

**ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ЮЖНОГО ТРАНГБО  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ВЬЕТНАМ)**

***Д.А. Новиков<sup>1,2</sup>, Doan Van Tuyen<sup>3</sup>, Phan Thi Kim Van<sup>3</sup>, Н.А. Харитонова<sup>4,5</sup>***

<sup>1</sup>ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, пр. Академика Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: [NovikovDA@ipgg.sbras.ru](mailto:NovikovDA@ipgg.sbras.ru)

<sup>2</sup>ФГАОУВО Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, ул. Пирогова 2, г. Новосибирск, 630090

<sup>3</sup>Institute of Geological sciences VAST, 84 Chua Lang, Dong Da, Hanoi, Vietnam; e-mail: [doanvantuyen53@yahoo.com.vn](mailto:doanvantuyen53@yahoo.com.vn)

<sup>4</sup>ФГАОУВО Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, г. Москва, 119991; e-mail: [tchenat@mail.ru](mailto:tchenat@mail.ru)

<sup>5</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022

Поступила в редакцию 24 апреля 2017 г.

Приводятся результаты изучения особенностей гидрогеологического строения, химического и изотопного состава термальных вод центральной части Вьетнама, характеризующиеся интенсивными проявлениями интрузивного магматизма. Установлено, что в исследуемом районе развиты низко- и высокотермальные воды с температурой, варьирующей в интервале от 30 до 85 °С. Величина общей минерализации гидротерм составляет от 0.05 до 10.05 г/дм<sup>3</sup>. Предполагается наличие двух уровней циркуляции термальных вод, которые различаются по температуре и химическому составу. Выявлена закономерная смена состава гидротерм в направлении от минерализованных хлоридных натриевых, в том числе с повышенным содержанием кальция, к пресным гидрокарбонатным натриевым. Соотношение изотопов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  свидетельствует о том, что в основе водной компоненты лежит метеорная вода. В прибрежных районах наблюдается изотопный сдвиг в сторону океанических вод, что также подтверждается гидрогеохимическими данными. Ключевыми факторами формирования химического состава термальных вод Южного Трангбо являются ее генетический тип, процессы взаимодействия в системе «вода–порода–газ–органическое вещество» и ее равновесно-неравновесное состояние.

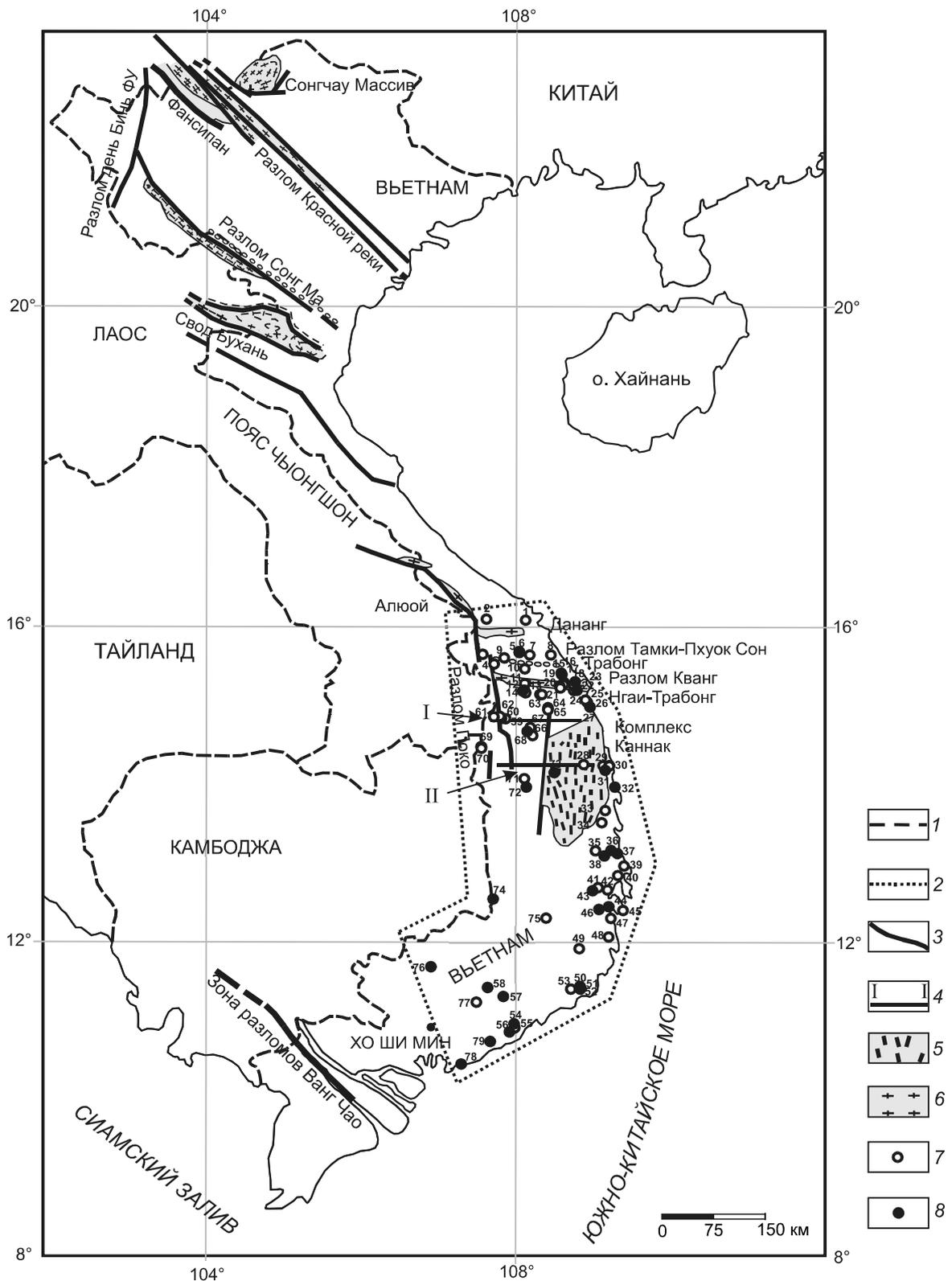
**Ключевые слова:** термальные воды, гидрогеохимия, генезис, Южный Трангбо, Вьетнам.

Изучению современных гидротермальных систем, разведке и эксплуатации геотермальных месторождений уделяется большое внимание практически на всех континентах Земного шара. Исследование и использование геотермальных и связанных с ними минеральных ресурсов ведется в Японии, Новой Зеландии, Италии, Исландии, России и других странах [12, 16–17, 20, 23, 24, 26, 30, 38, 44].

Детальное изучение термальных вод Вьетнама было начато в 1980-х годах. За это время были выполнены многочисленные исследования, направленные на выяснение тектонического режима, геологического и гидрогеологического строения, гидрогеохимии основных геотермальных областей. Вышли в свет обобщающие монографии, изданы атласы геологи-

ческих и гидрогеологических карт. Особенности геологии и стратиграфии Вьетнама отражены в работах Х.Т. Хуонга, К. Лепревье, А. Лэйрелуп, Г. Малюски, Э.А. Наги, Х. Накано, Л.Н. Нгуена, Т.Т. Нгуена, Т.В. Нгуена, К.Т. Фана, Т.Т. Фана, Т. Тонг-Дзуя, А. Высока и др., гидрогеологические, гидрогеохимические и геотермические исследования связаны с именами Т.Д. Ана, Д. Буи, Т.В. Доана, А.Д. Дучкова, Х.В. Хоанга, Х.К. Хоанга, В.К. Нгхиэпа, Л.Т. Транга, Т.Т. Танга и др.

Несмотря на большой объем проведенных исследований в разных областях геологии, детальных гидрогеологических исследований, направленных на изучение основных геотермальных зон Вьетнама, почти не проводилось. В настоящей работе приведены резуль-



**Рис. 1.** Местоположение района исследований на территории Вьетнама.

1 – государственные границы; 2 – местоположение района исследований; 3 – разломы; 4 – гидрогеологические разрезы массива Контум (см. рис. 2); основные метаморфические комплексы: 5 – трещиноватые зоны комплекса Каннак, 6 – основные зоны мелонитовых разломов; изученные водопункты: 7 – источники, 8 – скважины.

таты изучения гидрогеологии и геохимии термальных вод Южного Трангбо – геотермальной области, расположенной в центральной части Вьетнама (рис. 1).

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами были обобщены и проанализированы опубликованные и фондовые материалы по территории Южного Трангбо и результаты полевых работ 2014–2015 годов [38, 39, 41, 45]. Весь фактический материал сведен в электронную базу данных и содержит сведения о гидрогеологических параметрах разреза и результатах гидрогеохимического опробования 79 водопунктов (скважины и источники) (таблица). Общий массив гидрогеохимических данных по Южному Трангбо составляет 139 проб, а информационный банк по термальным водам Азии – более 1700 записей.

Пробы для анализа катионов и анионов отфильтровывались через целлюлозный фильтр (0.45 мкм) на месте отбора для удаления взвеси и собирались в полиэтиленовые бутылки. Для достоверного определения устойчивых компонентов в растворе на месте отбора пробы консервировались (для анализа катионов проба подкислялась азотной кислотой, для анионов – нет), после чего доставлялись в лабораторию для последующего анализа методами пламенной фотометрии, беспламенной атомно-абсорбционной спектрометрии, масс-спектрометрии и т.д. Нестабильные параметры (рН, температура,  $\text{HCO}_3^-$ ) определялись непосредственно на точке отбора проб воды с помощью полевой гидрогеохимической лаборатории. Следует отметить, что гидрогеохимические материалы были получены за длительный период времени, поэтому были применены методы статистического анализа по источникам, отобраным в разные годы для оценки достоверности фактических данных (аномальные пробы из выборки были исключены). Рассмотрение и интерпретация гидрогеохимических данных проводились с применением программных средств Microsoft Excel, STATISTICA, SURFER, Grid Master и HG-32.

#### ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Территория Вьетнама имеет богатую геологическую историю. Возраст наиболее древних архейских отложений в соответствии с датировками абсолютно-го возраста составляет более 2300 млн лет [32, 33, 35, 36, 43]. В тектоническом плане территория континентального Вьетнама условно делится на пять крупных мегаблоков: Северо-Восточный, Северо-Западный, Чьонгшон, Контум и Намбо, которые имеют ярко выраженные особенности в геологическом строении [29, 37, 43, 48, 50]. Исследуемый район ограничивается разломами Тамки-Пхуок Сон на севере и Вунгтау-

Локнинь на юге (рис. 1). В его пределах выявлено два крупных тектонических блока: Контум и Южно-Вьетнамский.

Контум представляет собой поднятый массив кристаллического фундамента архей-протерозойского возраста, состоящий из метаморфических пород (гнейсы, гранулиты, амфиболиты, мраморы и кварциты) (рис. 2) [46]. Отложения палеозоя и мезозоя также выходят на поверхность. Широко развиты изверженные базальты кайнозойского возраста, которые образуют плато. В тектоническом отношении массив Контум разбит многочисленными разломами и зонами деструкции, имеющими простирание с севера на юг. В его восточной части развит комплекс Каннак, представленный гранулитам и чарнокитами, контактирующими в разломных зонах (разлом Бато и другие) с породами свиты Нгок-Линь (биотитовые гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы) [28, 32–34]. Южно-Вьетнамский блок покрыт платформенным чехлом позднепалеозойско-мезозойского возраста. В его пределах широко проявились процессы магматизма, которые начались с раннего мезозоя. Базальты неоген-четвертичного возраста сформировали крупные массивы Дакнонг, Баолок и Хуанлок.

В пределах Южного Трангбо процессы интрузивного магматизма получили широкое, но не повсеместное развитие и проявились в пять основных этапов: 1) архейский, 2) протерозойский, 3) ранне-среднепалеозойский, 4) позднепалеозойско-раннемезозойский и 5) позднемезозойско-кайнозойский [41]. Молодые неоген-четвертичные вулканы ярко выражены в современном ландшафте. Вулканическая активность, по всей видимости, продолжилась и в более позднее время. Последнее событие задокументировано весной 1923 г., когда в результате извержения вулкана образовался о. Хон Тро (в настоящее время размыт морем).

Исследуемый регион в соответствии с последними гидрогеологическими картами Азии (2012 г.) [22] характеризуется наличием высоководообильных карстовых, средне- и низководообильных трещинных и поровых водоносных горизонтов. Максимальные дебиты до 44 л/с установлены в источнике Кы Ке на прибрежной площади Фу Нинь (зона разлома Тамки-Пхуок Сон). В среднем дебиты источников варьируют в интервале от 4 до 10 л/с. В разрезе Южного Трангбо выделяется два гидрогеологических этажа [2, 18]. Нижний представлен отложениями архей-протерозойского кристаллического фундамента, а верхний – породами осадочного чехла. Особую роль играют водоносные зоны разломов и экзогенной трещиноватости ввиду широкого проявления процессов интрузивного магматизма.

Таблица. Химический и изотопный состав термальных вод Южного Гранбо, мг/дм<sup>3</sup>

№ точки	Название водоупункта	Т, °С	М, г/дм <sup>3</sup>	pH	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	F	δ <sup>18</sup> O	δD	Химический тип
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
15	Биньхоа	65	420	7.0	122.6	4.6	6.0	0.07	36.1	48.0	105.0	90.5	7.2	-6.66	-39.4	Cl-Na
26	Тха Тру	77	5237	7.0	1535.1	82.7	368.7	8.50	76.5	140.9	2867.0	126.0	2.4	-	-	»
34	Тремдук	76	485	8.2	126.2	3.6	12.8	0.01	74.5	23.0	154.1	88.4	2.0	-8.20	-53.5	»
39	Табонг	55	864	8.0	251.0	9.2	16.0	4.28	65.5	57.6	350.0	108.6	1.3	-6.60	-38.4	»
40	Вангя	68	437	8.1	145.0	8.8	5.4	0.02	52.0	17.0	159.0	89.0	0.3	-	-	»
48	Бангой	54	579	7.6	175.3	5.4	12.0	0.14	99.4	31.0	197.5	50.2	8.3	-8.54	-56.3	»
54	Та Ку	78	7830	7.2	2074.0	260.0	611.2	13.98	85.4	254.6	4386.9	142.0	1.6	-	-	»
55	Пхондзель	53	3093	8.0	962.0	38.0	142.3	9.86	610.0	87.8	1192.0	44.6	6.7	-7.02	-46.3	»
79	Бинь Хау	70	4205	7.5	1229.0	42.0	291.7	8.70	91.7	377.5	2013.0	111.0	7.2	-	-	»
<b>Средние значения для Cl-Na типа</b>																
16	Тхай Бих (2)	65.4	2318	7.7	670.4	48.7	133.0	4.71	157.2	101.3	1107.4	89.1	3.9	-7.40	-46.8	Cl-HCO <sub>3</sub> -Na
17	Нгиа Тхуан	68	441	8.0	193	5.5	5.5	1.50	122.3	17.8	91.5	-	3.9	-	-	»
23	Нгайку	79	675	8.6	223.3	10.0	8.4	1.70	116.2	28.8	158.6	93.0	4.1	-	-	»
29	Хойван	67	646	8.0	175.5	6.0	12.0	0.05	133.3	44.0	167.5	100.6	6.5	-7.08	-45.1	»
30	Кат Минь	84	584	8.0	159.9	5.8	4.0	0.01	137.8	34.6	141.0	86.6	14.5	-7.67	-51.6	»
36	Пхусен	33	830	8.0	173.6	39.8	61.6	19.94	183.0	24.5	326.3	-	1.6	-	-	»
42	Нинь Тхан	63	653	7.6	170.0	5.8	15.2	0.50	173.9	84.0	132.0	70.4	1.3	-7.00	-41.7	»
59	Конду	30	344	8.8	97.0	11.5	1.2	0.00	85.4	0.0	99.3	42.5	-	-	-	»
68	Дахруонг	61	643	8.5	153.0	142.9	4.0	2.10	97.6	65.0	106.5	100.0	0.6	-	-	»
69	Морай	53	557	8.0	138.8	5.3	17.5	0.06	125.1	65.0	88.7	95.6	20.8	-9.00	-57.2	»
<b>Средние значения для Cl-HCO<sub>3</sub>-Na типа</b>																
1	Донг Нге	62.2	605	8.2	174.6	21.0	13.1	2.35	137.2	36.6	140.4	81.9	8.0	-7.92	-50.4	HCO <sub>3</sub> -Cl-Na
2	Бан Бук	46	438	8	100.3	-	3.6	0.70	164.7	58.7	63.4	27.2	14.8	-	-	»
4	Ан Дьем	47	300	-	95.0	-	4.0	-	74.0	17.0	18.0	75.6	2.7	-	-	»
12	Тра Канг	45	423	7.6	104.5	-	5.6	-	156.6	1.1	52.6	75.6	14.0	-	-	»
20	Хайду	35	77	6.9	34.0	-	2.3	0.58	31.6	-	8.5	-	-	-	-	»
25	Тусон	62	371	8.2	112.5	3.8	3.0	0.03	135.0	51.7	56.0	69.6	8.3	-7.70	-50.0	»
28	Вингиль	74	384	8.4	128.0	2.4	2.8	0.07	170.9	30.0	49.6	-	-	-	-	»
33	Пхуоклонг	71	548	8.4	143.4	3.8	4.8	0.01	155.9	72.0	52.0	88.5	1.5	-8.16	-53.3	»
35	Эа Рьень	52.5	460	8.4	126.2	3.4	2.4	0.01	157.5	36.5	48.6	70.4	14.7	-7.89	-50.5	»
37	Сон Тхан	47	384	-	122.1	2.4	4.0	-	177.0	32.1	46.1	-	-	-	-	»
40	Вангя	48	356	8.4	75.9	-	8.4	2.53	121.3	33.1	35.5	61.1	7.0	-	-	»
43	Ниньхоа	58	592	7.8	161.9	3.4	12.8	0.05	227.5	34.6	77.5	69.6	5.0	-7.36	-42.4	»
65	Нуок Хе 2	66	325	8.9	76.0	2.3	5.6	0.02	106.2	31.1	25.0	64.3	1.4	-8.46	-54.8	»
67	Конбра	35	61	7.5	13.8	-	2.0	1.22	36.6	-	7.1	-	-	-	-	»
77	Пху Хьеп	60	534	7.9	118.8	5.5	7.1	0.06	144.0	55.1	34.7	148.8	20.0	-9.10	-61.8	»
<b>Средние значения для HCO<sub>3</sub>-Cl-Na типа</b>																
55	1156	53.5	432	8.1	119.3	3.7	6.5	0.72	156.6	41.5	50.8	74.2	9.6	-8.11	-52.13	»

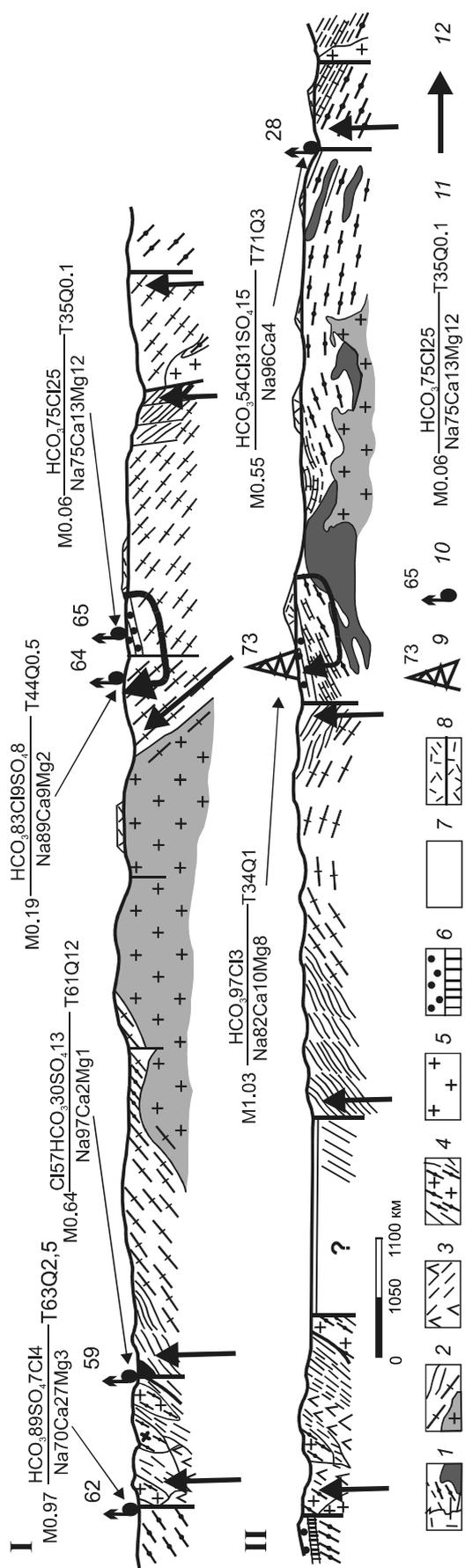
Таблица (продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
3	Дак Принг	52	338	8.2	66.8	-	2.0	0.60	109.8	12.0	21.3	106.9	-	-	-	HCO <sub>3</sub> -Na
5	Ке Лок	58	355	8.6	113.6	0.0	3.2	0.50	146.8	21.6	7.2	48.0	13.8	-	-	»
6	Ке Лок 2	58	299	9.1	124.3	0.0	2.4	1.20	125.4	23.9	7.6	-	14.4	-	-	»
7	Ке Пхонг	64	423	8.0	89.6	0.0	3.8	0.58	137.5	26.4	20.8	112.1	11.8	-	-	»
9	Лун Вьень	36	275	-	81.0	-	14.0	4.00	93.0	2.0	5.0	64.5	-	-	-	»
10	Тави	63	307	7.6	62.1	3.0	5.1	0.07	145.2	9.6	3.4	71.4	7.5	-7.23	-44.0	»
14	Такто	67	292	8.8	66.3	2.5	1.8	0.14	97.0	19.2	1.6	80.4	10.0	-8.43	-54.9	»
18	Да Ден	67	524	7.5	132.9	-	3.0	0.61	268.4	42.9	24.4	40.0	-	-	-	»
19	Пхуокто	68	376	8.2	110.1	3.4	8.0	0.01	160.0	52.0	35.2	84.4	7.1	-7.58	-45.0	»
20	Хайду	63	489	7.5	100.8	-	2.0	0.00	158.6	66.7	17.5	110.0	-	-	-	»
22	Ким Донг	65	355	8.1	88.1	-	3.0	0.61	189.2	42.9	31.2	-	-	-	-	»
24	Ханьдунг	56	429	7.8	102.5	4.2	4.0	0.05	207.8	20.2	13.4	69.6	7.0	-7.26	-45.9	»
34	Трем Дук	75	578	8.2	175.0	7.9	4.0	0.7	226.3	20.2	41.2	88.0	14.4	-	-	»
38	Лакхань	58	310	7.7	75.9	2.1	4.0	0.13	119.7	40.8	18.0	48.2	1.4	-6.74	-39.3	»
41	Чонг Хань	68	384	9.0	139.6	3.8	2.0	0.5	104.0	29.6	7.6	69.0	6.7	-	-	»
46	Даньгань	70	331	8.8	69.5	2.3	4.0	0.01	128.8	5.0	11.0	96.5	1.2	-8.43	-55.2	»
47	Суо Дау	33	317	8.6	102.3	3.9	3.2	0.96	122.0	2.0	10.6	59.4	2.0	-	-	»
49	Таньмы	48	812	8.0	181.4	9.1	16.4	0.73	508.2	0.0	28.4	59.5	8.8	-9.32	-61.2	»
50	Винь Хао	36	3535	6.7	905.0	32.1	14.8	6.08	2445.6	1.4	31.6	76.4	8.0	-	-	»
51	Хао Кат	33	4108	8.3	901.8	29.9	31.9	27.70	2023.6	960.0	23.9	84.9	9.0	-	-	»
52	Дай Хоа	32	1098	8.5	958.2	48.6	9.0	15.81	36.3	-	0.6	29.0	-	-	-	»
53	Ньха Ме	35	1803	7.2	497.8	14.1	27.5	2.40	1235.4	0.0	18.3	-	7.8	-	-	»
57	Донг Хо	42	253	8.3	55.0	6.0	8.4	4.26	134.2	30.3	10.6	-	4.2	-	-	»
60	Дак Рону	30	459	8.5	192.5	6.2	3.2	1.00	180.4	63.0	0.0	-	12.6	-	-	»
61	Дакроман	48	390	8.3	111.7	0.0	22.4	5.60	202.9	25.0	15.6	-	7.2	-	-	»
62	Рангрия	62	974	7.5	245.7	10.3	60.2	5.60	522.9	93.6	9.2	20.0	-	-	-	»
63	Суо Луонг-Ту Нок	63	210	9.2	64.8	-	1.0	3.04	109.8	20.2	10.6	-	-	-	-	»
64	Нуок Хе 1	44	194	9.2	56.4	1.6	5.0	0.61	106.8	16.5	7.1	-	-	-	-	»
66	Кон Кудо	56	408	6.0	107.8	-	4.0	-	158.6	39.7	20.2	60.0	-	-	-	»
69	Морай	56	271	6.5	73.4	-	5.1	0.34	165.8	-	26.7	-	-	-	-	»
71	Плаи Кху	35	343	9.1	87.3	-	10.5	5.17	222.7	-	17.7	-	-	-	-	»
72	Фу Му (ЛК8)	38	1120	9.0	147.2	-	43.6	68.91	848.2	-	12.4	-	-	-	-	»
73	Плаи Гол (ЛК186)	34	1026	7.7	231.5	-	21.4	14.59	744.4	-	14.2	-	-	-	-	»
74	Дак Мол	32.5	1638	7.2	441.6	58.5	179.7	357.7	469.9	-	24.8	89.2	0.3	-	-	»
75	Да Лонг (Ень Ле)	48	280	7.5	52.1	-	1.0	0.91	140.4	-	3.5	82.0	-	-	-	»
	<b>Средние значения для HCO<sub>3</sub>-Na типа</b>	<b>52.5</b>	<b>690</b>	<b>8.1</b>	<b>189.7</b>	<b>10.3</b>	<b>14.2</b>	<b>14.06</b>	<b>349.8</b>	<b>56.1</b>	<b>15.2</b>	<b>69.8</b>	<b>7.5</b>	<b>-7.86</b>	<b>-49.4</b>	

Таблица (окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
8	Кы Ке (Фу Ниль)	71	2097	7.4	522.1	12.0	261.5	4.90	45.9	151.7	1067.5	23.43	3.6	-	-	Повышен- ный Са
13	Те То	68	46	6.0	4.3	-	3.9	3.58	31.6	-	2.8	-	-	-	-	»
25	Тусон	52	5269	6.0	1320.0	94.0	561.2	5.10	72.2	112.0	2979.0	120.6	1.4	-6.59	-40.9	»
27	Модук	76	4343	6.6	1160.0	69.7	401.6	4.67	45.2	128.0	2425.0	104.5	1.3	-6.54	-41.1	»
31	Хань Тань	39	526	7.2	41.4	1.8	60.1	4.86	234.9	38.4	15.3	108.9	1.2	-	-	»
32	Фок Му	42	304	7.7	22.2	7.3	26.6	1.85	158.6	2.1	14.2	70.0	1.1	-	-	»
44	Винь Пхуонг Нха Гранг	48	6787	7.1	2070.0	-	760.0	24.32	43.0	120.0	3692.0	63.7	2.2	-	-	»
45	Пхуок Гранг Нха Гранг	37	492	8.0	57.5	-	49.6	2.70	250.0	23.0	17.5	76.4	2.2	-	-	»
56	Такой	50	2962	6.4	769.0	45.3	300.6	1.44	101.6	38.4	1633.0	70.3	1.2	-6.36	-42.2	»
58	Да Каи	43	2061	7.3	350.0	61.7	140.3	29.16	1445. 7	12.1	19.9	-	2.7	-	-	»
61	Дакроман	46	391	7.4	65.1	3.0	21.5	0.06	201.3	21.9	6.7	63.8	7.5	-9.22	-63.2	»
62	Рангрия	63	979	6.9	177.1	9.2	63.0	3.58	515.5	64.0	13.4	123.6	8.3	-8.92	-62.7	»
76	Донг Фу (LK81)	30	537	7.8	38.0	3.5	70.1	2.43	317.3	9.6	7.1	48.4	-	-	-	»
78	Пхуок Тинь (LK19)	30	10041	5.9	1450.0	125.0	1402. 8	510.7 0	119.6	672.4	5760.6	-	-	-	-	»
79	Биньхау	70	3519	6.6	1000.0	38.0	360.2	1.51	79.1	38.4	1882.0	111.6	4.4	-7.1	-47.3	»
	<b>Средние значения для химического типа повыш. Са</b>	<b>51.0</b>	<b>2690</b>	<b>7.0</b>	<b>603.7</b>	<b>39.2</b>	<b>298.9</b>	<b>40.06</b>	<b>244.1</b>	<b>102.3</b>	<b>1302.4</b>	<b>82.10</b>	<b>3.09</b>	<b>-7.46</b>	<b>-49.6</b>	
11	Трай Май	39	331	7.6	0.0	-	71.1	4.79	42.7	200.0	12.8	-	-	-	-	**Повышен- ный SO <sub>4</sub>
21	Сон Мя	51	259	7.7	63.1	-	8.1	2.71	106.8	71.09	7.1	-	-	-	-	»
59	Конду	60	381	8.5	99.4	3.4	3.2	0.01	97.0	63.0	3.3	82.3	12.2	-9.14	-62.4	»
67	Конбра	57	564	8.6	184.0	-	6.4	0.20	149.8	91.9	13.7	88.3	14.4	-	-	»
70	Ка Динь	55	624	6.0	161.9	-	6.0	0.60	176.9	189.3	19.5	59.4	-	-	-	»
	<b>Средние значения для химического типа повыш. SO<sub>4</sub></b>	<b>52.4</b>	<b>432</b>	<b>7.7</b>	<b>101.7</b>	<b>3.4</b>	<b>19.0</b>	<b>1.66</b>	<b>114.6</b>	<b>123.1</b>	<b>11.3</b>	<b>76.7</b>	<b>13.3</b>	<b>-9.14</b>	<b>-62.4</b>	

Примечание: Прочерк – элемент не определялся. Химический тип – по классификации С.А. Шукарева. Химические типы: \* Повышенный Са – гидротермы пестрого анионного состава с повышенной долей кальция в растворе (> 25 %-экв.). \*\* Повышенный SO<sub>4</sub> – гидротермы с повышенной долей сульфат-иона в растворе (> 25 %-экв.).



**Рис. 2.** Гидрогеологические разрезы массива Конгум. (Геологическая основа по [33]).  
 I – комплекс Кан Нак (гранулиты, чарнокиты), 2 – комплекс Нгюк Линь (гнейсы, сланцы), 3 – офиолиты (разлом По Ко), 4 – комплекс Дьен Бинь (ортогранодиориты, диориты), 5 – мезозойские граниты и кислые породы, 6 – верхнетриасовые отложения (пермо-триасовые лавы и верхнетриасовые терригенные породы); 7 – неогеновые отложения бассейна Конгум; 8 – четвертичные базальты; водоупоры: 9 – скважины, 10 – источники, 11 – формула М.Г. Курлова; 12 – циркуляция вод

В пределах нижнего гидрогеологического этажа водоносность отложений связана с нестратифицируемыми гидрогеологическими подразделениями, представленными водоносными зонами экзогенной трещиноватости и серией водоносных зон разломов. Гидрогеологическая изученность в основном ограничена глубинами до 100 метров. Водоносные горизонты связаны с поровыми, трещинными, трещинно-жильными и карстовыми коллекторами преимущественно терригенного состава. Водовмещающие породы охватывают широкий возрастной интервал от кембрийских до четвертичных включительно.

Наиболее водообильными являются отложения неоген-четвертичного гидрогеологического комплекса. В его пределах выделяется пять водоносных горизонтов (снизу – вверх): миоценовый, плейстоценовый, нижне-среднеголоценовый и верхнеголоценовый. Неоген-четвертичный гидрогеологический комплекс представлен конгломератами, песками, песчано-алевритовыми породами с прослоями глин и аргиллитов с линзами лигнитов.

Установлено, что в исследуемом районе развиты низко- и высокотермальные воды с температурой на выходе источника, варьирующей в интервале от 30 до 85 °С (рис. 3 а, табл.). Разгрузка вод с температурой более 60 °С локализуется преимущественно в прибрежной зоне и контролируется разломами Тамки-Пхуок Сон, Кванг Нгаи-Трабонг и другими. Детальных геотермических исследований на территории Южного Трангбо не проводилось, при этом структура геотермического поля весьма сложна. Так в период полевых работ 2014–15 годов на группе термальных источников Банг, расположенной севернее в провинции Куанг Бинь, температура источников на выходе варьировала от 30 до 100 °С, а геотермические градиенты в двух изученных скважинах достигают до 11.2 °С/100 м. В целом для крупных отрицательных тектонических элементов Юго-Восточной Азии, сложенных породами палеоген-неогенового возраста, наблюдаются высокие геотермические градиенты, нередко достигающие 5.5–7.5 °С/100 м [5]. Для примера, в Ханойском прогибе пластовые температуры достигают 125–180 °С на глубинах от 2500 до 4000 м (рис. 3.б) [1, 49], а, согласно расчетам В.Д. Скордули с соавторами, на глубине 5000 м могут достигать 230 °С [4].

Сложное блоковое строение просматривается при разгрузке термальных вод различного состава и температуры. Так, например, на гидрогеологическом разрезе I (рис. 2) на незначительном удалении друг от друга мы видим две геотермальные зоны. Первая выявлена в западных районах и характеризуется температурами вод 60–65 °С (источники Конду, Рангрия), вторая – более холодная, выявлена в центральных и

восточных районах, где температуры составляют 35–45 °С, воды становятся ультрапресными с величиной общей минерализации до 0.2 г/дм<sup>3</sup> (источники Нуок Хе 1, 2). Резкое снижение величины общей минерализации, по всей видимости, связано с циркуляцией современных метеорных вод по зонам тектонических нарушений и экзогенной трещиноватости, поскольку вмещающие породы имеют изначально низкие фильтрационно-емкостные свойства и дебиты источников не превышают 0.1–0.5 л/с.

#### ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Результаты гидрогеохимического опробования, данные по температуре, рН и изотопному составу термальных вод сведены в таблицу. В ней все термы разделены на шесть групп по химическому типу вод (по С.А. Шукареву) (рис. 4). В геотермальной области Южный Трангбо по составу доминируют воды гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного натриевого типов с величиной общей минерализации, варьирующей в интервале от 0.05 до 10.05 г/дм<sup>3</sup>. Большинство изученных термальных вод характеризуется соленостью, не превышающей 1 г/дм<sup>3</sup>, что может быть связано с тем, что их состав формируется в пределах нестратифицируемых подразделений гидрогеологических массивов в области широкого развития интрузивных пород, устойчивых к процессам выветривания. Циркуляция вод происходит по водоносным зонам экзогенной трещиноватости и разломам. В прибрежных районах доминируют воды хлоридного натриевого состава (в том числе с повышенным содержанием кальция).

Наиболее минерализованные (более 3.0 г/дм<sup>3</sup>) термальные воды относятся к хлоридному натриевому типу, включая разновидность с повышенным содержанием кальция. Максимальная минерализация термальных вод установлена в источнике Пхуок Тинь на юге исследуемого района, где она составляет 10.05 г/дм<sup>3</sup>. Установлено, что в материковой части изучаемого региона доминируют гидрокарбонатные натриевые воды с величиной общей минерализации до 1.5–2.0 г/дм<sup>3</sup>. На севере, в районе разлома Кванг Нгаи-Трабонг на общем фоне гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод выявлена область с повышенным содержанием сульфат-иона до 15–40 %-экв (источники Ка Динь, Конбра, Конду, Сон Май и Трай Май).

Отмечается закономерное поведение основных химических элементов с увеличением общей минерализации термальных вод и их химическим типом (рис. 5). Наиболее тесная связь с величиной общей минерализации термальных вод характерна для натрия, кальция и ионов хлора. Величина достоверности полученных регрессионных зависимостей до-

стигает 0.84–0.89. Характер изменения соотношения катионов и анионов в термальных водах по мере увеличения их солености показывает, что среди катионов в водах преобладает натрий, на втором месте следует кальций и далее идет калий и магний. Среди анионов в маломинерализованных водах преобладает гидрокарбонат-ион, а в более соленых (> 1.0 г/дм<sup>3</sup>) – хлорид. Концентрации гидрокарбонат-иона, начиная с минерализации, равной примерно 2.0 г/дм<sup>3</sup>, в водах постепенно уменьшаются, что приводит к формированию вместо гидрокарбонатного типа вод их хлоридно-гидрокарбонатной или хлоридной разновидности.

Установленные особенности накопления основных солеобразующих компонентов четче проявляются в разных химических типах термальных вод. Так, концентрации натрия линейно возрастают с ростом солености гидротерм в Cl-Na<sup>+</sup>, Cl-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> водах. Наиболее обогащены натрием гидротермы источников Тха Тру (1.54 г/дм<sup>3</sup>), Винь Пхуонг Нха Транг и Та Ку (2.07 г/дм<sup>3</sup>). Накопление калия в термах идет линейно с увеличением общей минерализации терм, однако в HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> типе его содержания снижаются при достижении порога минерализации 1.5 г/дм<sup>3</sup>. С ростом минерализации отмечается повышение содержания кальция в растворе по линейной зависимости, лишь для HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> химического типа она приобретает более сложный степенной вид. Наиболее обогащены кальцием воды прибрежных районов. Например, в водах источника Пхуок Тинь его концентрации достигают 1.4 г/дм<sup>3</sup>. Магний накапливается в растворе по линейной зависимости в Cl-Na<sup>+</sup>, Cl-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> и в Cl-Na<sup>+</sup> термах с повышенным содержанием кальция. Для HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Cl-Na<sup>+</sup> типов характерна более сложная полиномиальная кривая. Хлориды доминируют в анионном составе при величине общей минерализации более 3.0 г/дм<sup>3</sup> и накапливаются во всех изученных термальных водах линейно, за исключением HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> типа, где выявлена логарифмическая регрессионная зависимость. Максимальные концентрации ионов хлора с его величиной более 3.0 г/дм<sup>3</sup> установлены в источниках Винь Пхуонг Нха Транг (3.69 г/дм<sup>3</sup>), Та Ку (4.39 г/дм<sup>3</sup>) и Пхуок Тинь (5.76 г/дм<sup>3</sup>). Гидрокарбонат-ион доминирует среди анионов в континентальной части Южного Трангбо. Его накопление в растворе по линейной зависимости отмечается в термах HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Cl-Na<sup>+</sup> состава, тогда как для Cl-Na<sup>+</sup>, Cl-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> и Cl-Na<sup>+</sup> терм с повышенным содержанием кальция установлены более сложные полиномиальная, степенная и экспоненциальная регрессии. Наибольшие содержания гидрокарбонат-иона выявлены в термальных водах источников Ньха Ме (1.24 г/дм<sup>3</sup>), Да Каи (1.45 г/дм<sup>3</sup>), Хао Кат (2.02 г/дм<sup>3</sup>) и Винь

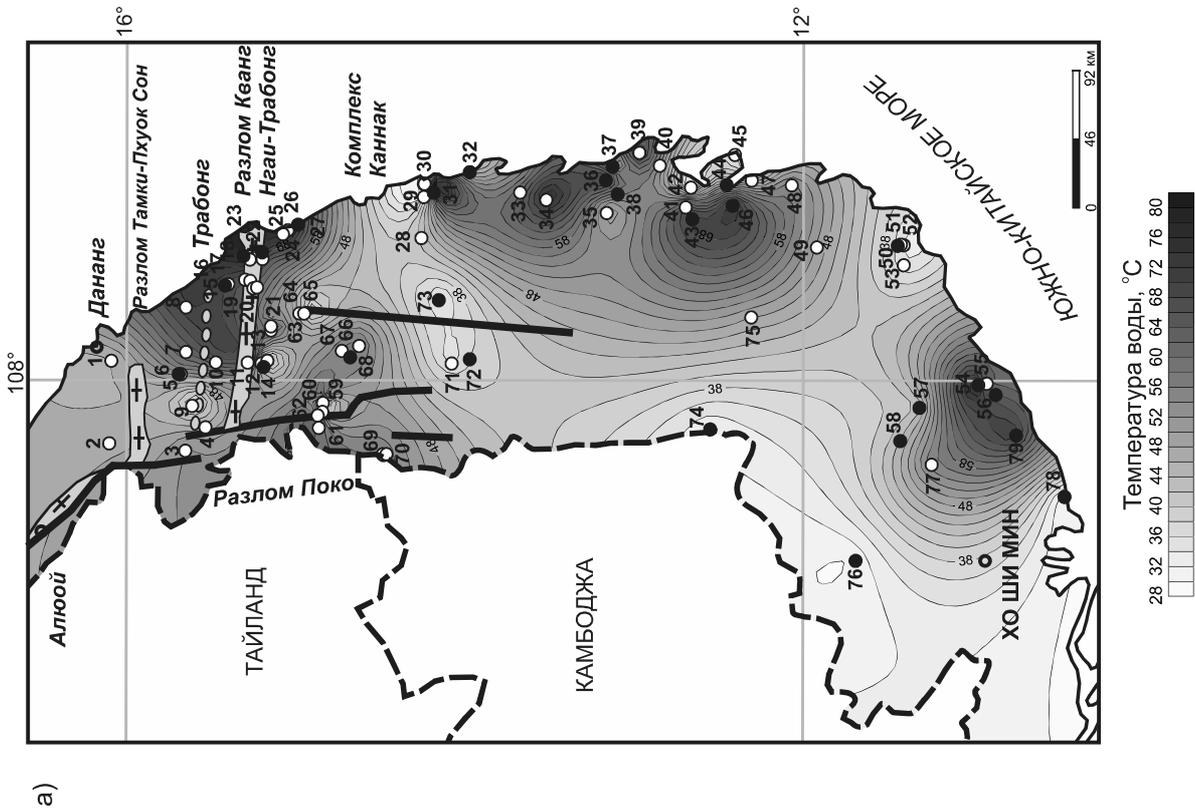
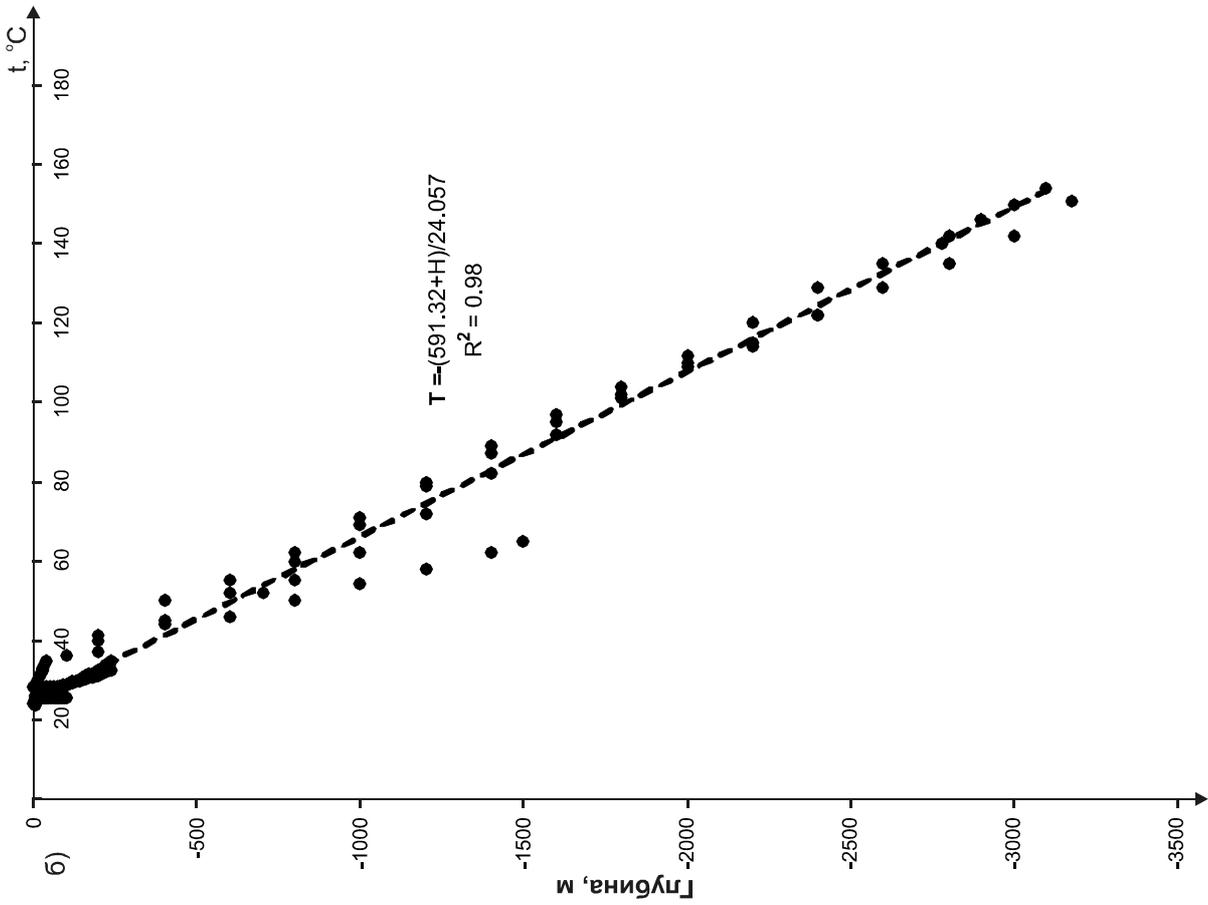
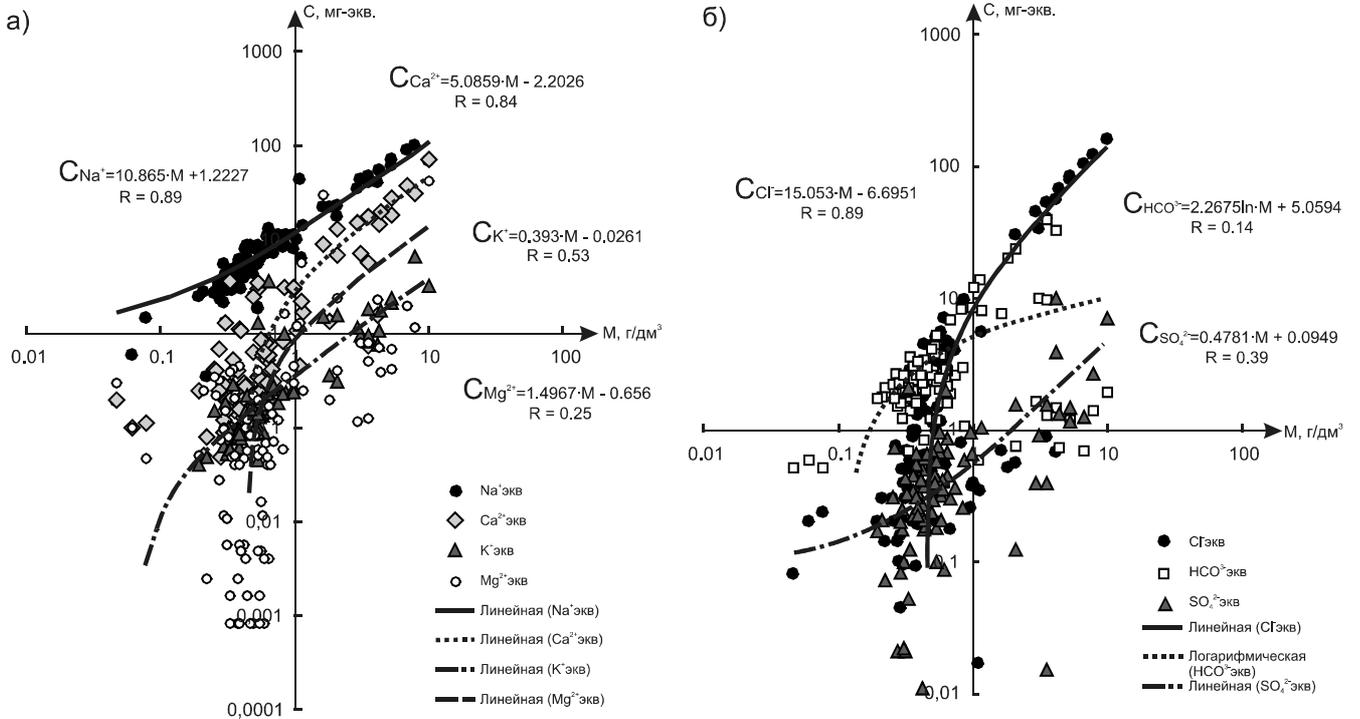
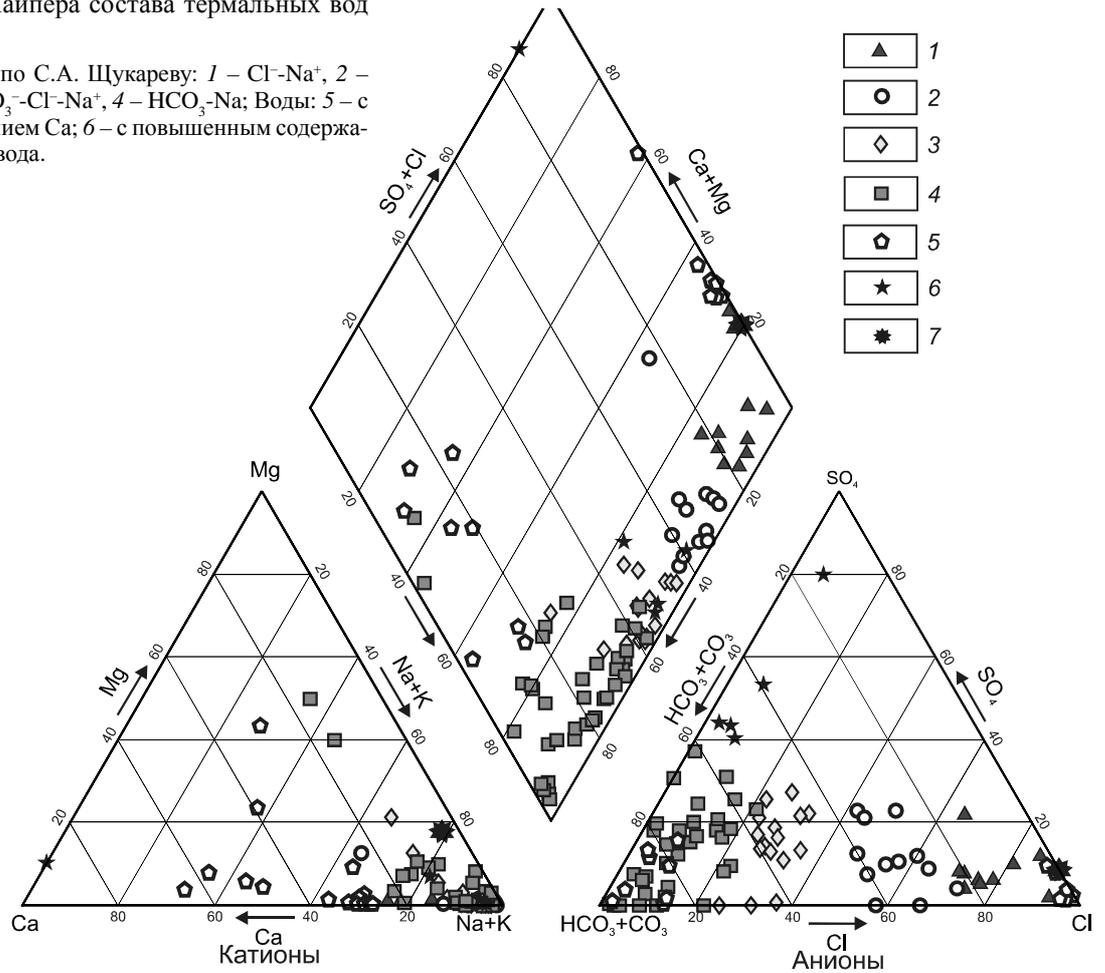


Рис. 3. Распределение температуры изученных источников в Южном Гранбю (а) и изменение пластовых температур с глубиной на территории Вьетнама (б)  
Условные обозначения см. на рис. 1.

**Рис. 4.** Диаграмма Пайпера состава термальных вод Южного Трангбо.

Химические типы вод по С.А. Щукареву: 1 – Cl-Na<sup>+</sup>, 2 – Cl-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup>, 3 – HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Cl-Na<sup>+</sup>, 4 – HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na; Воды: 5 – с повышенным содержанием Са; 6 – с повышенным содержанием SO<sub>4</sub>; 7 – морская вода.

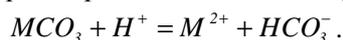


**Рис. 5.** Зависимость содержаний основных катионов (а) и анионов (б) от общей минерализации термальных вод Южного Трангбо (мг/дм<sup>3</sup>).

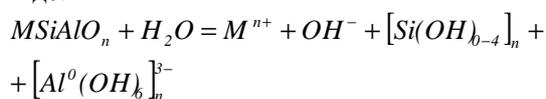
Хао (2.45 г/дм<sup>3</sup>). Поведение сульфат-иона является наиболее сложным для всех выделенных химических типов гидротерм. Так, наблюдается его линейный рост в HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> термах с повышенным содержанием кальция, а в Cl<sup>-</sup>-Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Cl<sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> – по экспоненциальной, полиномиальной и логарифмической зависимости, соответственно. Максимальные концентрации сульфат-иона выявлены в водах источников Пхуок Тинь (0.67 г/дм<sup>3</sup>) и Хао Кат (0.96 г/дм<sup>3</sup>), но здесь они не играют существенной роли в анионном составе. В районе разлома Кванг Нгаи-Транбонг сульфат-ион становится одним из определяющих среди солеобразующих, а его появление в растворе связано с выявленной здесь сульфидной минерализацией [31, 35]. Концентрации кремнезема и фторид-иона возрастают с увеличением температуры, что отмечалось ранее А.М. Плюсниным с соавторами при изучении термальных вод Байкальской рифтовой зоны [3]. Установлено, что это свидетельствует об их поступлении в раствор в результате гидролиза алюмосиликатов.

Поскольку система вода–горная порода носит четко выраженный равновесно-неравновесный характер [6], то ее эволюция в течение длительного геологического времени приводит к формированию разных геохимических типов вод и минеральных фаз «...одни (первичные) минералы, растворяясь, дают начало другим (вторичным) минеральным фазам принципиально иного состава с переходом значительной части химических элементов в раствор. По мере изменения последнего меняется и состав вторичных минералов в строгом соответствии с законами термодинамики» [6, с. 24]. «...взаимодействие воды с горными породами носит этапный характер, ... каждому этапу соответствует строго определенная ассоциация вторичных образований, концентрирующая соответствующий парагенетический комплекс химических элементов, и соответствующий геохимический тип воды... Этапы же взаимодействия определяются генетическим типом воды, характером ее круговорота, временем нахождения в горной породе и т.д.» [7, с. 25–26].

Взаимодействие термальных вод с карбонатными минералами (кальцитом, магнезитом, сидеритом и доломитом) происходит на основе реакции конгруэнтного растворения и описывается уравнением:



Механизм инконгруэнтного растворения алюмосиликатных минералов, связанный главным образом с явлением гидролиза, обычно записывают в следующем виде:



или  $Al(OH_3) + (M,H)Al^0SiAl^tO_n$ , где  $n$  относится к неопределенным атомным отношениям,  $0$  и  $t$  – соответственно – к октаэдрическим и тетраэдрическим координациям;  $M$  обозначает металлургические катионы; последний член реакции  $(M,H)Al^0SiAl^tO_n$  включает три возможных вещества: глинистый минерал, цеолит и силикатные обломки.

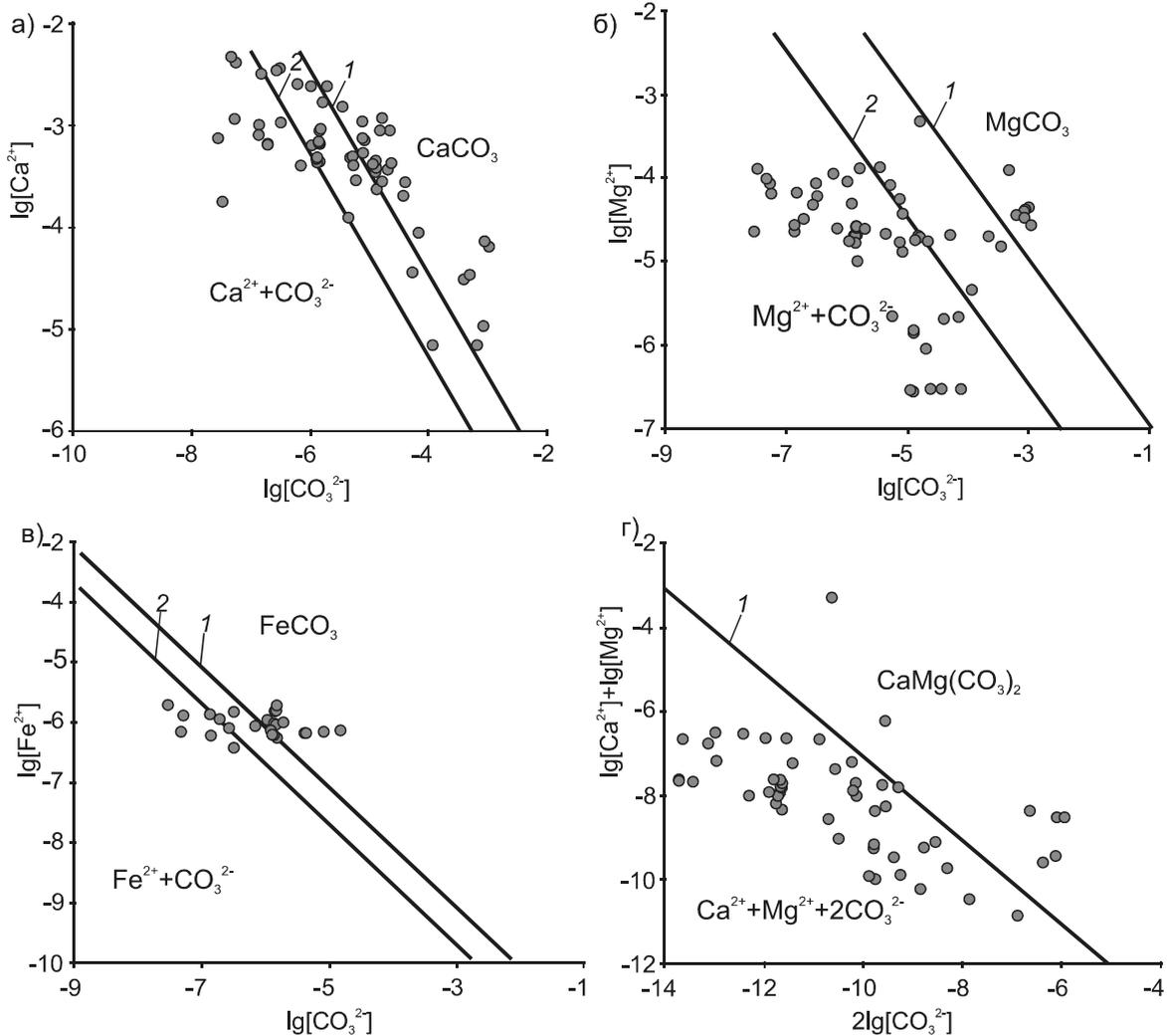
*Изучение равновесий карбонатных минералов с подземными водами* помимо информации о преобразовании состава вод имеет важное значение при оценке степени их насыщения к алюмосиликатным минералам, поскольку на пути их насыщения всегда находится карбонатный барьер.

Анализ диаграмм степени насыщения вод относительно кальцита, магнезита, сидерита и доломита показал, что при температуре 25 и 100 °С точки раствора располагаются близко к линии насыщения и характеризуют условия нахождения компонентов в растворе (рис. 6 а–г). При пластовых температурах, изменяющихся от 80 до 100 °С, практически все изученные воды пересыщены относительно кальцита и сидерита, в меньшей степени – относительно магнезита и доломита, и способны высаживать их в виде вторичной минеральной фазы.

Одним из ведущих факторов вторичного карбонатообразования является неравновесное состояние термальных вод с первичными (эндогенными) минералами, поскольку алюмосиликаты, несмотря на низкую растворимость, в благоприятных условиях обеспечивают подземные воды солями в таком количестве, которое приводит к их выпадению из раствора и образованию вторичных карбонатов [8, с. 182].

*Система равновесия воды с алюмосиликатами является многокомпонентной*, насыщенность которой отдельными элементами может быть понята только в совокупности. Как отмечалось выше, инконгруэнтное растворение при всей его сложности обязано главным образом явлениям гидролиза. Гидролиз, как известно, состоит из взаимного химического разложения твердого вещества и воды и протекает путем полного перевода в раствор химических элементов с последующим их осаждением в виде новых вторичных минеральных фаз. При взаимодействии алюмосиликатов с водой происходит образование вторичных продуктов, растворимость которых ниже исходных. Это крайне важное обстоятельство определяет постоянную ненасыщенность воды относительно исходных минералов, которые поэтому могут растворяться в течение всего времени их взаимодействия с подземными водами [6, 9].

Для нанесения данных по составу термальных вод Южного Трангбо для систем  $HCl-H_2O-Al_2O_3-Na_2O-SiO_2$ ,  $HCl-H_2O-Al_2O_3-CaO-SiO_2$ ,  $SiO_2-Al_2O_3-$



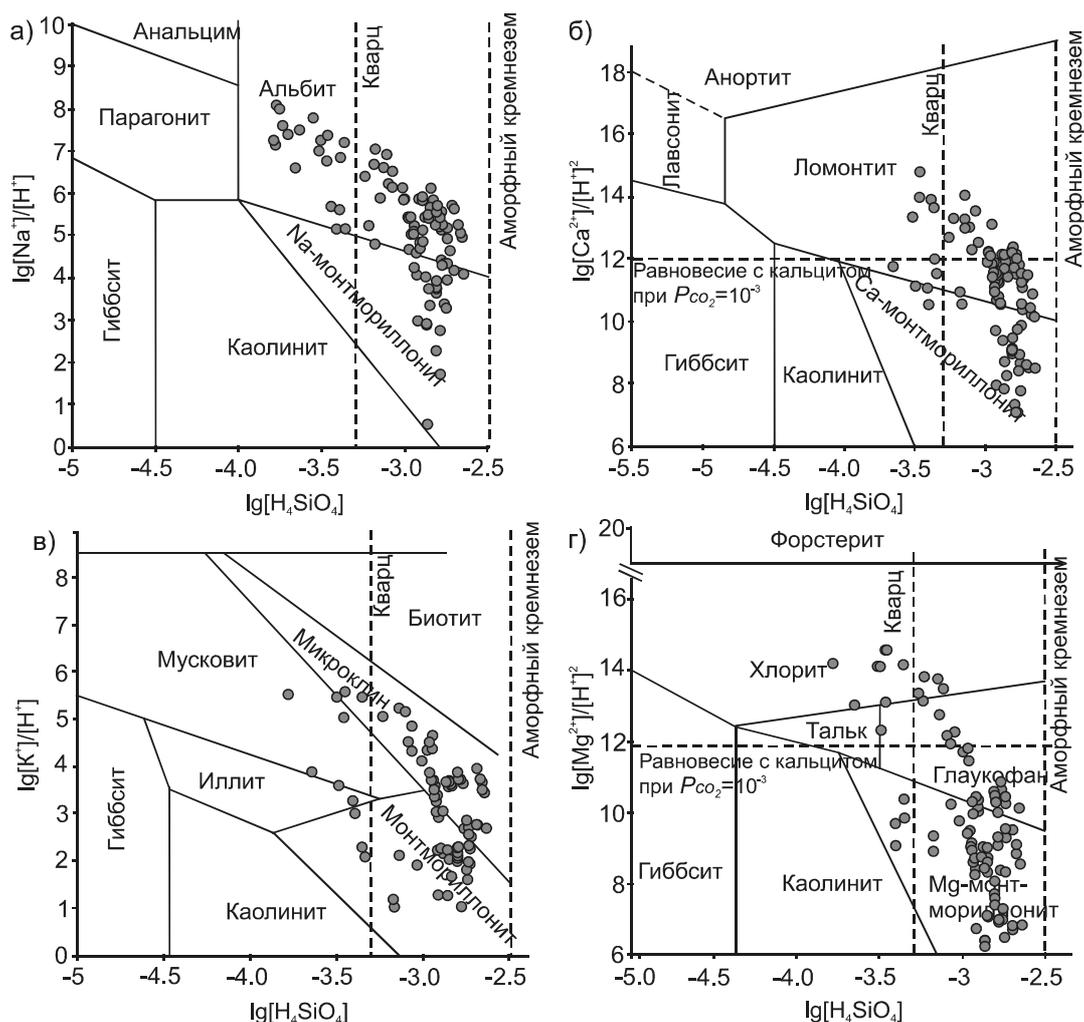
**Рис. 6.** Диаграммы степени насыщения термальных вод Южного Трангбо кальцитом (а), магнезитом (б), сидеритом (в) и доломитом (г) при 25 °С (линия 1) и 100 °С (линия 2).

$K_2O-CO_2-H_2O$ ,  $HCl-H_2O-Al_2O_3-MgO-SiO_2$  при 100 °С нами использовались диаграммы из работ [10, 14, 25].

Анализ полученного при построениях материала (рис. 7) говорит о том, что практически все изученные термальные воды насыщены к альбиту и микроклину и не насыщены по отношению к анортиту и форстериту. Так, в системе  $HCl-H_2O-Al_2O_3-Na_2O-SiO_2$  (рис. 7 а) точки в равной мере расположены в полях устойчивости Na-монтмориллонита и в большей степени – альбита. В системе  $HCl-H_2O-Al_2O_3-CaO-SiO_2$  (рис. 7 б) все изученные воды расположены в полях устойчивости Са-монтмориллонита и ломонтита ( $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ ), с которыми достигается равновесие. Следует отметить, что растворение первичных алюмосиликатов, в данном случае анортита, сопровождается осаждением глинистых минералов. В системе  $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$  (рис. 7 в) видно, что

большая часть точек расположена в поле устойчивости микроклина, монтмориллонита, иллита, а меньшая – в области мусковита. Решающее влияние на результат гидролиза силикатов оказывает содержание в термальных водах соединений кремния. Более низкие концентрации  $H_4SiO_4$  приводят к образованию иллита, а более высокие приводят к насыщению вод по отношению к микроклину. Изучение равновесия пластовых вод с магниевыми минералами (рис. 7 г) показало плотное, практически линейное расположение точек в направлении образования Mg-монтмориллонита, глаукофана ( $Na_2(Mg, Fe^{2+})_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ ) и Mg-хлорита. Несколько точек находятся на границе с полем устойчивости талька ( $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$ ).

Таким образом, термальные воды Центрального Трангбо повсеместно насыщены к карбонатным минералам (кальцит, сидерит, в меньшей степени магне-



**Рис. 7.** Диаграммы стабильности минералов в системах:  $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-SiO}_2$  (а),  $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-SiO}_2$  (б),  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (в),  $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2$  (г) при 100 °С с нанесением данных по составу термальных вод Южного Трангбо.

зит и доломит). С другой стороны, воды не насыщены относительно первичных (эндогенных) минералов – анортита, форстерита и других, что приводит к их непрерывному растворению. В результате этого поступающие в раствор ионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  связываются вторичными (аутигенными) минералами (карбонатами, глинами, цеолитами, оксидами и т.д.). Похожие результаты равновесий в системе вода–горная порода выявлены для многих регионов мира с проявлениями термальных вод, например, в пределах Байкальской рифтовой зоны в России [10], областях Хайбелли и Эмет в Турции [13, 19], области Вайотапу в Новой Зеландии [21], области Гейзер в районе Хаукдалур на юге Исландии [42] и многих других.

Разгружающиеся в прибрежных районах гидротермы по своему химизму во многом схожи с морскими (талассогенными) водами, смешанными в разной

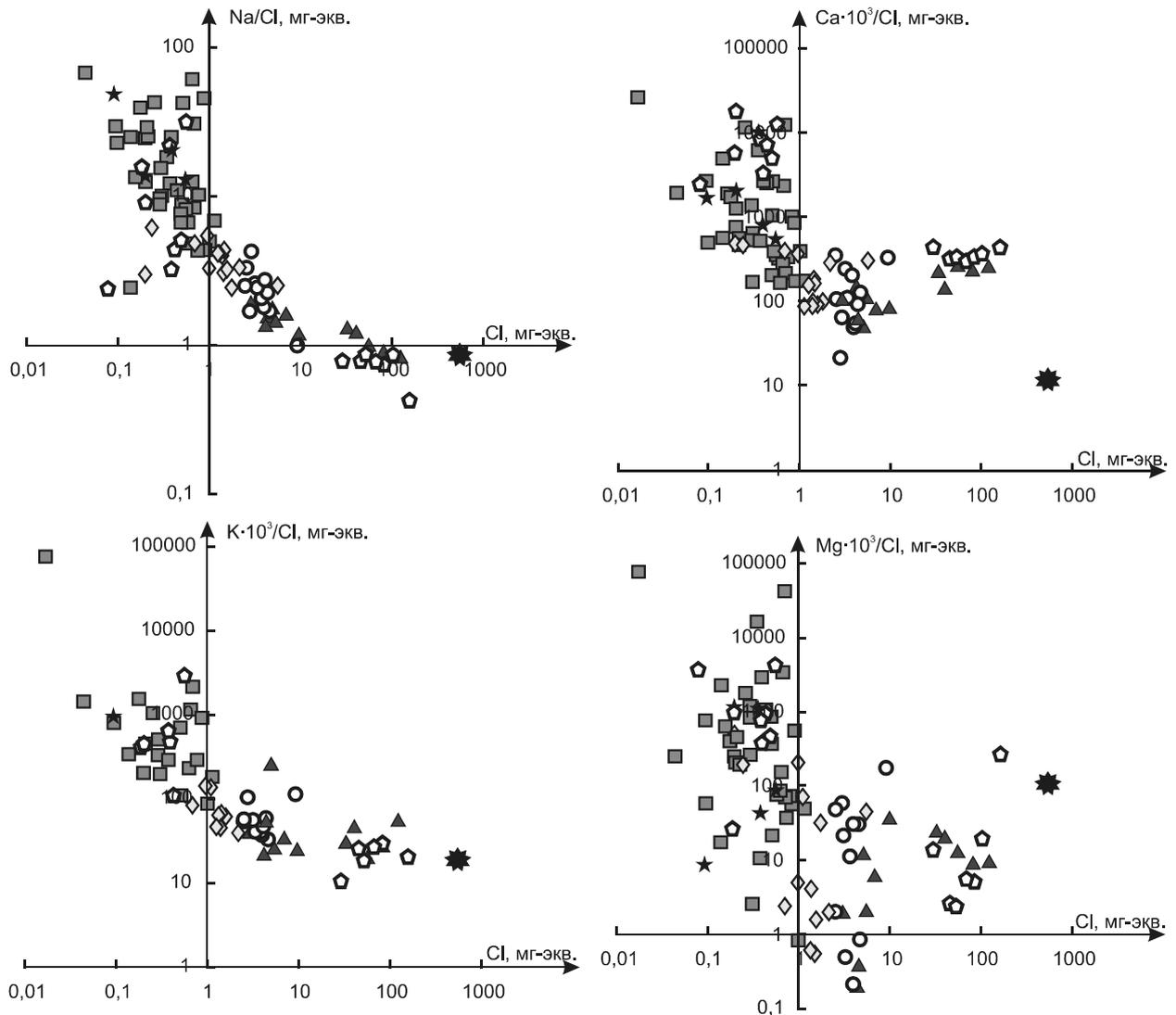
степени с метеорными. Это хорошо видно при анализе распределения концентраций натрия, калия, кальция и магния, нормированных по хлору (рис. 8). Процесс внедрения морских вод в геологическом прошлом в осадочные толщи на территории континентального Вьетнама хорошо изучен на примере дельты Красной Реки, где отчетливо видна смена химических типов от минерализованных хлоридных натриевых, в том числе с повышенным содержанием кальция, к пресным гидрокарбонатным натриевым подземных вод по мере удаления от береговой линии внутрь континента [15, 27, 40, 47], те же закономерности наблюдаются в дельте реки Меконг [11] и Южном Трангбо. По отношению  $\text{rNa/rCl}$  (около 0.87) наиболее близки к морским – воды более низкой минерализации с повышенным содержанием в составе кальция, изученные в прибрежных районах (источники Пхуок Тинь, Бинь-

хау, Такой, Винь Пхуонг Нха Транг, Тусон, Модук и Кы Ке) (рис. 8). Чуть выше, со значениями 0.87–1.81, располагаются воды прибрежных районов хлоридного натриевого состава (источники Тха Тру, Та Ку, Пхондъень, Бинь Хау и другие). Самое высокое отношение  $rNa/rCl$  отмечается в пресных водах гидрокарбонатного натриевого состава и варьирует в широком интервале от 4.35 до 66.31. Все переходные химические типы гидротерм имеют промежуточные значения.

Для понимания процесса формирования химического состава термальных вод необходимо определить основные источники поступления элементов в раствор. В нашем случае их три. В первую очередь, это сами воды двух изначально разных генетических типов – морских (талассогенных) и атмосферных (ме-

теорных), во-вторых – водовмещающие горные породы и, в-третьих – рассеянное органическое вещество, в случае фильтрации вод через осадочные породы.

Как отмечалось выше, состав гидротерм в прибрежных районах формировался преимущественно под влиянием процессов внедрения морских вод и последующего разубоживания, а в континентальных областях – за счет инфильтрации атмосферных осадков. Были проведены расчеты степени относительного концентрирования элементов (по хлору) и сравнение состава гидротерм прибрежных районов с морскими водами, которые, как показали исследования многих авторов, в большей степени явились источником первых. Чтобы сравнительный анализ подземных вод был более объективным, мы ввели поправочный ко-



**Рис. 8.** Распределение натрия, калия, кальция и магния, нормированного по хлору к его концентрации в термальных водах Южного Трангбо (мг-экв.).

Условные обозначения см. на рис. 4.

эффицент на возможное разбавление морской воды путем приведения концентраций Cl к одному показателю. За морские воды были приняты воды Мирового океана со следующим составом (мг/дм<sup>3</sup>): Ca<sup>2+</sup> – 400; Mg<sup>2+</sup> – 1350; Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup> – 11080; Cl – 19300; SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> – 2700; HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> – 160; Br – 65; I – 0,06; NH<sup>4+</sup> – 0,5; SiO<sub>2</sub> – 6; B<sup>+</sup> – 4,6. Так, максимальная степень концентрирования у кальция наблюдается в гидротермах хлоридного натриевого состава источников Пхуок Тинь, Винь Пхуонг Нха Транг и Тусон, достигая значения 11,1, и источников Тха Тру и Та Ку – до 5,8. В термальных водах не наблюдается накопления калия, магния и сульфат-иона. Сульфат-ион восстанавливается до сероводорода при участии органических соединений, которые окисляются. Магний в растворе практически не концентрируется ввиду его связывания во вторичных минеральных соединениях (аутигенных алюмосиликатах). Выявлена также высокая степень концентрирования гидрокарбонат-иона от 17,1 в водах хлоридного натриевого состава до 22,6 в водах с повышенным содержанием кальция. В микрокомпонентном составе наиболее высокой степенью концентрирования отличается кремнезем, у которого она достигает 202,8–258,8. С ростом минерализации также отмечается накопление в растворе лития и рубидия. Марганец, фтор и другие микрокомпоненты ведут себя более сложно, что является следствием процессов взаимодействия термальных вод с вмещающими горными породами.

Данные по содержанию  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  позволили установить генетическую природу терм. Видно, что изученные термальные воды, как это и предпо-

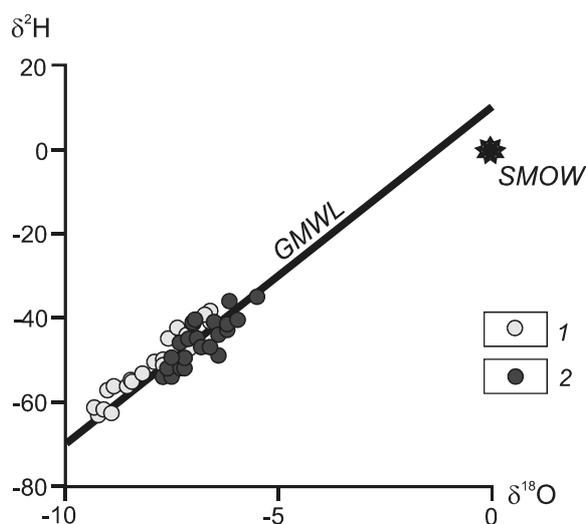


Рис. 9. Соотношение изотопов кислорода и водорода в термальных водах Южного Трангбо.

1 – материк, 2 – прибрежные районы.

лагалось по гидрогеохимическим данным, имеют в основном атмосферное происхождение – точки ложатся близко к мировой линии метеорных вод Крейга (рис. 9). Гидротермы прибрежных районов Южного Трангбо закономерно смещаются к океанической воде (SMOW), что указывает на их смешанное происхождение совместное с морскими водами. Анализ распределения положения точек гидротерм разного химического состава от величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  указывает на тенденцию смещения вод более высокой минерализации в сторону утяжеления по кислороду и водороду. Например, разброс значений у термальных вод хлоридного натриевого состава с повышенной долей кальция варьирует от -6,36 ‰ до -7,10 ‰ для кислорода-18 и от -40,9 ‰ до -47,3 ‰ для дейтерия, в то время как для гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод с повышенным содержанием сульфат-иона величина  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  составляет -9,14 ‰ и -62,4 ‰, соответственно. Подобное может происходить за счет процессов взаимодействия вод с вмещающими горными породами, при этом чем больше сдвиг, тем больше время взаимодействия.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория Южного Трангбо характеризуется наличием высоководообильных карстовых, средне- и низководообильных трещинных и поровых водоносных горизонтов. В пределах нижнего гидрогеологического этажа архей-протерозойского возраста водоносность отложений связана с нестратифицируемыми гидрогеологическими подразделениями, представленными водоносными зонами экзогенной трещиноватости и серией водоносных зон разломов. Водоносные горизонты верхнего гидрогеологического этажа (от кембрия до четвертичных отложений) связаны с поровыми, трещинными, трещинно-жильными и карстовыми коллекторами преимущественно терригенного состава.

Установлено наличие низко- и высокотермальных вод в интервале от 30 до 85 °С. Предполагается наличие двух уровней циркуляции термальных вод, которые различаются по температуре и химическому составу. В регионе доминируют воды гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного натриевого типов с величиной общей минерализации, варьирующей в интервале от 0,05 до 10,05 г/дм<sup>3</sup>. Разгружающиеся в прибрежных районах гидротермы по своему химизму во многом схожи с морскими (таласогенными) водами, смешанными в разной степени с метеорными. Это хорошо видно при анализе распределения концентраций натрия, калия, кальция и магния, нормированных по хлору. Установлена зако-

номерная смена состава гидротерм в направлении от минерализованных хлоридных натриевых, в том числе с повышенным содержанием кальция, к пресным гидрокарбонатным натриевым. Соотношение изотопов кислорода и водорода свидетельствует о доминировании в водной компоненте метеорных вод. В прибрежных же районах наблюдается изотопный сдвиг в сторону океанических.

Резюмируя вышесказанное, следует отметить, что основными факторами формирования состава термальных вод Южного Трангбо являются ее генетический тип, процессы взаимодействия в системе «вода–порода–газ–органическое вещество» и ее равновесно-неравновесное состояние.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дучков А.Д., Нгуен Чонг Ием, Динь Ван Тоан, Чинь Вьет Бак Первые оценки теплового потока в Северном Вьетнаме // Сов. геология и геофизика. 1992. № 5. С. 110–115.
2. Новиков Д.А., Доан Т.В. Особенности гидрогеологической стратификации Вьетнама // Материалы III Всероссийской научной конференции «Современная гидрогеология нефти и газа (фундаментальные и прикладные вопросы)» / Конференция, посвященная 90-летию А.А. Карцева. М., 2015. С. 83–88.
3. Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 647–664.
4. Скордули В.Д., Худык М.В. Ле Ван Кы, Нгуен Нгок Кы, Севостьянов К.М. Геологическое строение и нефтегазоносность Ханойского прогиба // Геология нефти и газа. 1983. № 5. С. 55–61.
5. Уткин В.П., Нгуен Чонг Ием, Хо Дак Хоай, Ле Чонг Кан, Нгуен Динь Ту, Лый Хой Тхонг, Чан Ле Донг, Нгуен Куок Кыонг, Ле Ван Чыонг, Ле Минь Куок. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 12–23.
6. Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16–50.
7. Шварцев С.Л. К динамике водного концентрирования и рассеивания химических элементов в земной коре // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 24–32.
8. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. М.: Недра, 1996. 423 с.
9. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд., исправл. и доп. М.: Недра, 1998. 366 с.
10. Шварцев С.Л., Замана Л.В., Плюснин А.М., Токаренко О.Г. Равновесие азотных терм Байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования // Геохимия. 2015. № 8. С. 720–733.
11. An T.D., Tsujimura M., Phu V.L., Kawachi A., Ha D.T. Chemical characteristics of surface water and groundwater in coastal watershed, Mekong Delta, Vietnam // Proc. Environmental Sci. 2014. V. 20. P. 712 – 721.
12. Baiocchi A., Lotti F., Piscopo V. Conceptual hydrogeological model and groundwater resource estimation in a complex hydrothermal Area: The case of the Viterbo Geothermal Area (Central Italy) // J. Water Resource and Protection. 2012. V. 4, N 4. P. 231–247
13. Başaran C., Gökğöz A. Hydrochemical and isotopic properties of Heybeli geothermal area (Afyon, Turkey) // Arab. J. Geosci. 2016. V. 9. DOI 10.1007/s12517-016-2628-y
14. Ben Baccar M., Fritz B. Digenetic albitization of K-feldspar and plagioclase in sandstone reservoirs: thermodynamic and kinetic modeling // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63, N 6. P. 1100–1109.
15. Bui D.D., Kawamura A., Tong T.N., Amaguchi H., Nakagawa N., Iseri Y. Identification of aquifer system in the whole Red River Delta, Vietnam // Geosci. Journ. 2011. V. 15, N 3. P. 323–338.
16. Charusiri P., Buenkhuntod P., Won-In K., Thayakupt M., Niampan J. Characteristics of the Chantaburi thermal spring, Eastern Thailand // J. Sci. Res. Chulalongkorn Univ. 2003. V. 28. Spec. N 1 (NRC-EHWM), P. 71–95.
17. Cheptum I. Preliminary assessment of low enthalpy Ohinewai geothermal system. Hamilton: Waikato Regional Council, 2013. 33 p.
18. Doan Van Tuyen, Phan Thi Kim Van, Tran Anh Vu, Novikov D.A. Features of hydrogeology of Central Vietnam // Материалы II Всерос. конф. с участием иностранных ученых «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 234–237.
19. Gemici Ü., Tarcan G., Dolak M., Helvacı C. Hydrogeochemical and hydrogeological investigations of thermal waters in the Emet area (Kütahya, Turkey) // Appl. Geochem. 2004. V. 19, N 1. P. 105–117.
20. Gendenjams O-E. Interpretation of chemical composition of geothermal fluids from Arskógsströnd, Dalvík, and Hrísey, N-Iceland and in the Khangai area, Mongolia // Geothermal training programme. Orkustofnun. Grensasvegur 9. IS-108: Reykjavik, Iceland, 2003. Report N. 10, p. 219–252.
21. Giggenbach W.F., Sheppard D.S., Robinson B.W., Stewart M.K., Lyon G.L. Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand // Geothermics. 1994. V. 23, N 5/6. P. 599–644
22. Groundwater serial maps of Asia / Eds. Zhang Fawang et al. // China Geol. Surv.: Sinomaps Press, 2012. 55 p.
23. Gurav T., Chandrasekharam D., Singh H.K. Trace element and REE concentrations in the thermal waters, West Coast Geothermal Province, India // Proc. World Geothermal Congress: Melbourne, Australia, 2015. P. 1–9.
24. Han D.M., Liang X., Jin M.G., Currell M.J., Song X.F., Liu C.M. Evaluation of groundwater hydrochemical characteristics and mixing behavior in the Daying and Qicun geothermal systems, Xinzhou Basin // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2010. V. 189, N 1–2. P. 92–104.
25. Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1969. V. 267, N 7. P. 729–804.
26. Hoang H.Q. Overview of the geothermal potential of Vietnam // Geothermics. 1998. V. 27, N. 1. P. 109–115.
27. Hoang H.V. Salt water intrusion in Quaternary sediment in Nam Dinh area: Doctoral thesis. Ministry of education and training, Hanoi Univ. of mining and geology. Hanoi, 2014. 27 p.
28. Hung K.T. Overview of magmatism in Northwestern Vietnam // Annales societatis Geologorum Poloniae. 2010. V. 80, N 2. P. 185–226.

29. Khuong T.H. Tectonics and magmatism in Northwest Vietnam // *Geol.* 2009. V. 35, N 2/1. P. 345–351.
30. Kiryukhin A.V., Rychkova T.V., Dubrovskaya I.K. Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kronotsky Nature Reserve, Kamchatka) and triggers of the giant landslide // *Appl. Geochem.* 2012. V. 27, N 9. P. 1679–1864.
31. Lan C-Y, Chung S-L, Long T.V., Lo C-H, Lee T-Y, Mertzman S.A., Shen J.J-S. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints from the Kontum massif, central Vietnam on the crustal evolution of the Indochina block // *Precambrian Res.* 2003. V. 122, N 1–4. P. 7–27.
32. Lepvrier C., Nguyen V.V., Maluski H., Phan T.T, Vu T.V. Indosinian tectonics in Vietnam // *Comptes rendus geoscience.* 2008. V. 340, N 2–3. P. 94–111.
33. Maluski H., Lepvrier C., Leyreloup A., Vu V.T., Phan T.T.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology of the charnockites and granulites of the Kan Nack complex, Kon Tum Massif, Vietnam // *J. Asian Earth Sci.* 2005. V. 25, N 4. P. 653–677.
34. Nagy E.A., Schärer U., Minh N.T. Oligo-Miocene granitic magmatism in central Vietnam and implications for continental deformation in Indochina // *Terra nova.* 2000. V. 12, N 2. P. 67–76.
35. Nagy E.A., Maluski H., Lepvrier C., Scharer U., Thi P.T., Leyreloup A., Thich V.V. Geodynamic significance of the Kontum Massif in Central Vietnam: Composite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb ages from Paleozoic to Triassic // *J. Geol.* 2001. V. 109, N 6. P. 755–770.
36. Nakano H., Osanai Y., Owada M., Nam T.N., Toyoshima T., Binh P., Tsunogae T., Kagami H. Geologic and metamorphic evolution of the basement complexes in the Kontum Massif, central Vietnam // *Gondwana Res.* 2007. V. 12, N 4. P. 438–453.
37. Nam T.N. The geology of Vietnam: A brief summary and problems // *Geosci. Reports of Shizuoka Univ.*, 1995. V. 22. P. 1–9.
38. Nghiep V.C. List of mineral and hot water sources in Vietnam // Hanoi: Vietnam Depart. Geol. and Miner. Res., 1998. 300 p. (in Vietnamese).
39. Nguyen L.N., Cao D.G., Nguyen T.C. Geothermal research and current development of geothermal energy in Vietnam // *Proc. World Geothermal Congress.* Bali, Indonesia, 2010. P. 1–3.
40. Nguyen T.T., Kawamura A., Tong T.N., Nakagawa N., Amaguchi H., Gilbuena R. Jr. Hydrogeochemical characteristics of groundwater from the two main aquifers in the Red River Delta, Vietnam // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. P. 1–314.
41. Nguyen T.V., Nguyen K.C., Huynh L., Nguyen D.M., Phan T.T. Preliminary geochemical and isotopic study of the south Trungbo geothermal area in central Vietnam // *Proc. Intern. conf.: Isotope and geochemical techniques applied to geothermal investigations.* IAEA: Vienna, Austria, 1995. P. 249–269.
42. Pasvanoglu S., Kristmannsdóttir H., Björnsson S., Torfason-suzan H. Geochemical study of the Geysir geothermal field in Haukadalur, S-Iceland // *Proc. World Geothermal Congr., Kyushu-Tohoku,* 2000. P. 675–680.
43. Phan C.T. *Geology of Cambodia, Laos and Vietnam.* 2-nd ed. // Hanoi: Geol. Survey Vietnam, 1991. 158 p.
44. Taran Y.A., Peiffer L. Hydrology, hydrochemistry and geothermal potential of El Chichon volcano-hydrothermal system, Mexico // *Geothermics.* 2009. V. 38, N 4. P. 349–416.
45. Thang T.T. Chemistry of thermal waters in the area from Quangnam-Danang to Baria-Vungtau, Vietnam // *Geothermal training programme.* Orkustofnun. Grensasvegur 9. IS-108: Reykjavik, Iceland, 1996. Report N 17. P. 399–418.
46. Tong-Dzuy T., Vu K. *Stratigraphic units of Vietnam.* 2nd ed. // Hanoi: Vietnam National Univ. Publ., 2011. 554 p.
47. Tran L.T., Larsen F., Pham N.Q., Christiansen A.V., Tran N., Vu H.V., Tran L.V., Hoang H.V., Hinsby K. Origin and extent of fresh groundwater, salty paleowaters and recent saltwater intrusions in Red River flood plain aquifers, Vietnam // *Hydrogeol. J.* 2012. V. 20, N 7. P. 1295–1313.
48. Trinh P.T., Liem N.V., Huong N.V., Vinh H.Q., Thom B.V., Thao B.T., Tan M.T., Hoang N. Late Quaternary tectonics and seismotectonics along the Red River fault zone, North Vietnam // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 114, N 3–4. P. 195–386.
49. Wysocka A. Sedimentary environments of the Neogene basins associated with the Cao Bang-Tien Yen fault, NE Vietnam // *Acta Geol. Polonica.* 2009. V. 59, N 1. P. 45–69.
50. Zuchiewicz W., Cuong N.Q. Quaternary tectonics of the Red River fault zone in Vietnam – a morphotectonic approach // *Geol.* 2009. V. 35, N 2/1. P. 367–374.

*Рекомендована к печати О.В. Чудаевым*

***D.A. Novikov, Doan Van Tuyen, Phan Thi Kim Van, N.A. Kharitonova***

### **Hydrogeochemical features of thermal water of South Trungbo**

The paper presents the results of studying hydrogeological features, chemical and isotope composition of thermal waters in central Vietnam strongly affected by intrusive magmatism. It is established that in the study area low- and high-temperature groundwaters are developed with the temperatures varying in the range from 30 to 85 °C. Total hydrothermal mineralization ranges from 0.05 to 10.05 g/dm<sup>3</sup>. The presence of two levels of underground water circulation is suggested differing in temperature and chemical composition. There is a regular change in the composition of the hydrothermal springs in the direction from the mineralized chloride sodium, including those with an increased content of calcium to fresh sodium bicarbonate. The ratio of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  isotopes suggests that meteoric water is the basis of the water component. In the coastal areas isotopic shift of ocean water is observed which is also confirmed by the geochemical data. Key factors in the formation of chemical composition of thermal waters of South Trungbo are their genetic type, interaction processes in the system «water-rock-gas-organic substance» and their equilibrium-non-equilibrium state.

**Key words:** thermal waters, hydrogeochemistry, genesis, South Trungbo, Vietnam.