

# Температура минеральных вод – отражение магматогенной термоаномалии в районе вулкана Казбек

В. Ю. Лаврушин<sup>1</sup>, А. О. Маковозов<sup>2</sup>

## ВВЕДЕНИЕ

Большой Кавказ является фрагментом Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса, формирование которого продолжается и в настоящее время. Его структура определяется надвиговой складчатостью, развившейся в результате континентальной коллизии [20; 22]. В коллизионной обстановке происходит глубокое дробление континентальной коры, что способствует подъему магматического расплава к поверхности. На Большом Кавказе высокий уровень магматической активности отмечался на протяжении плейстоцена-голоцена. Наибольшей активностью отличались вулканы Эльбрусского, Кельского и Казбекского центров. Последние извержения некоторых из них (например, Эльбруса) происходили даже в историческое время (I–III в. н. э.) [5; 1].

Давно замечено [6], что магматическая активность отражается на температурных и химических особенностях газоводных флюидов. Например, с областями развития молодого вулканизма на Кавказе ассоциируются исключительно холодные и термальные углекислые минеральные воды [12]. Исследования изотопного состава гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ),<sup>3</sup> в спонтанных газах этих вод показывают, что в них присутствует гелий мантийного происхождения (с высокими значениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  – до  $900 \times 10^{-8}$ ) [14; 21; 10; 11]. Кроме того, вблизи от вулканических центров до сих пор отмечается вынос тепла (термальная активность) [10]. Таким образом, эти данные дают основание предполагать, что вулканическая деятельность на Северном Кавказе еще не завершилась, и отсутствие в настоя-

щее время извержений может соответствовать фазе временного покоя.

Наиболее детально эти вопросы были рассмотрены на примере минеральных источников Приэльбрусья и Кавказских Минеральных Вод (КМВ) [14; 21; 9; 10]. В частности, было показано, что, исследуя площадные закономерности распределения величин  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , можно оконтурить районы потенциальной магматической активности<sup>4</sup>.

Таблица 1.

Изотопный состав гелия в спонтанных газах минеральных источников Северной Осетии и Грузии.

Местоположение	$^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-8}$	Ссылка
<i>Грузия</i>		
Багиата, источник, скв. 8	650	1
Джава, скв. 42	330	1
Джава, скв. 42	380	1
Трусо, Нарзан-Воклюза	120	1
Трусо, Стыр-Суар	260	1
Трусо	185	2
Макарта, нарзан	690	1
Паншети, нарзан	250	1
Пассанаури, скв. 9	300	1
Арцхели, источник	82	2
Датвиси, источник	193	2
Хахмати, источник	366	2
<i>Северная Осетия</i>		
ист. Кубус (р. Урух)	146	3
Тамиск, скв. 3, 750 м.	И	3
ист. Хилаг	228	3

**Примечание:** данные заимствованы из - 1) [Буачидзе, Мхеидзе, 1989]; 2) [Поляк и др., 1998]; 3) данные авторов.

<sup>1</sup> В.Ю. Лаврушин – к.г.-м.н., ИГЕМ РАН.

<sup>2</sup> А.О. Маковозов – к.г.-м.н., ИГЕМ РАН.

<sup>3</sup> Соотношение изотопов гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) является наиболее надежным индикатором присутствия мантийных газов (мантийной активности) во флюидах. Величина  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в верхней мантии составляет  $\sim 1200 (\times 10^{-8})$ , в то время как в древней континентальной коре оно варьирует  $1 \div 10 (\times 10^{-8})$ . Поэтому даже небольшая примесь мантийных газов контрастно выделяется на фоне коровой составляющей.

<sup>4</sup> Возобновление вулканической деятельности может проявиться не только в активизации уже известных вулканов, например Эльбруса или Казбека, но и в образовании новых вулканических аппаратов. Поэтому целесообразно говорить о районах потенциальной вулканической опасности.

Проведение же режимных наблюдений за изменением величины изотопно-гелиевого отношения в газах и температурой воды в источниках, очевидно, позволит получить информацию об изменении эндогенной активности и может послужить основой газогеохимического мониторинга вулканической опасности.

К сожалению, с этой точки зрения территории, прилегающие к Казбекскому и Кельскому вулканическим центрам, остаются еще до сих пор мало изученными. Предварительные данные об изотопном составе гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) однозначно указывают, что здесь, как и в Приэльбрусье, активность мантии чрезвычайно высока (табл. 1). По величинам  $^3\text{He}/^4\text{He}$  газы минеральных источников Осетии и Грузии оказываются аналогичными газам Приэльбрусья. Однако этих данных еще недостаточно для того, чтобы определить границы вулканически опасных районов и определить пункты сети газо-химического мониторинга.

В связи с этим в 2003 г. на территории Северной Осетии и Грузии (включая горные районы Южной Осетии) начаты работы по изучению потенциальной вулканической опасности Казбекского и Кельского вулканических центров. Определить границы опасных районов можно, используя комплекс геологических, геофизических и дистанционных (спутниковых) наблюдений. Одним из разделов этих работ является проведение газо-геохимического опробования минеральных источников. Результаты исследования температурных особенностей формирования вод изложены в данной публикации.

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В июле 2003 года при содействии ВНЦ РАН и Владикавказского экспериментального геофизического центра РАН проводились работы по газо-химическому опробованию углекислых минеральных источников, расположенных в горных районах Северной и Южной Осетии. На северном склоне Большого Кавказа (в долинах рек Геналдон, Фиагдон и Ардон) было опробовано 14 источников, а на южном 17 (в долине р. Большая Лиахва). Также привлекались данные опробования, проводимого в 1999–2000 гг. в Дигорском ущелье. Информация о температурных характеристиках вод минеральных источников, расположенных в верховьях р. Терек, была заимствована из [13].

Опробование источников включало в себя отбор проб воды (на макро- и микрокомпоненты) и измерение температуры воды. Пробы на микрокомпо-

ненты отфильтровывались через фильтр с диаметром пор 0,45 ц и подкислялись концентрированной азотной кислотой (марки О.Х.Ч.). Определение их химического состава производилось методами 1СР-MS и 1СР-AES в ИПТМ РАН (г. Черноголовка, Московской обл.). Определение макрокомпонентов (Na, K, Ca, Mg, Cl,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$  и др.) в водах производилось по стандартным методикам в Геологическом институте РАН (г. Москва).

Измерения температуры воды в источниках проводились ртутными и электронными термометрами с погрешностью измерения 0,1–0,2 °С.

Температуры формирования вод в пласте (базовые температуры) рассчитывались на основании результатов химических анализов воды. Для этой цели используются соотношения концентраций щелочных металлов или кремния в растворе – так называемые гидрохимические геотермометры [17; 18; 16; 19]:

$$T^{\circ}\text{C} = 1522 / (5,75 - \log [\text{SiO}_2]) - 273,15, \text{ где концентрация } \text{SiO}_2 \text{ в мг/л.}$$

$$T^{\circ}\text{C} = 777 / (\log (\text{Na} / \text{K}) + 0,7) - 273,15.$$

$$T^{\circ}\text{C} = 1000 / (\log (\text{Na} / \text{Li}) - 0,14) - 273.$$

$$T^{\circ}\text{C} = 2200 / (\log (\text{Mg} / \text{Li}) + 5,47) - 273, \text{ концентрации Mg и Li в мг/л.}$$

### ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ В ИСТОЧНИКАХ

Температура дает представление о физических условиях формирования подземных вод (о глубине их циркуляции или о наличии термической аномалии). По этому параметру подземные воды делятся на два класса: холодные и термальные. Объективным критерием такой их типизации, как справедливо указал еще в 1912 г. К. Кейльгак [7], является отношение температуры ( $t$ ) воды при разгрузке на земную поверхность к температуре «нейтрального слоя» (подошве слоя годовых теплооборотов), которая примерно соответствует климатической среднегодовой для данной местности,  $t_{н.с.}$ . При  $t \gg t_{н.с.}$  разгрузка подземных вод сопровождается избыточным выносом глубинного тепла, и именно такие воды следует считать термальными.

Увеличение температур (относительно температуры нейтрального слоя) может быть обусловлено различными факторами – экзогенными и эндогенными. К экзогенным факторам, в частности, относится соотношение инфильтрационного и подземного стоков. Оно может меняться в зависимости от сезона опробования, локальных гидрогеологических и физико-географических условий (например, увеличение доли инфильтрационных вод в летнее время приведет к повышению температуры воды). Выделить влияние этого фактора в чистом виде при

разновременности термометрических измерений и различиях в природных условиях практически невозможно.

К эндогенным факторам можно отнести проявление геотермальной активности, т. е. прогрев вод в зонах температурных аномалий, связанных с магматическими камерами вулканов. Увеличение температуры воды может быть также и результатом дренирования более глубоких горизонтов, вскрываемых разрывными тектоническими нарушениями.

Температуры большинства источников Кельско-Казбекского района варьируют в диапазоне от 3 до 15 °С. Проявления вод с более высокими температурами известны только в Кармадонском ущелье (Нижне- и Верхне-Кармадонские источники –  $t$  от ~30 до 52 – 54 °С) [15].

Температура воды многих источников зависит от их положения над уровнем моря (рис. 1). Высотный градиент убывания температуры воды составляет примерно ~5,5 °С/км. Такое соотношение температур и высотных отметок соответствует характеру изменения температуры нейтрального слоя на Северном Кавказе: от ~13 °С на отметках 500–1 000 м, до ~3 °С на высоте 2 500–2 700 м [4]. В целом, из этих построений следует, что температура большинства источников Кельско-Казбекского района соответствует температуре нейтрального слоя. Поэтому их можно отнести к классу холодных вод.

Однако часть фигуративных точек источников располагается выше линии тренда изменения температуры нейтрального слоя (на рисунке он показан в виде полосы, ограниченной пунктирными линиями). Это позволяет отнести эти водопроявления (наряду с источниками Кармадона), несмотря на относительно низкую температуру их воды (9,7–14,7 °С), к классу термальных.

Воды с повышенными значениями измеренной температуры (см. рис. 1) отмечаются во всех обследованных районах (в Дигории, в верховьях Ардона, а также на территории Южной Осетии и Грузии). Что касается источника в Верхней Дигории (ист. Харес) то, скорее всего, относительно высокая температура этого водопроявления обусловлена экзогенными факторами (источник выходит в конусе выноса небольшого ручья на левом берегу р. Харес и, очевидно, подпитывается подрусловыми водами).

Температурные аномалии, отмечаемые в источниках, расположенных в верховьях Ардона (Згиль-1 и Чельдиевский), не поддаются однозначной интерпретации. Например, в ист. Згиль и Чельдиевский более высокие температуры были отмечены при опробовании осенью 2000 г. В 2003 г. температуры этих источников соответствовали температуре нейтрального слоя для этих высотных отметок. С одной стороны, такая нестабильность может указывать на сезонные (экзогенные) факторы формирования температурных характеристик воды. С другой – эти источники располагаются близко друг от друга, и повышение температуры в отдельные периоды может характеризовать так же, как в Тиб-1 и в ист. Закка, локальную температурную аномалию, связанную с тектоническим нарушением. В любом случае вопрос о существовании температурной аномалии в верховьях Ардона требует дополнительного изучения.

В Грузии и Южной Осетии все термальные источники ( $t > t_{н.с.}$ ) локализуются на западном склоне Кельского вулканического нагорья (Ерман-верхний, Бритата-средний) и на южном склоне вулкана Казбек (источники в районе г. Абано и Казбеги (по данным [13]). Очевидно, вместе с Кармадонскими термами они оконтуривают область температурной аномалии, связанную с магматическими камерами этих вулканов.

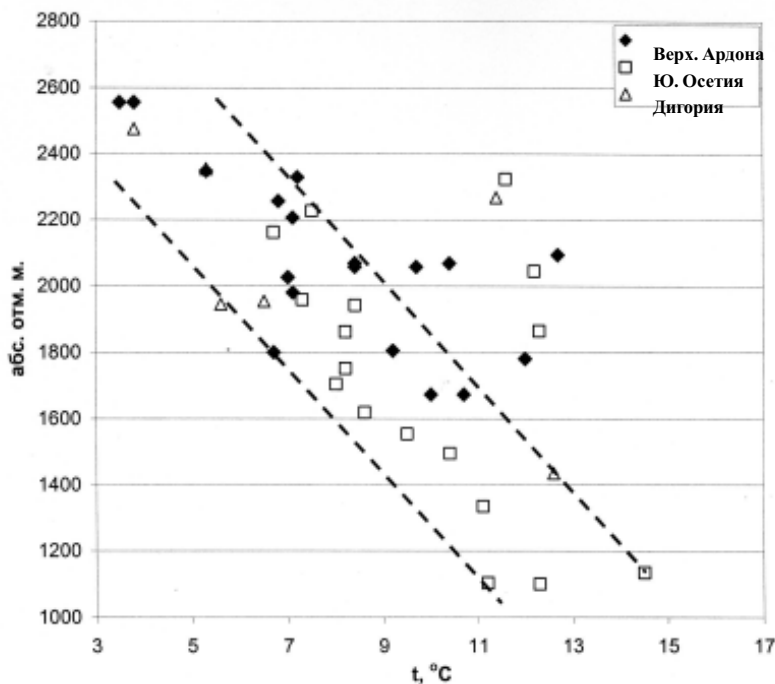


Рис. 1 Соотношение измеренных температур воды и абсолютных отметок выходов минеральных источников Северной и Южной Осетии. Пунктирными линиями показан тренд изменения температуры воды в источниках, соответствующий тренду изменения температуры нейтрального слоя на различных высотных отметках.

## ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОД (ПО ГЕОТЕРМОМЕТРАМ)

### Общие положения

Как видно из приведенных выше результатов, температурные замеры далеко не всегда позволяют определить причины наблюдаемых термоаномалий – определить влияние экзогенных и эндогенных факторов. Оценить роль последних можно, привлекая данные о температурных условиях формирования вод в пласте. Наиболее точные представления о «базовых» температурах дают замеры температур в глубоких скважинах. Однако такими сведениями мы не располагаем. Температуры формирования воды в пласте можно также оценить косвенными методами, используя гидрохимические геотермометры [17; 18; 19]. Такие оценки учитывают реакции взаимодействия в системе «вода–порода», регулирующие при разных P–T условиях концентрации ионов Na, Li, K, Mg, Ca, SiO<sub>2</sub>.

Используемые аналитические выражения (см. раздел «Фактический материал...») были получены эмпирически для различных геологических объектов и, вероятно, не всегда могут быть применимы для оценки пластовых температур формирования углекислых вод Северного Кавказа. Базовые температуры, рассчитанные по Na-Li-, Mg-Li-, Na-K- и SiO<sub>2</sub>-геотермометрам (табл. 2), часто сильно различаются, а в некоторых случаях даже обратно коррелируют между собой (например, Mg-Li и Na-K).

По-видимому, такие расхождения отражают неустановившееся равновесие в системе «вода–порода» для различных минеральных систем (наличие обратных корреляций) и/или являются следствием сильного разбавления минеральной воды потоком инфильтрационных вод в зоне активного водообмена. Кроме того, на показания Mg-Li-геотермометра может оказывать влияние равновесие в карбонатной системе (осаждение или растворение магниезильных кар-

бонатов при их контакте с углекислыми водами).

Процессы разбавления минеральной воды мало-минерализованными водами по-разному скажутся на показаниях геотермометров. Геотермометры, для расчетов которых используются концентрации Mg и SiO<sub>2</sub> (Mg-Li- и SiO<sub>2</sub>-геотермометры)<sup>1</sup>, значения логарифмируемых функций, а соответственно и температуры, будут снижаться, дадут заниженные значения температур (при этом из-за использования логарифмической функции зависимость расчетной температуры от степени разбавления будет иметь нелинейный характер).

Очевидно, что Na-Li- и Na-K-геотермометры менее чувствительны к процессам разбавления. Однако, в случае смешения минеральных и формационных вод (более древних вод, имеющих собственную историю) показания этих термометров также могут искажаться.

В целом, учитывая все вышесказанное, мы считаем, что более надежные результаты (в плане абсолютных оценок температур) могут быть получены по Na-Li- и Na-K-геотермометрам. Действительно, в большинстве случаев значения температур, полученные по этим термометрам, оказываются близкими – различия, как правило, не превышают 10–30 °C (рис. 2).

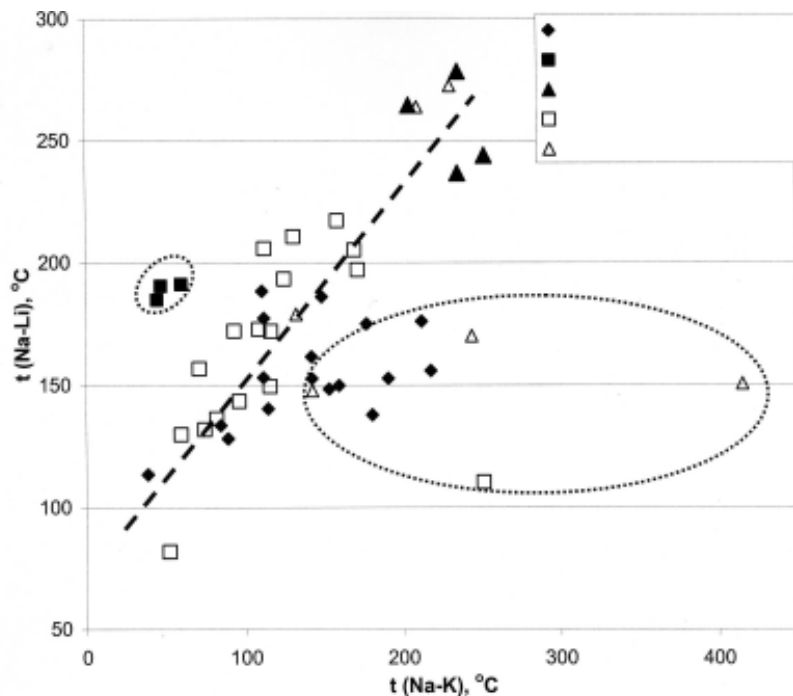


Рис. 2. Соотношение величин базовых температур минеральных вод Северной и Южной Осетии, рассчитанных по Na-Li- и Na-K- геотермометрам.

<sup>1</sup> В расчетах Mg-Li-геотермометра в качестве логарифмируемой функции используется отношение  $[Mg]^{0.5}/[Na]$ , а при оценках SiO<sub>2</sub>-температур логарифмируется концентрация кремния в растворе ( $\text{Log } [SiO_2]$ ). При разбавлении минеральной воды водой, почти не содержащей солей (ультрапресной, инфильтрационной),

Таблица 2.

Температурные характеристики минеральных источников Северной и Южной Осетии.

№ на рис. 3	№ обр.	Название источников	Абс. отм.	t измер.	Базовые температуры по				Градиент, t град/км
					Mg-Li	Na-Li	Na-K	Si	
<i>Северная Осетия</i>									
<i>Кармадон-Фиагдон</i>									
1	26/99*	Кармадон нижний, скв.	1614	65	148	191	60	68	77
1	26-1/99	Кармадон нижний, скв. 29	1614	42	133	185	45	54	74
1	2/03	Кармадон нижний, скв. 29	1543	43,5	139	191	47	72	76
2	39/00	Верхний Кармадон, нарзан	2314	54	142	244	253	100	98
2	4/03	Верхний Кармадон, нарзан	2296	41,9	142	237	236	100	95
3	25/99	ист, Хилаг (ист, Теплинский, р, Фиагдон)	2556	3,5	113	279	236	75	111
3	3/03	ист, Хилаг (ист, Теплинский, р, Фиагдон)	2556	3,8	114	265	205	87	106
<i>Верховья Ардона</i>									
4	37/00	Чельдиевский нарзан	2069	10,4	29	148	153	44	59
4	8/03	Чельдиевский нарзан	2069	8,4	26	150	159	43	60
5	9/03	Карта	2206	7Д	28	175	177	74	70
6	36/00	Згиль 1	2058	9,7					
6	10/03	Згиль 1 36/00	2058	8,4	61	140	115	56	56
7	12/03	Камсхо	2026	7	44	156	218	55	62
8	13/03	Бубу	2347	5,3	7	153	191	44	61
9	11/03	Лисри (Двухголовый)	1980	7,1	69	153	112	55	61
10	14/03	Калиат	2329	7,2	24	138	181	66	55
11	35/00	Тиб-1, скв., 150 м.	1781	12	81	153	142	53	61
11	16/03	Тиб-1, скв., 150 м.	1781		80	162	142	49	65
12	34/00	Нарзан Адайкон-дон верхний	2256	6,8	44	186	149	71	74
13	38а/00	Зарамаг 1, скв.	1673	10	103	177	112	65	71
13	6/03	Зарамаг 1, скв.	1673	10,7	109	189	111	65	75
14	24/99	Тамиск скв. 3, 750 м.		15,1	26	176	212	43	70
15	33/00	Хасиевский нарзан, Зруг-дон	1805	9,2	86	128	89	62	51
15	7/03	Хасиевский нарзан, Зруг-дон	1800	6,7	80	133	85	57	53
16	17/03	Кесатикау (Закка)	2094	12,7	58	113	39	52	45
<i>Дигория</i>									
17	23/99	ист. Кубус	1945	5,6	124	273	231	75	109
18	31/00	Колгусуар	1954	6,5	ИЗ	264	210	85	106
19	28/00	нарзан Лабода	2354	5,3	2	170	244	58	68
20	29/00	нарзан Мацота	2475	3,8	-4	151	415	54	60
21	30/00	Харес	2268	11,4	30	148	143	47	59
22	32/00	скв. турбаза Дзинага	1435	12,6	73	179	132	98	72
<i>Южная Осетия</i>									
23	18/03	Сба	1752	8,2	83	157	71	50	63
24	19/03	Суна	2045	12,2	43	206	112	43	82
25	20/03	Ерман верхний	2324	11,6	36	197	172	111	79
26	21/03	Ерман нижний	2162	6,7	15	143	96	46	57
27	22/03	Ходзи (нижний)	2226	7,5	67	211	131	74	84
28	23/03	Едисса	1958	7,3	62	217	159	100	87
29	24/03	Згубир	1619	8,6	53	205	170	95	82
30	25/03	Згубир-нижний	1554	9,5	58	172	116	52	69
31	26/03	Бритата	1862	8,2	45	173	109	48	69
32	27/03	Бритата-верхний	1942	8,4	68	193	125	48	77
33	28/03	Битата-средний (озеро)	1864	12,3	53	172	93	47	69
34	29/03	Багиата, скв.	1335	НД	72	136	82	61	54
35	30/03	скв. Джава	1104	11,2	49	82	52	98	33
36	31/03	Кесельта	1101	12,3	83	130	60	55	52
37	32/03	Кобет	1705	8	90	149	116	108	60
38	33/03	Кировский	1495	10,4	70	132	75	58	53
39	34/03	Хуце	1135	14,5	3	110	252	63	44

Примечание: \* - цифра в знаменателе номера пробы соответствует году опробования.

Отклонения некоторых фигуративных точек от общего тренда может быть вызвано подмешиванием вод различного генезиса. Завышенные значения Na-K-геотермометра (относительно Na-Li) отмечаются только в сильно опресненных водах (см. рис. 2). Очевидно, искажение результатов расчетов происходит собственно не из-за процессов разбавления, а из-за солевой нагрузки инфильтрационных вод. При инфильтрации через почвенные горизонты воды могут обогащаться ионами калия (калий – биофильный элемент).

В редких случаях отмечается занижение Na-K-температур. Оно характерно для проб, в которых имеется примесь формационных (Cl-Na) вод (воды из скважин Нижнего Кармадона).

Таким образом, при оценках базовых температур мы отдаем предпочтение Na-Li-геотермометру, как менее чувствительному к процессам смешения минеральной воды с водами иного происхождения.

### БАЗОВЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВОД

Оценки расчетных температур по Na-Li-термометру показывают, что формирование углекислых вод Кельско-Казбекского района происходит при температурах 110–280 °C (табл. 2). При этом в ха-

рактере распределения температур выявляется четкая тенденция – базовые температуры увеличиваются в источниках, ближе всего расположенных к молодым вулканам и интрузиям (рис. 3). Это хорошо видно на примере источников Верхнего и Нижнего Кармадона (табл. 2). Здесь по мере приближения к Казбеку базовые температуры возрастают от ~190 до 240 °C. В Дигории максимальные температуры (до 270 °C) также отмечаются в районе горы Кубус, где присутствует гранодиоритовая неинтрузия, имеющая возраст 2,5 млн лет (данные А.Г. Гурбанова). То же самое показывает и распределение базовых температур в Южной Осетии, где с приближением к Кельскому вулканическому нагорью они увеличиваются до ~210–220 °C. Таким образом, самыми «горячими» из всех обследованных водопроявлений оказываются источники: Верхне-Кармадонский (~240), Фиагдонский (~270), Кубус (273), Едисса (217).

Источники в верховьях Ардона отличаются более однообразным распределением базовых температур (преобладают значения 150–160 °C). Здесь имеется только небольшая субширотная термоаномалия в районе источников Зарамаг–Адайком-дон (табл. 2 и рис. 3). Она, по-видимому, маркирует Адайкомский разлом. Наличие такой аномалии мо-

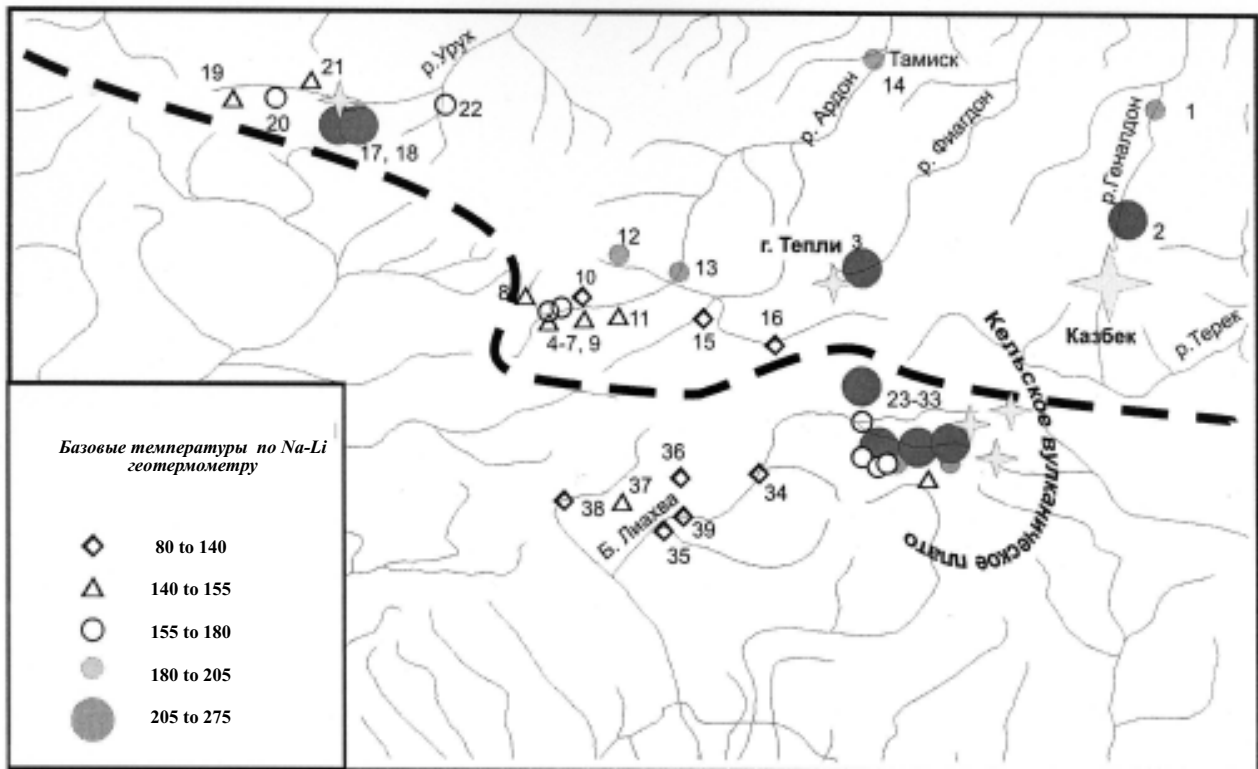


Рис. 3. Распределение величин базовых температур формирования минеральных источников Северной и Южной Осетии, рассчитанных по Na-Li-геотермометру. Пунктирной линией показана ось Главного хребта Большого Кавказа; звездочками – положение молодых вулканических центров; цифрами обозначены минеральные источники – см. первый столбец табл. 2.

жет указывать на активное состояние этого разрывного нарушения, что необходимо учитывать при организации сети геофизического и газо-химического мониторинга (в районе створа Зарамагской ГЭС).

### ГЛУБИНЫ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Оценив базовые температуры, можно качественно определить глубины формирования вод. Для этого необходимо иметь представление о градиентах температур в горных районах Кавказа.

Судя по температурным замерам в скважинах равнинной части Северной Осетии [15], градиенты температур в предгорных районах варьируют в пределах 30–35 град/км. В горных районах о градиентах температур имеются только отрывочные сведения. Например, в скважине Тамиска градиент оценивается как 22 град/км. По-видимому, значения 22–30 град/км (в среднем 25 град/км) можно принять для большинства горных районов Северной Осетии, где развиты воды азотно-метанового состава (к северу от Бокового хребта).

В области развития молодого вулканизма градиенты температур могут быть существенно выше. Например, в скважинах Кармадонского месторождения термальных вод градиент температур достигает величин 70–75 град/км [15]. В этом случае, принимая оценки базовых температур по Na-Li-геотермометру, глубина формирования вод Нижнего Кармадона будет составлять примерно 2,5 км.

Если допустить, что условия формирования вод в горных районах примерно одинаковы (т.е. глубины циркуляции вод в исследуемом районе варьируют не очень сильно и составляют примерно 2,5–3,0 км), то можно оценить изменения градиентов температур.

Например, такие оценки для источников Верхнего Кармадона показывают, что с приближением к Казбеку геотермические градиенты будут заметно возрастать и в районе Верхне-Кармадонских источников достигнут значений порядка 90–100 град/км. Еще более высокие градиенты (до 110 град/км) могут отмечаться в районе г. Тепли (ист. Хилаг).

В долине р. Ардон величины температурных градиентов оказываются существенно ниже и варьируют от 50 до 70 град/км. Такие же градиенты характерны и для большинства районов Южной Осетии и Дигории. Однако и здесь, как в Кармадонском ущелье, с приближением к молодым вулканам (Кельско-

го вулканического нагорья и г. Кубус) градиент температур возрастает до 85–110 град/км.

Имея представление о максимальных величинах температурных градиентов и допуская, что на верхней границе вулканической камеры температура расплава может составлять 650–700 °С (температура плавления кислого расплава), можно предполагать, что в районе Казбекского и Кельского вулканических центров имеются субповерхностные вулканические камеры. Они могут располагаться на глубине 3–6 км ниже уровня моря.

Эти качественные оценки хорошо согласуются с результатами геофизических наблюдений, проводимых в 2003 г. в Геналдонском ущелье. Здесь кровля магматической камеры Казбека может располагаться на глубинах от 2 (по данным гравиметрических наблюдений А.В. Копаева. – См. статью в данном журнале) до 3,5–4 км ниже уровня моря (по данным магнито-теллурического зондирования, проведенного В.Н. Арбузкиным и др. – См. там же).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом, анализ распределения температурных характеристик естественных водопроявлений указывает на наличие термической активности в районе Казбекского и Кельского вулканических центров. Термоаномалии фиксируются в источниках, располагающихся на удалении до 10–15 км от вулканов. Это, в общем, как показало сопоставление аналогичных температурных исследований, проведенных в Приэльбрусье [10], с геофизическими данными [8; 2] может примерно характеризовать размеры субповерхностных вулканических камер. Оценки градиентов температур показывают, что эти камеры могут располагаться на небольших глубинах (3–6 км ниже уровня моря) и до сих пор содержать силикатный расплав. Это, в конечном итоге, позволяет рассматривать Казбек и Кельский вулкан как центры потенциальной вулканической опасности.

Следует также отметить, что приведенные нами качественные оценки градиентов температур для горных районов Северной и Южной Осетии имеют еще и прикладной аспект. Они показывают, что не только в Кармадонском ущелье, но и в других местах рассматриваемого района могут быть разведаны месторождения термоминеральных вод, пригодных для тепло-энергоснабжения (на глубинах 2,5 км могут быть вскрыты воды с температурами до 200 °С).

В заключение хотелось бы отметить, что полученные данные имеют предварительный характер,

поскольку до сих пор остаются неопробованными минеральные источники, расположенные в верховьях р. Терек, на восточных склонах Казбекского и Кельского вулканических центров и в районе вулкана Кабарджин. Это опробование планируется провести в 2004–2005 гг.

Как отмечалось выше, недостатком температурных характеристик вод является то, что на них влияет целый комплекс «мешающих» факторов, не связанных с проявлениями новейшей вулканической активности. Более точные оценки размеров магматических камер можно получить, проведя исследования изотопного состава инертных газов – прежде

всего гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ). В конечном итоге изучение изотопного состава гелия в газах и температурных характеристик минеральных вод позволит получить важную информацию о состоянии мантии, которая необходима для прогноза возможной вулканической активности. Выполнение изотопных и химических определений потребует привлечения целенаправленного финансирования.

В дальнейшем информацию о температурах и изотопно-гелиевом отношении в газах необходимо получать с периодичностью один раз в три года, что позволит проследить динамику глубинных эндогенных процессов.

## Литература

1. Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Сулержицкий Л.Д., Катков Д.М., Пурига А.И. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // Докл. РАН, 1998. Т. 363. № 2. С. 219–221.
2. Богатилов О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // Докл. РАН, 2002. Т. 387. № 3. С. 1–6.
3. Буачидзе Г.И., Мхеидзе Б.С. Природные газы Грузии. – Тбилиси: Мецниереба, 1989. 155 с.
4. Врублевский М.И. О геотермических условиях и формировании температуры минеральных вод Центрального Кавказа // Вести. ЛГУ, 1954. № 10. С. 119–123.
5. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. – М.: Наука, 1979. 475 с.
6. Дислер В.Н. Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования // Бюлл. МОИП, отд. Геол., 1971. № 3. С. 114–124.
7. Кейльгак К. (1935) Подземные воды. – Ленинград-М.: ОНТИ, 1935. 499 с.
8. Краснопевцева Г.В., Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное строение, природа сейсмических границ и эволюция коры Кавказа // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. – Киев: Наук. Думка, 1977. С. 203–216.
9. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Каменский И.Л. Оценка активности мантии в Приэльбрусье по изотопно-геохимическим характеристикам свободных газов подземных вод // Геодинамика, сейсмо-тектоника и вулканизм Северного Кавказа. Ред. Н.П. Лаверов. – М.: ОИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ГНИЦ ПГК (МФ) при КубГУ Минобразования РФ, 2001. С. 272–293.
10. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. Температура вод источников в окрестностях вулкана Эльбрус: отражение магматогенной термоаномалии // Геодинамика, сейсмо-тектоника и вулканизм Северного Кавказа. Ред. Н.П. Лаверов. – М.: ОИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ГНИЦ ПГК (МФ) при КубГУ Минобразования РФ, 2001. С. 241–271.
11. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеев А.С., Костенко О.Е. Углекислые воды Северного Кавказа: происхождение и условия формирования // Проблемы гидрогеологии XXI века: наука и образование. – М.: РУДН, 2003. С. 431–443.
12. Масуренков Ю.П. Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья // Изв. АН СССР, сер. Геол., 1961. № 5. С. 45–57.
13. Углекислые минеральные воды Северного Кавказа / Под ред. Пантелеева И.Я., – М.: Изд-во АН СССР, 1963. 190 с.
13. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломагматического потока из мантии // Геохимия, 1998. №4. С. 383–397.
14. Цогоев В.Б. Гидроминеральные ресурсы Северной Осетии. – Орджоникидзе: ИП, 1969. 410 с.
15. Fouillac C., Michard G., Sodium/litium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geochimics. 1981. V.10. P. 55–70.
16. Fournier R.O., Trusdell A.H. An empirical Na-K-Ca chemical geothermometer for natural waters // Geochim. et Cosm. Acta. 1973. V. 37. P. 1255–1275.
17. Fournier R.O., Potter R.W. A magnesium correction for the Na-K-Ca geothermometer // Geochim. et Cosm. acta, 1979. V. 43. P. 1543–1550.
18. Kharaka Y.K., Mariner R.H. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In.: Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories. New York: Springer-Verlag, 1989. P. 99–117.
19. Philip H., Cisternas A., Gvishniani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics, 1989. V.161. P. 1–21.
20. Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakovlev L.E., Marty B., Cheshko A.L. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Norten Caucasus // Geochim. and Cosmoch. Acta, 2000. V. 64. № 11. P. 1925–1944.
21. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986, V. 123. P. 181–211.