

**НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ТЕРМАЛЬНЫМ ВОДАМ
ТАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)****И.В. Брагин¹, Г.А. Челноков^{1,2}, Н.А. Харитонова^{1,3}**¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; email: bragin_ivan@mail.ru²ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017³ФГОУВПО Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, г. Москва, 119991

Поступила в редакцию 3 марта 2020 г.

В статье представлены новые данные по химическому и изотопному составу термальных вод Тальского месторождения, расположенного в Магаданской области. Несмотря на то, что это крупнейшее в регионе эксплуатируемое месторождение низкоминерализованных щелочных азотных термальных вод, нами впервые были получены данные по содержанию в термальных и фоновых водах стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD), а также кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и углерода в гидрокарбонат-ионе ($\delta^{13}\text{C}$). Исследованные термальные воды являются пресными ($M = 980$ мг/л), щелочными ($\text{pH} = 8.9$), гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатными натриевыми с повышенным содержанием фтора (до 17 мг/л) и кремниевой кислоты (до 152 мг/л). Месторождение имеет питание за счёт атмосферных осадков, следов привноса продуктов таяния подземных льдов нами не обнаружено. Применена последовательная схема расчёта температуры глубинного резервуара, которая позволила определить температуру формирования вод 108°C , в то же время указывая на подмешивание флюидов, богатых калием и сульфат-ионом.

Ключевые слова: термальные воды, гидрогеохимия, стабильные изотопы, геотермометры, Талая, Магадан.

ВВЕДЕНИЕ

Термальные воды Дальнего Востока России известны уже более ста лет и привлекают внимание как недропользователей, так и исследователей. Стоит, несомненно, отменить работы по подземным водам Северо-Востока России [5, 6], которые, в основном, имеют гидрологическую и гидрогеологическую направленность. Несмотря на наличие комплексных работ по термам Дальнего Востока [10, 15, 17, 18], термальные воды Магаданской области остались без должного внимания.

Месторождение термальных вод «Талая» находится в Хасынском районе Магаданской области в 270 км к северу от г. Магадан (рис. 1), в верховьях реки Талой (левый приток реки Буюнды). На сегодняшний день на месторождении действует санаторий регионального значения «Курорт Талая». С областным центром курорт связывает автомобильная грунтовая дорога удовлетворительного качества. По направлению Магадан–Талая–Магадан ежедневно ходит автобус, что говорит о востребованности курорта

на данной территории и его доступности для жителей Магаданской области.

Горячий источник был известен местному населению давно, однако сохранившихся архивных записей осталось немного. Известно, что источник находился в широком распадке близкого к широтному простираю, соединяющем долину р. Талой с долиной руч. Кривого. Участок проявления горячих вод составлял донную часть распадка, обладающую наиболее высокими абсолютными отметками; последние от участка понижаются как в сторону долины р. Талой, так и в сторону долины руч. Кривого. Абсолютная высота участка 774.5, высота над уровнем дна названных долин соответственно равна 84–85 м и 34–35 м. Возможные области питания источника находятся на 200–250 м выше. Естественных выходов было несколько, все они располагались в пределах площадки радиусом в 15–20 м, представляя собой продолговатые ямки, заполненные термальной водой с различными температурами, дебитами и газонасыщенностью. Из-за хозяйственной деятельности дебит

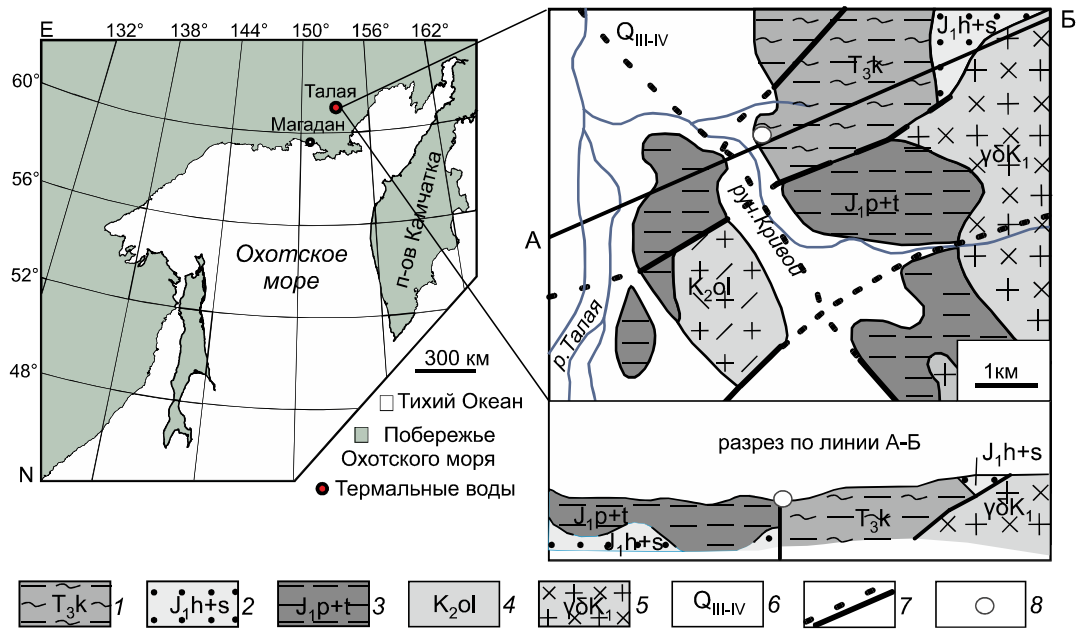


Рис. 1. Расположение и геологическое строение Тальского месторождения термальных вод, по [11], с изменениями.

1 – верхний триас, карнийский ярус, глинистые сланцы, алевролиты; 2 – нижняя юра, геттангский и синемюрский ярусы, песчаники и алевролиты; 3 – нижняя юра, плинсбахский и тоарский ярусы, алевро-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 4 – верхний мел, ольская свита, риолиты и их туфы, игнимбриты, витрофиры; 5 – раннемеловые интрузивы, гранодиориты, сиенодиориты; 6 – четвертичная система, галечники, пески, суглинки; 7 – тектонические разломы (предполагаемые и достоверные); 8 – скважина «Центральная».

естественных выходов упал, и в итоге последние иссякли. В 1940-х годах на области выхода термальных вод были проведены подсчеты запасов. В дальнейшем было принято решение об увеличении дебита месторождения, в результате чего было пробурено несколько скважин различной глубины. Однако на сегодняшний день эксплуатируется только одна – скважина «Центральная», глубиной 162 м. Термальные воды успешно использовались для лечения целого ряда заболеваний опорно-двигательной, нервной, мочеполовой и других систем организма. В настоящее время (2019–2020 гг.) на месторождении ведутся масштабные работы по реконструкции корпусов и, по словам недропользователей, в скором времени откроется обновленный курорт, отвечающий всем современным нормам бальнеолечения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД «ТАЛАЯ»

Термальные воды Тальского месторождения приурочены к осадочным отложениям верхнего триаса–нижней юры, прорванным туфо-эффузивными породами мела и сверху перекрытым рыхлыми ледниковыми отложениями четвертичного периода. Самыми древними геологическими образованиями района яв-

ляются осадочные породы, относящиеся к верхнему триасу. По площади распространения на дневной поверхности в окрестностях скв. «Центральная» этим породам среди прочих коренных пород принадлежит первое место (рис. 1) [11].

Мощность толщи верхнетриасовых карнийских сланцев определяется в среднем в 400–500 м, доходя до 800–1000 м. Толща интенсивно дислоцирована с образованием складок северо-западного и юго-восточного простирания. Осадочные отложения нижней юры представлены песчаниками, алевролитами и алевро-глинистыми сланцами геттангского, синемюрского, плинсбахского и тоарского ярусов различной мощности, залегающих, в основном, согласно. Выходы толщ на дневную поверхность наблюдаются на юго-востоке и юго-западе по склонам руч. Кривого и на северо-востоке на водоразделе между р. Талой и р. Буонда. Верхнетриасовая–нижнеюрская осадочная толща прорывается серией поздне меловых эффузивов ольской свиты, представленных риолитами и их туфами, срезанными эрозионными процессами. Наибольшим распространением в районе указанная свита пользуется на водоразделах в 3–4 км к югу – юго-западу от месторождения. Примерно в 3 км на восток от месторождения отложения прорываются раннемеловыми гранодиоритами, сиенодиоритами. В северо-

восточном направлении с данной интрузией связаны грейзены. Однако они находятся на удалении от месторождения и на геологической карте отображения не получили.

Все описанные породы в районе покрываются рыхлыми отложениями четвертичного периода как ледникового, так и межледникового происхождения. Мощность их варьирует в зависимости от рельефа и достигает 40–50 м непосредственно на термальной площадке месторождения. Верхние горизонты описываемых пород представлены преимущественно галечниками и гравийно-галечными отложениями, в нижних горизонтах преобладают более мелкие фракции – разнородные пески, супеси и суглинки.

Также по данным [11], в районе (в радиусе 20 км) Тальского месторождения выходят на дневную поверхность дайки, палеогеновые интрузии, грейзенизированные породы, тела которых могут быть скрыты в области формирования самого месторождения.

В гидрогеологическом отношении район представляет большой интерес как в смысле морфологии устойчиво талых водоносных комплексов и условий образования грунтовых вод, так и в отношении уровня и термохимического режима последнего. Сложность гидрогеологических условий района состоит в том, что они формируются под активным воздействием двух резко контрастных физико-геологических факторов: вечной мерзлоты, предельно ограничивающей развитие устойчивых водоносных горизонтов, и постоянных (иногда мощных) тепловых потоков, поднимающихся из недр земли (вместе с холодными и горячими водами) по тектоническим трещинам. Постоянные грунтовые воды распространены только в пределах депрессионных площадей, каковыми являются участки речных долин и распадков. На площадях, несущих положительные формы рельефа, имеют место сезонные грунтовые воды, приуроченные к деятельному слою. Наиболее водообильным и легко доступным водоносным комплексом является аллювий долины р. Талой, где устойчивые водоносные талики пользуются широким распространением как в горизонтальных направлениях, так и по вертикали. В питании грунтовых вод района принимают участие и атмосферные, и глубинные воды. По условиям залегания все воды района разделяются на воды рыхлых отложений и трещинные воды. Первые являются преимущественно холодными, иногда теплыми, пресными, вторые – преимущественно горячими, иногда холодными, минеральными.

Водовмещающие породы месторождения подверглись брекчированию и ряду сбросово-сдвиговых процессов, сложных в структурном отношении. Согласно исследованиям тектонического развития тер-

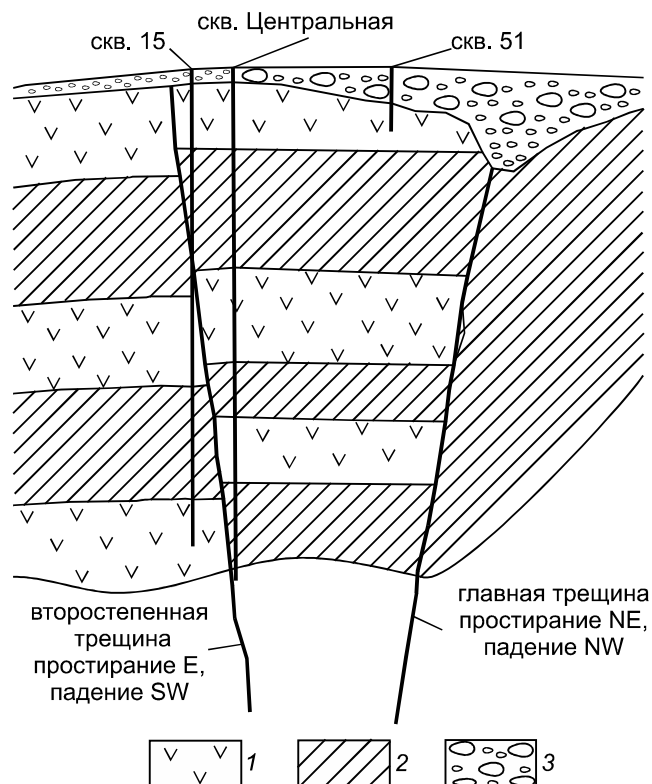


Рис. 2. Схематический геологический разрез по линии скважин 15–«Центральная»–51, по [11], с изменениями.

1 – меловые силлы андезитов, 2 – юрские глинистые сланцы, 3 – четвертичные галечно-валунные отложения.

ритории, можно выделить несколько особенностей формирования термальных вод [4]. Главной тектонической трещиной является сбросово-сдвиговая трещина северо-восточного простирания, крутого (под углом 80–85°) северо-западного падения. Вдоль этой трещины, главным образом к северу от нее, имеет место целый ряд второстепенных сбросовых трещин, падающих в различных направлениях и соединяющихся под различными углами как между собой, так и с основной трещиной. На рисунке 2, представляющем собой схематический геологический разрез по линии скважин № 15–«Центральная»–№ 51, показано падение главной сбросово-сдвиговой трещины и второстепенной сбросовой трещины широтного простирания. Последняя, как видно из чертежа, является каналом для одной из ветвей коренной струи глубинного флюида, поднимающегося по главной трещине. Пустоты в горных породах, образованные сбросовыми процессами, существенно дополняются пустотами в брекчиях и трещинами кливажа.

Изложенное о характере трещиноватости коренных пород, слагающих площадь выходов и ближайших окрестностей горячего источника, а также

ряд морфологических признаков, изученных при разведке месторождения, позволяют описать условия залегания термальных вод. Горячие воды существуют только на большой глубине, превышающей мощность зоны активной трещиноватости пород, что определяется в 150–200 м. К дневной поверхности они могут подниматься сосредоточенной «коренной» струей, приуроченной к одному магистральному каналу, каковым является упомянутая выше сбросово-сдвиговая трещина северо-восточного простирания. Поступая в зону активной трещиноватости, эта струя рассредоточивается по множеству сообщающихся между собой трещин и продолжает дальнейшее движение вверх уже в виде сложной системы струй, различающихся между собой как по мощности, так и по другим признакам (траектория и скорость движения воды, условия и характер смешения с холодными водами, гидрохимические процессы и т.д.). Границы площади рассеивания горячих вод в коренных породах определяются контурами зоны дробления последних и подпором со стороны окружающих холодных вод.

Поскольку данные по гидрохимии ограничивались лишь результатами более чем полувековой давности, а также отсутствовали данные по изотопии, позволяющие определить генезис вод, целью наших исследований было установление условий формирования Тальского месторождения термальных вод с использованием современных аналитических методов и методик исследований, основываясь на имеющихся данных по геологии и гидрогеологии.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2018 году были изучены фондовые материалы, а в два осенних полевых сезона 2018–2019 гг. проведены геолого-гидрохимические обследования на месторождении «Талая», включавшие как гидрохимическое опробование термальных и фоновых вод, так и отбор водовмещающих пород. Нестабильные параметры вод (рН, Eh, T, минерализация, $[\text{HCO}_3^-]$) определялись на месте. Пробы на макро- и микроэлементы отфильтровывались через мембранные фильтры 0.45 мкм, далее проба разделялась на две пробирки. Пробирка с пробой на катионы и микроэлементы подкислялась концентрированной азотной кислотой (Merck Suprapur). Определение ионов выполнено методом ионной хроматографии на ионном жидкостном хроматографе LC-20 (Shimadzu, Japan).

Изотопный анализ кислорода и углерода карбонатов выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН с использованием высоковакуумной системы для разложения карбонатов в 100 % фосфорной кислоте в вакуумных условиях при температуре 95°C [23].

Очистка выделенного CO_2 произведена методом криогенного разделения. Измерение изотопного состава проведено на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Fisher Scientific, Германия). Измерения изотопного состава проведены относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам NBS-18, NBS-19 и IAEA-CO-8.

Изотопный анализ кислорода и водорода воды ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) выполнен в лаборатории стабильных изотопов аналитического центра ДВГИ ДВО РАН. Подготовка проб воды для изотопного анализа проведена по стандартной методике высокотемпературного пиролиза воды на углероде. Для выполнения анализов было использовано следующее оборудование: высокотемпературный пиролизатор TC/EA (ThermoQuest, Bremen, Germany), соединенный с изотопным масс-спектрометром 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) $\delta^{18}\text{O} = (0.0) \text{‰}$; $\delta\text{D} = (0.0) \text{‰}$

GISP (Greenland Ice Sheet Precipitation) $\delta^{18}\text{O} = (-24.76) \text{‰}$; $\delta\text{D} = (-189.5) \text{‰}$

Результаты анализов δD и $\delta^{18}\text{O}$ 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 $\pm 0.7 \text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и δD , соответственно.

Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в гидрокарбонат-ионе даны в отношении к международным стандартам VSMOW и VPDB, соответственно. Погрешность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (1σ) составляла $\leq 0.1 \text{‰}$.

Расчёты индексов насыщения термальных вод по отношению к основным минералам вмещающих пород выполнялись с использованием методов физико-химического моделирования для условий атмосферного давления в 0,1 МПа и температуры растворов 70°C, как наиболее близкими к таковым на по-

верхности. Все расчёты производились при помощи компьютерного кода геохимического моделирования PHREEQC, встроенного в программный комплекс Aquachem 9.0 (Waterloo hydrogeologic) [24].

Расчёт глубинных температур производился с помощью геотермометров:

Кварцевый геотермометр [20]:

$$T = \frac{1309}{5.19 - \log[\text{SiO}_2]} - 273.15$$

Кварцевый геотермометр с учётом потери пара [20]:

$$T = \frac{1522}{5.75 - \log[\text{SiO}_2]} - 273.15$$

Халцедоновый геотермометр [14]:

$$T = \frac{1032}{4.69 - \log[\text{SiO}_2]} - 273.15$$

Na-K геотермометр [22]:

$$T = \frac{1390}{1.75 - \log[\text{Na}/\text{K}]} - 273.15$$

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В таблице 1 представлены данные об общем химическом составе подземных вод Тальского месторождения, как полученные из фондовых материалов [11], так и авторские, полученные при проведении полевых работ. В момент введения в эксплуатацию термальные воды Тальского месторождения по ионному составу относились к хлоридно-гидрокарбонатным

натриевым водам с повышенным содержанием кремния (до 94 мг/л H_2SiO_3), щелочной реакцией ($\text{pH} = 9$) и низкой минерализацией ($450 < \text{TDS} < 477$ мг/л) (Таблица 1) [4]. Состав типичный для Забайкальского типа азотных термальных вод, таких как Кульдур, Тумнин, Анненские, Чистоводное, Амгу и других.

Однако наши данные, полученные в 2018 году, свидетельствуют об изменении состава по мере эксплуатации месторождения. По химическому типу воды относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатному натриевому типу с повышенным содержанием кремния (до 151.9 мг/л H_2SiO_3) и в два раза увеличившейся минерализацией (до 980 мг/л). Реакция среды восстановительная ($E_h = -82$ мВ). На диаграмме Пайпера (рис. 3) видно изменение состава термальных вод месторождения в разные годы, а также сравнение с поверхностными водами (р. Талая), формирующими свой состав на водоразделах в меловых андезитах и риолитах. Отмечаются повышенные содержания лития, фтор-иона, бора, а также бериллия и мышьяка.

Концентрация тех или иных химических элементов в растворе определяется особенностями питания и дальнейшего изменения состава термальных вод под действием процессов, происходящих во вмещающих их горных породах. Поскольку общая минерализация вод, по нашим данным, небольшая (менее 1 г/л), сложно предполагать влияние каких-либо захороненных

Таблица 1. Макрокомпоненты и основные физико-химические параметры термальных вод Тальского месторождения.

Элемент анализа	Ед.изм.	Талая. скв.11 [9]	Талая. скв.15 [9]	Талая. скв.62 [9]	Талая. скв. «Центральная»	Река Талая
Химический тип		Na-Cl-HCO ₃	Na-Cl-HCO ₃	Na-Cl-HCO ₃	Na-HCO ₃ -Cl-SO ₄	Ca-HCO ₃ -SO ₄
Минерализация		450	475	477	980	62
[Na ⁺]		117.3	124.2	117.5	200	1.95
[K ⁺]					12.7	0.34
[Ca ²⁺]		4.7	2.1	3.0	11.1	6.21
[Mg ²⁺]	мг/л	0.3	0.9	0.5	0.2	0.55
[F ⁻]		-	-	-	16.8	-
[Cl ⁻]		78	81	77	56.5	0.31
[HCO ₃ ⁻]+[CO ₃ ²⁻]		128	128	121	84	10.2
[SO ₄ ²⁻]		20.6	27.2	20.9	282	10.4
H ₂ SiO ₃		91.4	94.4	94.1	151.7	10.8
T _{изм.}		88	90	90	75	2
T _{кварц} *	°C	120	121	121	136	-
T _{халцедон} *		90	92	91	108	-
T _{Na-K} *		-	-	-	199	-
pH		9	9	9	8.69	5.75
E _h	мВ	-	-	-	-82	423
δD _{VSMOW}		-	-	-	-177.9	-192.1
δ ¹⁸ O _{VSMOW}		-	-	-	-23.4	-24.9

Примечание. * – температуры, рассчитанные при помощи геотермометров.

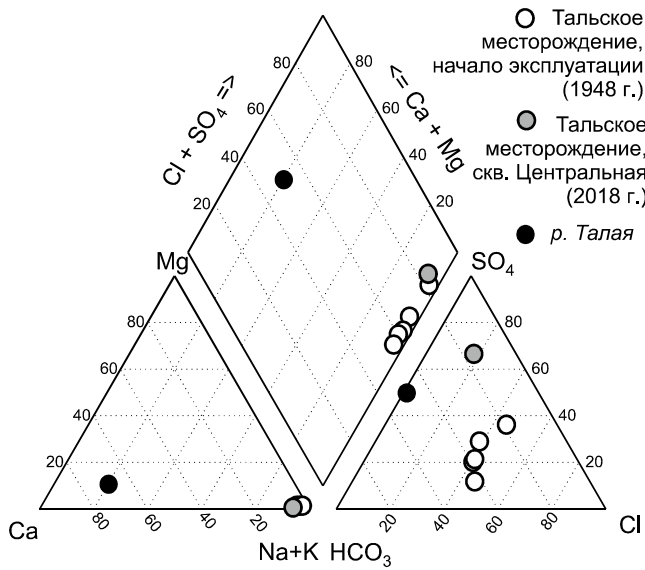


Рис. 3. Классификационная диаграмма изученных вод.

рассолов или криопэггов. Стоит отметить, что состав терм немного нетипичен для так называемого «Забайкальского типа» азотных терм, поскольку для этих терм характерна минерализация менее 0.5 г/л и гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый состав [9, 12, 15]. В то же время исследуемые минеральные воды «не дотягивают» по составу до «Паратунского» типа, для которого характерен хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый состав и минерализация от 1 до 2.7 г/л [13]. Рассмотрим возможные механизмы и источники поступления основных ионов в раствор, а также факторы, определяющие уникальный состав вод исследуемого месторождения терм.

Источником натрия могут служить несколько минералов и реакций: конгруэнтное растворение хлоридов и сульфатов, а также инконгруэнтное растворение алюмосиликатов. Если натрий с хлором переходит в раствор без проблем, то растворение тех же сульфатов контролируется образованием вторичных минералов кальция, магния, железа и алюминия.

На генетических диаграммах Na-Cl, Na-SiO₃ и Na-SO₄ (рис. 4) видно, что большинство точек лежит на линии растворения алюмосиликатов, что свидетельствует об основном источнике поступления натрия и кремния в раствор. Однако если из содержания натрия вычесть вклад галита (пунктирные линии на графике), то точки окажутся выше линии, указывая на растворение не только альбита, но и, например, КПШ или анортита. Хотя при растворении последнего концентрация кальция контролируется растворимостью кальцита, что, тем не менее, не ограничивает нако-

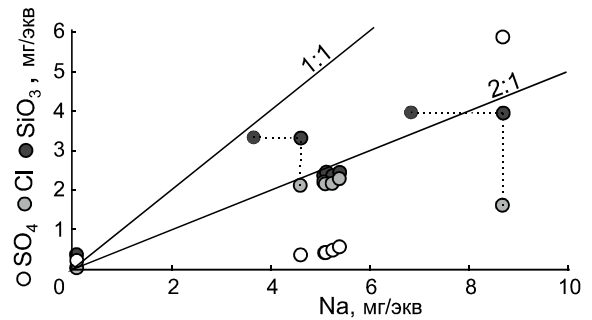


Рис. 4. Корреляционные диаграммы Na-Cl/SO₄/SiO₃ для термальных и фоновых вод Тальского месторождения.

пление кремния в растворе. Также на графике точка сульфат-иона лежит выше линии растворения сульфатов, что явно указывает на дополнительный источник сульфат-иона в растворе. Предположительно, это может быть растворение пирротина, обнаруженного нами в аншлифах водовмещающих юрских сланцев карнийской свиты. Дальнейшее изучение генезиса сульфат-иона – задача будущих исследований.

Источником гидрокарбонат-иона в азотных термальных водах может быть как растворённый углекислый газ из воздуха, так и окисленное органическое вещество, либо растворимые карбонатные минералы из вмещающих пород. По данным изотопных определений $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3}$ (-21.0 ‰), гидрокарбонат-ион имеет почвенное происхождение: метеорные воды, проходя через толщу педосферы, обогащаются углекислотой микробного происхождения, которая в дальнейшем участвует в процессах выщелачивания водовмещающих пород.

На рисунке 5 приведены данные по стабильным изотопам воды в районе исследований. Видно, что все фигуративные точки лежат достаточно далеко от исследованных нами ранее термальных вод [16], однако все они находятся в пределах линии метеорных вод. Это указывает на атмосферный источник формирования вод в условиях континентального климата высоких широт. Если сравнивать точки 2 и 3 (р. Талая и скв. «Центральная»), то видно, что река характеризуется более низкими значениями δD и $\delta^{18}\text{O}$, указывающими на питание за счёт подземных вод на более высоких гипсометрических отметках, в то же время при локальном питании терм более тяжёлые изотопные характеристики свидетельствуют о фракционировании либо при нагревании термальных вод, либо при дегазации во время подъёма воды к поверхности. Несмотря на то, что область питания термального источника располагается в зоне развития многолетне-мёрзлых пород, питания за счёт таяния захороненных ранее льдов не наблюдается, поскольку это приводило

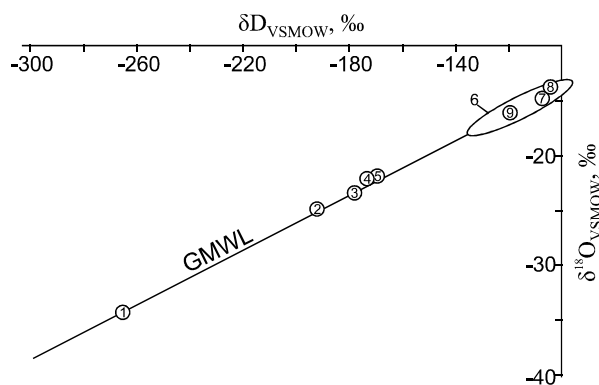


Рис. 5. Соотношение стабильных изотопов δD и $\delta^{18}O$ в различных типах вод Северо-Востока России.

GMWL – глобальная линия метеорных вод [19]; фигуративные точки: 1 – снег в пос. Талая; 2 – река Талая; 3 – Тальское месторождение, скважина «Центральная»; 4 – озеро Галитур; 5 – река Хета; 6 – азотные термальные воды Чукотки [10]; 7 – реки Чукотки; 8 – атмосферные осадки Охотоморского побережья; 9 – осадки арктической тундры побережья Северного Ледовитого океана [3].

бы наоборот – к более лёгким изотопным характеристикам термальных, нежели фоновых вод.

Поскольку Тальское месторождение находится вдали от побережья Охотского моря и, по сути, – в водосборе рек Северного Ледовитого океана, влияние, оказываемое здесь более тяжёлыми прибрежными осадками, значительно ослабевает. Это подтверждается полученными нами ранее данными по азотным термам Охотоморского побережья [16], а также опубликованными данными по азотным термам Чукотки (область 6 на рисунке 5) [10]. Примером этого, может стать река Хета (точка 5), обладающая также более тяжёлыми изотопными характеристиками по сравнению с рекой Талая. Точка отбора находится в 25 км от района исследований на той же широте и высоте, но река Хета впадает в Охотское море. Эти данные хорошо коррелируют с опубликованными данными по изотопным характеристикам вод Северо-Востока России (точки 7, 8, 9) [3].

ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ

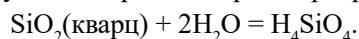
Для определения особенностей равновесия в системе «термальная вода–водовмещающая порода» был использован метод расчёта индексов насыщения (ИН) термальной воды относительно породообразующих минералов водовмещающих пород, а также возможных вторичных минеральных фаз, найденных нами на этапе микроисследований вмещающих пород. Так, подтверждаются процессы хлоритизации, эпидотизации, формирования гидроксидов железа и вторичного кальцита (ИН для хлорита, талька, гёти-

та и кальцита равны, соответственно, 3.49, 5.94, 3.14 и 0.46). Процессы выщелачивания полевых шпатов и сульфидов железа подтверждаются их отрицательным ИН для КПШ, альбита и пирита -2.22, -8.14 и -68.73, соответственно. Равновесие в системах с кремнием и фтором контролируются ИН кварца, халцедона и флюорита (0.11, -0.18 и 0.07, соответственно). Эти данные будут использованы в дальнейшем при расчёте температуры глубинного резервуара.

Для оценки температур глубинного резервуара, в котором происходит формирование геохимического облика термальных вод, нами использовались кварцевый и катионный геотермометры, основанные на принципах равновесия химических элементов (кремния и натрия-калия, соответственно), содержащихся в растворе. Равновесие между кварцем и раствором, а также между натриевым полевым шпатом и калием неизменно достигается в геотермальных резервуарах, когда температура резервуара превышает 150–180 °С. Соответственно, совместное применение кварцевых и Na/K-геотермометров в определённых условиях применимо к высокотемпературным геотермальным резервуарам.

Кремниевые геотермометры

Кремниевые геотермометры основаны на экспериментально определённых вариациях растворимости различных соединений кремния в воде как функции температуры и давления. Основная реакция поступления кремния в раствор – растворение кварца:



В большинстве гидротермальных систем глубинный флюид при температурах выше 180 °С находится в равновесии с кварцем вплоть до 870 °С, поскольку кварц обладает наименьшей растворимостью среди всех кремниевых полиморфов. Кварц – это обычный как первичный, так и вторичный минерал гидротермально-изменённых горных пород. Полиморфы кремния с менее упорядоченной кристаллической структурой (халцедон, опал, кристобалит) обладают большей растворимостью, чем кварц, тем самым формируясь при температурах ниже 180 °С [1].

По формуле [20], посчитаем значения температуры без учёта потерь пара при вскипании. Полученное значение (136 °С) близко, но ниже граничной температуры в 150 °С.

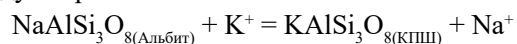
Поскольку при отборе пробы из скважины «Центральная» нами визуально фиксировалась дегазация и, как следствие, потеря гидростатического давления в резервуаре, попробуем применить формулу, учитывающую потерю пара из кипящих растворов [20]. Полученное нами значение оказалось ещё ниже и составило 132 °С и находится в пределах 120–180 °С, а это

указывает на то, что в данных условиях содержание кремния в растворе может контролировать халцедон, поэтому необходимо использовать халцедоновый геотермометр [14]. Полученное при использовании халцедонового геотермометра значение температуры 108 °С находится в пределах 100–120 °С, поэтому может считаться истинным для исследуемого объекта.

Не менее интересными оказались значения температур, рассчитанных для начала эксплуатации месторождения. Они практически совпадали с измеренными в скважине (88–90 °С для измеренных значений и 90–92 °С для рассчитанных). Это может указывать на стабилизированный, условно закрытый резервуар на момент начала эксплуатации. В дальнейшем при эксплуатации месторождения произошло нарушение геохимического кремниевого равновесия и, как следствие, наполнение резервуара за счёт более холодных флюидов, богатых калием и сульфат-ионом.

Na-K геотермометр

Соотношение содержания Na/K, уменьшающееся с увеличивающейся температурой флюида, основано на температурозависимой ионообменной реакции между натриевым и калиевым полевыми шпатами:



Однако в условиях использования данного вида геотермометров необходимо значение посчитанной температуры по кварцевому геотермометру более 180 °С при наличии хлоридного состава либо условий формирования, обуславливающих длительный водообмен [21]. Предположив последнее, посчитаем по предложенной формуле. Полученное значение порядком выше, чем таковые для кремниевых геотермометров (199 °С). Несомненно, данный вид геотермометров не испытывает такого влияния при разбавлении флюида поверхностными водами или потери пара вследствие того, что наступление равновесия в этой системе достигается намного медленней, чем в кремниевой [2]. В условиях замедленного водообмена поднимающийся флюид может вторично установить равновесие с минералами вмещающих пород в менее глубоких горизонтах и при более низких температурах, при этом сохранив свой катионный состав. Поэтому полученное значение может указывать на возможное подмешивание флюидов, богатых калием, а поскольку воды неравновесны с пороодообразующими алюмосиликатами, данный вид геотермометров может давать погрешность.

Посчитанные температуры глубинного резервуара при помощи кварцевого и катионного геотермометров представляют разные данные, варьирующиеся от 108–146 до 199 °С. Несомненно, катионный

геотермометр подвержен погрешности, вызываемой избыточным калием, поступающим, возможно, при конгруэнтном растворении солей из других водоносных горизонтов. Понижение температуры воды в скважине, а также появление сульфат-иона в химическом составе воды это подтверждает. Таким образом, подмешиваемые при эксплуатации месторождения флюиды, формирующиеся и циркулирующие в других водовмещающих породах, богатых сульфидами (пиритом или пирроотином), разубоживают термальный флюид. Однако подмешиваемый флюид с сульфат-ионом закисляет резервуар и смещает равновесие с алюмосиликатами, устанавливая равновесие при более высоких концентрациях кремния в растворе. Это, в свою очередь, увеличивает посчитанную температуру глубинного резервуара с 90 до 108 °С. Если исходить из значения среднего термоградиента в 3 градуса на 100 м, то мы получим возможные глубины циркуляции 3–4 км [8]. Многие исследователи связывают области распространения термальных вод с наличием аномального теплового поля, обладающего термоградиентом до 7–10 и более градусов на 100 м [7, 8]. Следовательно, мы можем предполагать, что в нашем случае глубина циркуляции может ограничиваться 1.5–2 км. Наличие такой аномалии может быть впоследствии подтверждено определениями изотопного состава гелия в спонтанных газах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Воды Тальского месторождения формируются в осадочных породах юры и триаса, прорванных меловыми эффузивами. Гидрогеологические условия продиктованы наличием неотектонических подвижек, сформировавших систему трещин и разломов, питающих и выводящих на поверхность исследованные гидротермы. Источником тепла, по-видимому, является неостывшее интрузивное тело, не вскрытое бурением при разведке месторождения. Исследованные термальные воды являются метеорными, т.е. атмосферные осадки проникают по системе трещин на глубину более километра, там нагреваются за счёт тепла неостывших интрузивных массивов и поднимаются к поверхности. Формирование основного ионного состава идёт за счёт растворения алюмосиликатов, повышенные содержания сульфат-иона, по-видимому, вызваны окислением сульфидов вмещающих пород. Последовательное использование различных геотермометров позволило определить температуру формирования вод 108 °С, указывая на подмешивание флюидов, богатых калием и сульфат-ионом.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.А., Присягина Н.И., Медведева Л.С. Скорость конгруэнтного растворения полевых шпатов в кислых и щелочных гидротермальных растворах // Геохимия. 1993. № 1. С. 28–37.
2. Алексеев В.А. Кинетические особенности действия Na/K геотермометра // Геохимия. 1997. № 11. С. 1128–1138.
3. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
4. Гидрогеология СССР. Т. XXVI. Северо-Восток СССР М.: Недра, 1972.
5. Глотов В.Е., Иванов В.В. Характер гидрогеохимической зональности в разнотипных осадочных бассейнах Северо-Востока СССР // Геология нефти и газа. 1982. № 4. С. 35–39.
6. Глотов В.Е., Глотова Л.П. Гидрогеология северной береговой зоны Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 6. С. 31–42.
7. Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 630–647.
8. Горнов П.Ю. Тепловое поле Охотоморского региона // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. 2017. С. 137–141.
9. Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. 166 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. Сопин П.А. Отчёт Тальской гидрогеологической партии по работам на Тальском горячем источнике и в районе санатория «Горячие ключи». Магадан, 1949.
12. 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.
13. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. В 5 т. Т. 2. Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: СО РАН, 2007. 389 с.
14. Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geochemistry in geothermal investigations // Geochim. Cosmochim. Acta 1983. V. 47. P. 567–577.
15. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Kharitonova N.A., Vysotskiy S.V. Geochemistry of thermal waters of continental margin of Far East of Russia // Acta Geol. Sinica. 2016. V. 90. P. 276–284.
16. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Veldemar A.A., Pavlov A.A. Rare-earth elements and isotopic geochemistry of thermal waters of the Okhotsk Sea shore, Far East of Russia // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Sci. 2020. V. 467, 012092.
17. Chelnokov G.A., Bragin I.V., Kharitonova N.A. Geochemistry of mineral waters and associated gases of the Sakhalin Island (Far East of Russia) // J. Hydrology. 2018. 559 942 953.
18. Chudaev O.V., Chudaeva V.A., Bragin I.V. Geochemistry of thermal waters of Sikhote-Alin, Russia // J. Pacific Geol. 2008. V. 27, N 6. P. 73–81.
19. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Sci. 1961. V. 133, N 3465. P. 1702–1703.
20. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing model for geothermal systems // Geothermics. 1977. V. 5. P. 41–50.
21. Fournier R.O. A revised equation for Na-K geothermometer // Geothermal Resources Council Transactions. 1979. V. 3. P. 221–224.
22. Giggenbach W.F. Geothermal solute equilibria // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 2749–2765.
23. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Gorbarenko S.A. Carbon and oxygen isotope microanalysis of carbonate // Rapid communications in mass spectrometry. 2009. V. 23. P. 2391–2397.
24. 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 2021 г.

принята к печати 21.07.2021 г.

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

New isotope-geochemical data on thermal waters of the Talskoe deposit (Magadan Oblast)

In this paper, we summarize new data on the chemical and isotopic composition of thermal waters of the Talskoye deposit in the Magadan Oblast. We were the first to obtain the data on the content of stable oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and hydrogen (δD) isotopes in thermal and background waters, as well as oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and carbon in bicarbonate ion ($\delta^{13}\text{C}$), even though this is the largest exploited deposit of low-mineralized alkaline nitric thermal waters in the region. The thermal water is fresh ($M = 980 \text{ mg/l}$), alkaline ($\text{pH} = 8.9$), hydrocarbonate-chloride-sulphate sodium with a high content of fluorine (up to 17 mg/l) and silicic acid (up to 152 mg/l). The deposit is fed by atmospheric precipitation; we did not find traces of melting underground ice supply. A sequential scheme for calculating the temperature of a deep reservoir was applied, which allowed the temperature of water formation to be constrained at 108°C suggesting an input of fluids rich in potassium and sulfate ion.

Key words: thermal waters, hydrogeochemistry, stable isotopes, geothermometers, Talaya, Magadan.