

УДК 551

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ ГИДРОТЕРМ ЧУКОТКИ

© 2008 г. Б. Г. Поляк, Е. О. Дубинина*, В. Ю. Лаврушин, А. Л. Чешко

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7;

E-mail: polyak@ginras.ru

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии РАН
119017 Москва, Старомонетный пер., 35

Поступила в редакцию 24.12.2007 г.

Опробованы 23 группы термоминеральных источников Восточной Чукотки с температурой на выходе от 2 до 97°C и минерализацией от 1.47 до 37.14 г/л и пресные поверхностные воды, распространенные в области выхода этих источников. Значения δD и $\delta^{18}O$ в поверхностных водах составляют от -121.4 до -89.5‰ и от -16.4 до -11.1‰ соответственно, а в термоминеральных – от -134.2 до -92.5‰ и от -17.6 до -10.5‰ . Значения δD в поверхностных водах уменьшаются с востока на запад в глубь полуострова. Гидротермы, максимально обедненные дейтерием ($\delta D < -120\text{‰}$), сосредоточены в Колучинско-Мечигменской депрессии – зоне новейшей геодинамической активности. Предложена модель формирования термоминеральных вод Чукотки. Показано, что наблюдаемые химические и изотопные характеристики этих вод в большинстве случаев могут быть результатом смешения в различных пропорциях поверхностных вод и глубинного изотопно-легкого минерализованного компонента ($\delta D \approx -138\text{‰}$, $\delta^{18}O \approx -19\text{‰}$, $M = 9.5\text{--}14.7$ г/л). Обсуждается природа этого компонента. Вероятнее всего, это подмерзлотные воды, подвергшиеся некоторому криогенному метаморфизму.

О горячих источниках на востоке Чукотки известно еще с конца XVIII века. Но научные их исследования начались только в середине 1930-х годов. Накопленные в процессе геолого-съёмочных и тематических работ сведения об этих источниках были с разной степенью детальности изложены в обобщающих публикациях [Швецов, 1957; Калабин, 1959; Иванов, 1960; Завгородний, 1962; Зеленкевич, 1963; Гольдтман, 1967; Каталог..., 1969; Гидрогеология СССР..., 1972]. Фрагментарные сведения о наиболее популярных источниках содержатся также в некоторых сводках [Чукотка..., 1995; Природные..., 2003]. Списки термальных источников с некоторой сопутствующей информацией приведены Ю.В. Крюковым [Экосистемы..., 1981] и Т.С. Степиной [Владимирцева и др., 2001].

Большинство источников выходит на низких абсолютных отметках в непосредственной близости от берега моря. Но и удаленные от моря на 40–50 км термоминеральные источники разгружаются на отметках обычно ниже +100 м. По анионному составу воды источников чаще всего относятся к хлоридным, реже – к хлоридно-гидрокарбонатным, а по катионному – к натриево-кальциевым.

Особенности размещения и солевого состава термальных вод Чукотки привели к представлениям об их генетической связи с морскими водами. Некоторые исследователи [Швецов, 1937; Стремяков, 1967 и др.] полагали даже, что мор-

ские воды непосредственно питают термы, инфильтруясь в прибрежные массивы горных пород. В то же время В.В. Иванов считал, что солевую нагрузку терм нельзя объяснить ни проникновением в глубь материка вод современного океана, ни участием древних ископаемых или эпигенетически измененных морских вод; он полагал, что "...термальные воды образовались за счет иловых вод морских бассейнов, геологически значительно более молодых, чем те древние породы, в которых они в настоящее время находятся" [Иванов, 1960, стр. 233].

Но о происхождении самой воды (H_2O) термоминеральных флюидов невозможно судить без знания ее изотопного состава, который ранее не изучался. С этой целью нами в 2002 и 2004 гг. были опробованы воды ряда термальных источников Восточной Чукотки¹. Результаты изотопного анализа водорода и кислорода воды части проб уже были опубликованы [Чешко и др., 2004]. В настоящей статье они дополнены материалами изучения образцов, взятых позднее, а также проб из некоторых других источников, обследованных в 2004 и 2005 гг. сотрудниками ФГУП "Георегион" (г. Анадырь), которые любезно передали их нам для анализа. Всего было исследовано 80 проб термоминеральных и поверхностных вод для

¹ В полевых работах 2002 г. и анализе собранного тогда материала участвовал сотрудник Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский) к. г.-м. н. Е.А. Вакин, скончавшийся 13 сентября 2003 г.

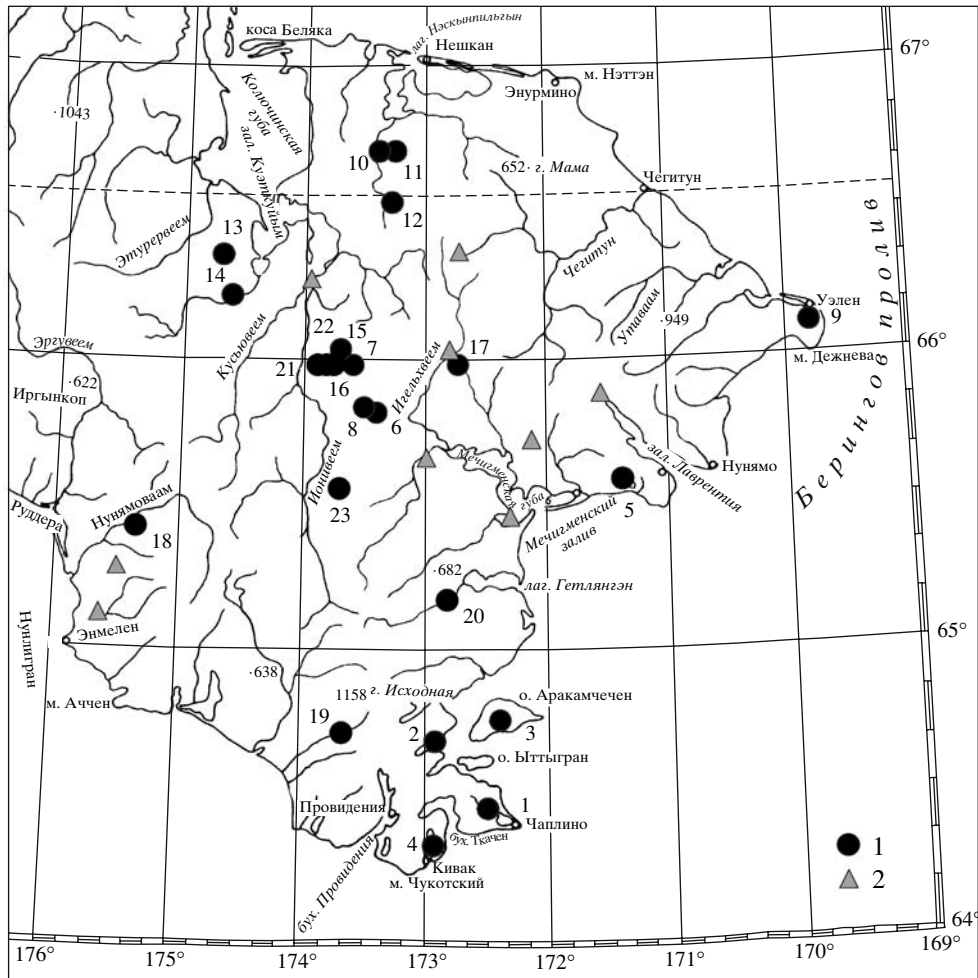


Рис. 1. Термоминеральные источники Восточной Чукотки с изученным изотопным составом H_2O .

1 – группы источников; 2 – проявления позднекайнозойского базальтового вулканизма, по [Акинин, Апт, 1994; Крюков, 1980; Недомолкин, 1978; Романова, Жукова, 1970].

Цифрами обозначены источники (в скобках – их другие названия, иногда указывающиеся в литературе): 1 – Чаплинские, 2 – Сенявинские, 3 – Аракамчеченские, 4 – Кивакские, 5 – Кукуньские (Лоринские), 6 – Мечигменские (Гильмилинские, Хельхмыллевеевские), 7 – Бабушкины Очки (Безымянные), 8 – Туманные, 9 – Дежневские, 10 – Нэшканские, 11 – Тэюкейские (Тагъкевеевские), 12 – Куб (Право-Тынынваамские), 13 – Вытхытыявеевские, 14 – Оранжевые (Кальхеурервеевские), 15 – Оленьи (Ынпынэнвеевские), 16 – Арэнышкынваамские, 17 – Нэльпынгенвеевские (Нгельвеевские), 18 – Верхне-Нунямовеевские, 19 – Синевеевские, 20 – Гетлянгенские, 21 – Ступенчатые, 22 – Ионийские минеральные, 23 – Печингтанваамские.

23 групп термальных источников. Расположение этих групп показано на рис. 1, а результаты аналитических исследований приведены в табл. 1 и 2.

Применительно к условиям Арктики необходимо уточнить само понятие “термальный источник”. В бальнеологии “термальными” принято называть теплые или горячие лечебные воды, вызывающие соответствующие физиологические ощущения. В горнопромышленной практике “термальными” считают воды, температура которых на выходе достаточно высока для использования в определенных целях – выработки электроэнергии, теплоснабжения зданий и т.п., отчего эти воды иногда называют “теплоэнергетическими”.

Но в физическом (геофизическом) смысле термальные воды – это воды, температура которых выше климатической среднегодовой в районе исследования, т.е. все подземные воды, залегающие ниже слоя годовых теплооборотов. Такое представление еще в 1912–1917 гг. четко сформулировал немецкий гидрогеолог К. Кейльгак, который подчеркнул: “Понятие теплого источника или теплой подземной воды, обозначающее такой источник или такую воду, температура которой выше средней годовой температуры данной области, не имеет постоянного, абсолютного значения, но колеблется... настолько..., что... в полярных областях со средней годовой темпера-

Таблица 1. Изотопный состав Н и О в водах Восточной Чукотки

№ на рис. 1	№ пробы	Источники, водопровращения ($\Delta\delta D = \delta D_{\text{терм}} - \delta D_{\text{поверхн}}$)	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta D, \text{‰}$	T, °C	Сухой остаток, г/л	Формула Курлова ¹
1	2	5	6	7	8	9	10
0	пос. Урелики (64°26' N, 173°09' W)						
0а	1/02	нисходящий источник	-13.3	-99.6	2	0.034	
0б	2/02	ручей	-13.6	-97.1	7	0.020	
1	Чаплинские (64°25' N, 172°30' W) $\Delta\delta D = -101.3 - (-99.2) = -2.1\text{‰}$						
1а	21/02	самоизливающаяся скважина	-13.6	-101.3	88	19.280	Cl98/Na62Ca37
1б	22/02	восточная группа, источник у бассейна	-13.2	-101.7	68	18.950	Cl98/Na60Ca39
1в	23/02	западная группа, источник	-13.4	-100.5	68	17.960	Cl98/Na59Ca40
1г	24/02	дальняя группа, источник в котловане	-13.1	-100.6	79	18.980	Cl98/Na60Ca39
1д	2р-1/02	р. Ульхум в 700 м ниже бассейна	-13.3	-99.1	14	1.500	
1е	2р/02	р. Ульхум в 4 км выше бассейна	-13.8	-99.2	8	0.026	
1ж	2р-2/02	ручей у подножья г. Утюг	-11.1	-89.5			
2	Сенявинские (64°44' N, 172°51' W) $\Delta\delta D = -130.8 - (-106.0) = -24.8\text{‰}$						
2а	30/02	верхний грифон (№ 1)	-17.4	-130.8	78	1.470	Cl90SO ₄ 6/Na77Ca21
2б	31/02	нижний грифон (№ 2)	-17.2	-130.5	79	1.500	Cl92SO ₄ 6/Na77Ca21
2в	30-2р/02	р. Ключевая ниже источников	-14.3	-106.9		0.140	
2г	30-1р/02	р. Ключевая выше источников	-14.1	-106.0	14	0.050	
3	Аракамченские (64°45' N, 172°18' W) $\Delta\delta D = -105.2 - (-107.1) = 1.9\text{‰}$						
3а	34/02	нижний грифон	-13.9	-105.2	37	1.470	Cl90SO ₄ 8/Na82Ca17
3б	32р/02	р. Пыльмылак выше источников	-14.1	-107.1	15	0.070	
3в	33м/02	морская вода в районе о. Аракамчен	-1.3	-10.0			
4	Кивакские (64°21' N, 172°56' W) $\Delta\delta D = -96.1 - (-92.8) = -3.3\text{‰}$						
4а	40/02	выход у крытого бассейна	-12.8	-96.1	43	4.780	Cl98/Na51Ca48
4б	42р/02	ручей, выпадающий в лагуну Кивак	-12.1	-92.8			
4в	41м/02	лагуна Кивак, морская вода	-3.4	-26.8			
5	Кукуньские (65°35' N, 171°29' W) $\Delta\delta D = -110.5 - (-111.5) = 1\text{‰}$						
5а	50/02	источник 1 ("куб")	-14.1	-110.5	60	5.230	Cl96/Na76Ca21
5б	1/04	источник 1 ("куб")	-14.8	-109.5	56	4.600	
5в	51/02	источник 2 (выход в бассейне)	-14.6	-109.3	52	4.030	Cl96/Na76Ca21
5г	1а/04	скважина	-14.2	-109.3	58	4.720	Cl96/Na51Ca27
5д	52р/02	р. Кукунь, ниже источников	-13.6	-107.3		0.007	
5е	1р/04	р. Кукунь, выше источников	-14.8	-111.5			
6	Мечигменские (65°48' N, 173°24' W) $\Delta\delta D = -130.6 - (-111.9) = -18.7\text{‰}$						
6а	60/02	грифон 1 в правом борту долины	-16.0	-130.6	90	3.930	Cl92HCO ₃ 5/Na88Ca8
6б	62/02	грифон 2 в центре поля	-14.8	-126.9	64	4.080	Cl92HCO ₃ 6/Na87Ca8
6в	64р/02	р. Хельхмыллеем выше источников	-14.2	-111.9	6	0.170	

Таблица 1. Продолжение

1	2	5	6	7	8	9	10
7	Бабушкины Очки (66°00' N, 173°36' W) $\Delta\delta D = -134.2 - (-109.9) = -24.3\text{‰}$						
7a	северный грифон		-17.5	-134.2	20	9.260	C174HCO ₃ 21/Na55Ca33Mg10
7б	северный грифон		-17.1	-132.2	21	9.580	C180HCO ₃ 20/Na56Ca32Mg9
7в	южный грифон		-17.1	-131.9	14	9.150	C175HCO ₃ 20SO ₄ 5/Na58Ca33Mg6
7г	южный грифон		-16.6	-130.9	18		
7д	источник у подножия травертинового конуса		-17.6	-133.7	14	9.280	C174HCO ₃ 20SO ₄ 5/Na57Ca32Mg8
7е	река в р-не источников		-14.3	-109.9			
7ж	оз. Иони		-14.8	-112.5			
7з	оз. Иони		-15.0	-115.2			
7и	колодец на берегу оз. Иони		-15.8	-119.0	7		
8	Туманные (65°49' N, 173°27' W)						
8a	группа 1, источник		-16.2	-131.7	59		
8б	группа 2, источник		-16.9	-131.6	55	3.400	C191HCO ₃ 6/Na86Ca11
9	Дежневские (66°06' N, 169°49' W) $\Delta\delta D = -96.9 - (-98.2) = 1.3\text{‰}$						
9a	скв. Верхняя		-13.2	-96.9	69	19.600	C199/Na72Ca26
9б	скв. Центральная (у бассейна)		-12.6	-95.9	60	19.760	C199/Na71Ca27
9в	скв. Нижняя (у котлована)		-13.4	-97.2	53	19.290	C199/Na72Ca26
9г	руч. Горячий, в 700 м ниже источников		-12.9	-96.6		0.520	
9д	руч. Горячий, в 300 м выше скв. Верхней		-13.7	-98.2			
10	Нэшканские (66°43' N, 173°18' W) $\Delta\delta D = -120.1 - (-108.5) = -11.6\text{‰}$						
10a	верхняя группа, источник		-14.5	-120.1	52	37.140	C100/Na69Ca28
10б	р. Аанрылынэквээм, нижний створ		-13.9	-108.5		13.440	
11	Тэюкейские (66°42' N, 173°10' W) $\Delta\delta D = -113.4 - (-109.0) = -4.4\text{‰}$						
11a	выход минерализованной воды		-14.6	-113.4	6	17.640	C1100/Na67Ca31
11б	левый приток р. Тэюкейвеем		-14.3	-109.0	12	0.120	
12	Куб (66°31' N, 173°14' W) $\Delta\delta D = -119.3 - (-108.1) = -11.2\text{‰}$						
12a	источник		-15.5	-119.3	7	4.480	C188HCO ₃ 11/Na80Ca16Mg4
12б	руч. Куб, в 200 м выше источников		-14.7	-108.1	14	0.065	
12в	р. Правая Тынынваам		-14.6	-109.0			
13	Вытхыгыевеемские (66°19' N, 174°37' W) $\Delta\delta D = -124.0 - (-119.7) = -4.3\text{‰}$						
13a	источник		-16.9	-124.0	65	3.450	C190HCO ₃ 10/Na74Ca26
13б	р. Вытхыгыевеем выше источников		-16.4	-119.7	17	0.034	
14	Оранжевые (66°12' N, 174°34' W) $\Delta\delta D = -118.6 - (-119.3) = 0.7\text{‰}$						
14a	источник		-14.7	-118.6	14	36.230	C199/Na52Ca46
14б	р. Кальхеуревеем		-16.2	-120.1		0.030	
14в	р. Улювеем		-15.6	-119.3		0.080	

Таблица 1. Окончание

1	2	5	6	7	8	9	10
15	Оленьи (66°01' N, 173°41' W) $\Delta\delta D = -92.5 - (-109.1) = 16.6\%$						
15a	11/04 солоное озеро		-10.5	-92.5	15	8.530	C182HCO ₃ 17/Na53Mg41Ca4
15b	Ан-17(2и)/05 источник 1		-11.0	-98.5	18.3		
15в	11р/04 река в районе источников		-14.7	-109.1	14	0.100	
15г	10р/04 р. Ионивеем		-15.2	-116.6		0.020	
15д	Ан-17(2р)/05 река в районе источников		-14.3	-108.5			
16	Арэньшкынваамские (65°59' N, 173°42' W) $\Delta\delta D = -122.4 - (-100.1) = -22.3\%$						
16a	12/04 источник		-15.4	-122.4	12	8.370	C193HCO ₃ 6/Na65Ca24
16б	Ан-18(3и)/05 источник 6		-16.8	-133.3	6.2		
16в	Ан-18(3р)/05 ручей		-12.9	-100.1			
17	Нэльпыгенвеемские (65°58' N, 172°47' W) $\Delta\delta D = -122.6 - (-108.6) = -14.0\%$						
17a	14/04 источник		-14.4	-122.6	7	6.870	C162HCO ₃ 37/Na59Mg23Ca16
17б	Ан-13(1и)/05 источник 1		-15.8	-122.9	1.7		
17в	14р/04 р. Нэльпыгенвеем выше источников		-14.5	-108.6	15	0.070	
17г	Ан-13(1р)/05 р. Нэльпыгенвеем		-14.3	-107.9		1.696 ²	
18	Верхне-Нунявеемские (65°25' N, 173°18' W) $\Delta\delta D = -128.4 - (-121.4) = -7.0\%$						
18a	Ан-27(8и)/05 источник 35		-17.1	-128.4	36		
18б	Ан-27(8р)/05 ручей		-16.2	-121.4		9.508 ²	
19	Синевээмские (64°37' N, 173°49' W)						
19a	Ан-26(9и)/05 источник 6		-14.6	-111.1	43		
20	Гетлянгенские (65°12' N, 172°47' W) $\Delta\delta D = -118.9 - (-110.7) = -8.2\%$					4.453 ²	
20a	Ан-22(7и)/05 источник 8/2		-15.4	-118.9	43		
20б	Ан-22(7р)/05 ручей		-14.8	-110.7		7.277 ²	
21	Ступенчатые (64°59' N, 173°54' W) $\Delta\delta D = -131.1 - (-102.1) = -29.0\%$						
21a	Ан-21(5и)/05 источник 1		-17.3	-131.1	2.7		
21б	Ан-21(5р)/05 ручей		-11.2	-102.1			
22	Ионийские минеральные (65°59' N, 173°50' W) $\Delta\delta D = -128.2 - (-109.4) = -18.8\%$					7.287 ²	
22a	Ан-20(4и)/05 источник 3		-16.6	-128.2	5		
22б	Ан-20(4р)/05 ручей		-14.3	-109.4			
23	Печингтанваамские (65°34' N, 173°42' W) $\Delta\delta D = -131.2 - (-118.5) = -12.7\%$						
23a	Ан-6и/05 источник 6		-16.7	-131.2	28	2.106 ²	
23б	Ан-6р/05 ручей		-15.9	-118.5			

Примечание. ¹ Цифры обозначают долю иона в мг-экв. %.² По [Киеский и др., 2006].

Таблица 2. Химический состав вод исследованных гидротерм Чукотки

№ в табл. 1	№ пробы	Источники, место отбора	t, °С	pH	Концентрация, мг/л							Сухой остаток, г/л
					Na	K	Ca	Mg*	HCO ₃	Cl	SO ₄	
1а	21/02	Чаплинские, самоизливающаяся скважина	87.5	8.61	4800	108	2505	0.95	122	11630	225	19.28
1б	22/02	Чаплинские, восточная группа, источник	67.8	8.03	4280	110	2425	0.94	98	10990	225	18.95
1в	23/02	Чаплинские, западная группа, источник	68.1	7.22	4170	105	2455	0.82	14.6	10780	204	17.96
1г	24/02	Чаплинские, дальняя группа, источник	79.0	6.25	4300	109	2455	0.88	14.6	10990	232	18.98
2а	30/02	Сенявинские, верхний грифон (№ 1)	78.0	8.63	386	11.7	92.2	0.10	49	717	62	1.47
2б	31/02	Сенявинские, нижний грифон (№ 2)	78.7	8.59	375	12	88.2	0.09	29	717	62	1.50
3а	34/02	Аракамченские, нижний грифон	37.4	8.36	400	9.3	72.1	0.55	34	730	84	1.47
4а	40/02	Кивакские, выход у крытого бассейна	43.1	8.15	875	19	721	0.40	22	2610	63	4.78
5а	50/02	Кукуньские, источник 1 (куб)	60.0	6.98	1330	82.5	321	1.16	81	2590	82	5.23
5в	51/02	Кукуньские, источник 2 (выход в бассейне)	52.0	7.40	1070	68	260	0.99	73	2120	49	4.03
5г	1а/04	Кукуньские, скважина	58.0	6.97	940	74	300	1.13	98	2630	81	4.72
6а	60/02	Мечигменские, грифон 1 в правом борту долины	89.7	7.05	1240	77	104	1.81	190	2050	80	3.93
6б	62/02	Мечигменские, грифон 2 в центре поля	64.3	6.89	1280	78	108	1.86	217	2100	81	4.08
7а	70/02	Бабушкины Очки, северный грифон	20.1	6.45	1790	167	930	153	1928	3860	340	9.26
7б	2/04	Бабушкины Очки, северный грифон	21.0	6.31	1950	170	960	158	1810	4260	360	9.58
7в	71/02	Бабушкины Очки, южный грифон	13.7	6.66	1930	168	954	115	1897	4080	391	9.15
7д	72/02	Бабушкины Очки, источник у подножия купола	14.2		1910	161	932	149	1890	3990	342	9.28
8б	81/02	Туманные, группа 2, источник	55.1		1000	68.6	108	2.83	207	1710	72	3.40
9а	90/02	Дежневские, скважина Верхняя	69.0	5.93	5400	204	1723	2.24	24	11600	99	19.60
9б	91/02	Дежневские, скважина Центральная	60.1	7.83	5000	200	1683	2.32	24	11350	92	19.76
9в	92/02	Дежневские, скважина Нижняя	52.8		5100	211	1611	2.38	19.5	11990	100	19.29
10а	3/04	Нэшканские, верхняя группа, источник	52.0	6.05	9800	710	3400	24.8	122	22400	3	37.14
11а	4/04	Тэюкейские, источник	6.0	6.25	4200	210	1700	17.4	79	9900	3	17.64
12а	6/04	Куб, источник	7.0		1300	93	240	38.0	550	2490	5	4.48
13а	7/04	Вытхгыявеемские, источник	65.0	6.46	880	33	276	1.18	330	1780	7	3.45
14а	8/04	Оранжевые, источник	14.0	6.40	6900	400	5350	67	232	20950	17	36.23
15а	11/04	Оленьи, соленое озеро	15.0	7.58	1580	93	100	650	1420	3900	29	8.53
16а	12/04	Арэнышкынвеемские, источник	12.0		1840	110	590	124	488	4330	27	8.37
17а	14/04	Нэлыпгенваамские, источник	7.0	6.59	1470	56	360	308	2460	2410	30	6.87

Примечание. * Определено методом ICP-MS.

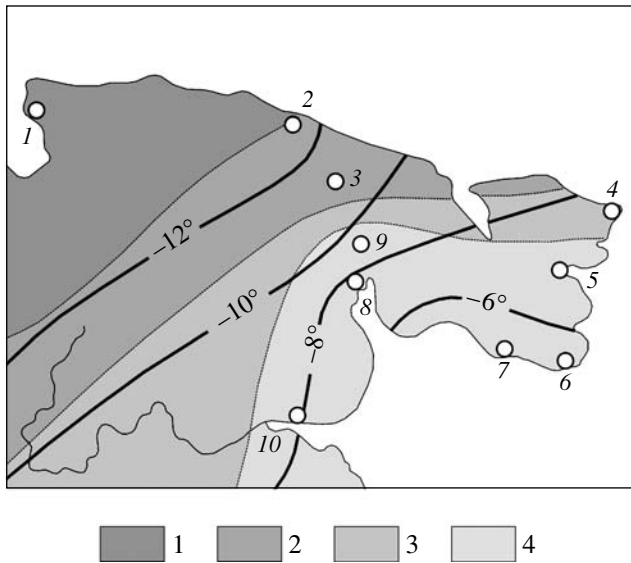


Рис. 2. Среднегодовые температуры воздуха и суммы осадков на Чукотке (по [Гидрогеология..., 1972]).
1–4 – суммы осадков, мм: 200–300 (1), 300–400 (2), 400–500 (3), 500–600 (4).
Цифрами обозначены метеостанции и пункты изучения мерзлотных условий: 1 – г. Певек, 2 – мыс Шмидта, 3 – пос. Иульгин, 4 – пос. Уэлен, 5 – пос. Лорино, 6 – бухта Провидения, пос. Урелики, 7 – пос. Нунлигран, 8 – пос. Эгвекинот, 9 – пос. Амгуэма, 10 – г. Анадырь.

турой в 0°C воду, имеющую температуру хотя бы в 1°C, следует уже обозначить как “теплую” или “термальную...” [Кейльгак, 1935, с. 92]. При разгрузке термальных источников на дневную поверхность происходит адвективный вынос тепла из недр, который дополняет кондуктивные теплотери Земли. Чукотка – типичный арктический район с отрицательными среднегодовыми температурами поверхности (рис. 2) и повсеместным развитием криолитозоны, т.е. толщи многолетнемерзлых пород. Поэтому здесь все источники, разгружающиеся круглогодично, следует считать термальными. Температура исследованных терм при выходе на поверхность колеблется от ~2°C в Нэльпыгенвеемских источниках (Нгельвеемских, по [Киевский и др., 2006]) до 97°C на одной из термальных площадок Мечигменских источников. В зимнее время термальные источники на том или ином расстоянии от места выхода образуют наледи, широко распространенные в субарктических регионах и обычно интерпретируемые в долинах рек как результат разгрузки подрусловых потоков.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГИДРОТЕРМ

Многие источники газируют. В спонтанно выделяющихся газах, как правило, доминирует азот. Только в трех случаях – в находящихся близ оз. Иони источниках Бабушкины Очки и Оленьих,

а также в расположенных восточнее Нэльпыгенвеемских (тт. 7, 15 и 17 на рис. 1, соответственно) – преобладает углекислота, составляя ~80–90 об. %. Но и в некоторых других источниках – Ступенчатых (т. 21), Мечигменских (т. 6) и др. – в газовой фазе содержится до 30–60 об. % CO₂ (остальное – N₂). В общем, относительно богатые углекислотой источники тяготеют к Колочинско-Мечигменской депрессии – зоне новейшей геодинамической активности, о которой говорят спорадические проявления позднекайнозойских базальтов и концентрация здесь современных сейсмических событий [Романова, Жукова, 1970а, б; Крюков, 1980; Владимирцева и др., 2001 и др.].

Величина общей минерализации термоминеральных вод широко варьирует – от ~1.5 г/л в Сенявинских источниках (т. 2) до ~20 г/л в Чаплинских и Дежневских (тт. 1 и 9, соответственно), а в Нешканских (т. 10) и Оранжевых (т. 14) даже немного превышает типичную для морской воды (см. табл. 2). Относительные содержания ряда компонентов солевого состава гидротерм Чукотки отличаются от характерных для морских вод. Известно, например, что в морской воде отношение Cl/Br равно 292. Чукотские термы по величине этого отношения делятся на две группы. В одной, включающей источники Берингоморского побережья, значение этого коэффициента ниже морского (<200). В другой же, объединяющей углекислые источники района оз. Иони и ближайшие к Чукотскому морю, его значения составляют 370–433.

По анионному составу воды большинства источников относятся к хлоридным, в которых концентрация Cl-иона не менее 90 мг-экв. %, и реже хлоридно-гидрокарбонатным, где доля HCO₃-иона возрастает до 17–37 мг-экв. % (рис. 3). Последние характеризуют вышеупомянутые углекислые источники Колочинско-Мечигменской зоны (КМЗ) и ее периферии. Сульфаты в чукотских гидротермах обычно присутствуют в виде незначительной примеси – в 14 группах источников их содержание менее 82 мг/л (в четырех случаях ниже 10 мг/л), и только в прибрежных источниках Чаплинских и Дежневских, а также в источнике Бабушкины Очки оно повышается до 100 мг/л и более (соответственно, 100, 232 и 391 мг/л).

По катионному составу воды относятся к натриево-кальциевому типу. Концентрация Ca-иона в них колеблется от ~10 до 48 мг-экв. % (см. рис. 3), превышая таковую в морской воде, но так же прямо коррелирует с их общей минерализацией (рис. 4), как и с концентрациями в них Cl и Na, а также K, Rb, Sr и ряда других элементов. Ион магния в солевом составе чукотских термоминеральных вод почти всегда имеет резко подчиненное значение. Его содержание в водах 13 групп источников составляет менее 100 мг/л (в шести случаях

ниже 10 мг/л). Только в углекислых водах района оз. Иони оно повышается до 130 мг/л в источниках Бабушкины Очки и 184 мг/л в Арэнышкынваамских (т. 16), а в Нэльпыгенвеемских и Оленьих достигает 270 и 690 мг/л соответственно, или в относительном выражении 23 и 41 мг-экв. %.

Обогащение кальцием при обеднении сульфат-ионом и магнием – наиболее яркое отличие чукотских термоминеральных вод от морских. Это может быть результатом обменных реакций в системе вода–порода при температурах выше 200°C [Крайнов и др., 2004]. Высокоминерализованные хлор-кальциевые рассолы характерны для зоны замедленного водообмена, развитой в нижних гидрогеологических этажах. В таких рассолах растворенное вещество и его носитель могут быть сингенетичны, если это изначально седиментогенные (изотопно-тяжелые) воды нормальных морских или солеродных бассейнов, или иметь разный генезис, если это рассолы выщелачивания эвапоритовых толщ пресными метеогенными (изотопно-легкими) водами.

Дефицит же сульфата и магния обычно объясняют метаморфизмом седиментогенных морских вод, при котором Mg^{2+} фиксируется в глинистых минералах и карбонатах, а SO_4^{2-} удаляется в процессе сульфат-редукции. Исследование изотопного состава сульфатной серы в шести группах источников показало, что в Дежневских и Мечигменских термах, в которых концентрация SO_4 ниже 100 мг/л, значение $\delta^{34}S$ равно $+(19.9-20.2)\text{‰}$ [Поляк и др., 2004]. Это совпадает с типичными значениями $\delta^{34}S$ сульфата, содержащегося в морской воде. С ростом содержания сульфата в остальных источниках это значение понижается до $+11.7\text{‰}$ (в источнике Бабушкины Очки), указывая на примесь изотопно более легкой серы. Эта примесь может поступать в подземные воды при окислении рассеянных в породах сульфидов, что подтверждается некоторыми признаками пропорционального роста в термах концентраций серы, железа и алюминия (но в содержаниях тяжелых металлов аналогичного роста не видно).

Наблюдаемую связь величины $\delta^{34}S$ с содержанием сульфата мог бы, однако, обусловить и процесс сульфат-редукции в закрытой системе, поскольку по мере исчерпания растворенного сульфата изотопный состав его серы должен меняться из-за связывания легкого изотопа ^{32}S в сульфидной форме. Чем больше степень восстановления сульфатной серы, тем более изотопно-тяжелым должен становиться сульфат-ион на фоне падения его концентрации в растворе. Таким образом, если в подземных водах происходит процесс сульфат-редукции, то первоначальный изотопный состав сульфатной серы в них должен быть легче, т.е. более близким к составу в источ-

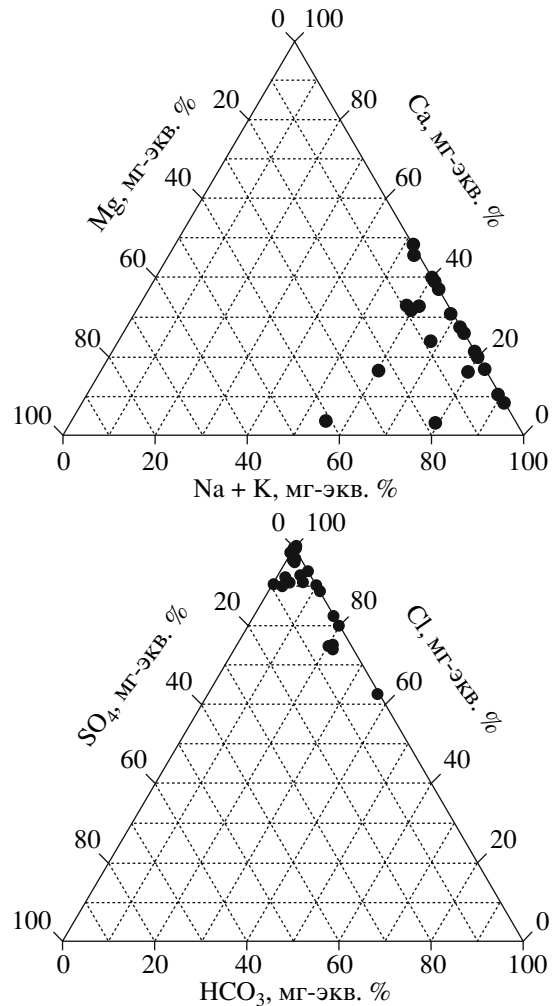


Рис. 3. Химический состав гидротерм Чукотки.

никах с максимальной ее концентрацией и, следовательно, существенно отличным от морского. Вместе с тем, кажется странным, почему в результате такого процесса величина $\delta^{34}S$ в водах Дежневских и Мечигменских источников оказалась не меньше или больше “морской”, а в точности равной ей.

Особенностью подземной гидросферы Чукотки, как и других районов распространения криолитозоны, является присутствие в ней так называемых криопэггов – высокоминерализованных вод с отрицательной температурой, образующихся под мерзлой толщей из-за вымораживания водной фазы при формировании подземных льдов [Толстихин, 1941; Пономарев, 1960; Гидрогеология ..., 1972; Кононова, 1974; Фотиев, 1978 и др.]. Начальная температура криогенного преобразования подземных вод зависит от их исходной минерализации: морская вода (~35 г/л) остается жидкой при температурах $-(1.8-1.9^\circ\text{C})$, а рассолы

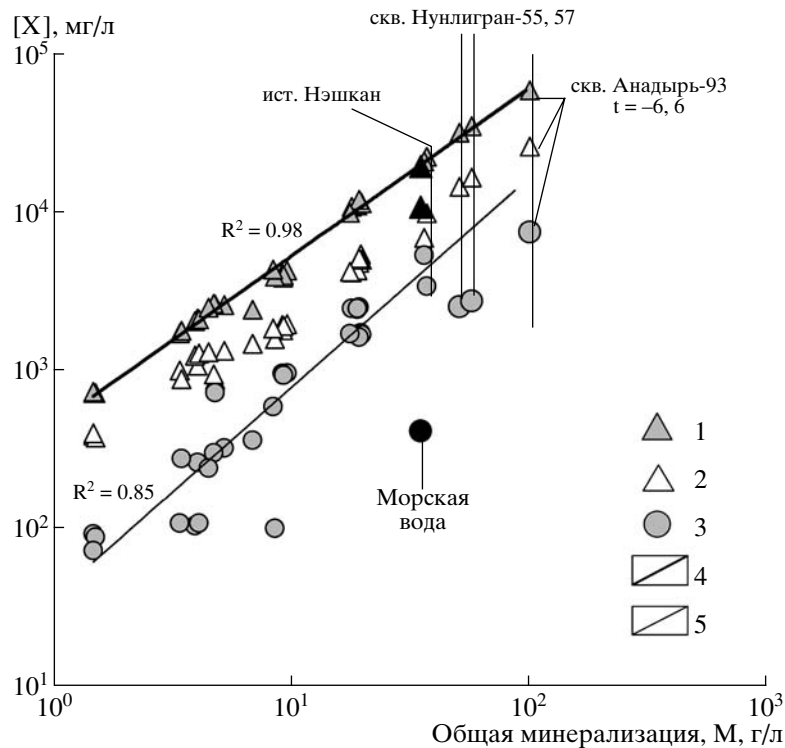


Рис. 4. Общая минерализация (М) и содержания ионов ([X]) хлора, натрия и кальция в подземных водах Чукотки. 1–3 – содержания Cl (1), Na (2), Ca (3); 4–5 – линии регрессии [Cl]–М (4) и [Ca]–М (5). Залитые черным символы элементов соответствуют морской воде.

с минерализацией 200 г/кг – даже при -20°C . В процессе криогенного метаморфизма подземных растворов их общая минерализация не только растет количественно, но и меняется качественно. “При кристаллизации пресных вод ... в промерзающем растворе ... уменьшается содержание Ca^{2+} , но увеличивается содержание Na^{+} и Mg^{2+} ...” [Фотиев, 1978, с. 38]. При криогенной же концентрации морской воды сначала растут содержания NaHCO_3 , Na_2SO_4 и хлоридов Na, Mg и Ca, но в интервале $\sim(-8\dots-23^{\circ}\text{C})$ концентрация сульфата натрия убывает [Фотиев, 1978, рис. 6]. В какой мере это убывание может быть причиной отмеченного выше дефицита SO_4^{2-} в термах Чукотки относительно его содержания в морской воде, неясно.

Фазовые превращения воды сопровождаются фракционированием изотопов – переходом D и ^{18}O в состав образующегося льда [Ветштейн, 1982], так что параллельно росту солевой нагрузки криопэггов их H_2O становится изотопно легче. Вариации значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ в мерзлой толще обусловлены фракционированием изотопов в системе вода–лед при кристаллизации и таянии льда в меняющихся климатических условиях. В закрытых системах (без дополнительного притока воды) возникающий лед приобретает последова-

тельно утяжеляющийся изотопный состав, что приводит к значительным вариациям этого состава в пределах одной ледяной залежи – например, величины δD в ее разных частях могут отличаться на 30‰ [Васильчук, Котляков, 2000]. Вместе с тем, изменчивость изотопного состава подземных льдов может отражать зависящие от глобальных климатических изменений вариации изотопного состава атмосферных осадков в процессе развития криолитозоны. Литературные данные об изотопном составе подземных льдов Чукотки будут приведены далее. К сожалению, изотопный состав H_2O криопэггов Чукотки неизвестен, а немногие имеющиеся данные об их химическом составе и температуре суммированы в табл. 3. Показанный на рис. 4 график связи величины минерализации вод с содержаниями Cl, Na и Ca включает фигуративные точки, отвечающие этим криопэггам.

По типу минерализации чукотские криопэги не вполне одинаковы. Так, воды, вскрытые вблизи г. Анадыря и пос. Нунлигран, в этом отношении довольно близки к морской воде, а встреченные в районе г. Певек отличаются от нее по катионному составу – содержания Ca и Mg выше, чем Na. При этом отношение Ca/Mg в криопэггах скв. Певек-10 практически то же, что и в скв. Анадырь-93 (1.55 и 1.52, соответственно), а в скважи-

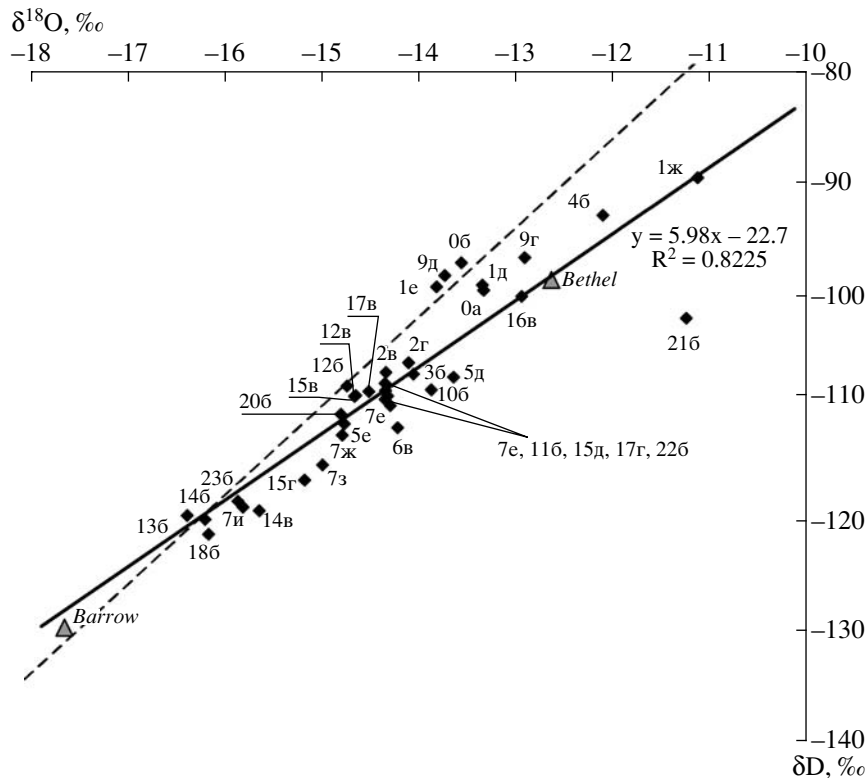


Рис. 5. Изотопный состав поверхностных вод Восточной Чукотки в обследованных очагах разгрузки термоминеральных флюидов. Фигуративные точки оцифрованы согласно 1-й графе табл. 1. Прямая – линия регрессии, пунктиром показана “линия Крейга”. Треугольниками обозначены среднегодовые оценки δD и $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках Аляски на метеостанциях Bethel (60.78°N) и Barrow (71.30°N), по [Yurtsever, Gat, 1981].

нах пос. Нунлигран существенно меньше (0.84–0.98). Это может быть следствием региональных различий исходного состава вод, подвергавшихся криогенному метаморфизму, и/или особенностей этого процесса в разных районах Чукотки.

Как отмечено выше, в Нэшканских и Оранжевых источниках (тт. 10 и 14, соответственно, на рис. 1) разгружаются воды с минерализацией выше морской. Отвечающие этим водам фигуративные точки на графиках зависимостей концентраций хлора, натрия и кальция от общей минерализации образуют общие тренды с точками как остальных термоминеральных источников, так и криопэгов Нунлиграна и Анадыря (см. рис. 4). С учетом этой общности, а также упомянутых выше различий чукотских криопэгов по общему содержанию солей, можно предположить, что в формировании солевого состава различных терм могли участвовать подмерзлотные воды разной минерализации, в той или иной степени подвергшиеся криогенному метаморфизму. Последний процесс, однако, согласно С.М. Фотиеву, ведет к обогащению вымораживающихся вод магнием, тогда как термы им обеднены, так что роль крио-

метаморфизма в формировании их химического состава не ясна.

МЕТОДИКА

Химический состав водной и газовой фаз термоминеральных флюидов определялся по стандартным методикам в Геологическом институте РАН. Определения изотопного состава воды (δD и $\delta^{18}O$) выполнялись в Институте геологии, минералогии, петрографии и геохимии рудных месторождений РАН (г. Москва) на масс-спектрометре DELTA^{plus} фирмы ThermoQuest (Finigan). Измерение величин δD проводилось методом прямого разложения воды на горячем (800°C) металлическом хrome с использованием опции H/Device той же фирмы, точность определения изотопного состава водорода этим методом составила $\pm 0.2\text{‰}$. Значение $\delta^{18}O$ определялось классическим методом изотопного уравнивания водных образцов с CO_2 при $t = 25^\circ C$. Воспроизводимость определений $\delta^{18}O$ в параллельных опытах составляла $\pm 0.15\text{‰}$. Суммарная погрешность была не хуже $\pm 0.25\text{‰}$. Измерения производились с контролем по эталонным образцам сравнения МАГАТЭ (IAEA) – ОН-1, ОН-2, ОН-3 и ОН-4.

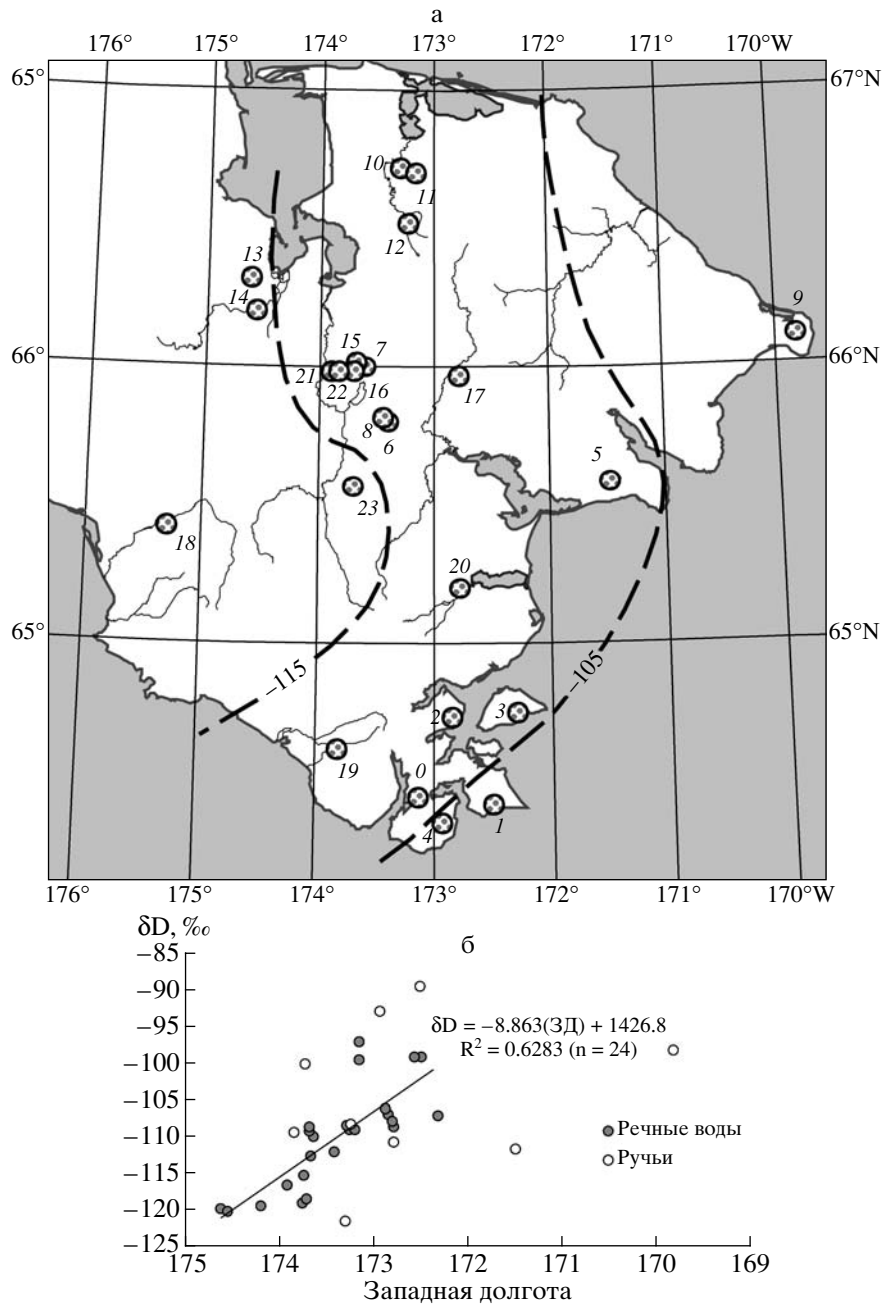


Рис. 6. Латеральная изменчивость значений δD в поверхностных водах из окрестностей термоминеральных источников Восточной Чукотки (оцифрованных как на рис. 1).

а – схема изолиний δD ; б – зависимость значений δD в речных водах от долготы пункта опробования (прямая – линия тренда).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА В ВОДАХ ЧУКОТКИ

Результаты определения содержаний дейтерия и ^{18}O в водах Чукотки представлены в табл. 1, величины δD и $\delta^{18}\text{O}$ приведены относительно международного стандарта SMOW. Вариации этих величин в резервуарах воды, интересных в контексте рассматриваемого материала, сумми-

рованы в табл. 4. Из нее видно, что воды Берингова моря по изотопному составу H_2O близки к среднему изотопному составу океанской воды, но немного обеднены тяжелыми изотопами, что связано с опреснением морской воды в прибрежной зоне. В водах же Чукотского полуострова – как поверхностных (ручьи, реки, озера), так и термоминеральных, изотопный состав водорода и кислорода существенно иной.

Таблица 3. Параметры криогеов Чукотки

Объект	Т, °С	М, г/л	Содержания компонентов, мг/л/мг-экв. %							Коэффициенты (мг-экв./мг-экв.)					Источники сведений ¹
			Na + K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na/Cl	Ca/Cl	Mg/Cl	SO ₄ /Cl	Ca/Mg		
г. Певек, скв. 10, в 0.2-0.3 км от моря	-2	38	1316	3124	8070	25206	232	68	0.08	0.57	0.36	0.01	1.57	1	
			8	36	56	99	0.8	0.2							
пос. Нуллигран, скв. 57, в 3 км от моря	<-0.4 (-2.5)	50.9	14471	1820	2518	31900	100	91	0.70	0.14	0.17	0.00	0.84	1	
			70	16	14	99.5	0.3	0.2							
пос. Нуллигран, скв. 55, в 0.4 км от моря	<-0.4 (-2.5)	57.4	16531	1702	2744	35100	250	49	0.73	0.14	0.14	0.01	0.98	1	
			72	14	14	99.2	0.7	0.1							
г. Анадырь, скв. 93, глубина 5 м от устья	-6.6	100.7	26000	3000	7500	59000	2750	2440	0.68	0.23	0.15	0.03	1.52	2	
			64.7	14	21.3	94.5	2.2	2.3							
Казачинская впадина	-2.2	80.2							0.64	0.16	0.23	0.02		3	
море		35.0	11147	1294	413	19353	2712	142	0.89	0.04	0.19	0.10	0.19	4	
			78.7	18.1	3.2	90.5	9.3	0.1							
источник Нэшкан ²	52	37.1	10510	61	3400	22400	3	122	0.72	0.27	0.01	0.00	33.79	5	
			72.1	0.3	27.6	99.7	<0.01	0.3							

Примечания. ¹ Источники сведений: 1 – [Гидрогеология ..., 1972], 2 – [Пономарев, 1960], 3 – [Фогиев, 1978], 4 – [Хорн, 1972]; 5 – данные авторов.

² Данные приведены для сравнения.

Таблица 4. Диапазоны вариаций δD и $\delta^{18}O$ в разных резервуарах H_2O

Типы природных вод	$\delta D, ‰$		$\delta^{18}O, ‰$	
	min	max	min	max
Берингово море ¹	-26.82	-10.05	-3.38	-1.31
Аляска, атмосферные осадки ²	-129.80	-98.60	-17.64	-12.63
Чукотка				
поверхностные воды	-121.41	-89.46	-16.38	-11.12
термоминеральные воды	-134.22 ³	-96.91 ⁴	-17.52 ³	-12.62 ⁴
подземные льды ⁵	-223.6 ⁶	-79.6 ⁷	-29.2 ⁶	-11.2 ⁷
	-191.5 ⁸	-90.2 ⁹	-24.9 ⁸	-12.5 ⁹

Примечания. ¹ Наши измерения; минимальные значения – лагуна Кивак, максимальные – пролив Сенявина.

² Среднегодовые характеристики, определенные на метеостанциях Bethel (60.78°N) и Barrow (71.30°N) [Yurtsever, Gat, 1981].

³ Источники Бабушкины Очки.

⁴ Источники Дежневские; еще тяжелее вода озера Оленьих (Бинпынэвеемских) источников: $\delta D = -92.45‰$ и $\delta^{18}O = -10.52‰$.

⁵ По [Васильчук, 1992; Васильчук, Котляков, 2000]. Курсивом выделены значения, рассчитанные из соотношения $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ [Craig, 1961].

⁶ Повторно-жильные льды возрастом 20600 лет в долине р. Амгуэмы. Близ г. Анадыря в повторно-жильных льдах возрастом <40000 лет измерено $\delta^{18}O = -27.3‰$ и рассчитано $\delta D = -208.4‰$.

⁷ Текстурные льды современные в “истоке” Мечигменской губы.

⁸ Повторно-жильные голоценовые льды, хр. Пекульней.

⁹ Текстурные льды современные, зал. Онемен, в ~20 км от г. Анадырь.

Поверхностные воды

Питаемые атмосферными осадками и грунтовым стоком поверхностные воды (реки, ручьи, озера, колодцы) были опробованы в 21 из 23 исследованных очагов разгрузки гидротерм. В координатах δD – $\delta^{18}O$ расположение всех 36 фигуративных точек поверхностных вод (выборка № 1, табл. 5) подчинено линейной зависимости вида $\delta D \approx 6\delta^{18}O - 22.7$ (рис. 5). Эта зависимость несколько отличается от глобальной “линии Крейга” $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, выражающей изотопное облегчение атмосферных осадков с ростом широты станции наблюдений [Craig, 1961]. Практически точно на “чукотском” тренде лежат фигуративные точки среднегодовых (средневзвешенных по общей массе осадков в течение года) значений δD и $\delta^{18}O$ в осадках соседней Аляски, изученных на метеостанциях Бетел и Барроу [Yurtsever, Gat, 1981]. Фигуративные точки аляскинских метеостанций, из которых первая лежит немного южнее, а вторая – севернее района наших исследований, практически ограничивают спектр значений δD и $\delta^{18}O$ в поверхностных водах Чукотки. Лишь в четырех случаях поверхностные воды Чукотки по изотопному составу оказались немного богаче дейтерием и ^{18}O , чем атмосферные осадки на ст. Бетел. Заметнее всего это обогащение в двух ручейках близ Чаплинских и Кивакских термоминеральных источников, где оно, вероятно, отражает их преимущественное питание летними осадками.

Кроме того, в мелких ручейках изотопный состав H_2O должен несколько обогащаться D и ^{18}O из-за испарения (во всяком случае, сильнее, чем в реках), так что речные пробы, по-видимому, точнее отражают изотопный состав метеогенного питания. При исключении проб, взятых из мелких ручьев и на нижних створах рек, дренирующих источники, а также непонятного аномального результата в точке 21б (см. табл. 1), расположение 25 фигуративных точек поверхностных вод подчиняется линейной зависимости с коэффициентом корреляции $R = 0.93$ (выборка № 2, см. табл. 5).

В атмосферных осадках Аляски отчетливо видно универсальное облегчение изотопного состава метеорных вод с ростом широты пункта наблюдений. В чукотских же поверхностных водах гораздо заметнее долготный тренд – уменьшение в них значений δD и $\delta^{18}O$ с востока на запад, в глубь суши (рис. 6а). Корреляция изотопного состава водорода в поверхностных водах со значением западной долготы в пункте опробования поддается формальной аппроксимации уравнением регрессии $\delta D = -8.863(\text{град}) + 1426.8$, где (град) – значение западной долготы конкретного пункта, определенное с точностью 0.01n° (см. рис. 6б). При данном объеме выборки (n = 24) эта корреляция статистически значима: $R^2 = 0.6283$, т.е. $|R| = 0.792 > R_{\text{крит}} = 0.390$.

Таблица 5. Параметры частных выборок парных значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD в водах Чукотского полуострова

№ выборки	Выборки	№№ групп источников по рис. 1, №№ проб по 1-й графе табл. 1	n	Уравнение регрессии	R ²	R	R _{крит}
Поверхностные воды							
1	Все пробы	Все (0–7, 9–18, 20, 22, 23)	36	5.9828x – 22.7057	0.8225	0.9069	0.329
2	Без проб из ручьев и нижних створов рек	(без 1ж, 4б, 5д, 5е, 9г, 9д, 12б, 16в, 18б, 20б, 21б, 22б)	25	7.4609x – 0.9950	0.8734	0.9346	0.335
Термоминеральные источники							
3	Юго-восточные окраины, включая аномалии*	1–5, 9, 18–20	18	7.5879x + 0.5510	0.9713	0.9855	0.468
4	Юго-восточные окраины без аномалий*	1, 3–5, 9, 19, 20	15	8.059x + 6.9705	0.9059	0.9518	0.514
5	Центральные районы	6–8, 15–17, 21–23	16	3.5905x – 70.7614	0.7095	0.8423	0.497
6	Центральные районы без Печингтанваамских источников	6–8, 15–17, 21–22	15	3.5779x – 70.9298	0.7079	0.8414	0.514
7	Северная окраина	10–14	5	2.8740x – 75.3126	0.5565	0.746	0.878
8	Центральные районы + северная окраина	6–8, 10–17, 21–23	21	4.7684x – 50.2403	0.6973	0.8351	0.433
9	Центральные районы + северная окраина + аномалии юго-востока Чукотки*	2, 6–8, 10–18, 21–23	24	4.4765x – 54.6683	0.6958	0.8227	0.390

Примечание. * “Аномальные” источники ЮВ Чукотки: Сенявинские (№ 2) и Верхне-Нунымовеевские (№ 18).

Термоминеральные воды

Термоминеральные воды Чукотки по изотопному составу водорода и кислорода в целом беднее ^{18}O и дейтерием по сравнению с поверхностными (см. табл. 1 и 4). Значения δD и $\delta^{18}\text{O}$ в них варьируют шире: разброс значений δD составляет 41.8‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – 7.1‰, в то время как в поверхностных водах он равен 31.9‰ и 5.3‰, соответственно. Самой изотопно-тяжелой – $\delta\text{D} = -92.5‰$, $\delta^{18}\text{O} = -10.5‰$ – оказалась вода минерализованного (8.53 г/л) и теплого (15°C) озера Оленьих источников (т. 15а, см. табл. 1). Это, вероятно, связано с потерей изотопно-легкой воды при испарении и сдвигом изотопного состава остающейся воды в сторону обогащения тяжелыми изотопами кислорода и водорода.

На графике $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ (рис. 7) фигуративные точки половины терм попадают в область данных по поверхностным водам. Может показаться, что эти термы питаются только местными инфильтрационными водами, как следует из представлений П.Ф. Швецова [1951] и В.М. Пономарева [1960] о практическом совпадении зон питания и разгрузки таких циркуляционных систем. Но при сравнении величин δD в термоминеральных и поверхностных водах оказалось, что в 16 группах источников гидротермы в той или иной мере

обеднены дейтерием относительно сосуществующих поверхностных вод.

В латеральном распределении значений δD в термоминеральных водах, как и в поверхностных, тоже обнаруживается пространственная закономерность, но принципиально иная. На юге и востоке Чукотского полуострова изотопный состав большинства терм близок к составу местных пресных вод, образуя на рис. 7 линию регрессии с почти тем же наклоном (выборка № 3, см. табл. 5). Однако в двух группах источников этой части полуострова – Сенявинских и Верхне-Нунымовеевских (т. 2 и 18, соответственно) – значение δD гораздо ниже, чем в поверхностных водах. Тем не менее их фигуративные точки 2а, 2б и 18а лежат почти на том же “поверхностном” тренде (см. табл. 5, уравнения регрессии в выборках №№ 2 и 3). Одновременно эти точки, “аномальные” для юго-востока Чукотки, оказываются на рис. 7 в поле терм, максимально обедненных дейтерием (с величинами $\delta\text{D} < -120‰$). Последние, однако, находятся не на крайнем западе района (где поверхностные воды беднее всего дейтерием), а тяготеют к Колючинско-Мечигменской депрессии (рис. 8а). Этот вывод поддерживается концентрацией фигуративных точек термоминеральных вод на рис. 8б в интервале 172.8°–173.8° з.д., т.е. отсутствием заметной в поверхностных водах корреля-

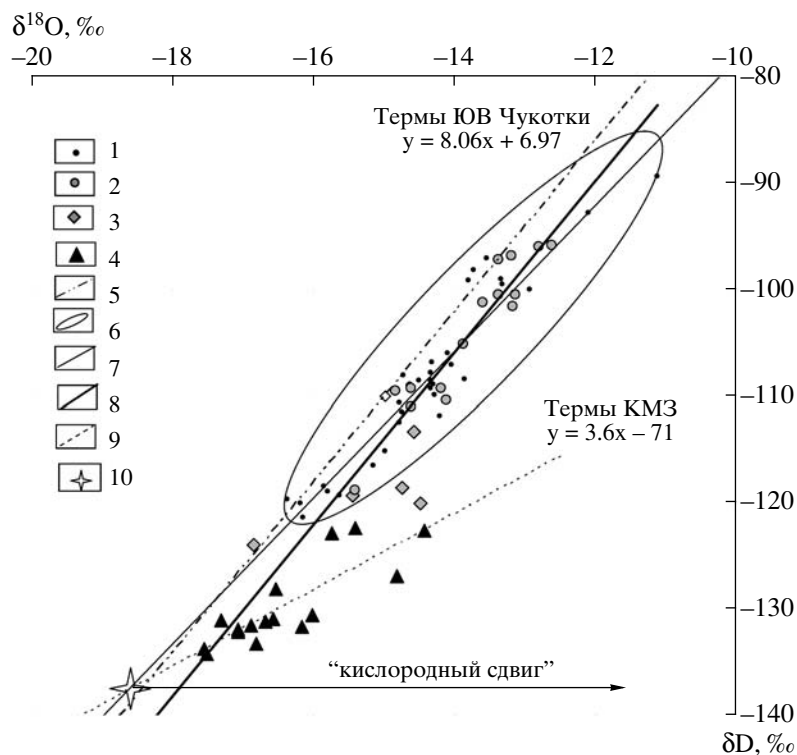


Рис. 7. Изотопный состав водорода и кислорода в поверхностных водах и термоминеральных источниках Восточной Чукотки.

1 – фигуративные точки местных поверхностных вод; 2–4 – точки термоминеральных источников: 2 – южной и восточной окраин полуострова, 3 – северной окраины (окрестностей лагуны Нэшкан и Колючинской губы), 4 – центральных районов (Колючинско-Мечигменская депрессия и ее обрамление); 5 – линия Крейга; 6 – область фигуративных точек местных поверхностных вод; 7 – линия регрессии местных поверхностных вод; 8, 9 – линии регрессии терм юго-восточных окраин полуострова (8) и центральных районов Чукотки (9); 10 – глубинный компонент “А” (см. пояснения в тексте).

ции величин δD в термах с долготой пункта опробования.

Вместе с тем, обедненные дейтерием источники отличаются существенным обогащением тяжелым изотопом ^{18}O относительно “линии Крейга”, образуя гораздо более пологие тренды на диаграмме δD – $\delta^{18}O$ (см. рис. 7). Сходство уравнений регрессии в выборках №№ 5 и 6 (см. табл. 5) показывает, что Печингтанваамские источники (т. 23) по изотопному составу H_2O ближе к термам КМЗ, чем к разгружающимся южнее.

В малой по объему выборке (№ 7, см. табл. 5), включающей термы, ближайшие к лагуне Нэшкан и Колючинской губе, корреляции между δD – $\delta^{18}O$ нет ($|R| < R_{крит}$). Но при объединении ее с выборкой по КМЗ (выборка № 8) и “аномальными” источниками юга полуострова (выборка № 9) корреляция между δD и $\delta^{18}O$ оказывается статистически значимой ($|R| > R_{крит}$).

Минимальные значения δD в водах источников Колючинско-Мечигменской зоны представляют их явную региональную специфику. Эта специфика, что крайне интересно, поддерживается и дру-

гими изотопно-геохимическими особенностями тех же источников, отличающими их от разгружающихся за пределами депрессии. Помимо уже упомянутого выше обогащения их газовой фазы углекислотой, это специфические изотопные параметры углерода этой углекислоты, а также присутствующих в этой фазе гелия и азота. Все эти показатели не зависят друг от друга, но их согласованная пространственная изменчивость указывает на их парагенетическую связь, явно обусловленную общей причиной. Каждая из этих особенностей заслуживает отдельного анализа, что будет сделано в других публикациях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возможные причины изотопной специфики H_2O гидротерм

Проведенные исследования показали, что около половины терм по сравнению с местными поверхностными водами обеднены дейтерием и ^{18}O . Если бы эти термы имели только атмосферное питание (формировались исключительно за счет выпадающих осадков), такой дефицит можно бы-

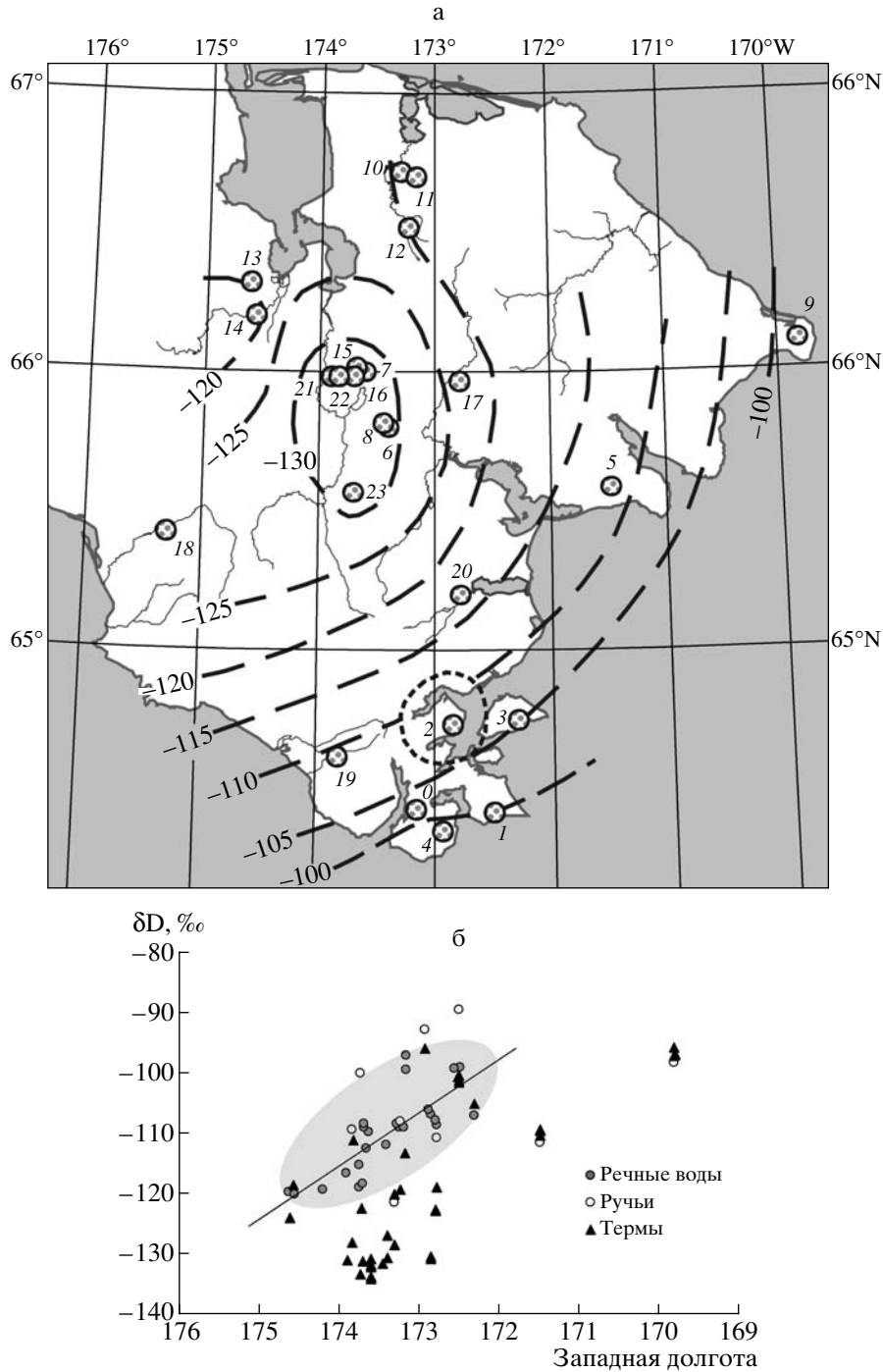


Рис. 8. Латеральная изменчивость значений δD в водах термоминеральных источников Восточной Чукотки (оцифрованных как на рис. 1).

а – схема изолиний δD ; пунктиром условно (вне масштаба) околонуена “Сенявинская” отрицательная δD -аномалия; б – зависимость значений δD от долготы пункта отпробования; затушено поле фигуративных точек речных вод, прямая – линия тренда, показанного на рис. 6б.

ло бы объяснить тем, что отбор всех проб проводился в июле-августе, тогда как зимние осадки, обычно преобладающие в инфильтрационном подземном стоке, питающем источники, беднее летних дейтерием и ^{18}O .

Изотопные различия термоминеральных и местных поверхностных вод могут в принципе быть связаны и с разной высотой областей питания тех и других. Известно, что с ростом этой высоты атмосферные осадки обедняются тяжелыми

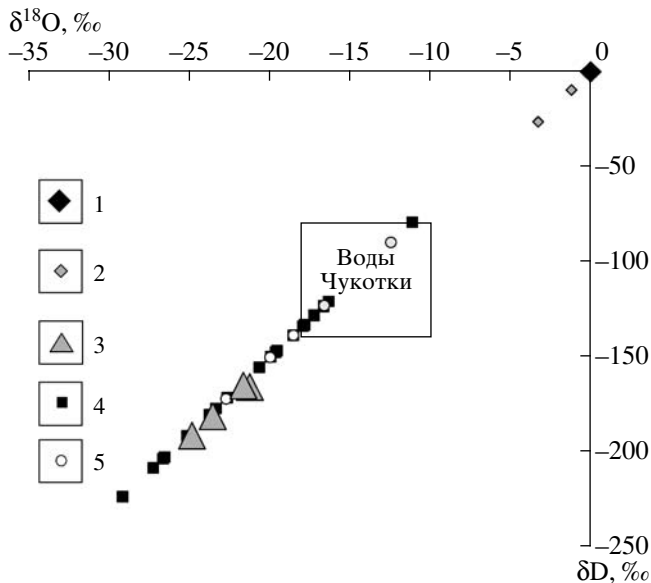


Рис. 9. Изотопный состав H_2O в ее разных резервуарах и водах Чукотки.

1 – SMOW; 2 – прибрежные воды Берингова моря у о. Аракамчечен и в лагуне Кивак (см. табл. 4); 3–5 – составы подземных льдов, по [Васильчук, 1992; Васильчук, Котляков, 2000]: 3 – по измерениям δD и $\delta^{18}O$, 4 – по измерениям $\delta^{18}O$ и расчетам δD по “прямой Крейга”, 5 – по измерениям δD и расчетам $\delta^{18}O$ по “прямой Крейга”. Прямоугольник “Воды Чукотки” вмещает фигуративные точки термоминеральных источников Восточной Чукотки и местных поверхностных вод.

изотопами с градиентами $\Delta\delta D/\Delta h = 1.5\text{--}4\text{‰}$ и $\Delta\delta^{18}O/\Delta h = 0.15\text{--}0.5\text{‰}$ на каждые 100 м высоты [Yurtsever, Gat, 1981]. В таком случае области водного питания термоминеральных вод должны находиться минимум на 500–600 м выше мест их разгрузки. В Колючинско-Мечигменской депрессии амплитуда рельефа достигает 700–800 м, а Сенявинские источники (т. 2) разгружаются недалеко от самой высокой вершины Восточной Чукотки – г. Исходной (1158 м), так что такое объяснение изотопного облегчения термальных вод по сравнению с местными поверхностными теоретически допустимо.

Обеднение по сравнению с местными поверхностными термоминеральных вод дейтерием могло бы также отражать иные, более холодные палеоклиматические условия их водного питания. Но локальные различия этих условий в пределах Чукотского полуострова кажутся маловероятными. Поэтому наиболее вероятной причиной дефицита дейтерия в термах по сравнению с поверхностными водами представляется участие в их формировании водного компонента с низкими значениями δD и $\delta^{18}O$ – ниже, чем в поверхностных водах исследуемого района.

Такие значения характерны, например, для подземных льдов. На Чукотке их изотопный со-

став исследовался лишь в самых верхах геологического разреза в отдельных обнажениях у оз. Колень, в районе г. Анадыря и долинах рек Танюер (хр. Пекульней) и Амгуэмы [Васильчук, 1992; Васильчук, Котляков, 2000]. Результаты приведены в табл. 4 и отражены графически на рис. 9. Они говорят, что диапазон значений δD и $\delta^{18}O$ во льдах Чукотки весьма широк. Такой разброс считается следствием разнообразия обстановок формирования ледяных залежей: ступени гидрогеологической закрытости систем и климатических условий. Например, радиоуглеродное датирование толщ, вмещающих залежи, показало, что в верхнеплейстоценовых льдах значения $\delta^{18}O$ в целом на 3–7‰ легче, чем в современных, что, как считается, связано с более холодным климатом в прошлом [Васильчук, Котляков, 2000].

Аргументом против питания гидротерм тальми водами деградирующей мерзлой толщи является неизбежно вытекающий из такого предположения вывод о том, что при восходящем движении гидротерм талик в очаге их разгрузки должен постоянно расти – в противном случае “ледяное” питание гидротермальной системы водой прекратится, а с ним и поступление в систему легких изотопов Н и О. Рост же талика представляется во многом нестационарным процессом – он должен сопровождаться изменением геометрии восходящего потока гидротерм и соответствующими изменениями их температуры и дебита. Масштабы и темпы развития такого процесса должны зависеть от мощности мерзлой толщи, дебита гидротерм и их тепловых параметров.

Рассматривая возможную роль подземных льдов в формировании гидротерм, нельзя не учесть, что эти льды характеризуются очень низкой минерализацией – в изученных на Чукотке их разновидностях максимальные ее значения не превышают 124 мг/л, а средние лежат в диапазоне 35–69 мг/л [Васильчук, 1992]. Смешение вод, образующихся при таянии таких льдов с инфильтрующимися метеогенными, т.е. двух пресных компонентов не может создать минерализованные воды, разгружающиеся в термальных источниках.

Такие воды, казалось бы, могли возникнуть благодаря подмешиванию морского компонента. Но рис. 10 демонстрирует отсутствие в термоминеральных водах универсальной корреляции между содержаниями хлора и дейтерия. Предположение о формировании чукотских терм в результате смешения морской воды с изотопно-легкой метеогенной автоматически влечет за собой допущение об изотопном разнообразии “пресных резервуаров” – с колебаниями значений δD от -110‰ до -250‰ . Такой диапазон гораздо шире выявленного в поверхностных водах Чукотки. Зато он близок к определенному в чукотских под-

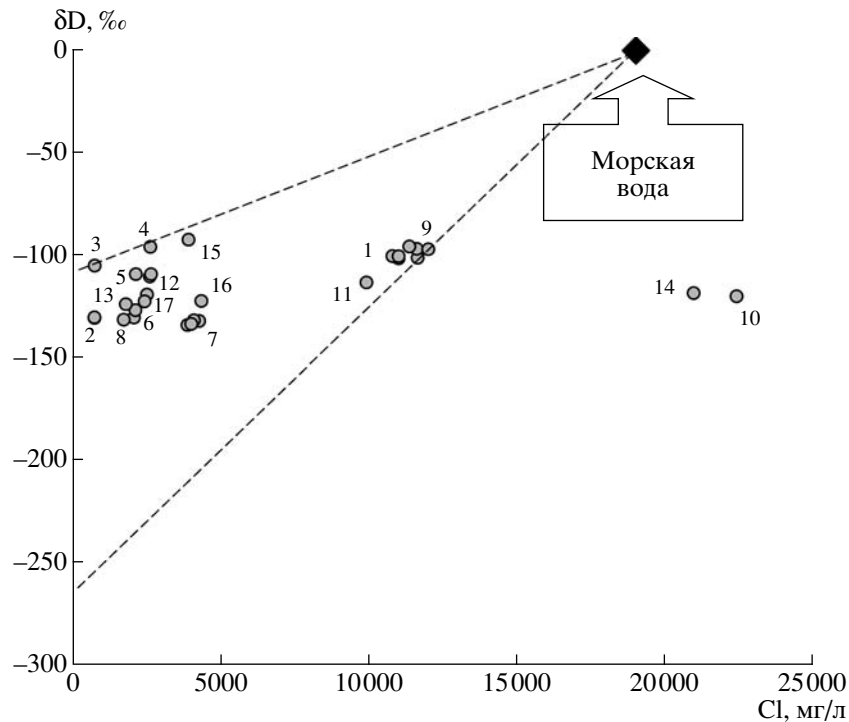


Рис. 10. Соотношение изотопного состава водорода H_2O и концентрации хлор-иона в гидротермах Восточной Чукотки. Цифры соответствуют номерам групп источников на рис. 1.

земных льдах (см. табл. 4). Однако гипотетические представления о множественности “пресных резервуаров” ледяной природы при едином (чисто “морском”) источнике солевой нагрузки терм не могут объяснить отмеченные выше отличия термальных вод от этого источника по спектру минерализации – избыток в них кальция и дефицит магния и SO_4 по сравнению с водами моря.

Тем более такие представления не могут объяснить формирование термоминеральных вод с минерализацией выше морской, разгружающихся в Нэшканских и Оранжевых источниках (тт. 10 и 14, см. рис. 1, табл. 1). Судя по всему, в этих случаях поставщиком растворенных солей могут быть только криопэги – высокоминерализованные подземные воды с отрицательной температурой, встреченные в некоторых районах Чукотки и кратко охарактеризованные выше. Из-за изотопного облегчения подмерзлотной воды при ее вымораживании значения δD и $\delta^{18}O$ в криопэгах меньше, чем в сопряженных подземных льдах. К сожалению, прямых данных о величинах δD и $\delta^{18}O$ в криопэгах Чукотки и тем более их латеральной изменчивости пока нет, так что реальная их роль в формировании изотопного состава воды опробованных гидротерм остается неизвестной.

Так или иначе, но само по себе присутствие вод, обедненных тяжелыми изотопами водорода и кислорода относительно местных поверхност-

ных вод, в термоминеральных источниках Чукотки не вызывает сомнений.

Изотопный состав глубинного компонента “А”

Если допустить, что некий глубинный компонент является общим для всех термоминеральных источников, в которых проявляется дефицит дейтерия по сравнению с местными поверхностными водами, то определить его изотопные параметры можно следующим путем. В координатах δD – $\delta^{18}O$ термоминеральные воды с особенно ярко выраженным дефицитом дейтерия (выборка № 5, см. табл. 5) дают линию регрессии $\delta D = 3.6\delta^{18}O - 70.1$. Линия же регрессии поверхностных вод, объединенных в выборку № 2, имеет более крутой наклон. Поскольку гипотетический “водородно-легкий” глубинный компонент при разгрузке должен в какой-то мере разбавляться поверхностными водами, точка пересечения линий регрессии в выборках 2 и 5 на диаграмме δD – $\delta^{18}O$ должна соответствовать изотопному составу воды искомого компонента, т.е. точке “А” на рис. 7, в которой $\delta^{18}O = \approx -19\text{‰}$ и $\delta D = \approx -138\text{‰}$.

Формирование изотопного состава вод, разгружающихся в термоминеральных источниках, может протекать двумя путями. При простом смешении компонента “А” с поверхностными водами изотопные составы смесей на диаграмме

δD – $\delta^{18}O$ должны лежать вдоль линии поверхностных вод. Как раз это характерно для гидротерм юго-востока Чукотки – в выборках №№ 2 и 3 уравнения линий регрессии практически одинаковы. Но в обедненных дейтерием термах ясно виден сдвиг фигуративных точек вправо от линии поверхностных вод. Это указывает на изменение изотопного состава компонента “А” до начала его смешения с поверхностными водами.

Изменение изотопного состава кислорода воды в подземных резервуарах – результат ее взаимодействия с вмещающими породами при повышенных температурах. Поэтому изотопный состав водорода в термах зависит только от пропорции смешения компонента “А” с поверхностными водами, а состав кислорода – еще и от степени взаимодействия компонента “А” с породами (возможно и альтернативное объяснение происхождения выборки № 5, которое будет рассмотрено ниже).

*Доля компонента “А”
в водах термоминеральных источников*

Определив δD_A , можно, вне зависимости от того, взаимодействовал ли компонент “А” с породами или нет, рассчитать его долю X_A в конкретной термоминеральной воде, зная в ней величину “изотопно-водородного сдвига” $\Delta\delta D = \delta D_{\text{терм}} - \delta D_{\text{пв}}$ (индексы “терм” и “пв” обозначают термальные и местные поверхностные воды):

$$X_A = (\delta D_{\text{терм}} - \delta D_{\text{пв}}) / (\delta D_A - \delta D_{\text{пв}}). \quad (1)$$

Соответственно, доля поверхностных вод $X_{\text{пв}} = (1 - X_A)$ определяется как

$$X_{\text{пв}} = (\delta D_{\text{терм}} - \delta D_A) / (\delta D_{\text{пв}} - \delta D_A). \quad (2)$$

Из вида уравнения (2) ясно, что избыток дейтерия в термальной воде относительно компонента “А” должен отражать степень разбавления этого компонента приповерхностными водами с большей величиной δD – чем ближе изотопный состав водорода в термальной воде к определенному в компоненте “А”, тем менее этот глубинный компонент разбавлен.

В принципе водами с большей, чем в термах, величиной δD могут быть как метеогенные, питающие местные водооток и инфильтрующиеся в породы, так и талассогенные, захороненные при осадконакоплении или вовлекаемые из современного морского бассейна в гидротермальные системы суши. Последнее наблюдается в некоторых прибрежных циркуляционных системах [Конов, Ткаченко, 1974]. Поэтому оценка X_A в исследуемых термах зависит от предполагаемой природы разбавляющего компонента и способа определения δD в этих водах.

Величина $(\delta D_{\text{пв}})$, которая входит в уравнения (1) и (2), является усредненным параметром изо-

топного состава поверхностных вод в данном очаге разгрузки гидротерм. Как известно, этот состав варьирует в зависимости от времени года. Поэтому использование результатов одноразовых определений δD в качестве его характеристики при расчете X_A (или $X_{\text{пв}}$) вносит определенную погрешность. Ее, казалось бы, можно уменьшить, используя значение δD в поверхностных водах, рассчитанное из отмеченной выше его корреляции с длиной. В этом случае, однако, возможна погрешность другого рода – из-за кривизны изолиний $\delta D_{\text{пв}}$ относительно меридианов (см. рис. 6). Для гипотетической же примеси морских вод, в соответствии с нашими измерениями в водах лагуны Кивак и пролива Сенявина (см. табл. 4), значение δD принималось равным -20‰ .

В пяти исследованных термопроявлениях (тт. 3, 5, 9, 14 и 15) значение δD в термоминеральных водах больше (“изотопно-тяжелее”), чем в местных поверхностных, так что смесь последних с компонентом “А” не может сформировать изотопный состав терм. В таких случаях использовались не измеренные в районе источников значения $\delta D_{\text{пв}}$, а рассчитанные по корреляции с длиной (в термопроявлениях тт. 3 и 5), или в качестве разбавляющего компонента условно принимались морские воды. Последнее предположение кажется возможным для прибрежных Дежневских терм (т. 9) и менее вероятным для Оранжевых (т. 14), но для Оленьих (т. 15), находящихся в центре полуострова, никак не оправдано, отчего для этих источников значение X_A не определено.

Результаты расчетов приведены в 4-й графе табл. 6. Они показали, что в конкретном очаге разгрузки гидротерм все пробы отражают почти одну и ту же долю компонента “А”. Но в разных очагах разгрузки гидротерм эта доля X_A более или менее различна, варьируя на полуострове от 0.07 до 0.88 без явной региональной специфики.

Солевой состав компонента “А”

Минерализацию компонента “А” (M_A) можно рассчитать по вычисленной его доле X_A в исследуемых термах в предположении, что он является поставщиком в них не только H_2O , но и растворенных солей, и считая, что он разбавляется местными поверхностными водами, которые солей практически не содержат ($M_{\text{пв}} \sim 0$). В результате величину M_A удалось оценить в 20 группах из 22. В 13 из них величина M_A оказалась лежащей в диапазоне 9.5–14.7 г/л, в пяти – меньше 7 (до 1.9), а в двух группах источников северной окраины – 36.5–37.5 г/л (табл. 6, рис. 11). Два последних значения получены для Нэшканских и Оранжевых источников северной окраины полуострова (тт. 10 и 14) с минерализацией соответственно 37.16 г/л и 36.23 г/л.

Таблица 6. Параметры глубинного компонента “А”

№ по табл. 1	Группы терм	№№ проб	X(A)	M(A), г/л	Ca _A , г/л	Ca _T , г/л	T(A), °C
1	2	3	4	5	6	7	8
9а	Дежневские (м) ¹	90/02	0.65	11.4	2.651	1.723	105
9в		92/02	0.66	11.0	2.441	1.611	80
9б		91/02	0.64	11.3	2.630	1.683	93
		среднее		0.650	11.23		
1а	Чаплинские (м) ¹	21/02	0.69	12.2	3.630	2.505	127
1г		24/02	0.68	11.6	3.610	2.455	115
1б		22/02	0.69	11.8	3.514	2.425	98
1в		23/02	0.68	10.1	3.610	2.455	99
	среднее		0.685	11.42			101
5а	Кукуньские	50/02	0.39	13.5	0.823	0.321	153
5в		51/02	0.36	11.1	0.722	0.260	141
5г		1а/04	0.36	13.0			158
5е		1/04	0.37			0.300	151
	среднее		0.37	12.53			150.7
4а	Кивакские	40/02	0.07			0.721	
2а	Сенявинские	30/02	0.78	1.9	0.118	0.092	100
2б		31/02	0.77	2.0	0.115	0.088	103
	среднее		0.775	1.95			101.5
3а	Аракамчеченские	34/02	0.13	11.4	0.555	0.072	280
20а	Гетлянгенские	Ан-22(7и)/05	0.43	10.3	1.074	0.462 ²	98
19а	Синевээмские	Ан-26(9и)/05	0.20		3.350	0.670 ²	213
18а	Верхне-Нунымовеемские	Ан-27(8и)/05	0.43	4.0	0.647	0.278 ²	83
10а	Нэшканские (м) ¹	3/04	0.85	37.5	4.000	3.400	61
14а	Оранжевые (м) ¹	8/04	0.84	36.5	6.369	5.350	16
11а	Тэюкейские (м) ¹	4/04	0.79	13.1	2.152	1.700	7
13а	Вытхытявеемские	7/04	0.23	14.7	1.200	0.276	274
12а	Куб	6/04	0.36	12.5	0.667	0.240	18
17б	Нэлыпгенвеемские	Ан-13(1и)/05	0.50				2
17а		14/04	0.49	14.1	0.735	0.360	13
21а	Ступенчатые	Ан-21(5и)/05	0.77	9.5	1.870	1.440 ²	3
23а	Печингтанваамские	Ан-6и/05	0.66	3.2	0.255	0.168 ²	
22а	Ионийские	Ан-20(4и)/05	0.66	11.0	2.182	1.440 ²	7
16а	Арэньшкынваамские	12/04	0.59	14.1	1.000	0.590	20
16б		Ан-18(3и)/05	0.88				7
	среднее		0.735				13.5
7г	Бабушкины Очки	2а/04	0.71				25
7в		71/02	0.75	12.2	1.272	0.954	18
7б		2/04	0.76	12.6	1.263	0.960	27
7д		72/02	0.83	11.2	1.123	0.932	17
7а		70/02	0.85	10.9	1.094	0.930	23
		среднее		0.780	11.7		
8б	Туманные	81/02	0.76	4.5	0.142	0.108	72
8а		80/02	0.76				77
	среднее		0.760				74.5
6б	Мечигменские	62/02	0.58	7.1	0.186	0.108	110
6а		60/02	0.72	5.4	0.184	0.104	124
	среднее		0.650				117

Примечание. ¹ Разбавляющим компонентом предполагалась морская вода.

² По [Киевский и др., 2006].

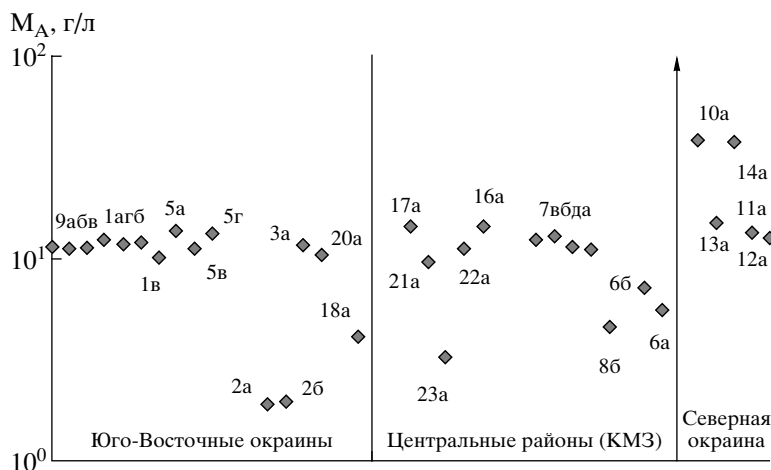


Рис. 11. Минерализация компонента “А” в разных районах Чукотки. Фигуративные точки оцифрованы согласно 1-й графе табл. 1.

В 15 из 20 групп разбавителем считались местные поверхностные воды ($M_{пв} = 0$), так что $M_{терм} = M_A \times X_A$ и $M_A = M_{терм}/X_A$. В остальных пяти группах источников с минерализацией >17 г/л, включая Оранжевые (т. 14), Нэшканские (т. 10) и ближайшие к последним Тэюкейские (т. 11) на северной окраине Чукотки, а также Дежневские и Чаплинские (тт. 1 и 9) на крайнем востоке и юго-востоке полуострова, разбавляющим компонентом предполагались морские воды с величиной $\delta D = -20\%$ и минерализацией $M_{мв} = 35$ г/л, так что $M_{терм} = M_A \times X_A + M_{мв} \times (1 - X_A)$ и $M_A = [M_{терм} - M_{мв} \times (1 - X_A)]/X_A$ (если реально $M_{мв}$ меньше, то значение M_A должно быть больше рассчитанного). В Тэюкейских, Дежневских и Чаплинских термах оценки M_A составили 13,1, 10,1–12,2 и 11,0–11,4 г/л соответственно, т.е. оказались того же порядка, что и в большинстве остальных очагов разгрузки термоминеральных вод, в которых разбавляющим компонентом считались местные поверхностные воды. Создается впечатление, что практически на всей территории Чукотки минерализация компонента “А” одинакова и близка к 10–12 г/л. Формальное среднее из полученных оценок M_A во всех 20 исследованных группах (после предварительного осреднения этих оценок в разных пробах одной группы) составляет 11,8 г/л.

В Оранжевых источниках (т. 14) предположение о разбавлении компонента “А” пресными поверхностными водами приводит к абсурдным результатам – оценки X_A и M_A оказываются отрицательными. Следовательно, допущение о “разбавлении” глубинного компонента морской водой не имеет альтернативы. Оно приводит к оценке $M_A = 36,5$ г/л, незначительно превышающей минерализацию разгружающихся терм. Поэтому и в Нэшканских термах (т. 10) разбавляющим компонентом считалась морская вода. Ранее

[Чешко и др., 2004] возможность участия современных морских вод в формировании гидротерм исключалась полностью, что, как теперь очевидно, было излишне категоричным.

Концентрация Ca_A в компоненте “А”, вычисленная аналогично значению M_A при содержании кальция в морской воде 413 мг/л, не меняет типа минерализации глубинного компонента по сравнению с водами источников, в которых доля кальция много выше, чем в морской воде (графы 6 и 7, см. табл. 6). Вместе с тем, при наличии положительной корреляции между величинами M_A и Ca_A , последние широко варьируют в узком интервале наиболее распространенных на Чукотке оценок M_A (рис. 12). Это говорит о разной степени метаморфизма подземных вод в пределах исследованного района.

В трех группах терм – Сенявинских на юго-востоке полуострова (т. 2) и сближенных Мечигменских и Туманных в Колючинско-Мечигменской депрессии (тт. 6 и 8) – значения M_A значительно ниже средних. Сенявинские термы, в которых M_A минимально (<2 г/л), гидравлически совершенно изолированы от моря, хотя выходят всего примерно в километре от береговой линии, и отличаются максимальным на Чукотке дефицитом дейтерия (-24%) по сравнению с местными пресными поверхностными водами. Вместе с тем, они соседствуют с Чаплинскими и Аракамчеченскими источниками (тт. 1 и 3), в которых M_A имеет фоновые для Чукотки значения ~ 11 г/л. Какова природа этих минимумов и в какой мере они локальны, можно лишь предполагать. Совпадение аномальных значений разных параметров Сенявинских источников кажется не случайным – формирование этих пресных, обедненных D и ^{18}O и горячих ($79^\circ C$ на выходе) вод может быть ре-

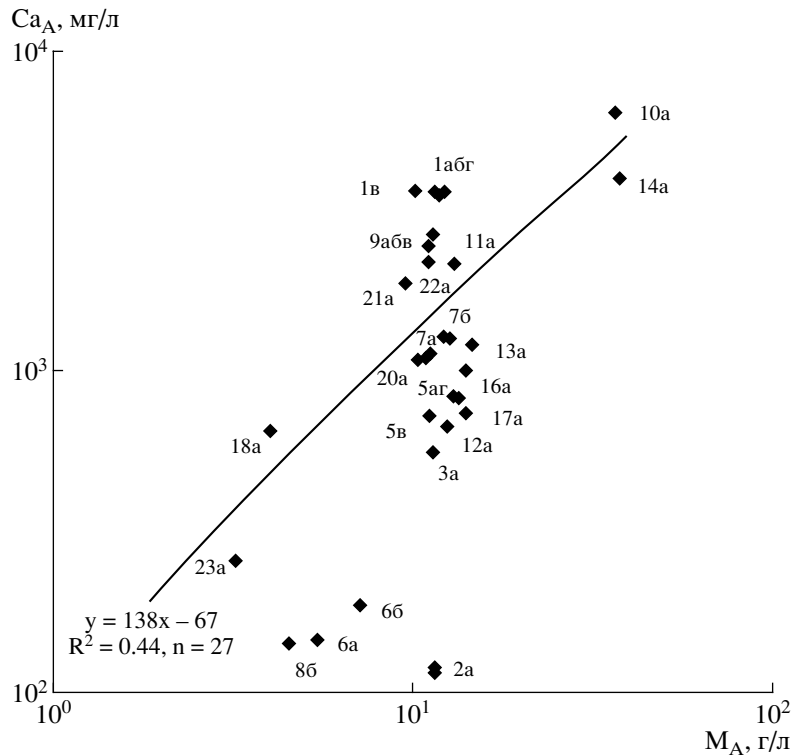


Рис. 12. Концентрация Са-иона и общая минерализация глубинного компонента “А” в гидротермах Чукотки. Фигуративные точки оцифрованы согласно 1-й графе табл. 1.

зультатом возмущения подземной гидросферы глубинным тепловым очагом.

Температура компонента “А”

Опираясь на оценки X_A , мы попытались определить и температуру компонента “А”. Такой подход довольно условен, так как в конкретном термопроявлении оценка T_A должна учитывать не только пропорцию, в которой происходит разбавление глубинных вод холодными поверхностными, но и степень остывания глубинных вод по мере их восходящего движения.

На рис. 13 фигуративные точки чукотских термоминеральных источников образуют два облака – “верхнее” и “нижнее”. Первое образуют термы юго-восточных окраин Чукотки (тт. 1–5, 9, 18–20, см. рис. 1, табл. 1) Нэшканские и Вытхытявеемские источники северной окраины (тт. 10 и 13), а также Мечигменские и Туманные источники Колючинско-Мечигменской зоны (тт. 6 и 8); такое объединение, по-видимому, говорит о сходстве условий, определяющих температуру этих терм. В них наблюдается вполне естественная положительная корреляция между температурой разгружающихся терм, $T(°C)$, и долей в них компонента “А”, X_A :

$$T(°C) = 56.55X_A + 31.216$$

$$(n = 16; R > 0.8 > R_{крит} = 0.497).$$

Эта зависимость отражает геотермическую специфику разных терм, но не позволяет точно оценить температуру ни глубинного компонента, ни разбавляющего. Так, из найденного уравнения регрессии следует, что температура последнего (при $X_A = 0$) близка к 30°C. Это значительно выше температуры атмосферных осадков, инфильтрующихся в породы, и примерно соответствует вероятным температурам на глубинах 1–1.5 км при фоновом кондуктивном теплопотоке [Геотермическая..., 1965; Тепловой режим..., 1970]. Температура же глубинного компонента “А” (при $X_A = 100\%$), согласно этому тренду, в термах юго-востока Чукотки должна быть меньше 90°C, что ниже реально наблюдаемой в очагах разгрузки самых горячих источников – Мечигменских (97°C в одном из выходов) и Чаплинских (92°C в скв. 23 [Суворова, 1972]), в которых $X_A \sim 60\text{--}70\%$. Более достоверными кажутся оценки этой температуры по отдельным пробам. В шести группах терм юго-восточной Чукотки они варьируют от 83 до 150°C, составляя в среднем 106°C. В двух же группах, Синевеемских и Аракамчеченских источниках (тт. 19 и 3), температура компонента “А” оценена в 213–280°C; такие оценки кажутся завышенными и требуют уточнения другими методами.

“Нижнее” облако образовано остальными термоминеральными источниками Колючинско-Мечигменской зоны (тт. 7, 16, 17, 21, 22) и тремя

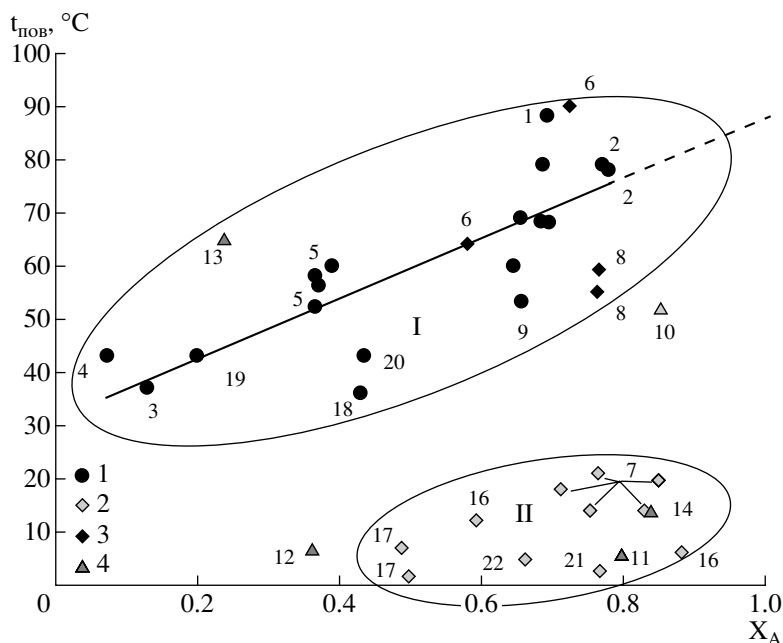


Рис. 13. Связь температуры разгружающихся вод с долей в них компонента “А” в разных районах Чукотки.

1–4 – оцифрованные по рис. 1 фигуративные точки термоминеральных источников юго-восточных окраин полуострова (1), центральных районов (2), Мечигменских и Туманных (3), северной окраины (4). Овалы – поля фигуративных точек центральных районов Чукотки (I) и юго-восточных окраин (II), прямая в овале I – линия регрессии для терм юго-востока Чукотки $\delta D = 56.55\delta^{18}O + 31.22$ ($R^2 = 0.65$, $n = 18$).

термопроявлениями северной окраины (тт. 11, 12, 14), что и в этом случае наводит на мысль об одинаковых (но отличных от свойственных юго-восточным окраинам) условиях формирования этих терм. Они имеют на выходе существенно меньшие температуры ($<22^\circ\text{C}$). Визуально намечающаяся и в этом облаке связь между температурой гидротерм и долей в них глубинного компонента иллюзорна, т.к. $R < R_{\text{крит}}$. Вместе с тем, данные в этой выборке как будто указывают на близкую к 0°C температуру разбавляющего компонента (в котором $X_A = 0$) и низкую температуру компонента “А” ($<30^\circ\text{C}$). На самом деле эта температура отражает, скорее всего, эффект остывания восходящего потока компонента “А” до его смешения с разбавляющими приповерхностными водами. Причины такой специфики терм “нижнего” облака не вполне ясны, но она, возможно, отражает рост мощности криолитозоны в центре Восточной Чукотки по сравнению с прибрежными районами. Температурная специфика этих терм совпадает с концентрацией именно в них минимальных значений δD (см. рис. 8) и, соответственно, максимальных величин изотопно-водородного сдвига $\Delta\delta D$ и доли глубинного компонента X_A (до 88%). Поэтому возникает альтернативное изложенному выше предположение о природе тренда в выборке № 8 (см. табл. 5): кажется, что этот пологий тренд $\delta D = 4.7684 \delta^{18}O - 50.2403$ может отражать не только (а может быть, и не

столько) “кислородный сдвиг”, сколько смешение компонента “А” с талой H_2O относительно богатых дейтерием (и ^{18}O) подземных льдов.

Все вышеизложенное заставляет думать, что глубинный компонент “А” отвечает подмерзлотным водам, представляющим метеогенную хорошо гомогенизированную инфильтрационную H_2O , которая достаточно долго находилась в порово-трещинном пространстве пород и приобрела заметную минерализацию (в среднем 10–12 г/л). Ее изотопные параметры, по-видимому, объясняются тем, что в метеогенном питании преобладают талые снеговые воды, а не относительно обогащенные дейтерием и ^{18}O летние дождевые осадки. По местоположению в гидродинамической зональности геологического разреза компонент “А”, скорее всего, отвечает зоне относительно замедленного водообмена.

Вместе с тем, проблему формирования гидротерм Чукотки нельзя считать решенной. Из-за недостатка скважинных наблюдений не хватает гидрогеологической и криологической характеристики разреза, не ясна их специфика в разных структурно-тектонических элементах полуострова. Нет данных о распространенности криопэггов и их изотопном составе, без чего трудно судить об их роли в формировании термальных вод. Не выяснен механизм теплового питания гидротерм, что особенно важно с точки зрения их возможно-го теплоэнергетического использования, крайне

актуального в условиях Чукотки. Наконец, еще предстоит проанализировать данные об общем и изотопном составе газовой фазы термоминеральных флюидов и увязать эту информацию с химическим составом и температурой разгружающихся вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На востоке Чукотки с повсеместно развитой криолитозоной климатические среднегодовые температуры отрицательны, поэтому все круглогодично разгружающиеся источники можно считать термальными. Опробованы 23 группы таких источников с общей минерализацией от 1.47 до 37.14 г/л, имеющих температуру на выходе от 2 до 97°C, и пресные поверхностные воды, распространенные вблизи этих источников.

В поверхностных водах значения δD и $\delta^{18}O$ лежат в диапазонах (-121.4...-89.5) и (-16.4...-11.1)‰ соответственно, совпадая с вариациями изотопного состава атмосферных осадков Аляски на тех же широтах. При этом значения δD и $\delta^{18}O$ в поверхностных водах уменьшаются с восточного на запад, в глубь полуострова.

В термоминеральных водах значения δD и $\delta^{18}O$ варьируют в диапазонах (-134.2-92.5) и (-17.6-10.5)‰. Примерно в половине случаев такие воды по сравнению с поверхностными обеднены дейтерием, что указывает на участие в их формировании изотопно-легкого компонента. Путем анализа трендов фигуративных точек поверхностных и термоминеральных вод в координатах δD - $\delta^{18}O$ реконструирован изотопный состав этого глубинного компонента "А" ($\delta D \approx -138$ ‰ и $\delta^{18}O \approx -19$ ‰) и оценена его доля X_A в конкретных пробах. В латеральном распределении значений δD в термоминеральных водах заметно, что гидротермы, максимально обедненные дейтерием ($\delta D < -120$ ‰), сосредоточены в Колючинско-Мечигменской депрессии – зоне новейшей геодинамической активности. Они отличаются от терм, разгружающихся за ее пределами, еще и обогащением изотопом ^{18}O , а также другими изотопно-геохимическими особенностями (составом газовой фазы, величинами $\delta^{13}C_{CO_2}$, $^3He/^4He$, $\delta^{15}N$).

По величине X_A в конкретных термах оценена его общая минерализация M_A при разных допущениях о происхождении разбавляющего компонента. В большинстве исследованных терм величина M_A лежит в диапазоне 9.5-14.7 г/л, а в среднем на территории Чукотки близка к 12 г/л. В пяти наиболее минерализованных прибрежных термах разбавляющим компонентом предполагались морские воды. В трех из этих случаев величины M_A тоже близки к региональному среднему значению. В двух же группах с минерализацией

37.16 и 36.23 г/л не только разбавляющий компонент, но и глубинный ("А") представляет морскую воду, подвергшуюся метаморфизму (обеднению магнием и сульфатом) и некоторому концентрированию, вероятнее всего, криогенной природы.

Оценка температуры компонента "А" более условна, так как она зависит не только от степени разбавления глубинных вод холодными поверхностными, но и от остывания глубинных вод по мере подъема. Тем не менее она указывает на существенные региональные различия в тепловом режиме терм.

Судя по изотопным характеристикам и общей минерализации, глубинный компонент "А" отвечает подмерзлотным водам, представляющим хорошо гомогенизированную метеогенную инфильтрационную H_2O , достаточно долго находящуюся в порово-трещинном пространстве пород и приобретающую заметную минерализацию. По положению в вертикальной гидродинамической зональности геологического разреза компонент "А", по-видимому, отвечает зоне относительно замедленного водообмена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-64869-а, 04-05-79087-к и 06-05-64647-а), а также Программы № 8 приоритетных фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах".

Экспедиционные исследования 2002 г. были отчасти субсидированы администрацией Чукотского АО.

Авторы весьма признательны за предоставление некоторых образцов сотрудникам ФГУП "Георегион" (г. Анадырь) А.Д. Киевскому и О.В. Ладному. Во время полевых работ большую помощь оказали главы Провиденского и Чукотского административных районов Е.В. Данилюк и М.А. Зеленский. Изложенные материалы обсуждались с В.И. Виноградовым, Б.Г. Покровским, Ю.А. Тараном и Г.Ю. Бутузовой, просмотревшими рукопись и сделавшими ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Ант Ю.Е. Эмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. Т. 1. М.: РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992. 420 с.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геохронологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 614 с.
- Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода в природных водах СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
- Владимирцева Ю.А., Дыканюк Е.А., Манукян А.М. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист Q-2 (Уэлен). Объ-

- яснительная записка. СПб.: Изд-во СПб КФ ВСЕГЕИ, 2001. 139 с.
- Геотермическая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000 (гл. ред. Ф.А. Макаренко). М.: ГИН АН СССР, ГУГК СМ СССР, 1972.
- Гидрогеология СССР. Т. XXVI (Северо-Восток СССР). М.: Недра, 1972. 296 с.
- Головачов Ф.А. Минеральные источники юго-восточной оконечности Чукотского полуострова // Арктика. 1937. № 5. С. 57–80.
- Гольдтман В.Г. К вопросу о формировании береговых терм Северо-Востока СССР // Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967. С. 74–80.
- Диковский А.М., Крюков Ю.В. Минеральные источники Чукотского полуострова и перспективы их использования // Вопросы изучения гидроминеральных курортных ресурсов. М.: ЦНИИКиФ, 1981. С. 68–73.
- Завгородний В.Ф. Отчет Ионийской гидрогеологической партии масштаба 1 : 100 000 за 1958–59 гг. // Чукотская комплексная экспедиция СВГУ ГУГиОН при СМ СССР, п. Эгвекинот. 1960.
- Завгородний В.Ф. О типизации и условиях формирования термоминеральных вод Восточной Чукотки // Колыма. 1962. № 3. С. 17–20.
- Зеленкевич А.А. Перспективы использования глубинного тепла на территории Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1963. № 16. С. 266–278.
- Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР // Вопросы формирования и распространения минеральных вод в СССР. М.: ЦНИИКиФ Минздрав СССР, 1960. С. 171–262.
- Калабин А.И. Минеральные источники Северо-Востока СССР. Магадан: ВНИИ-1, 1959. 106 с.
- Каталог минеральных вод СССР (приложение к Карте минеральных вод СССР м-ба 1 : 4 000 000). М.: ЦНИИКиФ Минздрав СССР, 1969. 288 с.
- Кейльгак К. Подземные воды. М.: ОНТИ, 1935. 499 с.
- Киевский А.Д., Малышева Г.М., Гавриличева Г.С. и др. Отчет о комплексном обследовании источников минеральных и термальных вод восточной Чукотки. Анадырь: ФГУП «ТЕОРЕГИОН» МПР РФ, 2006. 276 с.
- Кононов В.И., Ткаченко Р.И. Береговые термы и особенности их формирования // Гидротермальные минералообразующие растворы областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 38–46.
- Кононова Р.С. Криогенная метаморфизация подмерзлотных вод Восточно-Сибирской артезианской области // Советская геология. 1974. № 3. С. 106–115.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.
- Крюков Ю.В. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XIII, XIV. Объяснительная записка. М., 1980. 88 с.
- Недомолкин В.Ф. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XIX. Объяснительная записка. М., 1978. 58 с.
- Никольский А.П. Горячие ключи залива Лаврентия и Мечигменской губы // Арктика. 1937. № 5. С. 81–92.
- Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. и др. Первые изотопные исследования гидротерм Чукотки // Материалы XVII симпозиума по геохимии изотопов им. А.П. Виноградова (6–9 декабря 2004 г.). М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 195–196.
- Пономарев В.М. Горячие источники Чукотского полуострова // Советская Арктика. 1936. № 12. С. 98–100.
- Пономарев В.М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 200 с.
- Природные условия и ресурсы Чукотского полуострова. М.: ГЕОС, 2003. 502 с.
- Рабкин М.И. Нешкенский горячий источник // Арктика. 1937. № 5. С. 93–101.
- Романова С.Г., Жукова Э.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XX. Объяснительная записка. М., 1970а. 71 с.
- Романова С.Г., Жукова Э.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XXVI. Объяснительная записка. М., 1970б. 70 с.
- Стремяков А.Я. Гидрогеотермические условия Чукотского полуострова и перспективы использования его гидротермальных ресурсов // Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР (Труды 2-го совещания по геотермическим исследованиям в СССР). М.: Наука, 1967. С. 280–283.
- Суворова Е.И. Термальные и минеральные воды // Гидрогеология СССР, т. XXVI (Северо-Восток СССР). М.: Недра, 1972. С. 206–222.
- Тепловой режим недр СССР (Труды ГИН АН СССР. Вып. 218). М.: Наука, 1970. 171 с.
- Толстихин Н.И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М., Л.: Госгеолтехиздат, 1941.
- Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
- Чешко А.Л., Дубинина Е.О., Вакин Е.А. и др. Первые данные об изотопном составе водорода и кислорода в термоминеральных водах Восточной Чукотки // ДАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 676–680.
- Чукотка: природно-экономический очерк. М.: Арт-Литэкс, 1995. 365 с.
- Швецов П.Ф. Некоторые данные к характеристике горячих минеральных источников Чукотки // Вопросы курортологии. 1937. № 5. С. 90–96.
- Швецов П.Ф. Подземные воды Верхояно-Колымской складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Швецов П.Ф. Верхояно-Колымская горная страна и Чукотский полуостров (районы вечной мерзлоты) // Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод СССР как источника тепла / Под ред. Макаренко Ф.А. М.: ЛГГП АН СССР, 1957. С. 31–32.
- Экосистемы термальных источников Чукотского полуострова. Л.: Наука, 1981. 144 с.
- Craig H. Isotope variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
- Yurtsever Y., Gat J.R. Stable isotope hydrology / Eds Gat J.R., Gonfiantini R. Vienna: IAEA, 1981. P. 103–142.