

НИЖНЕ-ЩАПИНСКИЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ (КАМЧАТКА), КАК ПРИМЕР МАГНИЕВЫХ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД

© 2023 Н.А. Малик¹, Ю.А. Таран¹, И.Ю. Свирид¹, А.Р. Цховребова²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, 683006;
e-mail: maliknataliya@mail.ru

²Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия, 119991

Поступила в редакцию 31.05.2023 г.; после доработки 24.10.2023 г.; принята в печать 25.12.2023 г.

Представлены результаты гидрохимических исследований Нижне-Щапинских (Кипелых) углекислых термальных (39 °С) источников в 2021 г. Источники разгружаются в пределах Щапинского грабена вблизи действующего вулкана Кизимен. Результаты включают макро- и микрокомпонентный состав, изотопный состав воды источников, некоторых компонентов свободных газов и растворенного стронция. Обсуждение результатов проводится с привлечением ранее опубликованных и фондовых данных, с учетом геолого-структурной позиции района, взаимодействия вода-порода, а также с помощью простых термохимических расчётов с целью объяснения редкого, но характерного для химического состава некоторых углекислых вод преобладания магния над кальцием. Показано, что воды Нижне-Щапинских источников формируются как результат смешения двух составляющих: более глубокой и более нагретой хлоридно-натриевой воды и более поверхностной, менее нагретой воды состава $Mg-Ca-HCO_3^-$, сформированной за счет взаимодействия с карбонатсодержащими породами и CO_2 магматического происхождения.

Ключевые слова: углекислые термальные воды, взаимодействие вода-порода, Щапинский грабен, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

В одном из уникальных в геолого-структурном отношении районе Камчатки — Щапинском грабене (ШГ), расположенном на сочленении Центральной Камчатской депрессии и Восточного хребта, к северу и западу от действующего вулкана Кизимен (рис. 1), расположено 7 групп термальных источников: Нижне-Щапинские (НЩ), или Кипелые, группа на р. Узкой, Заречная и Поперечная группы, Верхне-Щапинские (ВЩ), или Тумрокские, а также Беловские и Больше-Иульские (БИ)¹. По химическому составу воды этих источников в основном относятся к двум

типам: (1) гидрокарбонатным натриево-магниевым (НЩ, на р. Узкой, Заречные и Поперечные, БИ) с температурой 24–39 °С и минерализацией 0.7–2.5 г/л и (2) хлоридно-натриевым (ВЩ, Беловские) с температурой 52–66 °С и минерализацией 4–5.6 г/л.

Гидрокарбонатно-магниевые воды являются редкими не только для Камчатки, но и в мире. Согласно данным по гидрохимии термальных вод Камчатки (Трухин, 2003), для большинства составов вод соблюдаются правила: $Na^+ > K^+$ и $Ca^{2+} > Mg^{2+}$. Однако, несколько случаев выпадают из этого правила, причем достаточно закономерно. Все воды с $Mg > Ca$ относятся к углекислым, с содержанием гидрокарбонат-иона от 600 мг/л и выше, с максимальными температурами не выше 42 °С и с обильным выделением свободного CO_2 (более 95 об. %). К наиболее изученным термальным источникам такого типа на Камчатке, кроме НЩ, относятся Карымские (42 °С), Нижне-Дзэндзурские (41 °С), Аарские (40 °С).

¹ Некоторые исследователи относят к источникам этого района также холодные (11 °С) минеральные Верхне-Беловские источники, отличающиеся как по составу (кислые сульфатно-кальциевые), так и по геологической приуроченности (связаны не с разломами ШГ, а с зоной пород кислотного выщелачивания)

Гидрокарбонатно-магниево-сульфатные воды ЩГ выделяются также тем, что имеют необычно низкие концентрации сульфат-иона (1–4 мг/л), что также характерно для Нижне-Дзендзурских источников (Комкова, 1983; Пашкевич, Середкин, 2015). Карымские источники, наоборот, имеют сравнительно высокие концентрации SO_4^{2+} , до 700 мг/л (Вакин, Пилипенко, 1998; Taran et al., 2017). Примером подобных вод в других регионах мира могут быть многочисленные холодные источники, разгружающиеся у подножья вулкана Этна на о. Сицилия (Aurpa et al., 2003).

Впервые НЩ источники были подробно описаны в 1908–1909 гг. В.Н. Лебедевым (Лебедев, 1918), участником экспедиции Русского географического общества Ф.П. Рябушинского. Б.И. Пийп (1937) обобщил и дополнил эти материалы. Детальные исследования термоявлений ЩГ были проведены в 1979–1980 гг. Т.П. Кирсановой и Л.М. Юровой (1982, 1988). Результаты этих исследований представлены только в отчете (Термальные..., 1986)². Таким образом, за последние 40 лет нет опубликованных работ об источниках района ЩГ, включая НЩ, за исключением сообщения о ВЩ источниках (Калачева, Кузьмина, 2009).

В настоящей статье приводятся новые гидрохимические данные, полученные нами в результате полевых работ на НЩ источниках в 2021 г., включающие микроэлементный состав, изотопный состав углерода CO_2 и растворенного стронция. Целью работы является обработка всех имеющихся данных по гидрохимии и изотопной геохимии НЩ источников в терминах взаимодействия вода-порода и геотермометрии. Была сделана попытка объяснить возможные механизмы формирования НЩ источников, в частности высокие концентрации магния в НЩ и подобных термальных и холодных водах.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Геологическое строение ЩГ и его обрамлений описано в работах (Шанцер, 1968; Шанцер, Краевая, 1980). На основе этих работ, а также фондовых материалов, дешифрования аэро- и космических снимков в (Термальные..., 1986)² приведено детальное описание геологического строения и истории геологического развития района, составлена схема разрывных нарушений и построены разрезы через ЩГ.

НЩ источники, как и остальные шесть групп источников расположены на дне и бортах грабена

реки Левая Щапина (рис. 1), который является северо-восточной частью 100-километрового ЩГ, приуроченного к зоне сочленения двух крупнейших тектонических структур Камчатки — Центральной Камчатской депрессии и системы горст-антиклинальных поднятий Восточного хребта. Грабен р. Левая Щапина простирается на северо-восток на 60 км, ширина дна колеблется от 3–4 до 10–11 км. Все термальные источники находятся в пределах участка грабена длиной около 30 км и приурочены к серии молодых ступенчатых сбросов и оперяющих их малоамплитудных разломов и трещин².

На западе и северо-западе грабен ограничен горст-антиклинальными поднятиями Асхачного увала (рис. 1) и г. Николка³, сложенными породами щапинской (N_2^1) и тумрокской свит (N_2^2 – Q_1). Ограничивающие грабен с востока и юго-востока хребты Валагинский³ и Тумрок (рис. 1), помимо указанных пород, сложены мел-палеогеновыми образованиями и четвертичными вулканитами. В нижней части видимого разреза наблюдается переслаивание меловых ультраосновных субвулканических пород с пикритами, пикритовыми базальтами и грубообломочными туфами. Палеогеновые отложения представлены пачкой темных зеленовато-серых туфов андезитового состава с линзами кремнистых туфов, сменяющихся в верхней части разреза терригенной толщей с преобладанием песчаников и алевролитов с конкрециями (до 1.5 м) пелитоморфных известняков и известковистых песчаников. На мел-палеогеновые породы несогласно ложатся породы нижнеплиоценовой щапинской свиты, которые в нижней части представлены прибрежно-морскими песчаниками, а выше отмечается переход через терригенные угленосные фации к вулканогенной группе фаций. В средней части разреза щапинской свиты пирокластическая толща сменяется эффузивной, сложенной лавами базальтового и андезит-базальтового состава.

Дно ЩГ сложено осадочными отложениями (морены, аллювиальные и др.) и вулканическими породами позднелайстоцен-голоценового возраста. Незначительные выходы пород тумрокского и иультского комплексов вскрыты лишь на периферии грабена, более древние породы нигде в пределах грабена не обнажаются.

На середину верхнего плейстоцена приходится начало последнего пароксизма базальтового вулканизма; эруптивные центры этого возраста известны как в окрестностях, так и в пределах ЩГ (Мелекесцев, 1980). Предполагается,

² Кирсанова Т.П., Юрова Л.М. Термальные воды Щапинского грабена — их геохимические особенности и геотермальные ресурсы. Отчет. Фонды ИВиС РАН, 1986. 239 с.

³ Общегеографическая карта Камчатского края масштаба 1:1000000. Федеральное агентство геодезии и картографии Министерства транспорта РФ по Камчатскому краю. 2007.

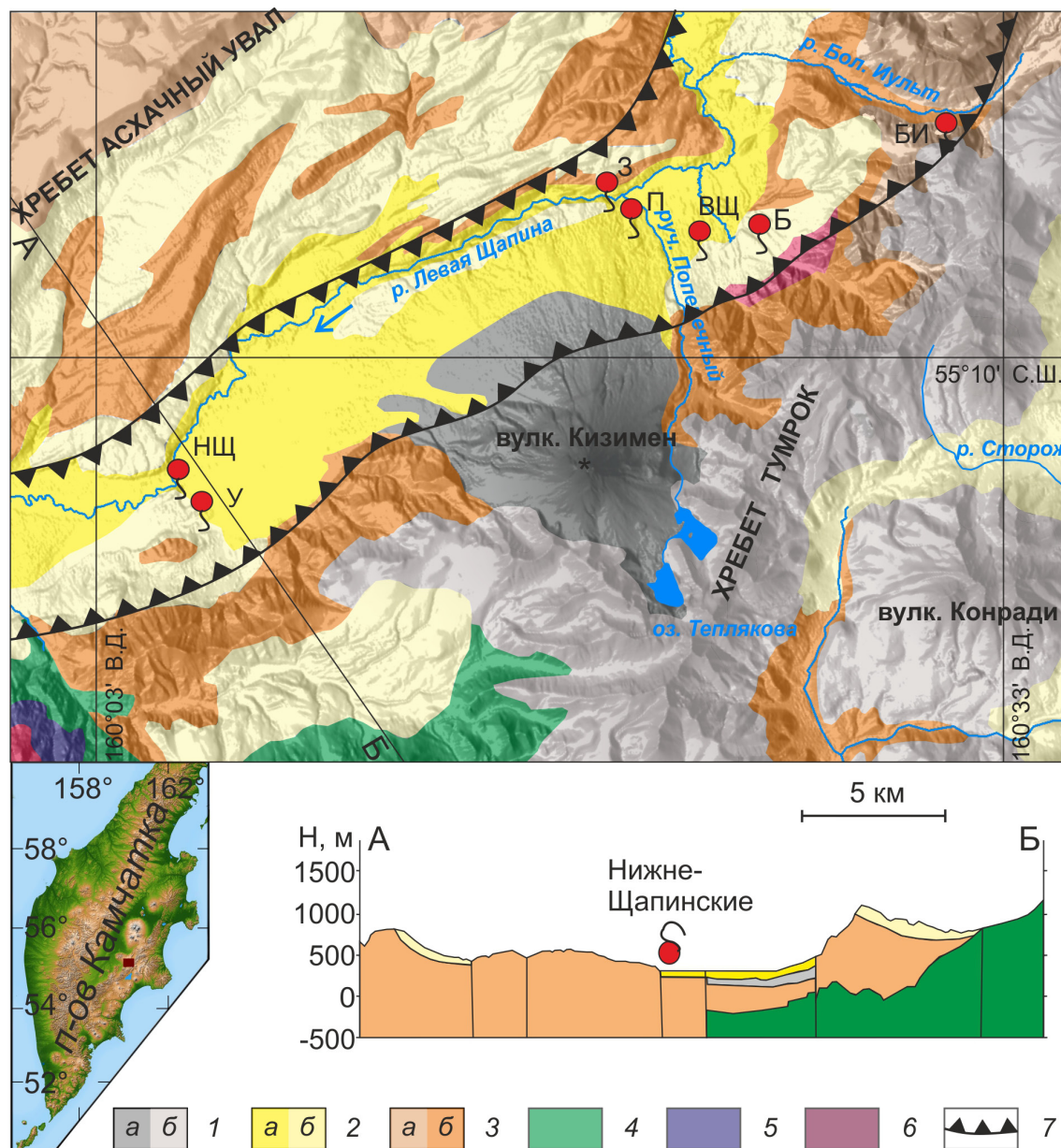


Рис. 1. Упрощенный фрагмент Государственной геологической карты масштаба 1:200000, лист N-57-XI (Сляднев, 1986), с нанесенными термальными источниками (НЩ — Нижне-Щапинские, ВЩ — Верхне-Щапинские, Б — Беловские, 3 — Заречные, П — Поперечные, БИ — Больше-Иультские, У — источники на р. Узкой). А-Б — фрагмент разреза из (Термальные..., 1986)², модифицирован в соответствии с картой. Горизонтальный масштаб относится к карте и к разрезу. 1 — четвертичные вулканогенные породы: а — продукты извержений вулк. Кизимен, б — другие; 2 — осадочные отложения: голоценовые аллювиальные, пролювиальные, озерные, озерно-болотные (а), верхнеплейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые отложения (б); 3 — неогеновые вулканогенные породы Тумрокской (а) и Щапинской свит (б); 4 — верхнемеловые вулканогенные породы Попутновской толщи; 5 — верхнемеловые гипербазиты; 6 — миоценовые интрузии сложного состава; 7 — схематичные границы Щапинского грабена. Вертикальными линиями на разрезе показаны наиболее выраженные в рельефе разломы.

Fig. 1. Simplified fragment of the State Geological Map (sheet N-57-XI) at a scale of 1:200000 (Slyadnev, 1986) with added thermal springs (НЩ — Nizhne-Shchapinskii, ВЩ — Verkhne-Shchapinskii, Б — Belovskii, 3 — Zarechnye, П — Poperechnye, БИ — Bol'she-Iul'tskie, У — springs on the Uzkoia river). A-B is a fragment of the section from the (Термальные..., 1986)², modified to the map. Horizontal scale refers to the map and to the section. 1 — Quaternary volcanic rocks: products of Kizimen volcano eruptions (а), other (б); 2 — sedimentary deposits: Holocene alluvial, proluvial, lacustrine, lacustrine-marshy deposits (а), Upper Pleistocene glacial and water-glacial deposits (б); 3 — Neogene volcanogenic rocks of the Tumrok (а) and Shchapinskaya formations (б); 4 — Upper Cretaceous volcanogenic rocks of the Poputnovskaya Formation; 5 — Upper Cretaceous hyperbasites; 6 — Miocene intrusions of complex composition; 7 — approximate boundaries of the Shchapinsky graben. Vertical lines on the section show the most pronounced faults in the relief.

что это внедрение высокотемпературной базальтовой магмы может быть главным источником теплового питания терм ЩГ.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В октябре 2021 г. в результате детальных полевых исследований НЩ термальных источников были измерены температуры воды источников и бассейнов, почвы в воронках с сухими выходами газа. Расходы термальных ручьев были измерены поплавковым методом. Вдоль берегов были обнаружены участки просачивания термальной воды, видимые по подтекам рыжих глиноподобных осадков, и участки скрытой разгрузки, в виде выходов спонтанных газов в русле реки. Измерить расход реки Левая Шапина в это время года не удалось из-за большой глубины и бурного течения, что не позволило оценить общий расход НЩ источников.

Были отобраны пробы свободного газа источников, воды термальных и холодных источников на анализы макро- и микрокомпонентного состава, а также изотопного состава воды и стронция. Пробы на анализ микрокомпонентов подкислялись на месте азотной кислотой.

Макрокомпонентный состав воды определялся в Аналитическом центре (АЦ) Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН методами мокрой химии и ионной хроматографии, изотопный состав воды — в Институте геологии Национального университета Мексики (UNAM), изотопный состав углерода (CO_2 в газе) — в Геологическом институте (ГИН) РАН, Москва. Состав свободного газа анализировался методом газовой хроматографии в АЦ ИВиС ДВО РАН (Хроматек-Кристалл-5000.2) и Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) (Хроматек-Кристалл-5000). Микроэлементный состав воды был определен методом ICP-MS в UNAM.

Изотопный состав растворенного стронция определяли в Институте геохимии и аналитической химии РАН на масс-спектрометре Triton TE. Хроматографическое выделение стронция из водных растворов проводили на микроколонках 1×5 мм, заполненных смолой Sr-spec (Eichrom) в азотнокислой среде.

Была проведена съемка местности с использованием квадрокоптера для определения пространственного расположения термальных выходов.

НИЖНЕ-ЩАПИНСКИЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

НЩ термальные источники ($55^{\circ}08'10''$ с.ш., $160^{\circ}05'43''$ в.д.) находятся на обоих берегах

р. Левая Шапина и на острове между ними, на высоте 260 м н.у.м. на площади около $400 \times 60 \text{ м}^2$ (рис. 2, табл. 1). Приводится описание термопроявлений с запада на восток.

На правом берегу реки Левая Шапина на надпойменной террасе (3–4 м выше уровня реки) в пределах участка $\sim 30 \times 20 \text{ м}^2$ расположены: небольшие (25–30 см диаметром) воронки с выходами газа через воду или грязь ($T=16\text{--}18^{\circ}\text{C}$); ложбина ($3 \times 5 \text{ м}^2$) с мертвыми птицами, черепом медведя, рогами оленя, названная нами «Мини Долина смерти» (рис. 3а, б) с температурой почвы в углублениях диаметром 25–40 см — $27\text{--}32^{\circ}\text{C}$; холодное озерцо ($1 \times 1.5 \text{ м}^2$) глубиной ~ 0.5 м с температурой у дна, где выходит газ, 17.6°C . Из озерца были отобраны пробы воды и свободного газа (табл. 1, ХВ2).

С крутого склона террасы, на котором расположена «Мини Долина смерти», вытекает термальный ручей (34.4°C), где была отобрана проба воды (табл. 1, РТО). Ручей стекает в большое ($20 \times 10 \text{ м}^2$) термальное озеро с несколькими мощными выходами газов (рис. 3в), с воронками в местах их выходов глубиной около 2 м. Температура на глубине 1 м у берега 36°C , в грифонах у дна немного выше. Термальное озеро расположено примерно на уровне реки и соединяется с ней ручьем с расходом 30 ± 10 л/с. В озере были отобраны пробы воды и газа (табл. 1, ТО).

В 20–30 м выше по течению от термального озера, в русле реки у берега отмечены выходы газа из воронок в донных осадках.

На острове (рис. 2), на правом, свободном от растительности галечном берегу наблюдаются выходы газа и воды с $T=38.8^{\circ}\text{C}$ с отчетливым свистом, названные нами «Свистящие источники». Здесь были отобраны пробы газа (табл. 1, КО5). Восточнее, на небольшом возвышении (травертиновом куполе) находится интенсивно газифицирующий термальный источник в виде воронки диаметром ~ 40 см (рис. 3г). Здесь была измерена максимальная на тот момент (октябрь 2021 г.) для НЩ источников температура 39.3°C , были отобраны пробы воды и свободного газа (табл. 1, КО4). Между выходами на куполе и «Свистящими» вытекает дренирующий их термальный ручей, являющийся продолжением протоки со слабыми выходами газа с $T \leq 15^{\circ}\text{C}$. Расход ручья около 3 л/с, из него отобрана проба воды (табл. 1, КОР). Восточнее, в центре острова, в вытянутом вдоль острова понижении, типа протоки, отмечены слабые выходы газа с температурой до 28.6°C . Ближе к восточному берегу острова расположены газифицирующие источники с температурой до 34.4°C в ванночках размером 10–20 см на возвышении $4 \times 3 \text{ м}^2$, покрытом мхом. В 10 м от восточного берега острова отмечен природный термальный бассейн $1.5 \times 3 \text{ м}^2$, глубиной 1.2–1.5 м с температурой воды до 32.8°C .



Рис. 2. Ортофотоплан района Нижне-Щапинских источников, 8.10.2021 г. Кружками показаны объекты полевого обследования: выходы воды и/или газа, номера соответствуют табл. 1.

Fig. 2. Orthophotoplan of the Nizhne-Shchapinski springs, 8.10.2021. The circles show the field survey objects: water and/or gas outputs, the numbers correspond to numbers in table 1.

Таблица 1. Объекты Нижне-Щапинских источников

Table 1. The objects of the Nizhne-Shchapinski springs

№ (рис. 2)	Описание	№ пробы	T, °C	Отбор воды	Отбор газа
1	Участок на надпойменной террасе, где расположены:				
	— «Мини Долина смерти»		31.8		
	— холодное озерцо	ХВ2	17.6	+	+
	— выходы газа в небольших воронках		17.4		
-	ручей с террасы в Термальное озеро	РТО	34.4	+	
2	Термальное озеро	ТО	36	+	+
3	выходы газа в русле реки				
4	Свистящие источники	КО5	38.8		+
5	Выход воды и газа из воронки на куполе	КО4	39.3	+	+
-	ручей, дренирующий выходы 4 и 5	КОР		+	
6	Выходы газа и воды на возвышении, покрытом мхом		34.4		
7	Термальная природная ванна	КО1	32.8	+	
8	Основной бассейн или ванна Очаговая	КБ	39.1	+	+
9	Нарзан	КН	13.9	+	+
10	Ванна Скамеечная	КЛБ-3	36	+	
	Газлирующие термальные лужи		34.5		
11	Термальное болото		22		

Из него была отобран проба воды (табл. 1, КО1). Края бассейна заболоченные, подвижные, при нажатии на них вода сочится наружу; видимо, они сформированы из термальных осадков, закрепленных растительностью. Из-под левого берега острова заметно просачивание термальной воды по подтекам рыжих глиноподобных осадков; температура воды в этих местах под берегом 26–28 °С.

Левобережная группа источников (рис. 2) расположена на левом низинном берегу реки. В 50 м от берега рядом с деревянным домом находится основной бассейн размером 4×7 м², глубиной до 1.5 м. Судя по описаниям в (Термальные..., 1986)², это ванна Очаговая, искусственно углубленная. Со дна бассейна происходит интенсивное выделение газа, температура в грунте в местах выхода газа до 39.1 °С, в бассейне Т=36.2 °С.



Рис. 3. «Мини Долина смерти» — сухие выходы CO₂ на термальной площадке (а, б); термальное озеро на правом берегу р. Левая Щапина (в); отбор газа из источника на травертиновом куполе (табл. 1, 2, «КО4») с температурой воды 39.3 °С на острове 9.10.2021 г. (г).

Fig. 3. «Mini Valley of death» — dry CO₂ vents at the thermal site (а, б), thermal lake on the right bank of the Levaya Shchapina river (в), gas sampling from the thermal spring on the travertine dome (table 1, 2, «КО4») with a temperature of 39.3 °С on the island 9.10.2021 (г).

Здесь были отобраны пробы воды и газа (табл. 1, КБ). Из ванны прорыт сток в реку; его расход, измеренный в октябре 2021 г., составил 2.2–2.5 л/с, в 1980 г. — 3.7 л/с. В 15 м от бассейна в сторону реки расположена ванна 0.5×1 м² глубиной 0.5 м с прохладной водой (13.9 °С), так называемый нарзан. Тут были отобраны пробы воды и газа (табл. 1, КН). В ~70 м на восток-северо-восток от основного бассейна находится второй бассейн неправильной формы ~3×4 м² глубиной более 1 м и температурой на глубине ~1 м 36 °С, где была отобрана проба воды (табл. 1, КЛБЗ). По описаниям Т.П. Кирсановой и Л.М. Юровой², это ванна Скамеечная, также искусственно углубленная, но упомянутого в отчете стока из ванны мы не обнаружили. В 5–7 м севернее находятся термальные (34.5 °С) газифицирующие бессточные лужи, а дальше на северо-восток на расстоянии ~100 м — термальное болото со слабыми выходами газа с температурой до 22 °С.

Таким образом, максимально измеренная температура НШ источников составила 39.3 °С на острове. Примерно такая же температура около 39 °С измерена в ванне у дна левобережной группы и в грифонах озера правобережной группы. Все высокотемпературные выходы левобережной, правобережной групп и острова лежат на одной линии северо-восточного простирания (рис. 2), вероятно, трассирующей разрывное нарушение (активный разлом/трещину), контролирующее выход термальных вод на поверхность. Протяженность участка с термопроявлениями вдоль разлома около 400 м, вкрест — около 60 м. Ориентация этой линии совпадает с общим простиранием Щапинского грабена в этом месте (рис. 1).

Сравнивая описания НШ источников, сделанных В.Н. Лебедевым в 1909 г. (Пийп, 1937), Т.П. Кирсановой и Л.М. Юровой в 1979–80 гг.² и нами в 2021 г., можно заключить, что значительные изменения произошли в правобережной группе. Описания выходов на острове у Б.И. Пийпа (1937) нет, а в (Термальные..., 1986)² упомянуты выходы из гальки на правом берегу острова с температурой 35 °С. Видимо, за несколько десятилетий произошли изменения русла реки в этом месте: подмыв правого берега и образование острова. Об изменениях в правобережной группе (размыв травертиновых куполов и др.) в результате смещения русла р. Левая Щапина к западному борту указано в (Термальные..., 1986)².

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Химический и изотопный состав свободных газов. Свободный газ был отобран из шести источников (табл. 2). Газы пяти выходов имеют углекислый состав, концентрация CO₂ составляет 94.5–96.6 % или 97–99 % после вычета воздуха с соотношениями N₂/O₂ как в растворенном воздухе при температуре отбора (здесь и далее речь идет об объемных процентах). Газ из озера на правом берегу (табл. 1, ХВ2) имеет азотно-углекислый состав, с содержанием азота (после вычета воздуха) 13 %, CO₂ — 86 %. Концентрации метана весьма низкие, ниже 0.1 %. Отношение N₂/Ar в единственной пробе, где аргон определялся, после вычета воздуха оказалось равным 389, что указывает на присутствие в газе не атмосферного азота.

Общее газосодержание воды НШ источников можно оценить по концентрации азота,

Таблица 2. Состав свободных газов Нижне-Щапинских источников, об. %. Изотопный состав C-CO₂ в промилле относительно стандарта V-PDB

Table 2. Composition of free gases of the Nizhne-Shchapinski springs, vol. %. Isotopic composition of C-CO₂ in ppm relative to V-PDB standard

Проба	ХВ2	ТО	КО4	КО5	КБ	КН
T, °C	17.6	>36	39.3	38.8	39.1	13.9
He	0.00089	0.00053	0.000623	0.000243	0.00094	0.00008
H ₂	н.п.о.	0.00078	0.00023	0.00053	0.00073	н.п.о.
N ₂	13.13	2.88	1.54	1.07	0.86	1.56
Ar	н.о.	0.0074	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CO ₂	86.4	97.0	98.4	98.9	99.1	98.4
CH ₄	-	0.086	0.04	0.028	0.005	0.0085
CH ₄ /C ₂₊	-	892	1552	1276	834	1050
δ ¹³ C-CO ₂	-9.9	-10.4	-10.5	-10.6	-10.2	-9.7

Примечание. Концентрации He, H₂, N₂ и Ar скорректированы с учетом содержания воздуха. н.п.о. — ниже порога определения, н.о. — не определялось. C₂₊ — сумма углеводородов тяжелее метана.

Note. Concentrations of He, H₂, N₂ and Ar corrected for air. Н.п.о. — below detection threshold, н.о. — not analyzed. C₂₊ — sum of hydrocarbons heavier than methane.

пользуясь соотношениями, предложенными в работе (Taran, 2005). При концентрации азота в среднем около 1.5 %, газосодержание (отношение газ/вода) оценивается в интервале 1–2 л/л, или 0.05–0.1 моль/кг.

Изотопный состав углерода CO_2 в пробах свободного газа варьирует от –9.7‰ в свободном газе нарзана (13.9 °C) до –10.6‰ в пробах газа острова (38.8–39.3 °C). В целом, чем выше температура, тем легче изотопный состав углерода CO_2 (табл. 2). Изотопный состав углерода CO_2 немного легче мантийного (5–8‰ (Хефс, 1983)). Может быть, по крайней мере, два возможных объяснения изотопного облегчения CO_2 по сравнению с магматическим (мантийным) CO_2 . Во-первых, возможно смешение магматического CO_2 с CO_2 , образованным за счет окисления захороненного осадочного органического вещества (Галимов, 1968). Однако очень низкие концентрации метана в газах свидетельствуют об отсутствии такого механизма. Во-вторых, что более вероятно, это результат изотопного фракционирования между растворенными карбонатными формами (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) и свободным газом. Механизм такого фракционирования достаточно сложен, он включает как равновесные, так и кинетические эффекты, этому процессу посвящено много экспериментальных и теоретических работ (Zeebe, 2014 и ссылки в этой работе). В простейшем случае равновесного фракционирования, экспериментально изученного еще полвека назад (Mook et al., 1974), при температурах ниже 100 °C свободный CO_2 изотопно легче, чем гидрокарбонат, остающийся в растворе, примерно на 6‰ при температуре 40 °C (Mook et al., 1974). Принимая во внимание, что концентрации HCO_3^- в воде НЩ источников достигают 2 г/л (около 0.03 моль/кг), а отношение газ/вода оценено выше в интервале 0.05–0.1 моль/кг, изотопный состав общего CO_2 (раствор + свободный газ) может быть близок к значениям, определяемым для магматического (мантийного) CO_2 . Чтобы удостовериться в этом, необходимо измерить изотопный состав общего растворенного неорганического углерода (DIC).

Изотопный состав гелия, $^3\text{He}/^4\text{He}$, в газе НЩ источников составляет по данным, приведенным в работе (Рожков, Верховский, 1990) 4.5Ra (где Ra — это отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в воздухе, равно 1.4×10^{-6}). Это значение ниже мантийного (8 ± 1) Ra (Farley, Neroda, 1998) и близко к среднему значению для термальных источников востока Камчатки (Taran, 2009). Величина $\text{CO}_2/^3\text{He}$, рассчитанная для отобранных газов НЩ источников, примерно равна 2×10^{10} , — типичное значение для островодужных газов, показывающее, что CO_2 и He имеют общий магматический источник (Hilton et al., 2002).

Химический состав вод. Макрокомпоненты.

Все опробованные нами выходы, ванны, лужи термальных и холодных НЩ вод относятся к гидрокарбонатным натриево-магниевым водам (табл. 3), нейтральным (pH~7), с минерализацией 2.4–3.2 г/л. Кроме высокого содержания магния (до 238 мг/л, 45–50 мг-экв % в катионной части), их особенностью являются очень низкие концентрации сульфат-иона: 1–4 мг/л в горячих (выше 30 °C) выходах, до 13 мг/л в холодных (ниже 18 °C) и высокие, до 2100 мг/л, концентрации гидрокарбонат-иона. Содержание бора в воде горячих источников достигает 16 мг/л.

На треугольной диаграмме (рис. 4) показано, что относительные концентрации основных катионов в воде НЩ углекислых источников и источников Карымских и Нижне-Дзендзурских весьма близки и лежат чуть ниже (Нижне-Дзендзурские) или выше (НЩ и Карымские) линии, соответствующей 50 % Mg от суммы катионов. Точки составов других термальных вод Камчатки (Трухин, 2003) ложатся вдоль оси Na+K — Ca, ближе к углу Na+K (рис. 4). Как уже отмечалось во введении, термальные воды с высокими концентрациями магния и $\text{Mg} > \text{Ca}$ встречаются редко, если не считать так называемых, «береговых» источников, где происходит приповерхностное смешение термальных вод с морской водой, в которой, как известно, концентрация магния превышает 1250 мг/л (Kalacheva et al., 2015). Известно также, что характерной особенностью высокотемпературных гидротермальных систем являются очень низкие концентрации магния, которые контролируются равновесием гидротермального раствора с вторичными минералами при высоких температурах (Giggenbach, 1988). Иллюстрирует сказанное диаграмма зависимости $\log(\text{Na/K})$ от $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$ (рис. 5) (Giggenbach, 1988; Taran et al., 1998), на которой приведены данные для всех наиболее минерализованных источников ШГ², а также наши данные для НЩ источников. Хорошо видно, что точки для НЩ источников ложатся в область составов вод, далеких от равновесия с породой. Самыми неравновесными являются воды кислых сульфатных Верхне-Беловских источников, а более нагретые хлоридно-натриевые воды ВЩ и Беловских источников показывают составы, близкие к водам, частично уравновешенными с породой. Здесь следует отметить, что под «породой» в работе (Giggenbach, 1988) принималась смесь вторичных минералов: альбит, К-шпат, мусковит, хлорит и халцедон. Эти минералы — типичные продукты гидротермальных изменений вулканических (магматических) пород. Как правило, вмещающие породы геотермальных систем вулканических областей, главным образом, вулканические (интрузивные), и поэтому

Таблица 3. Химический (мг/л) и изотопный (δD и $\delta^{18}O$, ‰ V-SMOW) состав Нижне-Щапинских термальных источников и воды р. Левая Щапина
Table 3. Chemical (mg/l) and isotopic (δD and $\delta^{18}O$, ‰ V-SMOW) composition of the Nizhne-Shchapinski thermal springs and water of the Levaya Schapina River

Место	Правый берег				Остров				Левый берег				р. Левая Щапина		
	ХВ2	ТО	РТО	КОР	КО4	КО1	КБ	КН	КЛБЗ	верх	низ пр.	низ лев.			
Т, °С	17.6	>36	34.4	38.8	39.3	32.8	39.1	13.9	>36						
pH	6.7	6.74	6.8	7.27	6.78	6.87	6.96	6.83	7.02	7.38	7.48	7.11			
HCO ₃ ⁻	1751	1893	1794	1849	1940	1574	2024	2061	2041	104	116	114			
Cl ⁻	199	177	187	213	203	149	221	188	231	12.1	9.93	11.4			
SO ₄ ²⁻	4.8	2.9	1	2.9	2.9	2.9	3.9	13.5	2.9	58	52	49			
Na ⁺	248	268	248	299	296	244	298	298	365	17.3	19.3	18.3			
K ⁺	32.6	33.0	29.8	36.1	37.3	30.8	37.6	37.6	37.7	2.58	2.92	2.62			
Ca ²⁺	104	98.9	98.0	111	118	93.1	129	136	125	21.8	25.0	24.6			
Mg ²⁺	176	196	178	209	219	173	238	229	216	12.1	14.1	13.5			
B	10.4	11.2	9.55	12.5	14.2	9.48	15.9	16.4	13.3	0.26	0.37	0.28			
SiO ₂	138	146	164	184	159	151	201	123	158	40.0	40.5	47.4			
Мин.	2650	2816	2680	2904	2975	2417	3153	3086	3176	267	279	280			
δD	-127	-130			-131		-126	-127	-129	-126					
δ ¹⁸ O	-16.4	-17.3			-17.7		-16.3	-16.5	-17	-17.2					

Примечание. Концентрации F<0.2 мг/л. Шифры проб и местоположение точек отбора см. в таблице 1 и рис. 2. Вода из р. Левая Щапина была отобрана выше по течению (верх) и ниже по течению термальных выходов на правом (низ пр.) и левом (низ лев.) берегах реки.

Note. Concentrations F<0.2 mg/l. See Table 1 and Figure 2 for sampling point codes and locations. Water from the Levaya Schapina River was sampled upstream and on the right and left banks downstream the river relative to the thermal springs.

подход В. Гиггенбаха и других авторов (Arnorsson, 1985; Fournier, Potter, 1979), основанный на термодинамических расчетах взаимодействия воды с типичными вторичными минералами, дает разумные результаты при оценке глубинных температур таких систем. В любом случае магний в заметных концентрациях появляется в растворе при достаточно низких (ниже 100 °C) температурах, когда алюмосиликаты и силикаты с магнием становятся неустойчивыми.

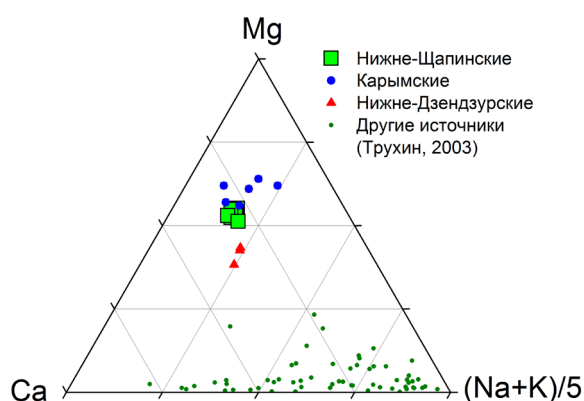


Рис. 4. Треугольная диаграмма относительных весовых концентраций основных катионов в воде Нижне-Щапинских источников. Для сравнения показаны составы Карымских (Taran et al., 2017) и Нижне-Дзэндзурских (Пашкевич, Середкин, 2016) источников, а также других термальных источников Камчатки (Трухин, 2003).

Fig. 4. Triangular diagram of the relative weight concentrations of main cations in the water of the Nizhne-Shchapinski springs. For comparison, the compositions of Karymski (Taran et al., 2017), Nizhne-Dzendzurski (Pashkevich, Seredkin, 2016) and other thermal springs of Kamchatka (Trukhin, 2003) are shown.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МАКРОКОМПОНЕНТАМИ; ЛИНИИ СМЕШЕНИЯ

Корреляционный анализ (рис. 6) выявил наличие прямых связей ($0.5 < R < 1$, где R — линейный коэффициент корреляции) между большинством компонентов за исключением SO_4^{2-} и SiO_2 . Все компоненты, за исключением SO_4^{2-} и SiO_2 , обнаруживают значимую корреляционную связь

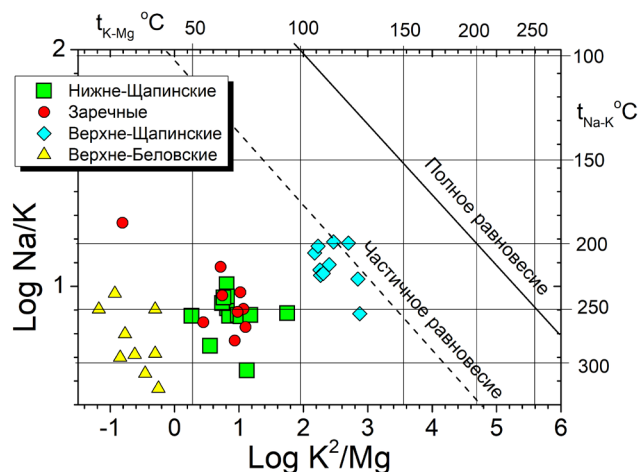


Рис. 5. Модифицированная диаграмма Гиггенбаха (Giggenbach, 1988) для термальных вод Щапинского грабена: Нижне-Щапинских (данные настоящей работы), Заречных, Верхне-Щапинских, Верхне-Беловских². Концентрации в мг/л.

Fig. 5. Modified Giggenbach diagram (Giggenbach, 1988) for thermal waters of the Shchapina graben: Nizhne-Shchapinski (data from this study), Zarechny, Verhne-Shchapinski, Verhne-Belovski². Concentrations in mg/l.

R	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	B	SiO ₂	Минер.	T, °C
HCO ₃ ⁻	1	0.70	0.43	0.77	0.84	0.88	0.89	0.86	0.11	0.97	0.03
Cl ⁻		1	-0.06	0.76	0.71	0.64	0.63	0.54	0.48	0.80	0.25
SO ₄ ²⁻			1	0.14	0.41	0.62	0.42	0.60	-0.56	0.33	-0.78
Na ⁺				1	0.83	0.74	0.72	0.64	0.20	0.86	0.27
K ⁺					1	0.91	0.93	0.92	0.21	0.91	0.08
Ca ²⁺						1	0.92	0.96	0.08	0.90	-0.18
Mg ²⁺							1	0.97	0.32	0.93	0.14
B								1	0.15	0.88	-0.08
SiO ₂									1	0.27	0.74
Минер.										1	0.15
T, °C											1

Значение R	Степень связи
от 0 до 0.3	очень слабая
от 0.3 до 0.5	слабая
от 0.5 до 0.7	средняя
от 0.7 до 0.9	высокая
от 0.9 до 1	очень высокая

Рис. 6. Корреляционная матрица между компонентами Нижне-Щапинских термальных вод, R — линейный коэффициент корреляции.

Fig. 6. Correlation matrix between components of Nizhne-Schapinsky thermal waters, R — linear correlation coefficient.

с общей минерализацией. Связь с температурой воды обнаружилась только для SiO_2 ($R=0.73$) и обратная — для SO_4^{2-} ($R=-0.78$). Эти компоненты имеют корреляцию только с температурой воды источника, что говорит о влиянии на них процессов в приповерхностных условиях и в очаге разгрузки.

Рассмотрим более подробно взаимоотношения между основными ионами — натрием, хлорид- и гидрокарбонат-ионами, а также бором (рис. 7). Вероятно существует единая хлоридно-натриевая компонента с весовым отношением хлорид/бор около 16 (рис. 7а), питающая в той или иной мере все источники ЩГ. Тем не менее, две линии смешения Cl-Na (рис. 7б), говорят о дополнительном, помимо хлоридно-натриевой, глубинной составляющей, источнике натрия в воде НЩ источников. Составы всех основных групп источников ЩГ можно ограничить в виде смеси главных компонентов: метеорной воды, воды ВЩ и Беловских источников, а также воды НЩ источников (рис. 7в).

Таким образом, можно говорить о бассейне термальных вод ЩГ, в котором наиболее глубин-

ные хлоридно-натриевые воды разгружаются в зоне сбросов северо-восточнее вулкана Кизимен (рис. 1), а по разломам юго-западного простирания вдоль грабена разгружаются смешанные углекислые источники (Поперечные, Заречные), вплоть до НЩ группы с максимальным содержанием гидрокарбоната и свободного CO_2 . Здесь на поверхность выходят углекислые воды специфического состава ($\text{Mg} > \text{Ca}$, $\text{SO}_4^{2-} < 5$ мг/л) с долей глубинного хлоридно-натриевого компонента чуть выше 10%, что оценивается по отношению концентрации хлорид-иона в НЩ и ВЩ источниках. Видимо, вода любого источника в пределах этого бассейна является смесью трех основных компонентов: метеорной воды, хлоридно-натриевой воды и воды гидрокарбонатно-магниевого (рис. 7в). Углы треугольника на этой диаграмме показывают предполагаемые концентрации компонентов смешения. Т.е. точка состава любого источника ЩГ (соотношение между хлоридом и гидрокарбонатом) будет лежать внутри этого треугольника. Интересно отметить, что составы (Cl^- - HCO_3^-) источников Поперечной и Заречной групп, находящихся в 2–3 км от ВЩ источников (рис. 1), в основном ложатся на линию смешения для НЩ источников, расположенных в 20 км на юго-запад.

Как уже отмечалось, основными особенностями вод НЩ источников являются высокие содержания магния с преобладанием магния над кальцием и чрезвычайно низкие концентрации сульфат-иона. Теми же особенностями характеризуются воды термальных Нижне-Дзедзурских источников, почти идентичные НЩ по составу и температуре (Комкова, 1983; Пашкевич, Середкин, 2016). Поведение сульфат-иона объяснить трудно, не зная точно особенностей геологического разреза этой части ЩГ, т.е. состава вмещающих пород резервуара, питающего источники. По нашему мнению, существуют, по крайней мере, две причины, приводящие к низким концентрациям сульфата в природных водах. Первая причина, достаточно

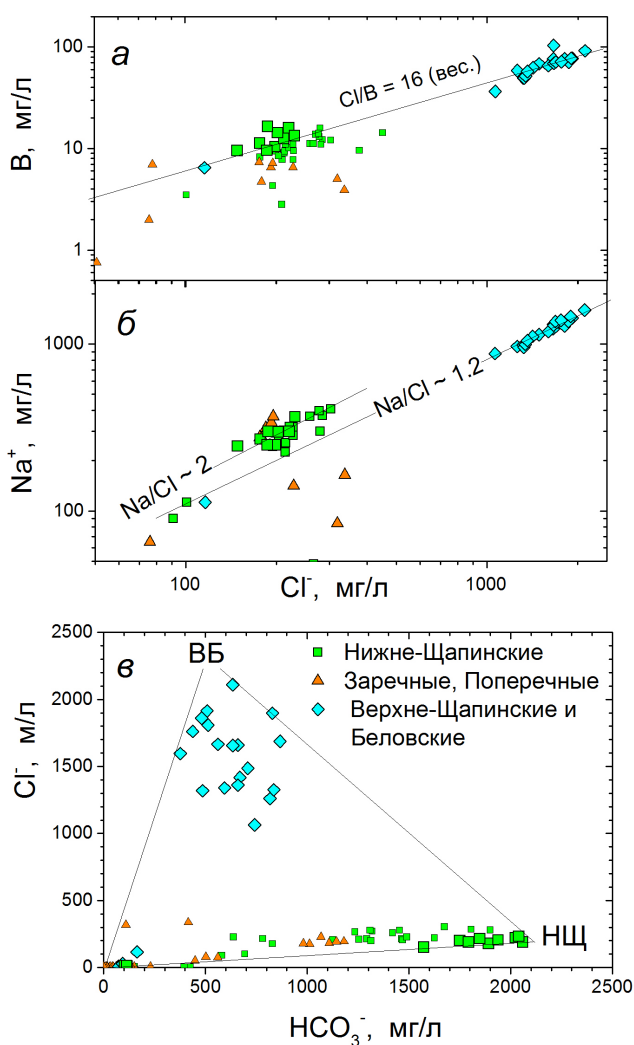


Рис. 7. Линии смешения бор-хлорид (а) и натрий-хлорид (на линиях показаны молярные отношения) (б); соотношение хлорид-гидрокарбонат для основных групп источников Щапинского грабена, треугольник ограничивает составы всех термальных вод грабена (в). Данные настоящей работы (крупные символы для Нижне-Щапинских источников), остальные из (Термаль'ные..., 1986)².

Fig. 7. Boron-chloride (a) and sodium-chloride (the lines show mole ratios) mixing lines (b); chloride-hydrocarbonate ratio for the main groups of springs of the Shchapinsky graben, the triangle limits the compositions of all thermal waters of the graben (c). Data from the present work (large symbols for Nizhne-Shchapinsky springs), others from the (Termal'nye..., 1986)².

часто реализуемая в природе, это восстановление сульфата органическим веществом или сульфат-редуцирующими бактериями. Почти бессульфатными часто бывают пластовые воды нефтяных и газовых месторождений (Крайнов и др., 2009). Примером таких вод на Камчатке могут быть скважинные воды нефтеносной Богачевской площади (Кудрявцева, 1973) и вода скважин Кеткинского геотермального месторождения с содержанием метана — 70 % в свободном газе (Taran et al., 2022). Однако почти все воды такого типа содержат растворенный или свободный сероводород. Второй причиной бессульфатности может быть отсутствие серо-содержащих минералов во вмещающих породах. Таким примером могут быть некоторые немногочисленные углекислые источники Кавказа, вода которых формируется в толщах карбонатных (доломитовых) пород (Лаврушин, 2012). Вторая причина наиболее вероятна для НЩ и Нижне-Дзендзурских вод.

Микрокомпоненты. Среди микрокомпонентов важную роль в оценке характера взаимодействий вода-порода играют редкие щелочи (Li, Rb, Cs) и щелочно-земельные Sr и Ba (Giggenbach, 1991; Taran et al., 2017). Знание концентраций алюминия и железа делает возможным оценку температур равновесий гидротермального раствора с набором гидротермальных минералов.

В работах (Giggenbach, 1991, 1997) для систематики редких щелочей в термальных водах предлагается треугольная диаграмма Li-4Rb-10Cs. Мы будем пользоваться диаграммой Li-10Rb-100Cs, поскольку концентрации цезия в наших водах очень низки (табл. 4, рис. 8а).

Главной особенностью воды НЩ и похожих по составу Нижне-Дзендзурских источников является очень низкие абсолютные и относительные концентрации цезия, что отличает их от Карымских источников и термальных вод Камчатки других типов (табл. 4, рис. 8а). С другой стороны, грунтовые гидрокарбонатные воды, формирующие свой состав за счет взаимодействия с базальтами постройки вулкана Этна, также значительно обеднены цезием. Поведение редких щелочей в термальных водах изучено недостаточно. Замечено, что отношение Na/Li иногда может служить геотермометром (Kharaka, Mariner, 1989). Про рубидий и цезий в высокотемпературных геотермальных флюидах известно, что они могут связываться глинистыми минералами и цеолитами (Giggenbach, 1991). Причина низких концентраций цезия в воде НЩ и Нижне-Дзендзурских источников неясна; это обстоятельство требует специальных исследований.

Точки на диаграмме относительных концентраций Ca, Sr и Ba, вместе с точками составов для других углекислых источников ложатся на тренд, примерно соединяющий области составов изверженных и карбонатных пород (рис. 8б).

Изотопный состав воды (δD , $\delta^{18}O$) Нижне-Щапинских источников. Изотопный состав кислорода и водорода в отобранных нами пробах воды источников и р. Левая Шапина показаны на диаграмме δD - $\delta^{18}O$ (рис. 9). Проведена также линия метеорных вод Крейга ($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$). А.Л. Чешко (1994) построил локальную (Камчатскую) линию метеорных вод примерно на 5% выше линии Крейга, но наши точки лежат ближе к глобальной линии. Все 6 точек составов

Таблица 4. Содержания некоторых микроэлементов и железа в воде Нижне-Щапинских, Карымских, Нижне-Дзендзурских источников (Камчатка) и в поверхностных холодных водах, разгружающихся у подножья вулкана Этна (Сицилия), мкг/л.

Table 4. Concentrations of some trace elements and Fe in the water of the Nizhne-Shchapinskie, Karymskie, Nizhne-Dzendzurskie springs (Kamchatka) and in the surface cold water discharged at the foot of the volcano Etna (Sicily), $\mu\text{g/l}$.

Проба		Al	Fe	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Нижне-Щапинские	КЛБЗ	23	1110	737	54	0.87	284	88	0.70399
	ХВ2	56	2730	660	48	0.48	491	88	
	КБ	66	2430	843	64	0.86	432	79	0.70360
	КО4	26	2130	715	55	0.65	418	76	0.70394
	КН	76	3150	722	52	0.20	614	107	0.70360
	ТО	45	2570	634	51	0.51	443	73	0.70361
	р. Левая Шапина	22	838	43	5	0.1	138	18	
Карымские ^а		22	18450	395	41	10	337	52	0.7031
Нижне-Дзендзурские ^б		4	300	440	50	0.7	380	130	
Этна, Пателлина ^в		11	5630	119	27	0.3	838	102	

Примечание. а — (Taran et al., 2017); б — (Середкин, Пашкевич, 2015); в — (Aiuppa et al., 2003).

Note. а — (Taran et al., 2017); б — (Середкин, Пашкевич, 2015); в — (Aiuppa et al., 2003).

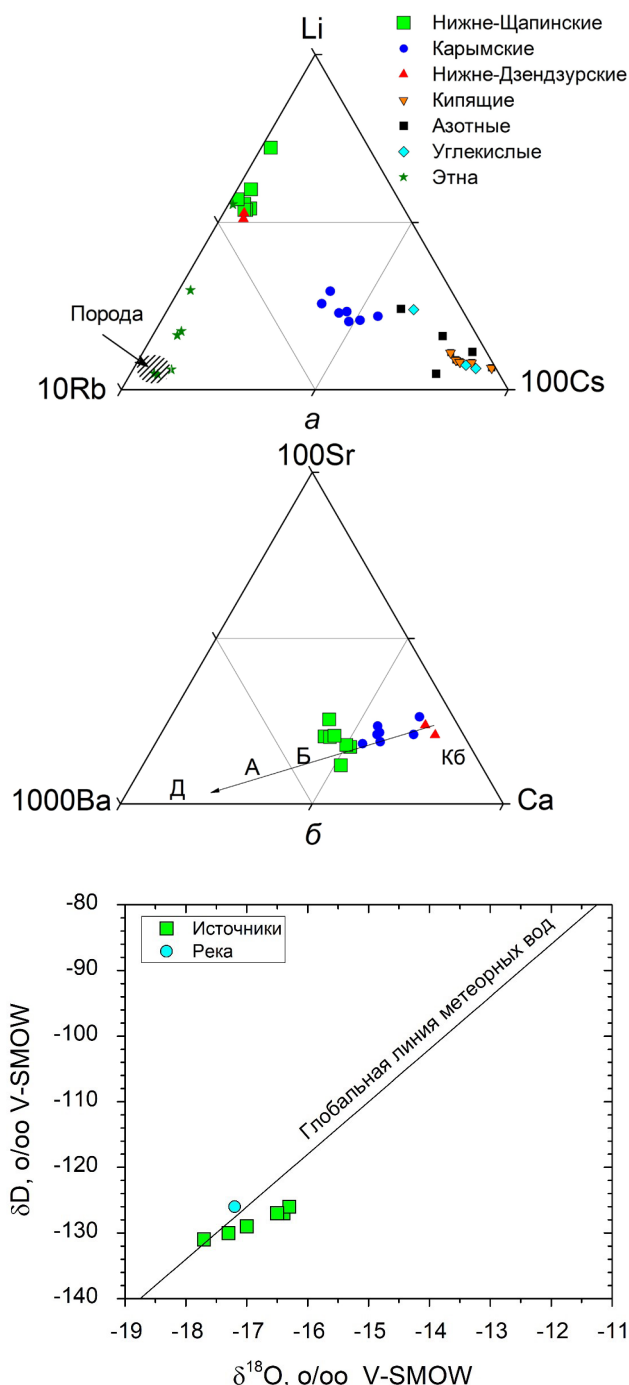


Рис. 8. Треугольные диаграммы весовых концентраций Li, Rb и Cs (а) и Ca, Sr и Ba (б) в воде Нижне-Щапинских и других термальных источников Камчатки: Нижне-Дзэндзурских (Пашкевич, Середкин, 2016), Карымских (Taran et al., 2017), кипящих, азотных и углекислых водах Камчатки (Арсанова, 1973), а также поверхностных гидрокарбонатно-магние-вых водах, разгружающихся у подножья вулкана Этна на о. Сицилия (Aiuppa et al., 2003). Штриховкой показана примерная область составов вулканических пород, в которых содержание рубидия намного превышает содержания лития и цезия (Войткевич и др., 1977). Примерные области относительных составов: Б — базальты, А — андезиты, Д — дациты, Кб — карбонатные породы.

Fig. 8. Triangle diagrams of weight concentrations of Li, Rb and Cs (a) and Ca, Sr and Ba (b) in the water of Nizhne-Shapinskii and other thermal springs of Kamchatka: Nizhne-Dzendzurskii (Pashkevich, Seredkin, 2016) and Karymskii (Taran et al., 2017), boiling, nitrogen and CO₂-rich waters of Kamchatka (Arsanova, 1973), and surface hydrocarbonate-magnesium waters discharging at the foot of Etna volcano (Aiuppa et al., 2003). The hatching shows an approximate region of volcanic rock compositions in which the rubidium content is much higher than the lithium and cesium contents (Voitkiewicz et al., 1977). Approximate areas of relative compositions: Б — basalts, А — andesites, Д — dacites, Кб — carbonate rocks.

Рис. 9. Изотопный состав термальных вод Нижне-Щапинских источников.

Fig. 9. Isotopic composition of thermal waters of the Nizhne-Shchapinski springs.

Изотопный состав вод НЩ источников значительно облегчен, он близок к наиболее легким составам метеорных вод Камчатки (Есиков и др., 1985). Похожими или даже более изотопно облегченными составами характеризуются некоторые источники Срединного хребта Камчатки (Есиков и др., 1985; Чешко, 1994).

Изотопный состав растворенного стронция. Изотопный состав стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) в пяти пробах воды НЩ источников (0.7036–0.7040, табл. 4) оказался близок к стронциевым отношениям для пород вулканов Кизимен и Николка (0.7033–0.7034, Churikova et al., 2001) и отношениям в пикритах мелового возраста хребтов Тумрок и Валагинский (0.7028–0.7039 (Kutyrev et al., 2021)). Примерно такой же изотопный состав растворенного стронция (0.7035) приводится для Верхне-Щапинских источников в работе (Виноградов, Вакин, 1983).

Такие значения изотопных отношений стронция возможны в случае, если совокупный растворенный стронций переходит в раствор из магматических пород. Это значит, что отмеченные в разрезе района конкреции известняков, мергели и другие карбонат-содержащие породы,

горячих и холодных НЩ источников образуют тренд с углом наклона 3.6. Точка изотопного состава воды р. Левая Щапина, отобранной выше по течению, расположена близко к линии метеорных вод с изотопным составом водорода немного выше, чем у источников. Наиболее вероятное объяснение линейной зависимости δD – $\delta^{18}O$ изотопного состава вод источников — испарение со свободной поверхности воды, и вследствие этого равномерное увеличение δD и $\delta^{18}O$. На это указывает также наиболее легкий состав воды источника с максимальной температурой на острове (табл. 3, КО4), в котором вода непрерывно обновляется.

а также морские осадки, не являются основными вмещающими породами геотермального резервуара, питающего НШ источники.

Геотермометрия. В случае неразбуренных гидротермальных систем оценочный прогноз глубинных температур проводится на основе показаний ионных, газовых и изотопных геотермометров, которые представляют собой формулы для оценки температур равновесия между термальной водой и минералами гидротермально измененной породы.

Согласно рис. 5, вода НШ источников не уравновешена с породой, представленной вторичными минералами, образованными при гидротермальном изменении вулканических пород. Отношения Na/K показывают среднюю температуру равновесия около 250 °C, а K²/Mg около 60 °C, т. е. различается более чем в четыре раза.

Отметим, что углекислые термальные воды умеренной температуры (не кипящие) представляют собой сложный объект для прогноза глубинных температур. Некоторыми авторами предложены поправки к Na-K геотермометру, учитывающие высокие концентрации CO₂ и Mg (Fournier, Potter, 1979; Chiodini et al., 1991). Однако эти поправки дают весьма небольшие изменения в оценках температур, неприемлемые в нашем случае. Содержание кремнезема в воде наиболее горячих НШ источников достаточно высоко, выше 150 мг/л. SiO₂ геотермометр Гиггенбаха, выведенный на основе растворимости смеси

кварца и халцедона, дает глубинные температуры выше 150 °C. Однако, такие концентрации кремнекислоты в растворе соответствуют растворимости аморфного кремнезема при температуре воды, близкой к температуре источников. Поэтому применение кремниевого геотермометра также неоднозначно. Еще один подход заключается в построении графиков зависимости индексов насыщения для набора минералов от температуры (Pang, Reed, 1998; Spycher et al., 2014; Taran et al., 2017). Индекс насыщения определяется как $SI = \log(Q/K)$, где Q — произведение растворимости минерала, рассчитанное из аналитических данных, а K — теоретическое значение. При $SI < 0$ раствор не насыщен по отношению к данному минералу, при $SI > 0$ — пересыщен, а при $SI = 0$ раствор находится в равновесии по отношению к минералу. Такие графики приведены на рис. 10. Минералы, используемые для расчетов (рис. 10а), представляют собой в основном типичные гидратированные алюмосиликаты, образованные в результате гидротермального изменения пород, а также Mg-содержащие серпентины, включающие низкотемпературный хризотил, высокотемпературный антигорит, а также тальк. Поведение алюмосиликатов весьма характерно: альбит, К-шпат, Na-монтмориллонит, мусковит, парагонит — алюмосиликаты натрия и калия — пересекают линию равновесия вместе с кварцем в интервале температур 140–170 °C. Алюмосиликаты кальция (Са-эпидот, вайраakit, ломонтит)

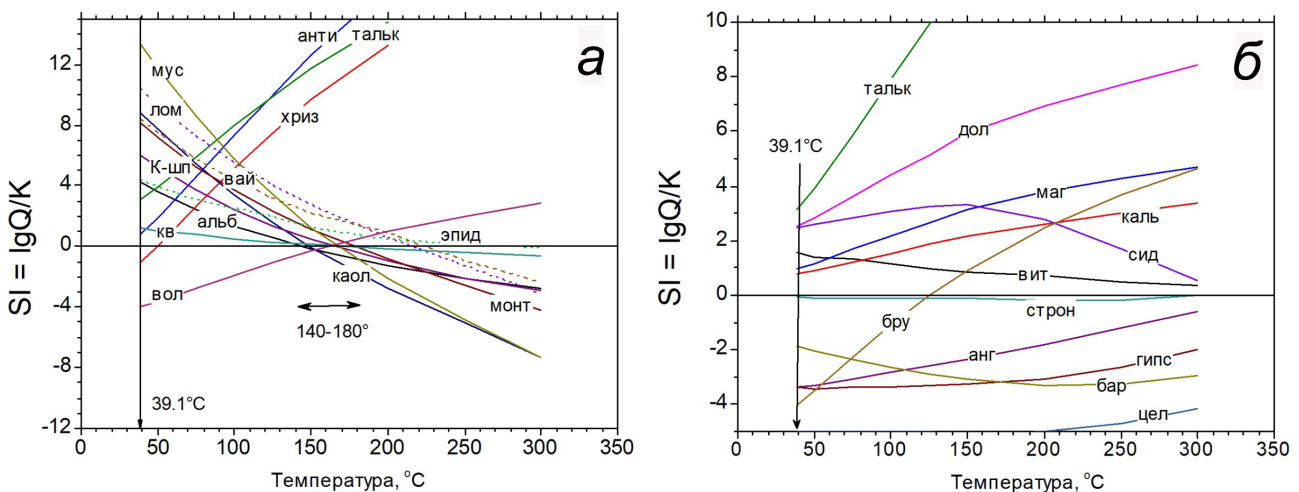


Рис. 10. Индексы насыщения в зависимости от температуры для алюмосиликатных минералов (а); индексы насыщения для карбонатов и сульфатов (б). Сокращения: альб — альбит, К-шпат — К-шпат, лом — ломонтит, вай — вайраakit, мус — мусковит, эпид — эпидот (клинозоизит), кв — кварц, као — каолинит, монт — Na-монтмориллонит, вол — волластонит, анти — антигорит, хриз — хризолит, дол — доломит, маг — магнезит, каль — кальцит, сид — сидерит, вит — витезит, строн — строцианит, анг — ангидрит, бар — барит, цел — целестит, бру — брусит.

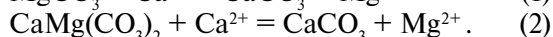
Fig. 10. Saturation indices as a function of temperature for aluminosilicate minerals (a), saturation indices for carbonates and sulphates (b). Abbreviations: альб — albite, К-шпат — K-feldspar, лом — loamontite, вай — wairakite, мус — muscovite, эпид — epidote (clinozoisite), кв — quartz, као — kaolinite, монт — Na-montmorillonite, вол — wollastonite, анти — antigorite, хриз — chrysotile, дол — dolomite, маг — magnesite, каль — calcite, сид — siderite, вит — viterite, строн — stromeyerite, анг — anhydrite, бар — barite, цел — celestite, бру — brucite.

равновесны с раствором при более высоких температурах. По отношению к Mg-минералам серпентинизированных пород раствор сильно пересыщен во всем интервале температур.

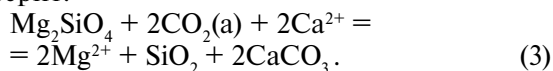
Как и следовало ожидать, углекислая вода источников, сильно обедненная сульфат-ионами, значительно пересыщена по отношению к карбонатам и далека от насыщения по отношению к сульфатам во всем интервале температур (рис. 10б).

Таким образом, геотермометрия дает неоднозначные результаты. Можно предположить, что Na-K-минералы равновесны с более глубокой хлоридно-натриевой компонентой до смешения ее с более поверхностной Mg-Ca-компонентой. Эта более поверхностная компонента, видимо, формируется в условиях более низких температур и сильно неравновесна с вмещающей породой.

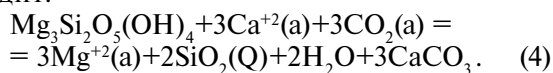
О формировании высоко магниевых вод. Как уже отмечалось, известны три разновидности углекислых вод, в которых концентрация магния выше концентрации кальция: а) термальные, с температурой до 40 °С, практически бессульфатные или с очень низкими концентрациями SO_4^{2-} (НШ и Нижне-Дзэндзурские на Камчатке); б) термальные, с максимальной температурой 42 °С и высоким содержанием сульфат-иона (Карымские источники на Камчатке); в) и холодные, поверхностные, разгружающиеся у подножья вулкана Этна (о. Сицилия). Мы предлагаем три возможных варианта взаимодействия вода-порода для объяснения формирования таких вод: вода + карбонатные породы, вода + CO_2 + базальт, вода + CO_2 + серпентиниты. В качестве равновесий, которые могут быть определяющими в контроле отношения Ca/Mg в растворе с карбонатными вмещающими породами, рассмотрим ионный обмен между карбонатами:



В качестве Mg-содержащего компонента базальтов и пикритов (основные и ультраосновные магматические породы) предлагается форстерит:



Можно предположить, что в серпентинитах основным Mg-содержащим минералом является lizardite:



Константы равновесия этих реакций в зависимости от температуры рассчитывались на основе термодинамической базы данных пакета программ HSC-7 (<https://www.outotec.com>). Результат в виде графиков зависимости логарифма молярных отношений Ca/Mg от температуры показан на рис. 11. Для карбонатных систем магний будет

преобладать над кальцием только в присутствии магнезита (MgCO_3). Системы с форстеритом и серпентинитом показывают, что отношение Ca/Mg зависит от концентрации CO_2 : чем больше CO_2 в системе, тем ниже это отношение, тем больше магния в растворе. С ростом температуры отношение растет во всех случаях.

Несмотря на то, что такой подход сильно упрощен, можно сделать правдоподобные, на наш взгляд, предположения о формировании состава углекислых вод в различных литологических обстановках. Вероятнее всего, состав

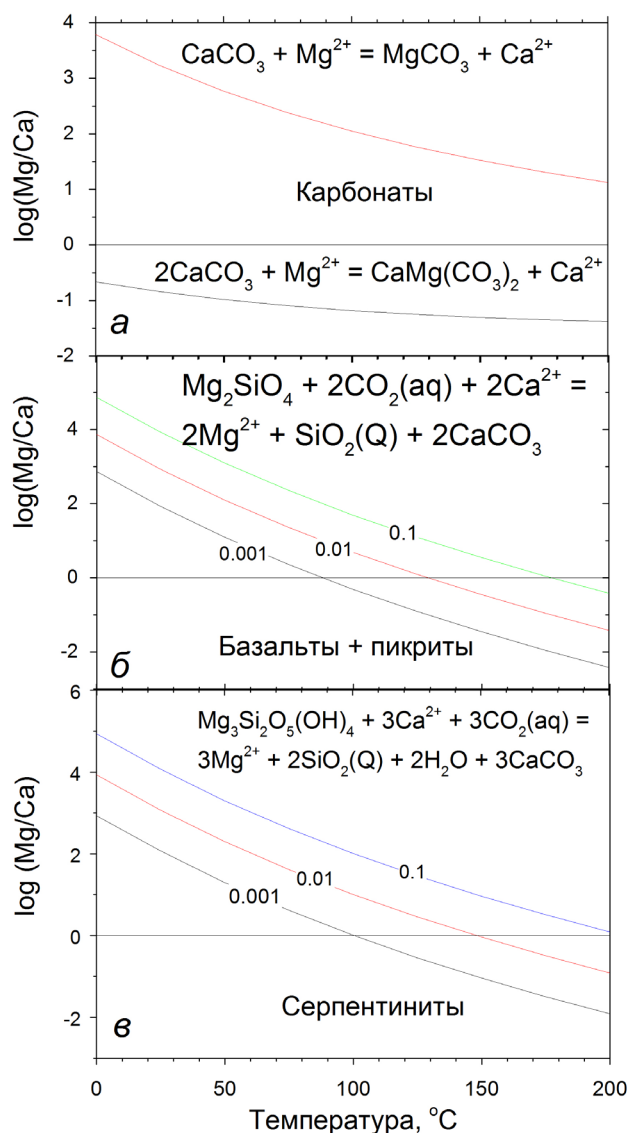


Рис. 11. Молярные отношения Mg/Ca в зависимости от температуры: карбонатные породы (а); форстерит + CO_2 (базальты + пикриты) (б); lizardite + CO_2 (серпентиниты) (в). Цифры на графиках соответствуют концентрациям общего CO_2 в системе (моль/кг).

Fig. 11. Mg/Ca molar ratios as a function of temperature: carbonate rocks (a); forsterite + CO_2 (basalts + picrites) (b); lizardite + CO_2 (serpentinites) (v). The figures in the plots correspond to the concentrations of total CO_2 in the system (mol/kg).

воды НЩ источников, так же, как и Нижне-Дзендзурских, формируется как смесь глубинной хлоридно-натриевой компоненты (~10 %) и воды из сравнительно неглубокого резервуара с присутствием карбонатов в породах, включающих магнезит, осажденный из воды источников. Это может объяснить преобладание магния над кальцием. Возможно, этому способствует также мощный поток магматического CO_2 . Однако такой процесс не объясняет очень низкие концентрации сульфата в НЩ источниках.

Холодные поверхностные воды вулкана Этна сформированы за счет взаимодействия метеорных вод с базальтами под действием CO_2 , выделяющегося из магматических очагов вулкана. Содержание сульфата в таких водах варьирует в широких пределах (Aïurra et al., 2003). Состав воды Карымских источников, содержащих до 700 мг/л сульфат-иона, скорее всего, также сформирован за счет взаимодействия метеорных вод с вулканическими породами, заполняющими кальдеру Карымского вулкана, с участием CO_2 магматического происхождения.

Учет взаимодействия воды с серпентинитами и/или с ультраосновными породами в присутствии CO_2 , что позволило бы объяснить отсутствие сульфата в высоко-магниевых водах, требует более серьезных исследований, включающих эксперименты и расчеты. Рис. 11а показывает, что вода НЩ источников сильно неравновесна по отношению к серпентинам. Тем не менее, полностью исключать эту возможность нельзя, поскольку ультраосновные породы и их метаморфические производные — родингиты — известны в пределах хребтов Тумрок и Валагинский (Селиверстов, Осипенко, 1999; Kutuyev et al., 2021).

ВЫВОДЫ

Нижне-Щапинские углекислые источники, разгружающиеся в пределах ЦГ на Камчатке, принадлежат к особой группе ($\text{Na-Mg-HCO}_3\text{-Cl}$) термальных источников, в которых $\text{Mg} > \text{Ca}$ и практически отсутствует сульфат.

Вода источников имеет чисто метеорную природу, свободный газ представлен главным образом CO_2 магматического происхождения.

По содержанию редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) НЩ источники отличаются от других углекислых термальных источников Камчатки, в частности, Карымских, очень низкими концентрациями цезия.

Изотопный состав растворенного стронция (0.7036–0.7040) в воде НЩ источников соответствует стронцию магматических пород четвертичных вулкаников или меловых ультраосновных пород.

Геотермометрические оценки с использованием индексов насыщения дали две области температур формирования термальной воды НЩ источников: примерно 150 °С по равновесию с алюмосиликатами Na и K, и выше 220 °С для алюмосиликатов Ca. Обе оценки глубинных температур противоречат высоким концентрациям магния.

Простые термодинамические оценки отношения Mg/Ca в растворе с применением реакций ионного обмена между различными минералами и водным раствором в присутствии CO_2 показывают, что по крайней мере три литологических обстановки — (i) карбонатные породы с магнезитом, (ii) магнезиальные базальты и ультраосновные породы, (iii) серпентиниты — могут быть причиной преобладания Mg над Ca в термальных водах при температурах формирования до 200 °С. Какая из этих обстановок отвечает за формирование химического состава воды НЩ источников, остается нерешенной проблемой.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ИВиС Ш.С. Кудаевой и А.А. Платонову за помощь в проведении полевых работ на НЩ источниках, сотрудникам АЦ ИВиС, И.Д. Лукашевой (КФ ФИЦ ЕГС РАН), Б.Г. Покровскому (ГИН РАН) за выполнение химических и изотопных анализов. Полевые работы на НЩ источниках проводились с разрешения и при содействии Кроноцкого биосферного заповедника. Авторы также признательны рецензентам статьи за замечания и предложения, учет которых значительно улучшил первоначальную версию текста.

Список литературы [References]

- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск: Наука, 1974. 101 с. [Arsanova G.N. Rare alkalies in thermal waters of volcanic areas. Novosibirsk: Nauka, 1974. 101 p. (in Russian)].
- Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского озера после извержения 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 3–27 [Vakin E.A., Pilipenko G.F. Hydrothermal activity in Lake Karymyskoe after the 1996 underwater eruption // Volcanology and Seismology. 1998. № 19. P. 737–767].
- Виноградов В.И., Вакин Е.А. Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // ДАН. 1983. Т. 273. № 4. С. 965–968 [Vinogradov V.I., Vakin E.A. Isotopic composition of strontium in thermal waters of Kamchatka // Doklady Akademii nauk SSSR. Geochemistry. 1983. V. 273. № 4. P. 965–968 (in Russian)].
- Войткевич Г.В., Мирошников А.С., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с. [Vojtkovich G.V., Miroshnikov A.S., Povarenyh A.S., Prohorov V.G. Kratkij spravochnik po geokhimii. Moscow: Nedra, 1977. 184 p. (in Russian)].
- Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с. [Galimov E.M.

- Geohimiya stabil'nyh izotopov ugleroda. Moscow: Nedra, 1968. 226 p. (in Russian)].
- Есиков А.Д. Изотопная гидрология геотермальных систем. М.: Наука, 1989. 208 с. [Esikov A.D. Izotopnaya gidrologiya geotermal'nyh sistem. Moscow: Nauka, 1989. 208 p. (in Russian)].
- Калачева Е.Г., Кузьмина А.А. Верхне-Шапинские термальные источники: условия формирования и химический состав // Материалы Всероссийской научной конференции «100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908–1910 гг.» 22–27 сентября 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 124–129 [Kalacheva E.G., Kuz'mina A.A. Verhne-Shchapinskie termal'nye istochniki: usloviya formirovaniya i himicheskij sostav // Materialy Vserossijskoj nauchnoj konferencii «100-letie Kamchatskoj ekspedicii Russkogo geograficheskogo obshchestva 1908–1910 gg.» September 22–27, 2008. Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS, 2009. P. 124–129 (in Russian)].
- Кирсанова Т.П., Юрова Л.М. Термальные источники Шапинского грабена // Вопросы географии Камчатки. 1982. № 8. С. 59–66 [Kirsanova T.P., Yurova L.M. Termal'nye istochniki Shchapinskogo grabena // Voprosy geografii Kamchatki. 1982. № 8. P. 59–66 (in Russian)].
- Комкова Л.А. Вулканогенное образование фосфатов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 44–52. [Komkova L.A. Volcanogenic Formation of Phosphates // Volcanology and Seismology. 1983. V. 5. № 2. P. 165–174].
- Кудрявцева Е.И. К вопросу о гидрогеологических критериях перспектив нефтегазоносности Камчатки // Труды ВНИГРИ. 1973. № 338. С. 123–141 [Kudryavtseva E.I. On hydrogeological criteria of the perspectives of the oil-gas potential for Kamchatka // Trudy VNIGRI. 1973. № 338. P. 124–128 (in Russian)].
- Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с. [Lavrushin V.Yu. Subsurface fluids of the Greater Caucasus and its surrounding. Moscow: GEOS, 2012. 348 p. (in Russian)].
- Лебедев В.Н. Камчатская экспедиция Ф.Н. Рябушинского. Зоологический отдел, том II, вып. 2. Текущие воды. 1918. Приложения, с. 490–500 [Lebedev V.N. Kamchatskaya ekspediciya F.N. Ryabushinskogo. Zoologicheskij otdel, tom II, vyp. 2. Tekushchie vody. 1918. Prilozheniya, s. 490–500 (in Russian)].
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с. [Melekestsev I.V. Volcanism and Relief-Formation. Moscow: Nauka, 1980 (in Russian)].
- Пашкевич Р.И., Середкин И.Н. Новые данные о химическом составе теплоносителя Нижне-Дзензурского геотермального месторождения // Камчатка-2: Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2015. Специальный выпуск № 63. С. 155–162 [Pashkevich R.I., Seredkin I.N. New data about chemical composition of Nizhne-Dzenzurskoe geothermal field heat-carrier // Kamchatka-2: Mining informational and analytical bulletin (scientific and technical journal). 2015. Special Issue № 63. P. 155–162 (in Russian)].
- Пуйн Б.И. Термальные ключи Камчатки. Л.: Изд. Ак. Наук СССР, 1937. С. 183–190 [Piip B.I. The thermal springs of Kamchatka. Leningrad: Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, 1937 (in Russian)].
- Рожков А.М., Верховский А.Б. Геохимия благородных газов высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1990. 167 с. [Rozhkov A.M., Verkhovskiy A.B. Noble gas geochemistry in high-temperature hydrothermal systems. Moscow: Nauka, 1990. 167 p. (in Russian)].
- Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999. 152 с. [Seliverstov V.A., Osipenko A.B. Petrology of the Kamchatka rodingites. Vladivostok: Dal'nauka, 1999. 152 p. (in Russian)].
- Трухин Ю.П. Геохимия современных геотермальных процессов и перспективные геотехнологии. М.: Наука, 2003. 376 с. [Trukhin Yu.P. Geochemistry of modern hydrothermal processes and perspective technologies. Moscow: Nauka, 2003. 403 p. (in Russian)].
- Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 200 с. [Hefs J. Geohimiya stabil'nyh izotopov. Moscow: Mir, 1983. 200 p. (in Russian)].
- Чешко А.Л. Формирование основных типов термальных вод Курило-Камчатского региона по данным изотопных исследований (D, ^{18}O , $^3\text{He}/^4\text{He}$) // Геохимия. 1994. № 7. С. 988–1001 [Cheshko A.L. The formation of the main types of thermal waters of the Kuril-Kamchatka region based on the isotopic studies (D, ^{18}O , $^3\text{He}/^4\text{He}$) // Geochemistry. 1997. № 7. P. 988–1001 (in Russian)].
- Шанцер А.Е. Некоторые позиции позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки. Дис. ... к.г.-м.н. Петропавловск-Камчатский, фонды ИВ ДВНЦ АН СССР, 1968 [Shantser A.E. Nekotorye pozicii pozdnekajnozojskogo vulkanizma i tektoniki Vostochnoj i Central'noj Kamchatki. Dis. ... k.g.-m.n. Petropavlovsk-Kamchatskij, fondy IV DVNC AN SSSR, 1968].
- Шанцер А.Е. О вулканогенной и терригенной формациях мелового (!) возраста Восточного хребта Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. Труды Института вулканологии СО АН СССР. 1966. Вып. 23. С. 10–14 [Shantser A.E. O vulkanogennoj i terrigennoj formacijah melovogo (!) vozrasta Vostochnogo hrebta Kamchatki // Stratigrafiya vulkanogennyh formacij Kamchatki. Trudy Instituta vulkanologii SO AN SSSR. 1966. V. 23. P. 10–14 (in Russian)].
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайнозоя Камчатки). М.: Наука, 1980. [Shantser A.E., Kraevaya T.S. Formation series of a terrestrial volcanic belt (with examples from the late Cenozoic of Kamchatka) Moscow: Nauka, 1980. 162 p. (in Russian)].
- Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизи-мен // Бюллетень вулканологических станций. 1973. № 49. С. 29–36 [Shantser A.E., Kutyev F.S., Petrov V.S. Kizimen volcano // Byulleten' vulkanologicheskikh stancij. 1973. № 49. P. 29–36 (in Russian)].
- Юрова Л.М., Кирсанова Т.П. Геохимические особенности и оценка глубинных температур

- термальных вод Шапинского грабена // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по подземным водам Востока СССР (XII совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). Иркутск–Южно-Сахалинск. 1988. С. 53–54 [Yurova L.M., Kirsanova T.P. Geohimicheskie osobennosti i ocenka glubinyh temperatur termal'nyh vod Shchapinskogo grabena // Tezisy dokladov Vsesoyuznogo soveshchaniya po podzemnym vodam Vostoka SSSR (XII soveshchanie po podzemnym vodam Sibiri i Dal'nego Vostoka). Irkutsk–Yuzhno-Sakhalinsk. 1988. P. 53–54 (in Russian)].
- Aiuppa A., Bellomo A., Brusca L. et al. Natural and anthropogenic factors affecting groundwater quality of an active volcano (Mt. Etna, Italy) // *Applied Geochemistry*. 2003. V. 18. № 6. P. 863–882.
- Arnorsson S. The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1985. V. 23. № 3. P. 299–335. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90039-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90039-3)
- Chiodini G., Cioni R., Guidi M., Marini L. Chemical geothermometry and geobarometry in hydrothermal aqueous solutions: A theoretical investigation based on a mineral-solution equilibrium model // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. Iss. 10. P. 2709–2727. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90438-B](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90438-B)
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and Fluids in the Mantle Wedge below Kamchatka, Evidence from Across-arc Geochemical Variation // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1567>
- Farley K.A., Neroda E. Noble gases in the Earth's mantle // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1998. V. 26. P. 189–218.
- Fournier R.O., Potter R.W. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. № 9. P. 1543–1550.
- Giggenbach W.F. Chemical techniques in geothermal exploration. In: F. D'Amore (Ed.) *Application of geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. Rome, 1991. P. 252–270.
- Giggenbach W.F. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. In: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley, Hoboken, N. J., 1997. P. 737–796.
- Giggenbach W.F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geothermometers // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. № 12. P. 2749–2765.
- Hilton D.R., Fischer T.P., Marty B. Noble gases and volatile recycling at subduction zones. In *Noble Gases in Cosmochemistry and Geochemistry* (eds. D. Porcelli, C.J. Ballentine, R. Wieler) // *Mineralogical Society of America*. 2002. V. 47. № 1. P. 319–370.
- Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. Geochemistry and solute fluxes of volcano-hydrothermal systems of Shishikotan, Kuril Islands // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 296. P. 40–54.
- Kharaka Y.K., Mariner R.H. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: Naeser, N.D., McCollon, T.H. (Eds.), *Thermal History of Sedimentary Basins*. Springer-Verlag, New York, 1989. P. 99–117.
- Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S., Park J.-W. et al. Primitive high-K intraoceanic arc magmas of Eastern Kamchatka: Implications for Paleo-Pacific tectonics and magmatism in the Cretaceous // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 220. 103703. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103703>
- Mook W.G., Bommerson J.C., Staverman W.H. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide // *Earth and Planetary Science Letters*. 1974. V. 22. № 2. P. 169–176.
- Pang Z.-H., Reed M.H. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: problems and methods // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. № 6. P. 1083–1091.
- Spycher N., Peiffer L., Sonnenthal E.L. et al. Integrated multicomponent solute geothermometry // *Geothermics*. 2014. V. 51. P. 113–123.
- Taran Y.A. A method for determination of the gas-water ratio in bubbling springs // *Geophysical research letters*. 2005. V. 32. 123403. <https://doi.org/10.1029/2005GL024547>
- Taran Y.A., Fischer T.B., Pokrovsky B.G., Sano Y. Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico // *Bulletin of Volcanology*. 1998. V. 59. № 6. P. 436–449.
- Taran Y., Kalacheva E., Inguaggiato S. et al. Hydrothermal systems of the Karymsky Volcanic Centre, Kamchatka: Geochemistry, time evolution and solute fluxes // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2017. V. 346. P. 28–39. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.023>
- Taran Y.A. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka–Kuril subduction zone // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73. Iss. 4. P. 1067–1094. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.11.020>
- Taran Y.A., Ryabinin G.V., Pokrovsky B.G. et al. Methane-rich thermal and mineral waters of the Avachinsky Depression, Kamchatka // *Applied Geochemistry*. 2022. V. 145. 105414.
- Zeebe R.E. Kinetic fractionation of carbon and oxygen isotopes during hydration of carbon dioxide // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 139. P. 540–552. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.05.005>

МАЛИК и др.

**NIZHNE-SHCHAPINSKY THERMAL SPRINGS (KAMCHATKA)
AS AN EXAMPLE OF MAGNESIUM CO₂-RICH WATERS**

N.A. Malik¹, Yu.A. Taran¹, I.Yu. Svirid¹, A.R. Tskhovrebova²

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, 683006;
e-mail: maliknataliya@mail.ru*

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia, 119991*

Received May 31, 2023; revised October 24, 2023; accepted December 25, 2023

The results of hydrochemical studies of Nizhne-Shapinsky (Kipely) CO₂-rich thermal (39 °C) springs in 2021 are presented. The springs discharge within the Shchapina graben near active Kizimen volcano. Results include macro- and trace-component composition, isotopic composition of spring water, some gas components and dissolved strontium. The results are discussed using previously published and reported data, taking into account the geological and structural setting of the area, water-rock interactions, and simple thermochemical calculations to explain the rare, but typical for the chemical composition of some CO₂-rich waters, predominance of magnesium over calcium. It is shown that waters of Nizhne-Shchapinsky springs are formed as a result of mixing of two components: deeper and more heated sodium chloride water and more superficial, less heated water of Mg-Ca-HCO₃⁻ composition, formed due to interaction with carbonate-bearing rocks and CO₂ of magmatic origin.

Keywords: CO₂-rich thermal waters, water-rock interaction, Shchapinsky graben, Kamchatka.