

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ТАДЖИКИСТАНА

© 2020 г. Т. А. Киреева^{a, *}, Ф. С. Салихов^b, А. Ю. Бычков^{a, c}, Н. А. Харитонов^{a, d, **}

^aМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова Геологический факультет, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^bФилиал Московского государственного университета в г. Душанбе, ул. Бохтар, 35/1, Душанбе, 734003 Республика Таджикистан

^cИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^dДальневосточный геологический институт ДВО РАН, просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

*e-mail: ta_kireeva@mail.ru

**e-mail: tchenat@mail.ru

Поступила в редакцию 12.03.2018 г.

После доработки 06.11.2018 г.

Принята к публикации 03.12.2019 г.

В статье представлены новые данные о химическом составе минеральных источников Памира (Фируза–МГУ, Гарм-Чашма) и предгорий Тянь-Шаня (Тандыкуль, Обигарм и Ходжаобигарм), рассмотрены геологические условия их распространения. Микрокомпонентный состав этих источников определен впервые. Расчет генетических коэффициентов (V/Cl, V/Br и Li : Rb : Cs) позволил определить генезис исследованных источников. Расчет базовых глубинных температур, полученный по методу Na–K геотермометра, показал значения от 136 до 240°C, что указывает на глубинные условия формирования вод источников. Впервые полученные данные о содержании $\delta^{18}\text{O}$ и δD свидетельствуют, что изученные термальные воды, скорее всего, являются метеорными, а незначительное отклонение от линии метеорных вод происходит вследствие наложенных процессов.

Ключевые слова: термальный источник, микрокомпоненты подземных вод, геотермометр, изотопы
DOI: 10.31857/S0016752520030061

ВВЕДЕНИЕ

В Памиро-Тяньшаньской горноскладчатой области выходы термальных вод достаточно многочисленны и приурочены к различным породам — магматическим, метаморфическим и осадочным. Данный регион является “коллекцией” минеральных вод, которая состоит из 72 наиболее известных холодных, теплых и горячих источников различного химического состава, насыщенных углекислым или азотным газами. Большинство источников расположено в глубоких долинах рек. Наиболее широко распространены минеральные углекислые воды, среди которых в виде локальных участков разгружаются азотные термы.

Холодные углекислые воды являются водами неглубокой циркуляции и приурочены к мелким второстепенным разломам. Теплые и горячие углекислые воды (известные только на Памире) связаны с крупными разломами глубокого заложения. Несмотря на то, что они циркулируют в различных

типах водовмещающих толщ, химический состав их примерно одинаков: они содового типа гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые. Наиболее известным и крупным источником (групповые выходы вод) до последнего времени являлось месторождение углекислых вод Гарм-Чашма, расположенное в юго-западной части Памира, на западном склоне Шах-Дарьинского хребта. Источник Фируза–МГУ, открытый летом 2015 г. превосходит его по величине.

Среди азотных терм наиболее известно месторождение азотных терм — Обигарм, на базе которого еще в 1946 г. был открыт республиканский курорт. Воды этого источника хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевые. К этому же типу сульфатных терм относятся воды источников Тандыкуль и Ходжаобигарм.

По водам термальных источников Таджикистана выполнен значительный объем определения состава макрокомпонентов и содержания растворенных газов, однако их микрокомпонент-

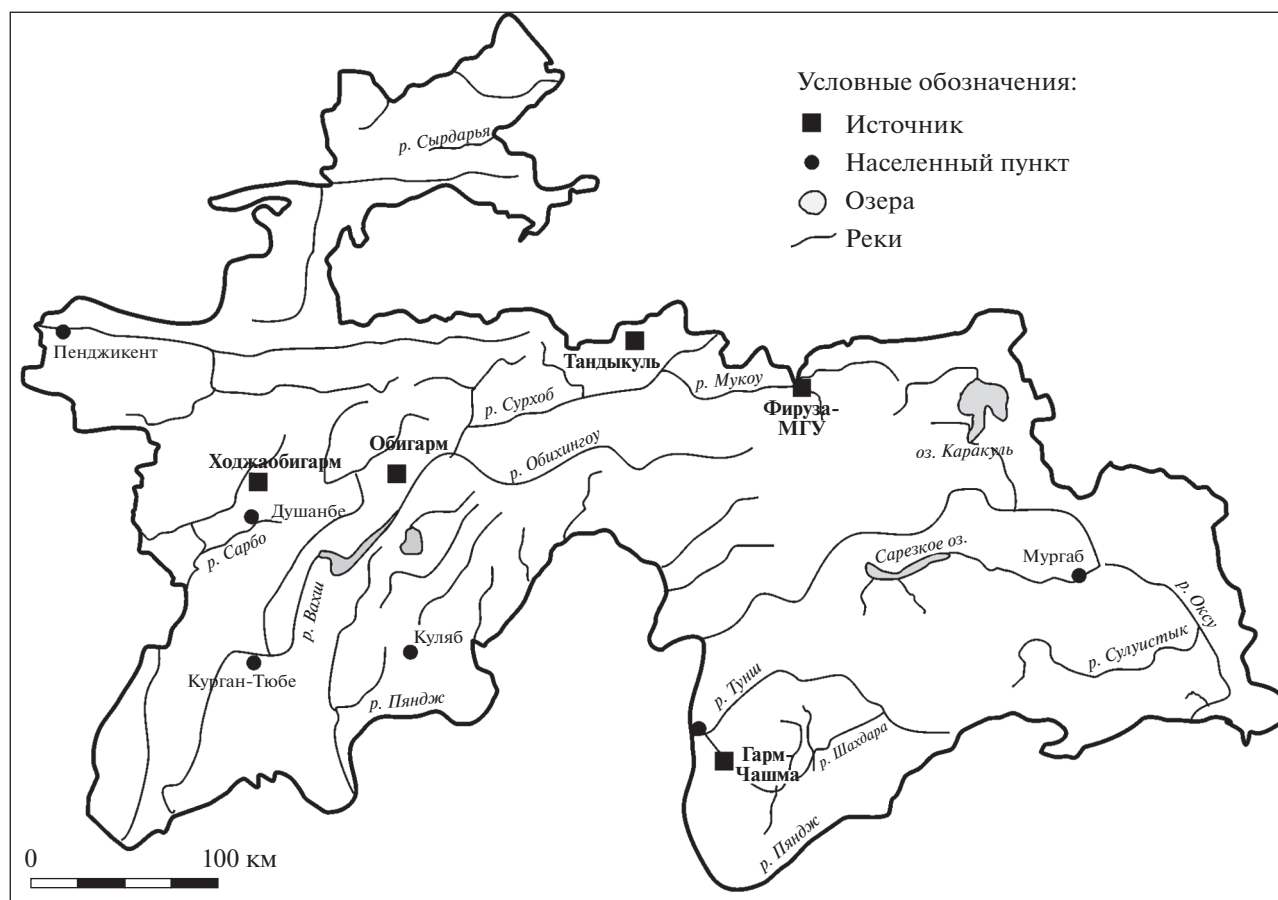


Рис. 1. Схема расположения исследованных источников.

ный состав оставался практически неизученным, что связано как с недостаточной аналитической базой, так и расположением многих источников в труднодоступной горной местности, затрудняющее отбор проб. Поэтому основной задачей исследования являлось изучение содержания микрокомпонентов в водах известных термальных источников Таджикистана и сравнение этих значений с составом недавно открытого углекислого источника Фируза–МГУ (Бычков, Киреева, 2015).

Кроме того, в литературе не удалось обнаружить никаких сведений о содержании стабильных изотопов кислорода и водорода в термальных источниках Таджикистана. В настоящей работе приводятся данные о содержании кислорода-18 и дейтерия в трех источниках – Ходжаобигарм, Обигарм и Тандыкуль.

Подобный анализ, который позволяет уточнить условия формирования вод источников, имеет не только научное, но и важное практическое значение, поскольку минеральные воды являются основой функционирования санаторно-курортного комплекса Таджикистана, заводов и

цехов разлива вод. Новые данные позволят более полно использовать имеющиеся минерально-сырьевые ресурсы термальных вод.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Источник Фируза–МГУ. Источник минерализованных вод Фируза–МГУ расположен на Северном Памире, в долине р. Баландкиик, на левом борту р. Джайловкумсай, в месте слияния ее с рекой Баландкиик (рис. 1), на высоте 3925 м (Салихов, 2015).

Источник представляет собой выход слабоминерализованных вод в аллювиальных отложениях (переотложенные моренные образования) левого борта поймы р. Джайловкумсай (рис. 2). Устье источника – углубление подковообразной формы размером 5 м × 2 м и глубиной 1.4 м заполненное прозрачной водой. Температура источника невысока (+14°C), но все же теплее, чем в водах соседствующих с ним рек Джайловкумсай и Баландкиик на 6°C. Вкус воды пресный, со слабо уловимой, карбонатной солоноватостью. Дебит 7 л/с.



Рис. 2. Устьевая часть источника Фируза–МГУ (Салихов, 2015).

Изливающаяся из устья источника вода веерообразно растекается по широкой дуге системой неглубоких, ступенчатых бассейнов, сложенных известковистыми туфами. Эта система бассейнов образует линейно вытянутую площадь развития известковистых туфов длиной около 130 м и максимальной шириной до 65 м с общей высотой отложений 14 м. Все они образуют каскады и природные бассейны, заполненные чистой водой, как правило, неглубокие (до 30 см), различной конфигурации и размеров (рис. 3) (Салихов, 2015). Площадь развития известковистых туфов и бассейнов около 5000 м², что позволяет считать источник Фируза–МГУ самым крупным по площади развития травертинов минеральным источником в Таджикистане (Чуршина, 1992).

Источник Гарм-Чашма. Минеральный источник Гарм-Чашма расположен в юго-западной части Памира, на западном склоне Шах-Дарьинского хребта в среднем течении реки Гарм-Чашма, являющейся притоком реки Пяндж, на абсолютной отметке – 2800 метров над уровнем моря (рис. 1). По условиям залегания минеральные воды источника являются типичными трещинно-жильными водами и приурочены к зонам трещиноватости, сопровождающим крупные тектонические нарушения разрывного характера. Водовмещающими породами являются кристаллические и метаморфические породы (гнейсы,

мрамора и мигматиты) докембрийского возраста, которые перекрыты неравномерным чехлом современных делювиальных и аллювиальных отложений. Питание трещинно-жильных вод участка осуществляется в основном за счет инфильтрации талых вод ледников, снежников и атмосферных осадков. Вода выходит на поверхность в виде фонтанирующих грифонов, расположенных по гребню травертиновой горки высотой 7–8 м и длиной до 1500 метров. Из двух грифонов вода выбивается мощными наклонными струями высотой от 0.5 до 1.2 метра (рис. 4), а в семи малых грифонах высота фонтанов около 10–15 сантиметров. На участке локализовано пять ярусов травертин, имеющих, вероятно, различный возраст (рис. 5). Наиболее древний конус травертин расположен выше по склону горы относительно к нижнему, наиболее молодому ярусу, к которому приурочены в настоящее время выходы термальных вод. Вода, переливаясь из трещин, образует несколько мелких и один крупный термальный водоем. Суммарный дебит источников колеблется от 5.0 до 6.0–7.0 л/с. Увеличение расхода отмечается в летне-осенний период, когда повышается среднемесячная температура воздуха. Воды источника Гарм–Чашма являются сероводородно-углекислыми, хлоридно–гидрокарбонатно–натриево–кальциевым термам, с минерализацией 3.0–3.3 г/л (Дислер, 1977). Особенностью этого



Рис. 3. Естественные “ванны” из известковых туфов (Салихов, 2015).

источника является высокая температура изливающейся воды (до $+66^{\circ}\text{C}$), что не характерно для большинства углекислых вод. Источники бурно газуют, выделяя CO_2 и H_2S . Содержание растворенного сероводорода в воде до 170 мг/л, CO_2 — до 400–500 мг/л у выхода на поверхность.

Месторождение термальных вод Тандыкуль расположено в горном массиве Тянь-Шань в 25 км к север-северо-западу от райцентра Джиргиталь, в верховье долины на левом борту р. Тамдыкуль, на высоте 2198 м (рис. 1). На базе месторождения Тамдыкуль функционирует местная сезонная водолечебница. Воды источника кремнистые (содержание кремнекислоты до 173 мг/л), высокотермальные (температура выхода $75\text{--}88^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые, с минерализацией около 0.8 г/л (Разыков, 2007).

Месторождение термальных вод Ходжаобигарм находится на правом берегу р. Варзоб в 50 км к северу от г. Душанбе, на высоте 1780–870 м (рис. 1). На базе месторождения Ходжаобигарм с 1934 года функционирует республиканский курорт. Геотермальные воды месторождения Ходжаобигарм используются для горячего водоснабжения и теплофикации всего санаторно-курортного комплекса. На месторождении зафиксировано 60 источников с суммарным дебитом 7.3 л/с и температурой на выходе $62\text{--}93^{\circ}\text{C}$. Гипсометрически выше

эксплуатационных кустов скважин располагаются скважины-шпур, выводящие на дневную поверхность радоновый пар, используемый пароманаторием курорта. Воды источников Ходжаобигарм радоновые (радона до 234 эман/л), кремнистые (содержание кремнекислоты до 221 мг/л), высокотермальные, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией 0.5–0.6 г/л (Разыков, 2007). На этом месторождении сложная сеть термовыводящих трещинных зон гранитного массива выходит на поверхность в верхней части крутых эрозионных врезов, формируя “висячие” барьерные очаги разгрузки (Елманова, 1977), обусловленные наличием тектонических экранов на пути продвижения термальных вод к поверхности.

Месторождение термальных вод Обигарм находится на правом борту р. Обигарм в 100 км к востоку от г. Душанбе, на высоте 1300–1400 м (рис. 1). На базе месторождения Обигарм с 1946 г. работает республиканский курорт. Геотермальные воды месторождения также используются для горячего водоснабжения поселка Обигарм. Термы месторождения кремнистые (содержание кремнекислоты до 56 мг/л), хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевые, с минерализацией 0.5–1.1 г/л и температурой выхода $40\text{--}52^{\circ}\text{C}$ (Разыков, 2007). Термальные минеральные воды месторождения



Рис. 4. Выход минеральных вод на источнике Гарм-Чашма (фотография с сайта <http://s02.radikal.ru/i175/0907/db/8899165f34d7.jpg>).



Рис. 5. Отложения травертинов на источнике Гарм-Чашма (фотография с сайта <http://s02.radikal.ru/i175/0907/db/8899165f34d7.jpg>).

Таблица 1. Макрокомпонентный состав вод (мг/л) минеральных вод Памира и Тянь-Шаня

Компоненты	Название источника					
	Фируза–МГУ	Гарм-Чашма*	Гарм-Чашма	Тандыкуль	Ходжаобигарм	Обигарм
	углекислые воды			сульфатно-гидрокарбонатные воды		
pH	6.7	6.8	6.8	7.8	8.5	7.2
Минерализация	1102	3473	2716	734	321	742
HCO ₃ ⁻	634.4	1692.1	1298.08	214.72	122.04	31.72
Cl ⁻	113.6	400.0	356.42	71.10	48.99	137.74
SO ₄ ²⁻	54.72	171.9	240	235.24	46.03	299.52
K ⁺	5.75	–	91.97	6.28	5.29	2.90
Na ⁺	112.47	–	622.41	227.86	89.24	219.74
Na+K	118.22	682.4	714.38	234.14	94.53	222.64
Mg ²⁺	19.2	81.6	12.75	1.95	0.98	3.84
Ca ²⁺	160.2	157.6	84.8	1.65	2.82	12.80
CO ₂ св.	145.2	285.0	–	–	–	–

* Содержания компонентов представлены из работы (Дислер, 1977); – нет данных.

Обигарм выходят по системе субвертикальных трещин в гранитах палеозойского возраста и разгружаются в водоносный горизонт, сложенный валунно-галечными отложениями четвертичного возраста, мощностью от 28 до 144 м. Таким образом, согласно данным Н.М. Елмановой (1977) воды месторождения характеризуются скрытыми очагами разгрузки: термовыводящие трещинные зоны перекрыты толщей рыхлых отложений.

МЕТОДИКА

Анализ химического состава вод источников был выполнен на кафедрах гидрогеологии и геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Определение содержания макрокомпонентов ((Na + K), Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻) проводилось методами объемного титрования по стандартным методикам. Определение микрокомпонентного состава было выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ELEMENT2 на кафедре геохимии. Пределы обнаружения элементов при использовании данного метода составляют 0.01 мкг/л. Результаты исследования приведены в табл. 1, 2 и 3.

Изотопный анализ кислорода и водорода воды ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, в лаборатории стабильных изотопов. Подготовка проб воды для изотопного

анализа проведена стандартным методом высокотемпературного пиролиза воды на углероде. Для определения изотопных отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и D/H в образцах воды использовали высокотемпературный конвертер TC/EA (ThermoQuest, Bremen, Germany) соединенный с изотопным масс-спектрометром MAT 253 (ThermoQuest, Bremen, Germany), работающий в режиме непрерывного потока гелия. Ввод образцов воды (0.5–1 мкл) в реактор термоконтвертера производился в автоматическом режиме с использованием автосемплера Combi PAL. Погрешность определения δD и $\delta^{18}\text{O}$ (1σ) составляла 0.8 и 0.2‰ ($n = 5$) соответственно. Измерения изотопных отношений проведены относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам. Результаты измерений δD и $\delta^{18}\text{O}$ даны в отношении к международному стандарту VSMOW.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По содержанию макрокомпонентов и формуле ионного состава воды исследованных источников разделились на две группы (здесь и далее содержание макрокомпонентов приводится в экв.-%): преимущественно гидрокарбонатные (содержание HCO₃⁻ > 50) – Гарм–Чашма и Фируза–МГУ (табл. 1, рис. 6) и сульфатно-гидрокарбонатные (содержание HCO₃⁻ < 50, содержание SO₄²⁻ > 20) – Тан-

Таблица 2. Микрокомпонентный состав (мкг/л) некоторых термальных источников Памира и Тянь-Шаня

Элемент	Название источника				
	Фируза–МГУ	Гарм-Чашма	Тандыкуль	Обигарм	Ходжаобигарм
As	<ПО	1.8	0.56	4.1	4.9
Zn	4.9	<ПО	5.3	2.9	3.1
Cu	0.7	<ПО	0.36	0.35	0.52
Mn	<ПО	3.3	2.9	2.2	0.95
Fe _{общ}	–	0.039	0.02	0.028	0.008
U	2.35	0.08	0.008	0.85	0.034
Pb	0.078	0.76	0.081	0.072	0.1
Ba	25	171	1	27	0.12
Li	169.5	1489	455	243	719
Rb	26	771	55	22	90
Cs	30.6	236	84	23	171
Ag	0.619	<ПО	0.073	0.043	0.049
Mo	11.81	1.8	0.28	12	29
Sr	853	2292	108	1166	125
B	1074	8110	1673	351	308
Br	50	1089	117	401	148
Si	–	75047	50237	12355	67291

Примечания. <ПО – меньше предела обнаружения; – нет определения.

дыкуль, Обигарм, Ходжаобигарм (табл. 1, рис. 6). Отметим, что преимущественно гидрокарбонатные воды располагаются в горах Памира, а сульфатно-гидрокарбонатные приурочены к отрогам горного массива Тянь-Шань (рис. 1).

Сульфатно-гидрокарбонатные воды имеют очень малую минерализацию, изменяющуюся в пределах 0.3–0.7 г/л. Значения pH слабощелочные: 7.2 и 7.8 в источниках Обигарм и Тандыкуль соответственно, и щелочные (8.5) в источнике Ходжаобигарм. В сульфатно-гидрокарбонатных водах среди катионов резко преобладает Na⁺, составляя 91–97 (табл. 1, рис. 6). На втором месте оказывается Ca²⁺ или Mg²⁺, содержание которых изменяется соответственно в пределах 1–6 и 2–3. В анионном составе содержания SO₄²⁻, Cl⁻ и HCO₃⁻ подвержены существенным колебаниям: 22–59, 19–37 и 4–46 соответственно.

Углекислые воды маломинерализованные: 1.1 и 2.71 г/л в водах источников Фируза-МГУ и Гарм-Чашма соответственно. Значения pH слабощелочные: 6.7–6.8. В этих водах преобладающим катионом является Ca²⁺ (источник Фируза-МГУ) или Na⁺ (источник Гарм-Чашма), содержание

которых составляет 54 и 67–85 соответственно (рис. 6). На последнем месте оказывается Mg²⁺, содержание которого составляет 3–11.

Полный анализ микрокомпонентного состава вод источников Гарм-Чашма, Тандыкуль, Обигарм и Ходжаобигарм выполнен впервые.

По содержанию K⁺ все источники близки между собой, за исключением резко повышенного содержания этого компонента в источнике Гарм-Чашма – около 92 мг/л, что на порядок больше, чем в прочих источниках.

По содержанию As (в пределах 0.56–4.9 мкг/л) воды источников достаточно близки между собой, и его количество обычно для углекислых вод, в которые часто отмечается повышенное содержание этого элемента. Исключение составляет полное отсутствие As в водах источника Фируза-МГУ. Это может объясняться существенно кальциевым составом вод источника, т.к. мышьяк мигрирует в виде анионов мышьяковой и мышьяковистой кислот (Крайнов, 2004), кальциевые соли которых малорастворимы, что вызывает его отложение совместно с кальцитом.

Содержания Zn и Cu во всех исследованных источниках близки между собой, также как и со-

Таблица 3. Значения генетических коэффициентов и показателей формирования некоторых источников Памира и Тянь-Шаня

Компоненты и показатели генезиса	Название источника				
	Фируза–МГУ	Гарм-Чашма	Тандыкуль	Холжаобигарм	Обигарм
Na, мг/л	112.47	622.41	227.86	89.24	219.74
K, мг/л	5.75	91.97	6.28	5.29	2.898
Na/K	19.56	6.77	36.28	16.86	75.82
M, г/л	1.10	2.71	0.7	0.3	0.7
pH	6.7	6.8	7.8	8.5	7.2
B, мг/л	1.1	8.110	1.673	0.380	0.35
Br, мг/л	0.05	1.089	0.117	0.148	0.41
B/Br	22	7.5	14.3	2.57	0.85
B/Cl	0.01	0.013	0.24	0.08	0.003
Формула ионного состава	$\frac{\text{HCO}_3\text{70 Cl 22 SO}_4\text{8}}{\text{Ca54 (Na + K) 35 Mg11}}$	$\frac{\text{HCO}_3\text{59 Cl 27 SO}_4\text{14}}{(\text{Na + K}) 85 \text{Ca} 12 \text{Mg} 3}$	$\frac{\text{SO}_4\text{47 HCO}_3\text{34 Cl 19}}{(\text{Na+K}) 97 \text{Mg} 2 \text{Ca} 1}$	$\frac{\text{HCO}_3\text{46 Cl 32 SO}_4\text{22}}{(\text{Na + K}) 95 \text{Mg} 3 \text{Ca} 2}$	$\frac{\text{SO}_4\text{59 Cl 37 HCO}_3\text{4}}{(\text{Na + K}) 91 \text{Ca} 6 \text{Mg} 3}$
T на выходе, °C	14	64	75-88	62-93	40-52
T по K-Na геотермометру, °C	136.2	239.6	92.9	147.2	53.2
Глубина заложения, км	3.9	6.9	2.8	4.2	1.6

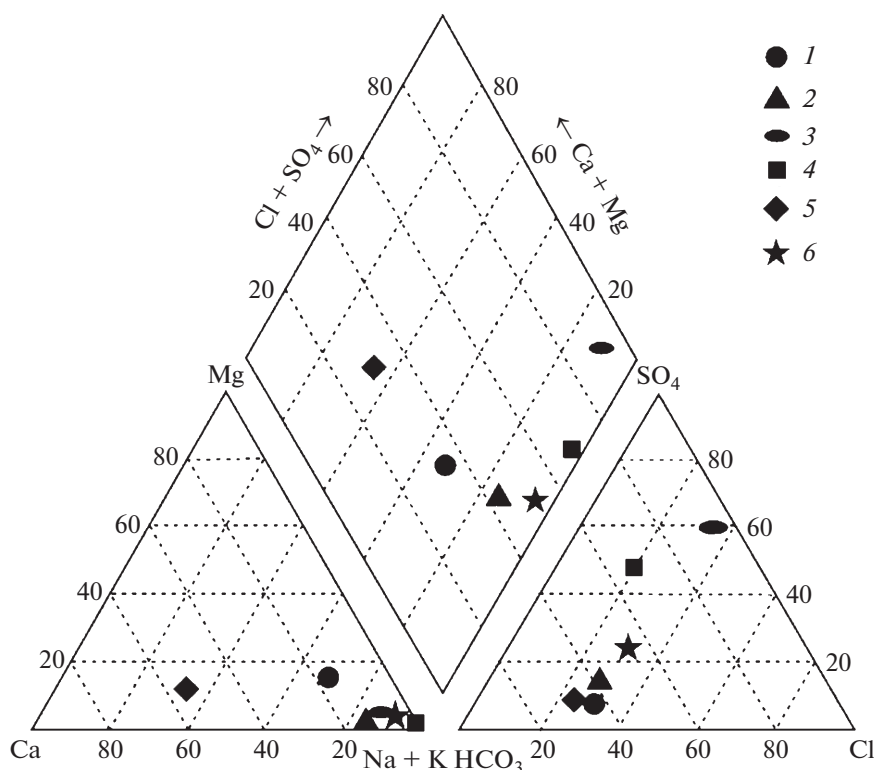


Рис. 6. Содержание основных макрокомпонентов на тройной диаграмме Пайпера. 1–6 источники: 1 – Гармчашма (данные авторов), 2 – Гармчашма (данные Дислер, 1977), 3 – Обигарм, 4 – Тамдыкуль, 5 – Фируза-МГУ, 6 – Ходжи-обигарм.

держание Mn, за исключением вод Фируза–МГУ, где этот элемент отсутствует. Это же относится и к Mo, за исключением вод источника Тамдыкуль, в котором его содержание резко понижено: 0.28 мкг/л, в то время как в прочих источниках его количество изменяется от 1.8 до 29 мкг/л (табл. 2).

Содержание Fe во всех источниках крайне незначительно, варьируя в интервале 8–39 мкг/л, что почти на два порядка ниже, чем в грунтовых водах. Количество Pb близко для всех источников, но на 1–2 порядка меньше содержания Fe.

Содержание кремниевой кислоты в водах источников близки, изменяясь в пределах 50–75 мг/л, за исключением источника Обигарм, где ее количество понижено (около 12 мг/л). Значения примерно соответствуют содержанию этого соединения в минеральных водах Кавказа (Крайнов, 2004).

Согласно систематизации природных вод по степени их ураноносности (Токарев, 1956), воды зоны активного водообмена содержат U в среднем 5.0 мкг/л, зоны затрудненного водообмена – 2 мкг/л, воды тектонических трещин – 4.0 мкг/л. В водах источника Фируза–МГУ содержание U составляет 2.4 мкг/л, что близко к значению для

вод затрудненного водообмена. В водах остальных источников урана содержится на 1–2 порядка меньше (табл. 2).

Содержания Ba и Sr в источниках достаточно близки между собой, а отношение Sr:Ba составляет: 34 (Фируза-МГУ), 13 (Гарм-Чашма), 108 (Тамдыкуль), 43 (Обигарм), 125 (Ходжаобигарм). Кларковое отношение Sr : Ba в глинистых породах составляет (в %) 0.08 : 0.045, т.е. стронция содержится в 1.8 раза больше (Скива, 1970). Соотношение Sr : Ba в пластовых хлоридно-натриево-кальциевых рассолах при минерализации около 100 г/дм³ обычно примерно соответствует 100 : 1. Таким образом, соотношение Sr : Ba в водах исследованных источников значительно выше, чем в глинистых породах и близко к значениям для пластовых рассолов.

В водах всех исследованных источников отмечается повышенное содержание бора (от 0.38 до 1.07 мг/л) и редких щелочей (литий, рубидий, цезий). Содержание последних составляет $n \times 10 - n \times 100$ мкг/л. Известно, что для высокотемпературных гидротерм районов современной вулканической деятельности характерны резко повышенные содержания редких щелочей (литий, рубидий, цезий) – до n мг/л, а бора до десятков мг/л

при общей минерализации до 1–8 мг/л (Арсанова, 1974). При этом отношение В/Сl, увеличение которого вулканологи рассматривают, как признак формирования вод в высокотемпературных условиях (привнос бора глубинными эндогенными флюидами) в водах изученных источников составляет: около 0.01 (Фируза–МГУ, Гарм-Чашма и Ходжаобигарм), 0.24 (Тандыкуль) и 0.003 (Обигарм) (табл. 3). Для сравнения, в пластовых водах зон затрудненного водообмена этот показатель равен 0.0003–0.0007 (т.е. на два порядка ниже), в термальных источниках областей активного вулканизма его значения изменяются в пределах 0.04–0.007 (Иванов, 1974), а в газопаровых выбросах действующих вулканов увеличивается до 0.1 (Трухин, 2003). Таким образом, по величине отношения В/Сl воды источников Памира близки к термам областей активного вулканизма, и температура их формирования не может быть ниже 100°C.

Можно рассмотреть также отношение В/Вг, которое показывает наличие эндогенной компоненты в природных водах (Киреева, 2009). Отношение В/Вг в водах источников изменяется от 2.6 (Ходжаобигарм) до 22 (Фируза–МГУ) (табл. 3), что близко к аналогичным значениям для высокотемпературных гидротерм (19–97) и резко отличается от отношения В/Вг для океанической воды, седиментогенных хлоридных пластовых рассолов и рассолов поверхностного испарения, в которых оно составляет 0.1–0.3 (Киреева, 2015). Исключение составляет источник Обигарм, где отношение В/Вг равно 0.85.

Таким образом, исходя из значений отношений В/Вг и В/Сl в источниках Фируза–МГУ, Гарм-Чашма, Тандыкуль и Ходжаобигарм, близким к этим показателям для глубинных гидротерм, можно предположить глубинное формирование вод источников в высокотемпературных условиях.

Наиболее глубинными водами в областях современного вулканизма считаются хлоридно-натриевые термы. Современные высокотемпературные (температура на выходе обычно превышает 100°C) хлоридно-натриевые термы представляют собой практически чисто хлоридно-натриевые (содержание NaCl около 90%) воды с общей минерализацией от 1.5 до 4.6 г/л, с рН 6–8, с высоким содержанием бора, калия, редких щелочей и мышьяка, в составе растворенных газов присутствуют: CO₂ (до 75–95%), N₂, H₂, CH₄ (до 10%) (Арсанова, 1974; Пилипенко, 1974). Для хлоридно-натриевых терм Камчатки характерны высокие концентрации щелочных металлов (мг/л): лития 1.10–5.83; рубидия 0.18–0.59; цезия 0.12–0.47 (Арсанова, 1974). А их соотношения составляют Li : Rb : Cs 100 : (7–12) : (8 : 11) (Арсанова,

1974). Аналогичные соотношения отмечены для источников Фируза–МГУ, Тамдыкуль и Обигарм. В источниках Гарм-Чашма и Ходжаобигарм отмечается отклонение от этой зависимости: в водах первого – в сторону пониженного содержания Li, а второго – в сторону повышенного содержания Cs.

Для выяснения генетического типа исследуемых вод был изучен изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) термальных вод из трех источников: Ходжаобигарм, Обигарм и Тамдыкуль. Как показывают полученные данные, изотопный состав всех трех источников довольно близок, лежит в диапазоне значений от –12.6 до 14.2‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и –83.2...–108‰ для δD и располагается очень близко к линии метеорных вод (рис. 7).

Наблюдается интересная зависимость, воды источников Ходжаобигарм и Обигарм локализируются с левой части от линии метеорных вод и демонстрируют облегчение в изотопном составе $\delta^{18}\text{O}$. Обычно, подобное облегчение вызвано изотопным обменом в системе вода–порода–углекислый газ, при значительном превышении газовой фазы над водной. Выявлены временные тренды вариаций содержания $\delta^{18}\text{O}$ и δD в термальных водах месторождения Ходжаобигарм. Колебания в значениях изотопов незначительные и не превышают 0.6‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 11‰ для $\delta^{18}\text{D}$. Едва заметное отклонение изотопного состава вод источника Тандыкуль от линии метеорных вод (обогащение $\delta^{18}\text{O}$) вызвано, вероятно, фракционированием изотопов при взаимодействии с водовмещающими породами в условиях высоких температур.

Таким образом, полученные содержание $\delta^{18}\text{O}$ и δD в исследованных термальных водах позволяют, с большой вероятностью предполагать, что исследованные воды – метеорные воды, а наблюдаемые вариации их изотопного состава являются следствием фракционирования изотопов кислорода и водорода в процессе эволюции растворов.

Для большей определенности условий формирования вод источников следует определить их палеотемпературу формирования, что возможно с применением метода геотермометра, т.е. определение температуры формирования растворов по соотношению значений концентрации некоторых компонентов. Наиболее известен Na–K геотермометр, основанный на отношении концентрации ионов натрия и калия, которое, в основном, определяется температурой растворов и не зависит от разбавления (Таран, 1988). Расчет этого показателя может быть произведен по формуле (Fournier, 1981):

$$T, ^\circ\text{C} = 933 / (0.993 + \lg[\text{Na}^+ / \text{K}^+]) - 273,$$

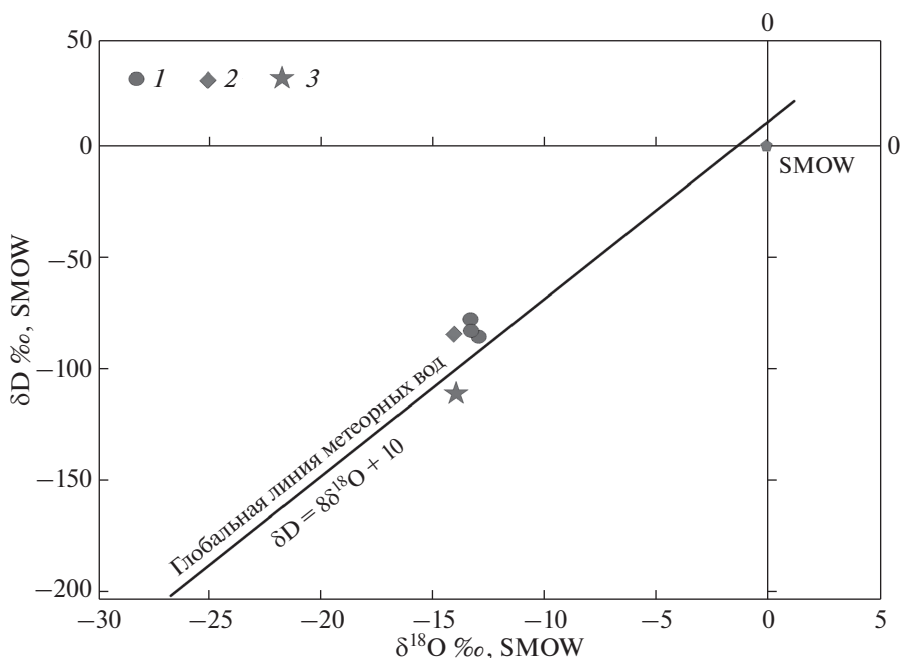


Рис. 7. Изотопный состав исследованных термальных вод: 1 – Ходжаобигарм, 2 – Обигарм, 3 – Тамдыкуль.

где $[Na^+]$ и $[K^+]$ – концентрация компонентов, мг/кг.

Расчет значений палеотемператур формирования вод источников показал высокие значения (°C): 136,2; 147,2; 239,6 для источников Фируза–МГУ, Ходжаобигарм и Гарм-Чашма соответственно (табл. 3). Значения, полученные для вод источников Тамдыкуль и Обигарм нельзя признать достоверными, так как они практически соответствуют температуре выхода вод. Это может объясняться разностью макрокомпонентного состава источников: воды источников Тамдыкуль и Обигарм существенно сульфатные (ион SO_4^{2-} преобладает в анионном составе), а метод Na–K геотермометра разработан для гидрокарбонатных вод.

Полученные значения палеотемператур для источников Фируза–МГУ, Ходжаобигарм и

Гарм-Чашма позволяют рассчитать приближительную глубину формирования вод. Считая, что нагрев вод происходил исключительно в региональном тепловом поле (без участия локальных теплоносителей), и, принимая, что геотермический градиент в горной местности не может быть меньше $3.5^\circ C/100$ м, получаем ориентировочную глубину заложения вод (км): 3.9; 6.9; 4.2 для Фируза–МГУ, Гарм-Чашма и Ходжаобигарм соответственно (табл. 3).

Для шести наиболее распространенных в этих водах микрокомпонентов (U, Li, Rb, Cs, V, Br) был проведен расчет коэффициента концентрирования, K_k (табл. 4). В целом, для всех источников K_{Li} значительно выше чем K_{Br} , и выявляется следующая закономерность в распределении K_k элементов: $Li > Cs > Rb > V > U \gg Br$. Наибольшее

Таблица 4. Значения коэффициента концентрирования некоторых элементов в водах термальных источников Памира и Тянь-Шаня

Источник	Коэффициент концентрирования элементов					
	K_U	K_{Li}	K_{Rb}	K_{Cs}	K_V	K_{Br}
Фируза–МГУ	~1	57	7.6	31	0.03	≤1
Гарм-Чашма	≤1	497	226	236	0.2	0.1
Тамдыкуль	≤1	153	16	84	0.05	≤1
Обигарм	0.28	81	6.5	23	0.01	≤1
Ходжаобигарм	≤1	240	26.5	171	0.01	0.01

значение K_k для всех шести элементов характерно для гидрокарбонатных вод месторождения Гарм-Чашма, а наименьшее для сульфатно-гидрокарбонатных вод месторождения Обигарм. Полученные значения коэффициента концентрирования находятся в хорошем соответствии с микрокомпонентным составом исследуемых вод: чем выше коэффициент концентрирования элемента, тем выше его содержание в воде. Например, K_U в источнике Фируза-МГУ равен единице, что на два порядка выше чем K_U в источниках Гарм-Чашма, Тандыкуль, Ходжаобигарм, и в пять раз больше чем K_U в источнике Обигарм. И действительно, наибольшая концентрация урана обнаружена в источнике Фируза-МГУ, а наименьшая в водах месторождения Тандыкуль (табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По содержанию макрокомпонентов и формуле ионного состава воды исследованных источников разделились на две группы (здесь и далее содержание макрокомпонентов приводится в экв.-%): гидрокарбонатные (содержание $\text{HCO}_3^- > 50$) – Гарм-Чашма и Фируза-МГУ (табл. 1) и сульфатно-гидрокарбонатные (содержание $\text{HCO}_3^- < 50$, содержание $\text{SO}_4^{2-} > 20$) – Тандыкуль, Обигарм, Ходжаобигарм. Выяснилось, что гидрокарбонатные воды располагаются в горах Памира, а сульфатно-гидрокарбонатные приурочены к отрогам горного массива Тянь-Шань.

Сульфатно-гидрокарбонатные воды имеют очень малую минерализацию, изменяющуюся в пределах 0.3–0.7 г/л. Значения pH слабощелочные (7.2–7.8) и щелочные (8.5). Из катионов резко преобладает Na^+ , составляя 91–97, на втором месте оказывается Ca^{2+} или Mg^{2+} . В анионном составе содержания SO_4^{2-} , Cl^- и HCO_3^- подвержены существенным колебаниям: 22–59, 19–37 и 4–46 соответственно. Гидрокарбонатные воды мало минерализованы (1.1 и 2.71 г/л), значения pH слабокислые (6.7–6.8). В этих водах преобладающим катионом является Ca^{2+} (источник Фируза-МГУ) или Na^+ (источник Гарм-Чашма), содержание которых составляет 54 и 67–85 соответственно.

Изучение микроэлементного показало, что по содержанию As (в пределах 0.56–4.9 мкг/л) воды источников достаточно близки между собой, и его количество обычно для углекислых вод. Исключение составляет полное отсутствие As в водах источника Фируза-МГУ. Содержания металлов (Zn, Cu, Mn, Mo, Fe, Pb) во всех исследованных источниках близки между собой и значительно ниже, чем в грунтовых водах. Содержание U в во-

дах источника Фируза-МГУ максимально и составляет 2.4 мкг/л, что близко к значению для вод затрудненного водообмена. В водах остальных источников U содержится на 1–2 порядка меньше. Содержание кремниевой кислоты в водах источников близки, изменяясь в пределах 50–75 мг/л, что примерно соответствуют содержанию этого соединения в минеральных водах Кавказа. Содержание Ba и Sr в источниках достаточно близко между собой, а отношение Sr : Ba значительно выше, чем в глинистых породах, и близко к значениям для пластовых рассолов.

В водах всех исследованных источников отмечается повышенное содержание бора, а значения отношений B/Vg и B/Cl близки к этим показателям для глубинных гидротерм.

Соотношения концентраций Li : Rb : Cs в водах источников Фируза-МГУ, Тандыкуль и Обигарм аналогичны значениям для наиболее высокотемпературных хлоридно-натровых терм Камчатки. В источниках Гарм-Чашма и Ходжаобигарм отмечается отклонение от этой зависимости: в водах первого – в сторону пониженного содержания Li, а второго – в сторону повышенного содержания Cs.

Расчет значений палеотемператур формирования вод существенно гидрокарбонатных источников, выполненный методом Na–K геотермометра, показал высокие значения (°C): 136,2; 147,2; 239,6 для источников Фируза-МГУ, Ходжаобигарм и Гарм-Чашма соответственно.

Расчет приблизительной глубины формирования вод источников Фируза-МГУ, Гарм-Чашма и Ходжаобигарм дал значения (км): 3,9; 6,9; 4,2 соответственно.

Изотопный состав исследованных термальных вод показывает, что наиболее вероятным источником этих терм являются метеорные (атмосферные) воды региона. Незначительное отклонение изотопного состава термальных вод от глобальной линии метеорных вод вызвано, по всей вероятности, фракционированием изотопного состава вод в процессе изотопного обмена при взаимодействии с водовмещающими породами и газовой фазой в условиях высоких температур и давлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсанова Г.И. (1974) *Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей*. Новосибирск: Наука, 110 с.
- Дислер В.Н. (1977) Углекислые воды Тянь-Шаня и Памира. *Вопросы гидрогеологии минеральных вод*. М.: Труды НИИ курортологии и физиотерапии, **34**, 192–218.
- Елманова Н.М. (1977) Основные типы месторождений азотных терм гранитных массивов. *Вопросы гидрогеологии минеральных вод*. М.: Труды НИИ курортологии и физиотерапии. Т. XXXIV, 144–161.

- Иванов Б.В. (1974) *Современная гидротермальная деятельность в районе вулканов Карымской группы. Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма*, Новосибирск, Наука, 32-38
- Киреева Т.А. (2009) К методике оценки эндогенной составляющей глубоких подземных вод. *Вестник Московского Университета Серия 4. Геология* **1**, 54-57.
- Киреева Т.А. (2015) Гидрогеохимические особенности инверсионных вод, в связи с нефтеносностью глубоких горизонтов осадочного чехла. Тезисы доклада. 2-я Всероссийская научная конференция с международным участием “Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами”, Владивосток, 275-278.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. (2004) *Геохимия подземных вод*, М.: Наука, 677 с.
- Пилипенко Г.Ф. (1974) *Гидротермы кальдеры Узон. Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма*. Новосибирск: Наука, 24-31.
- Салихов Ф.С. (2015) Минеральный источник в долине р. Баланджиик (Северный Памир). *ДАН Республики Таджикистан*, 58 (4), 338-342.
- Скива Н.С. (1970) Геохимия стронция и бария. Фрунзе: Из-во АН Киргизской ССР, 129 с.
- Таран Ю.А. (1988) *Геохимия геотермальных газов*. М.: Наука, 168 с.
- Трухин Ю.П. (2003) *Геохимия современных геотермальных процессов и перспективные геотехнологии*. М.: Наука, 376 с.