

НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ТАВАТУМСКИМ ТЕРМАЛЬНЫМ ВОДАМ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Г.А. Челноков^{1,2}, И.В. Брагин^{1,2}, Н.А. Харитонова^{2,3}

¹ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: geowater@mail.ru

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022

³ФГОУВПО Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, г. Москва, 119991

Поступила в редакцию 14 апреля 2020 г.

В статье приведены результаты изотопно-химических исследований термальных вод Таватумского месторождения (Охотоморское побережье, Магаданская область), а также окружающих подземных и поверхностных вод. Впервые получены данные о содержании в подземных и поверхностных водах изотопов кислорода и водорода, а также выполнен анализ микроэлементов. Результаты показывают, что хлоридные натриево-кальциевые солоноватые термальные воды Таватумского месторождения являются атмосферными, в качестве основных процессов формирования химического состава терм можно рассматривать два процесса: 1) участие глубинных рассолов (в том числе в виде криопэггов) и 2) катионный обмен в процессе взаимодействия морских вод (захороненных в ходе морских трансгрессий в голоцене) с породами. В химическом составе термальных вод присутствуют индикаторные химические элементы, отражающие влияние глубинных высокотемпературных процессов. Оцененная с помощью различных геотермометров температура глубинного флюида составляет 117–128°C, а глубина формирования не менее трех километров.

Ключевые слова: термальные воды, гидрогеохимия, изотопы, гидрогеология, Таватум, Магадан.

ВВЕДЕНИЕ

Проявления термальных вод, локализованные на Охотоморском побережье Дальнего Востока России, привлекают большое внимание широкого круга специалистов [1, 4, 5, 7, 10, 11], однако вследствие труднодоступности остаются слабоизученными.

Таватумское месторождение термоминеральных вод расположено на северном побережье Гижигинской губы залива Шелихова Охотского моря в 7.5 км от устья р. Таватум в долине ее левого притока – ручья Хоксичан.

Впервые Таватумские термальные источники были кратко описаны в 1935 г. заведующим Таватумской школой В.Г. Беляевым. В период с 1938 по 1963 г. проводились различные гидрогеологические и курортологические исследования, а первые буровые работы были проведены в 1963 г., когда в левом борту долины ручья Хоксичан было пробурено две скважины глубиной 150 и 125 м, вскрывшие напорные термальные воды [3, 4, 7]. В 1983–1984 гг. были проведены гидрогеологические работы, которые по-

зволили оценить количество, качество и бальнеологическое значение Таватумских минеральных вод. Таким образом, последние гидрогеохимические данные по основным ионам были получены более чем 35 лет назад, а изотопы и микроэлементы не определялись вовсе.

Основной целью данной работы являлось получение современных данных по химическому и изотопному составу термальных вод, на основе которых можно рассматривать вопросы генезиса и условий формирования Таватумского месторождения термальных вод.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Описание геологического строения и гидрогеологических условий приводится по материалам геологических фондов, в основном по данным отчета о результатах детальной разведки Таватумских термоминеральных источников 1984 г., ответственные исполнители О.И. Макарец и В.В. Романюк.

Геологическое строение

Таватумское месторождение термальных вод локализовано на стыке двух крупных тектонических структур Верхояно-Колымской складчатой области: Гижигинской складчатой зоны и Сугойского окраинного прогиба, на которые наложены структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (рис. 1). Это обусловило сложные геологические условия. В строении месторождения выделяются верхний и нижний структурные этажи.

Верхний структурный этаж образован вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, являющегося частью планетарной системы вулканических поясов Тихоокеанского кольца. Меловой вулканизм территории отражает геодинамическую обстановку активной континентальной окраины [9]. Породы представлены вулканитами таватумской свиты (андезиты, дациты, их туфы, мощностью до 500 м) и андезибазальт-риолитами хигиндинской толщи (мощностью до 450 м).

Нижний структурный этаж сложен морскими терригенными породами триаса и юры. На описываемой территории породы этажа не обнажаются и залегают под отложениями верхнего структурного этажа предположительно на глубине 1.5–2.0 км. Судя по данным, полученным на прилегающих территориях, породы нижнего структурного этажа смяты в различно ориентированные складки, разбиты множеством разрывных нарушений.

Четвертичные образования представлены ледниковыми, водноледниковыми отложениями времени самаровского, зырянского, сартанского оледенений (мощностью до 27 м); аллювиальными – карчинского межледниковья (3–15 м) и современными русловыми, склоновыми отложениями.

Позднемеловые интрузивные образования представлены дацитами, кварцевыми щелочными диоритами, диоритовыми порфирами, риолитами и андезитами.

Химический состав горных пород был изучен как непосредственно в пределах термальной площадки, так и на водоразделах. Окварцованный мелкозернистый диорит у выхода горячей воды под микроскопом представляет собой мелкозернистую равномернозернистую, иногда порфировидную, сильно измененную (окварцованную и хлоритизированную) породу диоритовой структуры. Сложен в основном плагиоклазом (олигоклаз-андезином и андезином), вторичным кварцем и почти полностью замещенными хлоритом и кальцитом темноцветными минералами (пироксеном). Отмечаются единичные зерна калишпатов. Из аксессуарных минералов присутствуют

в очень малом количестве рутил, циркон и апатит в виде мелких зерен (до 0,06 мм в поперечнике); магнетит и пирит с развивающимся по нему лимонитом. Полевые шпаты в значительной степени серицитизированы и каолинитизированы. В результате этого полевые шпаты часто замещены тонкочешуйчатым и тонкозернистым агрегатом, состоящим из белой слюды, хлорита, кальцита, кварца и глинистого вещества. В этом замещении сказывается влияние термальной воды, которая также привела к превращению диорита около некоторых трещин в зеленоватую известковую глину.

В пределах территории широко развиты разрывные нарушения. Подавляющее большинство разрывных нарушений генетически связано с тектонически ослабленной зоной, опережающей Доктомычанский глубинный разлом. К ней пространственно приурочены некоторые интрузивные образования и месторождение термальных вод. Зона разлома большей частью перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями.

Таким образом, можно заключить, что Таватумское месторождение термоминеральных вод расположено в поле развития верхнемеловых вулканогенных пород, прорванных комагматичными интрузивными образованиями и в значительной мере перекрытых рыхлыми четвертичными образованиями. Кислые вулканиты являются, главным образом, производными континентальной коры, весьма неоднородной по составу [16].

Гидрогеологические условия

Согласно схеме гидрогеологического районирования [6], территория по общему геоструктурному плану развития пород и специфичности мерзлотных условий относится к Верхояно-Чукотской мезозойской гидрогеологической складчатой области Приохотской системы бассейнов трещинных и трещинно-жильных вод провинции островного распространения многолетнемерзлых пород.

В пределах участка работ выделяется водоносный горизонт рыхлых четвертичных отложений (Q_{III-IV}) и водоносная зона трещиноватости поздне-меловых эффузивных и интрузивных пород (K_2). К последней и приурочено месторождение термальных вод Таватум.

Водозабор Таватумских термальных вод состоит из двух гидрогеологических скважин, расположенных вдоль коренного склона в левом борту ручья Хоксичан на расстоянии 32 м друг от друга. Скважины № 1 и № 2, глубиной 150 и 125 м, соответственно, выводят воду с температурой 58–60°C. Водоносные зоны приурочены к темно-серым сильно трещиноватым диоритам мощностью от 47 до 65 м, темно-серым тре-

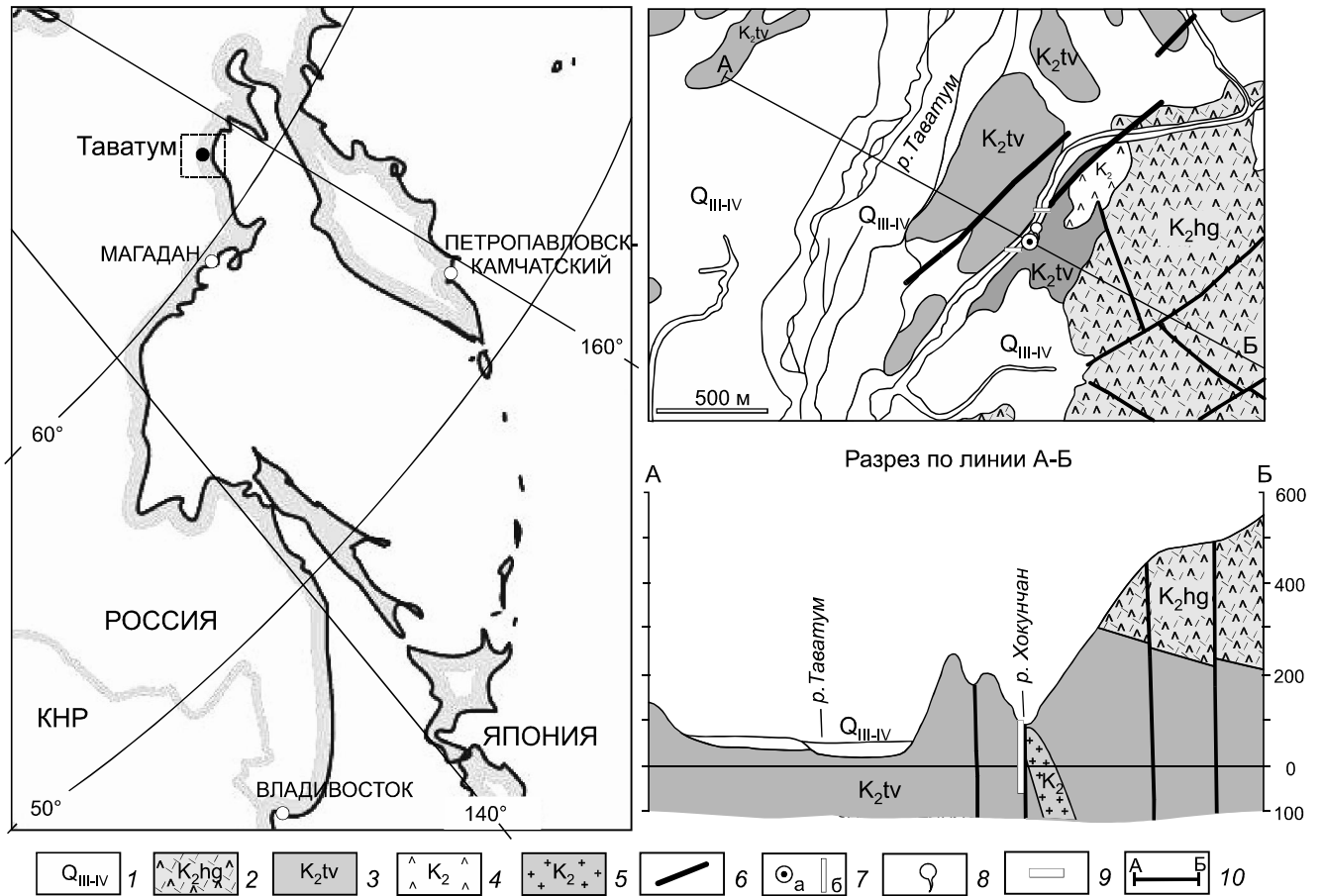


Рис. 1. Обзорная карта и геологическое строение района месторождения Таватум.

1 – аллювиальные отложения, современные и ледниковые (галечники, пески, суглинки); 2 – хигиндинская верхнемеловая толща: андезиты, дациты, риолиты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты; 3 – таватумская свита верхнего мела (диориты, андезиты, дациты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты); позднемеловые интрузии: 4 – дациты, 5 – андезиты; 6 – разрывные нарушения; 7 – скважины: а – на карте, б – на разрезе; 8 – естественные выходы термальных вод; 9 – точки отбора проб на руч. Хоксичан; 10 – линия разреза.

щидоватым андезитам в интервале глубин 82–100 м, глубже, до 150 м, серовато-зелеными диоритам. Скважины вскрывают водоносную зону позднемеловых образований на глубинах 3 и 23 м и встречают трещинные напорные термальные воды на глубинах до 60 м. Термальные воды напорные, проявлены на дневной поверхности в виде источников.

В настоящее время дебит скважин определить можно только приблизительно, так как обсадные колонны труб, подвергаясь агрессивному действию термоминеральных вод, корродировали, потеряли герметичность, и основная часть воды изливается по затрубному пространству (по нашим оценкам, от 3 до 6 л/с). В конце октября 2019 г. измерения дебита показали значения 1.1–2.1 л/с. Эти данные ниже значений, полученных в ходе мониторинга за дебитом, проведенного в 1981–84 гг. [8]. По всей видимости, за прошедшие 35 лет кольматация фильтровальной

части скважины увеличилась, и разгрузка идет и в вышележащий водоносный горизонт.

Анализ фондовых материалов показал, что изменение положения пьезометрического уровня термальных вод подвержено сезонным колебаниям. Эти данные хорошо согласуются с изменениями химического состава воды в ручье Хоксичан. Данные 1982–1984 гг. и полученные нами в 2019 г. показывают, что в зимний период, когда питание из поверхностных источников ограничено, питание ручья происходит за счет поступления подземных термальных вод. Начиная с января, химический состав ручья изменяется с хлоридно-гидрокарбонатного на хлоридный, а минерализация вод с января по март достигает 2.0 г/л в верхнем течении и 10 г/л в нижнем после впадения излившихся на поверхность термальных вод. Во второй половине мая, с начала таяния снега, и далее до октября минерализация воды в ручье имеет низкие значения

0.06–0.2 г/л. Таким образом, в зимний период, в отсутствие подпора пресных вод, термальные воды занимают весь доступный объем породы, увеличивая область своего распространения. Вследствие этого уменьшается гидростатический напор и уровень в скважинах понижается.

Температурный режим термоминеральных вод в разрезе года практически не изменяется. Минимальная температура по скважине № 2 (замеры проводились на самоизливе) + 58°C отмечается в период с ноября по май, с мая по сентябрь температура воды равна 58.5°C. Во второй половине сентября снова начинает возрастать до середины октября и достигает +59°–+62°, затем начинает понижаться.

Наблюдения за режимом скважин показали, что изменение минерализации происходит с увеличением глубины (рост с 10.0 до 18.2 г/л), а также в зависимости от водности года и по сезонам. Но основной химический состав ионов остается неизменным – хлоридным натриево-кальциевым, кремнистым.

Химический состав газов был исследован в 1986 г. при проведении разведочных работ Северо-Эвенской геологоразведочной экспедицией. По данным анализов, сопутствующие газы характеризуются преобладанием азота ($N_2 = 91–94$ об. %), на втором месте находится кислород (2.5–6.5 об. %). Содержания метана и гомологов низкие (0.00001–0.00015 об. %).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическое обследование и геохимическое опробование было проведено осенью 2019 г. с использованием вертолета. Ввиду крайней труднодоступности месторождения были отобраны пробы на широкий круг анализов: гидрогеохимический, изотопный, газовый, также были взяты образцы горных пород. В дополнение были приняты во внимание результаты химических анализов, выполненных Северо-Эвенской геологической экспедицией, приведенных в геологических отчетах 1963 и 1984 гг.

Водные пробы из двух скважин и ручья Хоксичан были проанализированы на макро- и микроэлементы в сертифицированной лаборатории ДВГИ ДВО РАН, а также аккредитованной лаборатории Приморгеолкома. Нестабильные параметры вод измерялись на месте отбора, пробы фильтровались через мембранные фильтры 0.45 μ m. Основные катионы и анионы определялись методом жидкостной ионной хроматографии (HPLC-10AVp, SHIMADZU), микроэлементы определены методом индуктивно связанной плазмы (ICP-MS Agilent 7500 и 7500c) (Е. Еловский). Пробы для анализа на стабильные изотопы ($\delta^{18}O$, δ^2H) не фильтровались, отбирались в стеклянную посуду. Изотопный анализ кислорода и водорода воды

выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, лаборатория стабильных изотопов (Т.А. Веливецкая). Подготовка проб воды для изотопного анализа проведена по стандартной методике высокотемпературного пиролиза воды на углероде. Для выполнения анализов были использованы: высокотемпературный пиролизатор TC/EA (ThermoQuest, Bremen, Germany), соединенный с изотопным масс-спектрометром модели MAT 253 (ThermoQuest, Bremen, Germany) через интерфейс ConFlo-IV (ThermoQuest, Bremen, Germany). Пиролизатор TC/EA использован для получения CO и H_2 в результате реакции воды с углеродом при температуре 1450°C в восстановительных условиях и последующего хроматографического разделения продуктов пиролиза. Ввод образцов воды (0.5 мкл) в реактор пиролизатора производился в автоматическом режиме с использованием автосемплера Combi PAL. Для калибровки аналитической системы в ходе выполнения анализов использовали изотопные стандарты, распространяемые Международным агентством по атомной энергии (Вена): VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) $\delta^{18}O = (0.0) \text{‰}$; $\delta D = (0.0) \text{‰}$. Результаты анализов δD и $\delta^{18}O$ приведены относительно международного стандарта VSMOW. Воспроизводимость результатов при анализе данной серии образцов контролировали повторными измерениями лабораторного стандарта. Воспроизводимость результатов составила в среднем $\pm 0.1 \text{‰}$ и $\pm 0.3 \text{‰}$ для $\delta^{18}O$ и δD , соответственно.

Расчеты насыщения термальных вод по отношению к минералам водовмещающих пород были выполнены на основе физико-химического моделирования для условий нормального атмосферного давления и температуры растворов 60°C. В качестве основного расчетного модуля был использован код геохимического моделирования PHREEQC, встроенный в программный комплекс AQUACHEM [20].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав вод

По основному ионному составу подземные термальные воды Таватумского месторождения относятся к хлоридным кальциево-натриевым водам с повышенным содержанием кремния и брома. Минерализация изменяется от 10 до 17 г/л. Реакция воды щелочная (7.1–8.7). Геохимическая обстановка восстановительная ($E_h = -71$ мВ). Температура воды 58–60°C (табл. 1). Дебит каждой скважины составляет 1–2 л/с. Воды слабогазирующие, в газовой составляющей наблюдается преобладание азота до 77.5–99.2 об. %.

На диаграмме Пайпера (рис. 2) Таватумские термальные воды располагаются в области метаморфи-

Таблица 1. Химический состав изученных вод.

Параметр	Ед. изм-я	Термальные воды						Поверхностные пресные воды ручья Хоксичан	
		Скважина № 1				Источники		Верхнее течение	Нижнее течение
Годы		1982	1983	1984	2019	1983	1984	2019	2019
М	г/л	15.9	14.5	16.5	17.1	12.7	4.3	0.11	0.5
pH	ед.	7.1	8.7	7.1	7.5	5.65	6.3	6.3	5.9
Eh	мВ	-	-	-	-71	-	-	+183	+176
T	°C	58.5	59	58.9	60	37	32	4	6
K		175	84	140	136	97	83	0.54	2.3
Na		3525	2804	3400	3516	2575	890	11.1	69.2
Ca		2375	2404	2573	2711	2048	689	10.6	52.3
Mg		66	9.7	29.2	0.1	22	5	0.69	0.79
NH ₄		2	<	1	0.1	<	<	<	0.15
Fe	мг/л	0.02	0.02	0.02	0.1	0.02	0.02	0.01	0.01
Cl		9586	8922	9906	11087	7826	2595	25.9	182
SO ₄		98.5	117	113	131	80	37	4.38	4
NO ₂		1.1	<	<	0.5	<	<	<	<
HCO ₃		18.3	24.4	26.8	21.4	28.62	22.6	41	35
SiO ₂		41	75	50	76	42	48	9	6
Al		-	-	-	1006	-	-	43.8	28.4
Ba		-	-	-	1002	-	-	6.6	28.9
B		-	-	-	50	-	-	2.9	15.2
Br		-	-	-	35600	-	-	-	-
Bi		-	-	-	230	-	-	-	-
Cd		-	-	-	3	-	-	0.005	0.009
Li		-	-	-	2260	-	-	3.9	44
Mn	мг/л	24	25	32	250	-	-	0.5	1.6
Cu		-	-	-	120	-	-	0.5	0.8
As		-	-	-	130	-	-	0.6	0.5
Ni		-	-	-	110	-	-	0.6	0.8
Ag		-	-	-	20	-	-	0.004	0.006
Sr		-	-	-	48000	-	-	131	1064
F		2000	2750	-	100	2100	500	500	400
Rb		-	-	-	500	-	-	0.001	13.6
Cs		-	-	-	200	-	-	0.6	6.8

Примечание. М – минерализация, прочерк – не измерялось, < – ниже предела обнаружения.

ческих вод. Поверхностные воды ручья Хоксичан, в которые разгружаются термы, демонстрируют смешанный гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый состав. Проба поверхностных вод, взятая выше термальной площадки, показывает самое низкое содержание хлора (табл. 1).

Среди главных ионов как термальных, так и холодных вод, отмечается связь между натрием, кальцием и хлорид-ионом (рис. 3). Наблюдаются корреляции Cl, Na, Ca, K и Mg с сульфат-ионом для поверхностных вод (коэффициент корреляции $r = 0.8$), в то время как для терм они не проявлены (коэффициент корреляции $r = 0.5$) (рис. 3).

Значение $Na/Cl_{терм} = 0.32$ мг/л, почти в два раза ниже, чем в море (0.55 мг/л), а соотношение $Cl/Br =$

311 мг/л, выше морского – 287 мг/л. Также очень высоки соотношения $Ca/Mg_{терм} = 522$ и $Ca/SO_{4терм} = 20$ мг/л (в морской воде 0.3 мг/л и 0.1 мг/л, соответственно).

Обогащение вод кальцием при низких концентрациях сульфат-иона и магния является характерным для метаморфизованных седиментогенных морских вод, когда магний связывается глинистыми минералами и карбонатами, а сульфат расходуется в процессе сульфат-редукции. Подобные закономерности ранее были отмечены для термальных вод Чукотки [10]. Вероятно, это можно рассматривать как региональную особенность.

Микроэлементный состав термальных вод показывает, что концентрации брома хотя и высоки, но

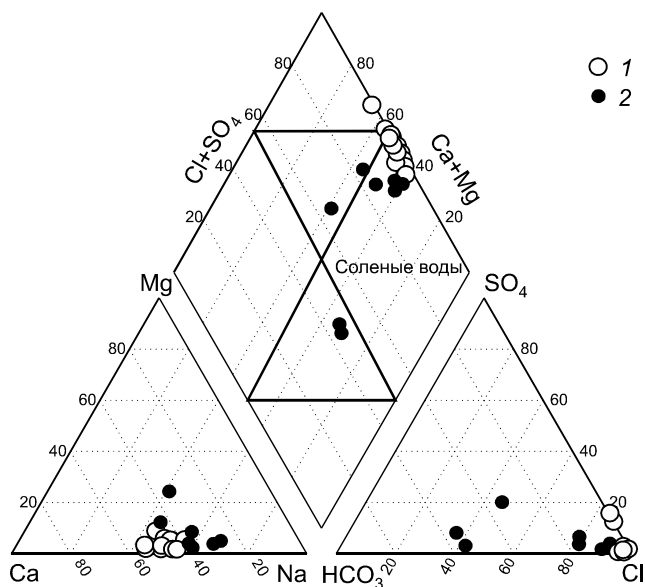


Рис. 2. Классификационная диаграмма изученных вод.
1 – термальные воды месторождения Таватум, 2 – поверхностные воды ручья Хоксичан.

ниже, чем в морской воде (65 мг/л). Повышенные концентрации отмечаются для стронция (48 мг/л), лития (3.7 мг/л), фтора (2.7 мг/л) и бария (1 мг/л). В анализах предшественников наблюдалось присутствие фтора как в термальных (до 3 мг/л), так и в поверхностных водах (0.5 мг/л). Наши данные наличие фтора не подтвердили (менее 0.3 мг/л). Это также свидетельствует против участия в формировании терм современных морских вод, в которых содержание фтора составляет 1 г/л.

Преобладание в растворе химических элементов определяется особенностями происхождения и последующего преобразования термальных вод. Анализ генетических соотношений главных компонентов вод показывает, что в качестве основных процессов формирования химического состава терм можно рассматривать два процесса: 1) участие глубинных рассолов (криопэггов) (соотношения $\text{HCO}_3/\Sigma\text{анионов} < 0.8$ и $\text{Cl}/\Sigma\text{анионов} > 0.8$ + высокая минерализация), 2) катионный обмен в процессе взаимодействия морских

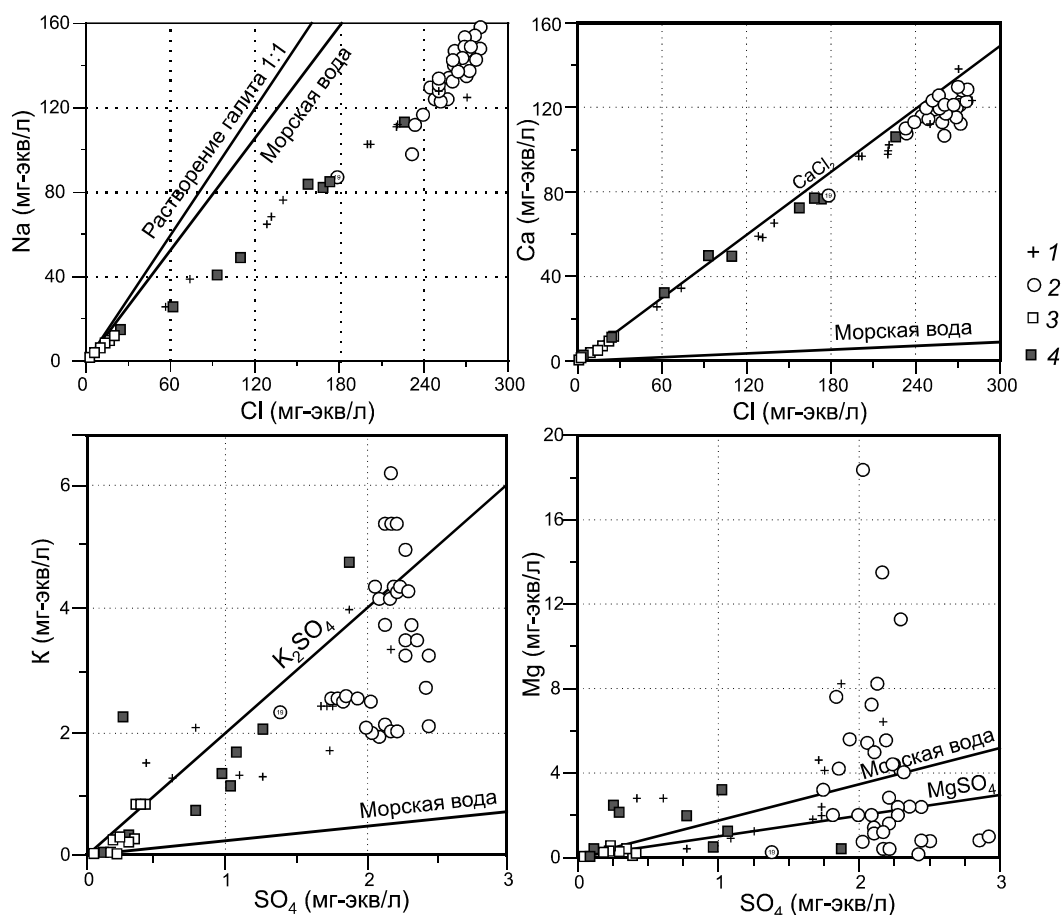


Рис. 3. Корреляционные связи макрокомпонентов в различных типах изученных вод.

1 – естественных выходов термальных источников; 2 – в скважинах с термальной водой; поверхностных вод ручья Хоксичан; 3 – до термальной площадки, 4 – после смешения с термальными водами. Линиями показано теоретическое соотношение элементов при растворении твердых минеральных фаз и соотношение элементов в морской воде.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода и водорода изученных термальных вод, поверхностных источников и референтные значения по природным водам.

№ п/п	Источники		Изотопные соотношения	
			$\delta^{18}\text{O}$	δD
1	Таватумские термальные (скважина)	‰, SMOW	-16.3	-124.1
2	Река Хоксичан (выше термального поля)		-14.1	-104.6
3	Река Хоксичан (после термального поля)		-14	-105.6
4	Осадки побережья Охотского моря		-13.2	-107.6
5	Термы Чукотки. значения из работы [10]		-12.6	-96.9
			-17.5	-134.2
6	Пластовый лед Чукотки [1]		-14.8	-128
7	Осадки в полярном климате тундры (побережье Арктического бассейна) [2]		-16.5	-124.2
8	Подземные рассолы морского генезиса [2]		-16	-120
9	Охотское море (средние значения)	-1.2	-43	
		-9	-5	

вод (захороненных в ходе морских трансгрессий в голоцене) с породами (соотношения $\text{SiO}_2/(\text{Na}+\text{K}+\text{Cl}) < 1$). Процессы выветривания карбонатов (доломита), хлоридов (галита), сульфатов (гипса), а также алюмосиликатов (плагиоклазов) для Таватумских терм не характерны. Кальций имеет возможность поставляться вместе с магнием из ферромагнезиальных минералов (биотит) ($\text{Mg}/(\text{Ca} + \text{Mg}) < 0.5$), но вероятно эти поступления незначительны.

Изучение равновесий вод по отношению к карбонатам, сульфатам, галоидам (хлоридам и фторидам) показало, что поверхностные воды, распространенные за пределами области влияния термальных вод и имеющие низкую минерализацию, являются недосыщенными по отношению ко всем минералам (рис. 4). В термальных водах и смешанных водах наблюдается зависимость индексов насыщения минералов от минерализации. Воды с высокой минерализацией пересыщены по отношению к кальциту и кварцу, близки к равновесию с флюоритом, а также имеют наибольшие значения индексов насыщения гипса и галита (рис. 4). Отрицательные значения индексов насыщения характерны для алюмосиликатных минералов (альбита) и сульфидов (пирита).

Следует отметить, что природные термальные источники и термы, вскрытые скважинами, имеют отличия по степени насыщения вод по отношению к минералам. Это хорошо проявлено на примере кальцита. В природных условиях термальные воды недосыщены по отношению к кальциту, в то время как воды с более глубоких горизонтов пересыщены или близки к равновесию с кальцитом. Эти процессы проявлены на поверхности в формировании вторичных минеральных отложений вокруг изливающихся скважин и могут быть причиной низкого дебита скважин вследствие осаждения карбоната и коагуляции верхней

зоны. Результаты опробования 2019 г. показывают, что воды находятся в равновесии с кальцитом (индекс насыщения = 0.07).

Изотопный состав вод

Значения содержания изотопов кислорода и водорода для Таватумских терм и поверхностных вод были получены впервые (табл. 2). Данные свидетельствуют об инфильтрационном генезисе всех типов изученных вод (табл. 2, рис. 5).

Термальные воды, по сравнению с поверхностными, значительно обеднены дейтерием (рис. 5). Судя по данным, полученным по поверхностным водам (табл. 2), видно, что термальные воды Таватума влияют на изотопный состав воды ручья Хоксичан. При этом максимальное воздействие испытывает дейтерий, содержания которого после смешения с термальными водами становятся меньше на 1 ‰, тогда как $\delta^{18}\text{O}$ – утяжеляется на 0.1 ‰.

Изотопия термальных вод Таватума хорошо согласуется с изотопными характеристиками атмосферных осадков, формирующихся в современных климатических условиях севера. Облегченный состав атмосферных осадков, идущих со стороны Охотского моря (табл. 2), обусловлен тем, что в летнее время испарение воды с поверхности моря происходит при низких температурах (средняя температура воды в северо-западной части акватории не превышает +12 °С), а ее исходный изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ составляет -7.7 ‰ [18]. Среднегодовые значения ^{18}O в атмосферных осадках для побережья Охотского моря, полученные за длительный период наблюдений, составляют -15 ‰ (варьируясь от -7 ‰ до -30 ‰) [15]. Атмосферные осадки, приходящие с акватории Северного Ледовитого океана, имеют наиболее облегченный изотопный состав (средневзвешенные значения -15.6 ‰ для

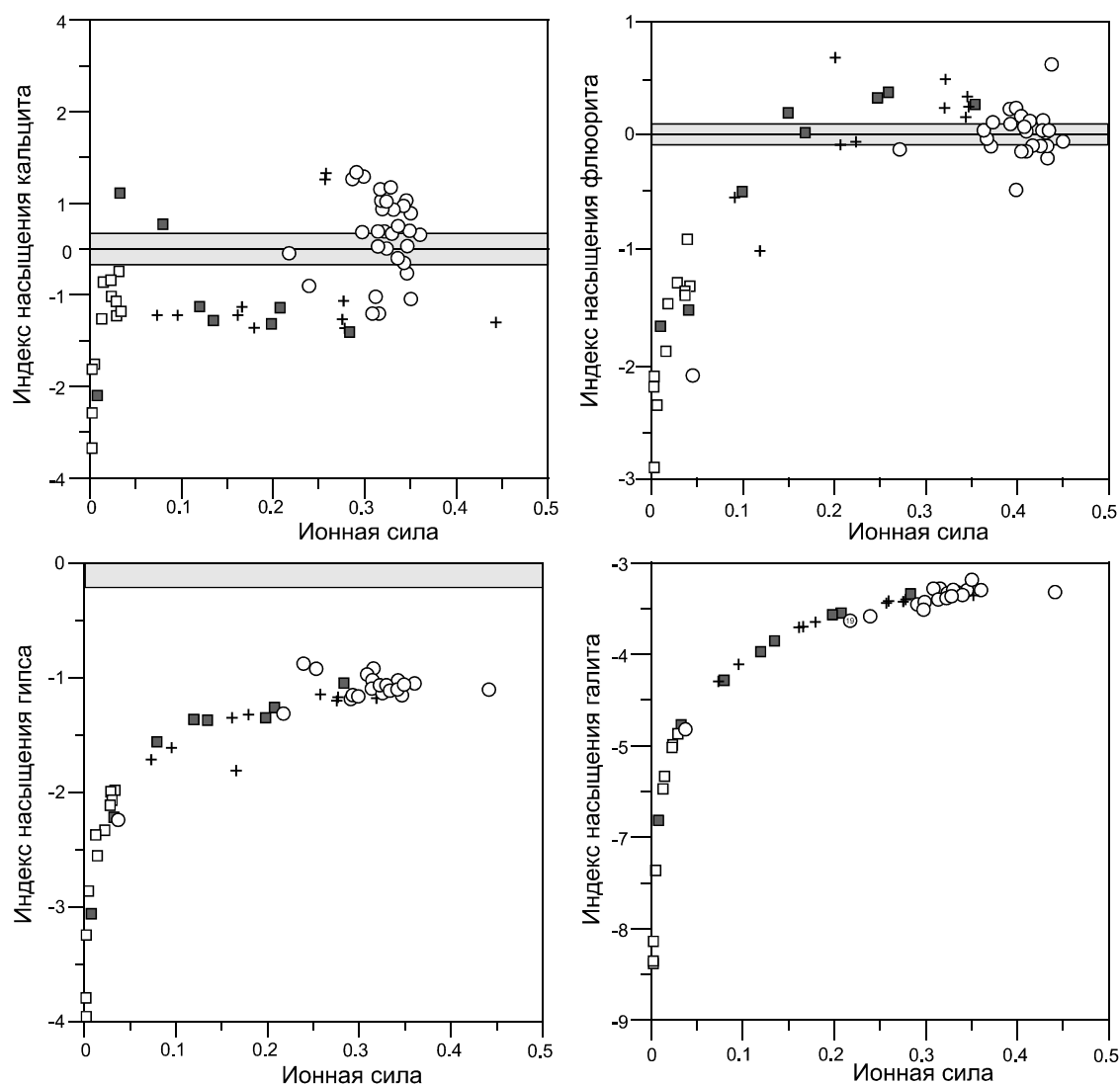


Рис. 4. Изменение минеральных равновесий в системе вода-порода в зависимости от ионной силы раствора.

Серым показаны области неопределенности для индексов насыщения кальцита ± 0.35 [17], флюорита и гипса ± 0.22 [19]. Условные обозначения см. на рис. 3.

$\delta^{18}\text{O}$ и -130.0‰ для δD). Наиболее близкие изотопные значения имеют залежи пластового льда на Чукотке [1]. Здесь, также нужно признать, что диапазон значений кислорода и водорода в этих льдах весьма широк и зависит от обстановок формирования залежей. Тем не менее, гидрогеологические условия области распространения термальных вод подтверждают наличие подобных ледяных пластов [4, 5, 7].

Таким образом, исследуемые подземные хлоридно-натриево-кальциевые воды с минерализацией до 18 г/л, залегающие в зоне загрудненного водообмена, имеют изотопный состав водорода и кислорода, схожий с таковыми современных атмосферных осадков, а также с изотопным составом захороненных льдов, но не современных океанических или морских вод.

Если учесть, что подземные воды сохраняют в основном «первичный» изотопный состав, сформировавшийся в бассейне седиментации [2], то вопрос, можно ли считать термальные воды Таватума ископаемыми морскими водами (метаморфизованными по солевому составу) и в разной степени разбавленными в бассейне седиментации водами метеорного происхождения, остается открытым.

Фракционирования изотопов воды при взаимодействии термальных вод с вмещающими породами не наблюдается. Величина отклонения изотопного состава кислорода ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) от линии метеорных вод, т.н. «кислородный сдвиг», для термальных и поверхностных вод не превышает 2.0 ‰. К примеру, кислородный сдвиг атмосферных осадков Охотоморского

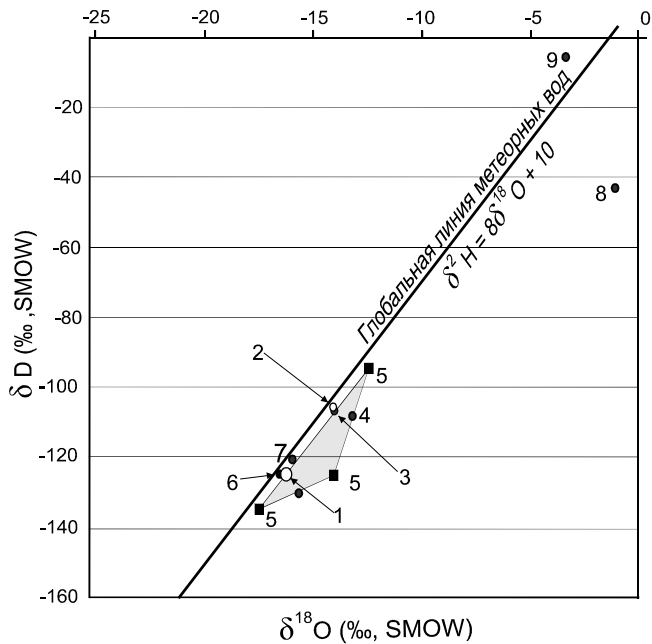


Рис. 5. Изотопный состав кислорода и водорода термальных и поверхностных вод месторождения Таватум, а также других природных вод.

Номера соответствуют таблице 2. Серым показана область термальных вод Чукотки, по данным [10].

побережья составляет 1 ‰. Этому может быть несколько объяснений: первое – отсутствие процессов длительного взаимодействия термальных вод с водовмещающими породами, второе – в формировании термальных вод принимают участие воды, содержащие еще более изотопно-легкий компонент. Последняя гипотеза наиболее полно рассмотрена при исследованиях термальных вод Чукотки [10], тем более, что термальные воды Таватума имеют во многом сходные как изотопные (табл. 2), так и химические характеристики [10].

Другим вероятным механизмом формирования изотопно-химического состава Таватумских термальных вод могут быть процессы криогенного концентрирования (вымораживания) веществ, растворенных в подземных водах вследствие процессов их неоднократного промерзания и оттаивания. Криогенезу подвергались как морские воды, насыщавшие горные породы во времена трансгрессий, так и пресные подземные воды. Обогащенная солями вода отжималась и концентрировалась в нижних частях разреза, под вечной мерзлотой. При этом часть солей кристаллизовалась в виде кальцита, соды, гипса и т.п. Тающие под воздействием теплового потока глубин Земли воды вечной мерзлоты, обогащенные легкими изотопами, при растворении этих минералов достигают высокой

минерализации. Так в термальных водах могут сочетаться черты изотопного состава льдов с высокими значениями минерализации.

Эти выводы находятся в соответствии с гидрогеологическими исследованиями [5], которые считают, что в формировании гидрогеохимической зональности в осадочном чехле артезианских бассейнов, а также в образовании зоны хлоридных соленых и соленых трещинных и трещинно-жильных вод прибрежных гидрогеологических структур Охотского моря, основную роль сыграли региональное глубокое дренирование недр в позднеплейстоценовый криохрон, последующее глобальное потепление и трансгрессия Охотского моря в начале голоцена.

Геотермометрия

Для оценок глубинных температур, при которых происходит формирование термальных вод, применены ионно-солевые геотермометры, принцип которых основан на равновесии химических элементов, содержащихся в воде, с водовмещающими породами. Исходя из того, что термальные воды имеют невысокие дебиты и температуру меньше 100°C, для оценки были применены:

кремниевый

$$t^{\circ}\text{C} = -42.2 + 0.28831\text{SiO}_2 - 3.668 \cdot 10^{-4}\text{SiO}_2 - 273.15 \quad [12]$$

и катионный (Na-K) геотермометры:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{1.438 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273.15 \quad [13].$$

Треугольная диаграмма Гиггенбаха (рис. 6) [14] применяется для установления корректности использования Na-K-геотермометров при оценке температур резервуаров. Для наглядности, на рис. 6 нанесены точки, отражающие соотношение концентраций катионов в термальных водах (скважины), природных термальных источниках, а также в поверхностных водах. Видно, что поверхностные воды располагаются в области так называемых «не зрелых вод», по [14], другими словами, вод, не достигших равновесия с вмещающими породами. Для таких вод расчеты температур будут некорректны. Значения термальных вод располагаются на границе вод, равновесных с породами, в диапазоне температур от 100 до 160°C (рис. 6).

Расчитанные температуры по Na/K-геотермометру сужают температурный интервал до 117–158°C, а значения температур по SiO₂-геотермометру в большинстве своем ниже (92–140°C). Разброс в оценках температур вызван сложными гидрогеологическими условиями месторождения, когда в близповерхностных условиях за счет влияния грунтовых вод может происходить нарушение катионных отношений. Осаждение кремнезема и его модификаций из раствора в процессе подъема гидротерм к поверх-

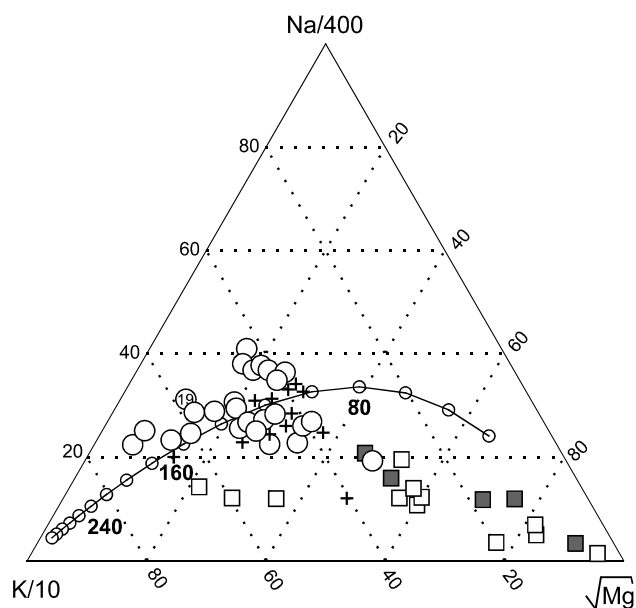


Рис. 6. Диаграмма относительных концентраций Na, K, и Mg для термальных вод, по [14].

Условные обозначения см. на рис. 3.

ности также вероятно. Корреляция значений Na/K и кварцевого геотермометров наблюдается в интервале 117–128°C (рис. 7, а), следовательно, этот диапазон температур можно считать наиболее вероятным. Расчеты также показывают, что в природных условиях при температуре воды 58–61°C воды пересыщены по отношению к кварцу, что приводит к уменьшению концентрации растворенной кремниевой кислоты в зоне разгрузки (рис. 7, б).

По данным о температуре вод и геотермическому градиенту региона, принятому по нижней границе 2°C на 100 м, глубина проникновения вод составляет не менее 3 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены современные изотопно-химические данные по Таватумскому месторождению термальных вод – одному из крупнейших месторождений на территории Магаданской области. Характерными особенностями азотных термальных вод Таватума являются: хлоридный кальциево-натриевый тип вод, повышенные содержания кремния и брома, минерализация 15–18 г/л, температура 58.5–60°C. Изотопный состав кислорода и водорода термальной воды указывает на атмосферный генезис месторождения, процессы длительного взаимодействия воды с горными породами в изотопном составе проявлены слабо.

В качестве основных процессов формирования химического состава хлоридных солоноватых трещинно-жильных термальных вод в прибрежных гидрогеологических структурах можно рассматривать два процесса: 1) участие глубинных рассолов (в том числе в виде криопэггов) и 2) катионный обмен в процессе взаимодействия морских вод (захороненных в ходе морских трансгрессий в голоцене) с породами. Основную роль в этом играли региональные гидрогеологические процессы: глубокое дренирование недр в позднеплейстоценовый криохрон, последующее глобальное потепление и трансгрессия Охотского моря в начале голоцена.

Оцененная с помощью различных геотермометров температура глубинного флюида составляет

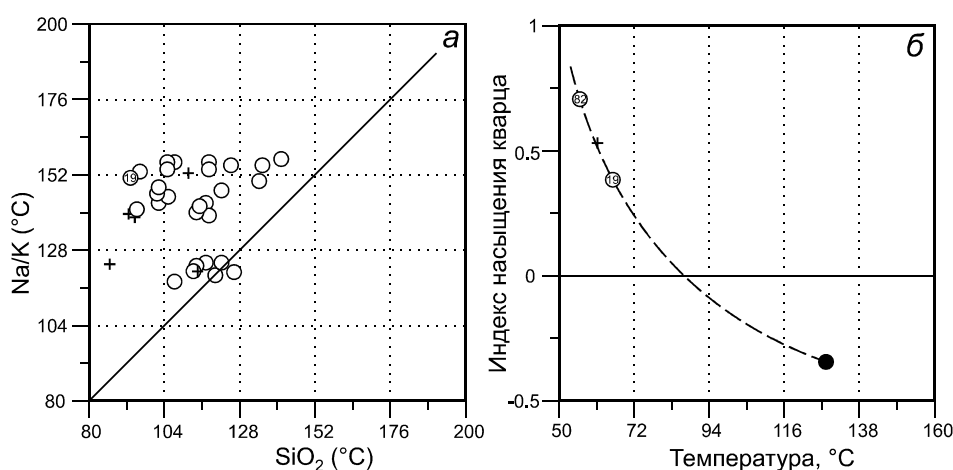


Рис. 7. Глубинные температуры вод, рассчитанные по катионному и кварцевому геотермометрам (а), а также оценка возможности образования вторичных силикатов из термальной воды при изменении температуры (б).

Черный круг – отражает расчетные температуры глубинных вод и равновесные концентрации кварца. Условные обозначения см. на рис. 3.

117–128°C, а глубина формирования составляет не менее трех километров.

Авторы выражают благодарность депутату Магаданской областной Думы И.Б. Донцову за организацию работ на месторождении.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 18-77-10007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Вариации изотопов кислорода и водорода в современной пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани, Восточная Чукотка // Лёд и снег. 2018. Т. 58, № 1. С. 78–93. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-78-93>
2. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
3. Гидрогеология СССР. Т. XXVI. Северо-Восток СССР М.: Недра, 1972. 297 с.
4. Гольдман В.Г. К вопросу о формировании береговых терм Северо-Востока СССР // Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967.
5. Глотов В.Е., Глотова Л.П., Гидрогеология северной береговой зоны Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 6. С. 31–42.
6. Иванов В.М., Сухопольский О.В. Объяснительная записка к гидрогеологической карте СССР. 1:200 000 (серия Магаданская). Лист 0-56-I. Магадан, 1982. 106 с.
7. Калабин А.И., Вечная мерзлота и гидрогеология северо-востока СССР // Труды ВНИИ-1. 1960. Т. 28. 470 с.
8. Огарев А.Ф., Аржановская В.И., Маккавеева А.А., Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Магаданской области. М., 1977. 80 с.
9. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
10. Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 5. С. 480–504.
11. Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонов Н.А., Александров И.А., Ивин В.В., Челнокова Б.И. Геохимия и условия формирования Ульского термального источника (Охотоморское побережье, Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 2. С. 73–85.
12. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing model for geothermal systems // Geotherm. 1977. V. 5. P. 41–50.
13. Fournier R.O. A revised equation for Na-K geothermometer // Geotherm. Res. Council. Trans. 1979. 3. P. 221–224.
14. Giggenbach W.F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators // Geochim. Cosmochim. Acta. V. 52. P. 2749–2765.
15. International Atomic Energy Agency (IAEA), World Survey of Isotope Concentration in Precipitation, Environmental Isotope data, 1. Vienna, 1969–1990.
16. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329–346.
17. Langmuir D., Melchior D. The geochemistry of Ca, Sr, Ba and Ra sulfates in some deep brines from the Paulo Duro Basin, Texas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. 49. P. 2423–2432.
18. LeGrande AN, Schmidt GA, Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater // Geophys. Res. Lett. V. 33 (12).
19. Plummer N., Busby J., Lee R., Hanshaw B. Geochemical modelling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. // Water Resour. 1990. Res. 26. 1981–2014.
20. User's guide AQUACHEM – A computer program for speciation, reaction-path, advective transport, and inverse geochemical calculation. 2005. Waterloo. P. 70.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

после доработки 17.03.2021 г.

принята к печати 27.05.2021 г.

G.A. Chelnokov, I.V. Bragin, N.A. Kharitonova

New isotope-geochemical data on Tavatum thermal waters (Magadanskaya Oblast)

The article presents the results of isotope-chemical research of the Tavatum thermal water deposit (coast of the Sea of Okhotsk, Magadanskaya Oblast), as well as surrounding underground and surface waters. For the first time, data on the content of isotopes of oxygen and hydrogen in the underground and surface waters were obtained, and the analysis of trace elements was performed. The results show that the chloride sodium-calcium mesohalinous thermal waters of the Tavatum deposit are atmogenic; two processes can be considered as the main processes of the chemical composition formation: 1) involvement of deep brines (including cryopeg waters) and 2) cationic exchange in the interaction of sea waters (buried during marine transgressions in the Holocene) with rocks. In the chemical composition of thermal waters, there are indicator chemical elements reflecting the impact of deep high-temperature processes. The temperature of the deep fluid estimated by different geothermometers is 117 to 128°C, and the depth of formation is at least three kilometers.

Key words: thermal water, hydrogeochemistry, isotopes, hydrogeology, Tavatum, Magadan.