Поляк и др., 2008].

Наблюдаемое правостороннее отклонение точек от линии Крейга (рис. 8) объясняется кислородным обменом легкого изотопа воды на более тяжелый изотоп вмещающих алюмосиликатов. Таким образом, изотопный состав O и H воды азотных терм свидетельствует о достаточно масштабных процессах ее взаимодействия с вмещающими горными породами.

Последнее подтверждается и данными исследований изотопного состава Sr в азотных термах (табл. 5). Как показывают приведенные данные, значения изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблются в основном в узких пределах 0.7071—0.7101. Небольшое отклонение характерно только для родников Горячинский и Теплый Ключ и особенно сильно для родника Котельниковский, где отношение изотопов Sr резко повышено и равно 0.7223. Ранее для последнего родника значения этого отношения было установлено равным 0.7241 [Плюсин и др., 1978].

Полученные для азотных терм изотопные отношения Sr очень близки к таковым для вмещающих кислых магматических пород. Так, по данным В.Ф. Посохова и др. [2000], для баргузинского комплекса гранитов, граносиенитов и гранодиоритов характерны изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале 0.7077—0.7079, для витимканского комплекса гранитоидов — среднее значение равно 0.7071. Чуть выше значения этого отношения установлены в более древних породах. Так, для гранитоидов позднепалеозойского возраста среднее значение равно 0.7221, кислых метаморфических сланцев Приольхонья — 0.7191, гранитов зазинского комплекса среднего и позднего палеозоя 0.7169 [Дриль и др., 2007].

Следовательно, изотопный состав не только H и O воды терм, но и растворенного в них Sr однозначно свидетельствует о тесном их взаимодействии с вмещающими кислыми породами рассматриваемого региона. Так, высокие содержания Sr и средние значения отношения его изотопов в родниках Гаргинском и Ирканинском связаны с высоким содержанием этого элемента в породах баргузинского комплекса, где изотопный состав Sr терм абсолютно идентичен изотопному составу Sr пород (0.7073—0.7079).

Таблица 5. Изотопный состав стронция азотных терм БРЗ

№ точки	Название родника	$^{87}Sr/^{86}Sr$	№ точки	Название родника	$^{87}Sr/^{86}Sr$
9	Аллинский-1	0.7078	36	Умхейский-1	0.7078
12	Баунтовский-1	0.7089	42	Гусихинский	0.7071
19	Котельниковский	0.7222	43	Горячинский	0.7058
23	Аллинский-2	0.7082	44	Теплый Ключ	0.7114
25	Сеюйский	0.7081	45	Ирканинский-1	0.7075
27	Корикейский	0.7099	48	Нилова Пустынь (скв. 2)	0.7083
28	скв. Дзелинда	0.7080	53	Хакусский	0.7094
29	Дзелиндинский	0.7071	55	Змеиный	0.7085
30	Верхнеангарский	0.7071			

Таблица 6. **Формы и изотопный состав (‰) серы азотных терм [Замана и др., 2010]**

№ точки	Название родника	Eh, мВ	S ²⁻	S ⁰	S ^{0, 4+}	S ⁶⁺	δ ³⁴ S ²⁻	δ ³⁴ S ⁶⁺
			мг/л					
1, 2	Бусанский	-197	1.08	—	—	6.7	—	23.3
10, 11	Точинский	-226	7.8	—	—	8.7	2.4	25.2
12	Баунтовский	-198	7.6	—	—	8.3	2.6	36.2
13, 14	Могойский	-230	12.8	—	—	10.6	1.2	18.5
20	Аллинский	-213	17.8	0.19	1.03	—	—	—
	Аллинский	-212	16.4	0.30	0.43	—	—	—
22	Сеюйский	-147	3.7	0.06	0.65	—	—	—
29—31	Шуридинский	0	0.03	—	—	57.0	—	14.5
32	Толстихинский	-213	0.01	0.16	1.43	—	—	—
33	Умхейский-1	-231	16.4	0.53	0.96	—	—	—
34	Умхейский-2	-231	11.0	0.54	3.00	—	—	—
36	Кучигерский-1	80	47.9	0.03	0.02	—	—	—
37	Кучигерский-2	-126	23.0	0.14	0.55	—	—	—
39	Гусихинский	76	0.02	0.04	0.79	—	—	—
40	Горячинский	-72	0.03	0.09	0.35	—	—	—

Данные по содержанию тиосульфатов и элементной серы в азотных термах получены впервые за последнее время Л.В. Заманой с сотрудниками (табл. 6). Выявленная концентрация сероводорода (гидросульфида) по Кучигерскому роднику является более высокой в азотных термах БРЗ, чем было известно из опубликованных данных. Вариации форм серы по разным выходам родников имеют согласованный характер — между крайними валентными состояниями серы (сульфидной и сульфатной) прослеживаются обратные зависимости, при этом суммарное содержание всех форм серы по пробам изменяется.

Микробиологическое происхождение сероводорода в термах в результате сульфатредукции подтверждается результатами определения изотопного состава сульфидной и сульфатной серы. Результаты показывают, что сульфидная сера существенно обеднена тяжелым изотопом по сравнению с сульфатной (см. табл. 6). При глубинном поступлении сероводорода и окислении его в приповерхностной зоне фракционирования изотопов, как это установлено исследованиями в областях современного вулканизма, не происходит [Набоко и др., 1974; Знаменский, Носик, 1981].

ВЫВОДЫ

В северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны сформировались благоприятные геологические условия для разгрузки термальных вод на поверхность. Это связано в основном с широким распространением разрывных нарушений сбросового типа. В связи с асимметричным строением гидрогеологических массивов, в пределах которых формируются ресурсы азотных терм, гидротермальные системы имеют различные размеры. В гидротермальные системы с большой зоной транзита с поверхности добавляются свежие порции воды, которые утяжеляют изотопный состав, привносят кислород, углекислый газ. В пределах гидротермальных систем с короткой зоной транзита формируются высокотемпературные воды в основном гидрокарбонатного и сульфатно-гидрокарбонатного натриевого типа.

В качестве основных факторов формирования химического состава терм БРЗ выступают интенсивность водообмена, температура недр и геохимические особенности дренируемых термами пород. Эти факторы воздействуют на геохимический облик не изолированно, но в отдельных частях БРЗ доминируют некоторые из них. В силу этого в пределах БРЗ сформировано пять гидрохимических типов вод, которые различаются направленностью трансформации химического состава, корреляционной зависимостью с общей минерализацией, температурой, рН, содержанием фторида, сульфата, газовым составом.

Приведенные в работе фактические данные однозначно показывают, что гидротермы представляют собой результат взаимодействия древних инфильтрационных вод с вмещающими горными породами и масштабного перераспределения химических элементов между водным раствором и формирующимися в этих условиях вторичными минеральными образованиями. Проникающие в глубокие слои Земли (2—5 км) в благоприятных для этого геоморфологических и структурно-тектонических условиях атмосферные осадки в силу равновесно-неравновесного состояния системы вода—порода непрерывно растворяют вмещающие породы и избирательно концентрируют в растворе химические элементы. Большая часть химических элементов в термах заимствована из алюмосиликатных минералов в резуль-

тате реакций гидролиза, который в условиях низких парциальных давлений CO_2 обеспечивает рост pH изучаемых терм. Сульфат-ион в разных типах термальных вод имеет различный генезис, в термах I—IV типов его источники связаны, вероятно, с сульфидами, а в V сульфатная минерализация связана с древними осадочными образованиями.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН № 87 и Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009—2013 годы (ГК 16.740.11.0627).

ЛИТЕРАТУРА

- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н.** Азотные термы СССР. М., Геоминвод, 1968, 120 с.
- Басков Е.А., Климов Г.И.** Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1963, т. 101, с. 50—88.
- Басков Е.А., Суриков С.Н.** Гидротермы Земли. Л., Недра, 1989, 243 с.
- Вампилов В.Г., Корсак В.А.** Геохимия трещинно-жильных вод Западного Забайкалья // Рациональное использование и охрана подземных вод Бурятии. Улан-Удэ, БФ СО АН СССР, 1986, 120 с.
- Голубев В.А.** Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2007, 222 с.
- Гордиенко И.В.** История развития Земли. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2008, 293 с.
- Дриль С.И., Дубинина Е.О., Калмычков Г.В., Чуканова С.В., Сандимиров И.В., Владимиров Т.А., Склярова О.А., Иконникова Т.А.** Изотопная Sr—O—H систематика и генезис вод оз. Байкал и его притоков // Тезисы докладов 18-го симпозиума по геохимии изотопов. М., 2007, с. 88—89.
- Замана Л.В.** О происхождении сульфатного состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // ДАН, 2000а, т. 372, № 3, с. 361—363.
- Замана Л.В.** Фтор в азотных термах Забайкалья // Геология и геофизика, 2000б, т. 41 (11), с. 1575—1581.
- Замана Л.В.** Кальциевые минеральные равновесия азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия, 2000в, № 11, с. 1159—1164.
- Замана Л.В., Аскараров Ш.А., Борзенко С.В., Чудаев О.В., Брагин И.В.** Изотопы сульфидной и сульфатной серы в азотных термах Баунтовской группы (Байкальская рифтовая зона) // ДАН, 2010, т. 435, № 3, с. 369—371.
- Знаменский В.С., Носик Л.П.** Изотопный состав серы и генезис вулканогенных серных месторождений (Южные Курильские острова) // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая, 1981, № 10, с. 120—136.
- Карпов Г.С.** Современные гидротермы и ртутно-сурмяно-мышьяковое оруденение. М., Наука, 1988, 183 с.
- Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф.** Гидрогеология вулканогенов. СПб., Наука, 2010, 395 с.
- Крайнов С.Р.** Геохимия редких элементов в подземных водах. М., Недра, 1973, 296 с.
- Куц Л.В.** Геохимия и условия формирования редкометалльных метасоматитов в зонах Бирюсинского и Даванского разломов (юг Сибирской платформы): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, 2010, 20 с.
- Ломоносов И.С.** Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1974, 168 с.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.** Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2009, 316 с.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П.** Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // ДАН, 2010, т. 433, № 5, с. 1—6.
- Намсараев Б.Б., Хахинов В.В., Гармаев Е.Ж., Бархутова Д.Д., Намсараев З.Б., Плюснин А.М.** Водные системы Баргузинской котловины. Улан-Удэ, БГУ, 2007, 152 с.
- Набоко С.И., Пилипенко Г.Ф., Виноградов В.И.** Первые данные по изотопному составу серы в гидротермах Узона // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, Наука, 1974, с. 189—191.
- Оргильянов А.И., Крюкова И.Г., Бадминов П.С., Ганчимэг Д.** Сравнительная характеристика изотопного состава термальных вод Байкальской рифтовой зоны и смежных сводовых поднятий // Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Иркутск, Изд-во ООО «Географ», 2012, с. 218—221.
- Пилипенко Г.Ф., Разина А.А., Фазлуллин С.М.** Гидротермы кальдеры Ксудач // Вулканология и сейсмология, 2001, № 6, с. 1—15.

- Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Павлова С.Е., Лепин В.С.** Изотопные исследования минеральных вод Монголии // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (1), с. 94—102.
- Пиннекер Е.В., Попов А.М., Шпынев Е.Б.** О глубине проникновения поверхностных вод в земную кору (на примере Прибайкалья) // ДАН, 1998, т. 359, № 3, с. 397—400.
- Писарский Б.И.** Новые данные о подземном стоке в озеро Байкал // Тез. докл. Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, с. 25—27.
- Плюснин А.М., Гунин В.И.** Природные гидрогеологические системы, формирование химического состава и реакция на техногенное воздействие (на примере Забайкалья). Улан-Удэ, БНЦ СО РАН, 2001, 137 с.
- Плюснин А.М., Суздальницкий А.П., Адушинов А.А., Миронов А.Г.** Особенности формирования травертинов из углекислых и азотных термальных вод в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (4), с. 564—570.
- Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф.** Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия, № 10, 2008, с. 1063—1072.
- Плюснин А.М., Чернявский М.К., Перязева Е.Г., Звонцов И.В.** Ресурсы, химический и изотопный состав азотных термальных вод Байкальского рифта // Материалы симпозиума, посвященного памяти Н.А. Логачева «Кайнозойский континентальный рифтогенез», Иркутск, т. 2, 2010, с. 32—40.
- Плюснин Г.С., Ломоносов И.С., Посохов В.Ф.** К проблеме генезиса современных гидротерм по данным анализа изотопных пар ($^7\text{Li}/^6\text{Li}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) // ДАН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 481—484.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстухин И.Н., Козловцева С.В., Кононов В.И., Хуторский М.Д.** Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР, 1992, № 10, с. 18—33.
- Поляк Г.Б., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л.** Изотопный состав воды гидротерм Чукотки // Литология и полезные ископаемые, 2008, т. 43, № 5, с. 480—504.
- Посохов В.Ф., Утина Е.Д., Посохова В.Л., Братчикова Е.В.** Информационная записка к договору «Рубидий-стронциевое датирование гранитоидных комплексов Байкальской горной области». Улан-Удэ, 2000, 25 с.
- Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Середкина А.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Папкина А.А.** Землетрясение 6 января 2006 г. ($M_w = 4.5$): редкий случай проявления сейсмической активности в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1430—1444.
- Таран Ю.А.** Геохимия геотермальных газов. М., Наука, 1988, 167 с.
- Толстухин И.Н., Каменский И.Л.** О возможности определения возраста подземной воды тритий-гелий (3) методом // Геохимия, 1969, № 8, с. 1027—1029.
- Ферронский В.И., Дубинчук В.Т., Поляков В.А., Селецкий Ю.Б., Купцов В.М., Якубовский А.В.** Природные изотопы гидросферы. М., Недра, 1975, 280 с.
- Флоренсов Н.А.** Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Наука, 1960, 258 с.
- Чудаев О.В.** Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток, Дальнаука, 2003, 216 с.
- Шварцев С.Л.** О некоторых вопросах эволюции объема и состава подземных инфильтрационных вод в алюмосиликатных породах // Геохимия, 1975, № 6, с. 905—917.
- Шварцев С.Л.** Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика, 1991 (12), с. 16—50.
- Шварцев С.Л.** Рудогенерирующие процессы в эволюционном развитии системы вода—порода // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 3, с. 261—270.
- Шварцев С.Л.** Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд., исправл. и доп. М., Недра, 1998, 366 с.
- Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е.** Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода—порода. В 5 томах. Том 2: Система вода—порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2007, 389 с.
- Allen D.M., Grasp S.E., Voormeij D.A.** Determining the circulation depth of thermal spring in the southern Rocky Mountain Trench, south-eastern British Columbia, Canada, using geochemistry and borehole temperature logs // Hydrogeol. J., 2006, J.14 (1-2), p. 159—172.
- Chiocchini U., Castaldi F., Barbieri M., Eulilli V.** A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal spring, and their recharge areas, in Cimini Mountains-Viterbo areas, central Italy // Hydrol. J., 2010, v. 18, № 6, p. 1319—1342.
- Clayton R.N.** The origin of saline formation waters. 1. Isotopic composition // J. Geophys. Res., 1966, v. 71, № 16, p. 3869—3882.

Gallois R. The formation of the hot springs at Bath Spa, UK // *Geol. Mag.*, 2007, v. 144, № 4, p. 741—747.

Gemici U., Filiz S. Hydrochemistry of the Cesme geothermal area in western Turkey // *J. Volcanol. Geother. Res.*, 2001, v. 110, p. 171—187.

Grasby S.E., Hutcheon I., Krouse H.R. The influence of water-rock interaction on the chemistry of thermal springs in Western Canada // *Appl. Geochem.*, 2000, v. 15, № 4, p. 439—454.

Helvachi C. Hydrogeochemical and hydrogeological integration of thermal waters in the Emet area (Kutahya, Turkey) // *Appl. Geochem.*, 2004, № 1, p. 105—118.

Kiryukhin A.V., Xu T., Pruess K., Apps J., Slotsov I. Thermal-hydrodynamic-chemical modeling based on geothermal field data // *Geothermics*, 2004, v. 33, № 3, p. 349—381.

Michard G. Behavior of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot water from granitic areas // *Chem. Geol.*, 1990, v. 89, p. 117—134.

Minissale A., Magro G., Tassi F., Verrucchi C. Origin and circulation patterns of deep and shallow hydrothermal fluids in the Mt. Amiata geothermal region (central Italy) // *Proc. 8th Int. Symp. Water-Rock Inter.* Rotterdam, Balkema, 1995, p. 523—528.

Person M., Banerjee A., Hofstra A., Sweetkind D., Gao Y. Hydrologic models of modern and fossil geothermal systems in the Great Basin: genetic implications for epithermal Au-Ag and Carlin-type gold deposits // *Geosphere*, 2008, v. 4, № 5, p. 888—917.

Piscopo V., Barbieri M., Monetti V., Pagano G., Pistoni S., Ruggi E., Stanzione B. Hydrogeology of thermal waters in Viterbo area, central Italy // *Hydrogeol. J.*, 2006, № 8, p. 1508—1521.

Seelig U., Bucher K. Halogens in water from the crystalline basement of the Gotthard rail base tunnel (central Alps) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, № 9, p. 2581—2595.

Yum B.W. Movement and hydrogeochemistry of thermal waters in granite at Gosuns, Republic of Korea // *Proc. 8th Int. Symp. Water-Rock Inter.* Rotterdam, Balkema, 1995, p. 401—404.

*Рекомендована к печати 23 ноября 2012 г.
Г.Н. Аношиньм*

*Поступила в редакцию 5 октября 2011 г.,
после доработки — 1 октября 2012 г.*