В.И.КОНОНОВ

ГЕОХИМИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П 1

В.И.КОНОНОВ

ГЕОХИМИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

(рифтовых зон и островных дуг)

Труды, вып. 379



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА
1983



УДК 551.23:553.71/78:550.461

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.I. Kononov

GEOCHEMISTRY OF THERMAL WATERS IN THE RECENT VOLCANIC AREAS
(Rifting zones and Island arcs)

Transactions, vol. 379

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 216 с.

Исследован состав современных гидротерм в областях активного вулканизма внутриокеанических (Исландия), межконтинентальных (Красное море, Калифорнийский залив) и континентальных (Восточно-Африканская система) рифтовых зон, а также островных дуг (Курило-Камчатский регион, Япония, Новая Зеландия и др.). Рассмотрены признаки ювенильного питания современных гидротермальных систем, источники компонентов в гидротермальных растворах и процессы формирования их химического состава. Дана классификация термальных флюидов по особенностям их газового и ионно-солевого состава и тепловым параметрам. Показаны перспективы освоения геотермальных ресурсов.

Табл. 59, ил. 35, библиогр.: с. 203–216 (430 назв.)

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова

Ответственный редактор

А.В. Щербаков

Editorial Board:

academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),
corresponding member of USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*,
V.A. Krasheninnikov, V.G. Gerbova

Responsible editor

A.V. Shcherbakov

К $\frac{1904020000-091}{042(02)-83}$ 34–83–I

© Издательство "Наука", 1983 г.

ВВЕДЕНИЕ

В областях современного вулканизма наиболее ярко проявляется геотермальная активность недр, выражающаяся в выносе к поверхности Земли глубинного тепла и магматического вещества. Изучение закономерностей формирования термальных вод и газоводных флюидов, участвующих в этом тепломассопереносе, может дать ответ на многие неясные пока вопросы геохимии. Эти исследования позволяют судить о термодинамических условиях недр, обнаруживают поступление к дневной поверхности ювенильного (мантийного) вещества и выявляют гидрогеохимические особенности различных структурно-тектонических и литолого-фациальных обстановок. Они помогают также выяснить роль современных гидротермальных растворов в минерало- и рудообразовании, в процессах метаморфизма горных пород, в подземном химическом стоке и в других разнообразных геологических процессах.

Вопросы формирования гидротерм в вулканических областях давно привлекали внимание исследователей и широко обсуждались в литературе. Однако полного освещения проблемы пока нет, хотя отдельные общие и региональные ее аспекты рассматривались весьма подробно, например в работах В.В. Иванова [1960, 1976], Д. Уайта и Г. Уоринга [1965], А.В. Щербакова [1968], С.И. Набоко [1980], А. Эллиса [Ellis, 1970, 1979], А. Эллиса и У. Махона [Ellis, Mahon, 1977], Е.А. Баскова и В.Н. Сурикова [1975], А. Трусделла [Truesdell, 1975], Н.А. Маринова и Р.И. Ткаченко [1974, 1978], В. Карле [Karle, 1981] и др.

В последние годы выяснение именно этих проблем приобрело особенно большое значение в связи с развитием работ по практическому освоению нового источника энергии – глубинного тепла Земли. Эти работы усилили потребность в геохимической типизации термальных вод и парогидротерм и вызвали необходимость определения наиболее подходящих гидрохимических индикаторов при поисках и разведке гидротермальных месторождений.

Разносторонние исследования, проведенные в последние десятилетия в областях современного активного вулканизма в СССР, США, Новой Зеландии, Италии, Японии, Исландии, Мексике, Эфиопии, Кении и других странах, дали новые важные материалы, значительно расширившие и во многом изменившие ранее существовавшие представления о распространении, составе и генезисе термальных вод. Широкое изучение дна мирового океана позволило получить также и новые сведения о субокеанических термальных водах, а также новые данные о термах, разгружающихся в береговых зонах. В результате сейчас стало возможно обобщение в глобальном масштабе геохимических закономерностей формирования термальных вод в областях современного вулканизма, отличающихся строением земной коры, набором формаций, типом магматизма и метаморфизма. Самыми интересными объектами для таких исследований служат проявления гидротермальной деятельности в наиболее тектонически активных зонах земного шара – рифтовых системах океанов и континентов, а также в островных дугах. Высокий тепловой поток и специфическая геодинамическая обстановка создают здесь благоприятные условия для возникновения магматических очагов в верхней части мантии и поступления к дневной поверхности магматического вещества. Масштабы этого процесса, формы его проявления и состав продуктов

зависят от типа и стадии развития отдельных структур. В итоге здесь создаются особые гидрогеологические условия, протекают специфические гидрогеохимические процессы и возникают необычные термальные растворы, не существующие ни в каких других геотектонических обстановках земной коры.

Материалом для предлагаемой вниманию читателей работы послужили исследования геохимии термальных вод, проводившиеся автором начиная с 1960 г. в различных районах современного и новейшего вулканизма в СССР, Исландии, Италии, Мексике и США. В течение ряда лет изучались гидрогеохимические особенности типичного элемента островных дуг – Курило-Камчатского региона. Затем в составе группы сотрудников Геологического института АН СССР в 1970 г. и Советской комплексной геолого-геофизической экспедиции АН СССР (научный руководитель член-корреспондент АН СССР В.В. Белоусов) в 1971–1973, 1978 гг. автор исследовал гидротермы Исландии, расположенной на оси Срединно-Атлантического хребта и потому представляющей уникальную возможность для получения характеристики особенностей гидротермальной активности в глобальной системе океанических рифтов. Были посещены и опробованы некоторые термопроявления эпиплатформенного Байкальского рифтового пояса и эпиорогенной рифтовой системы Калифорнийского залива (район Серро Прието). Кроме того, для сравнительного анализа автором использованы имеющиеся в литературе сведения по проблеме, касающиеся эпиплатформенных рифтовых зон Африкано-Аравийского пояса, межконтинентального рифта Красного моря, а также некоторых других тихоокеанских островных дуг (Япония, Новая Зеландия и др.).

Исследуя основные процессы и факторы, формирующие состав термальных растворов, автор стремился прежде всего выяснить закономерности распространения термальных вод, генезис самой воды и растворенных в ней веществ, возможный состав глубинных флюидов, источник теплового питания гидротермальных систем, особенности движения термальных вод и парогидротерм в специфических геологических обстановках и систематизировать все вышеперечисленные их особенности, а также оценить на основе предложенной классификации терм возможности практического использования различных геохимических типов термальных вод.

Собранные автором пробы воды и газов анализировались в лабораториях ГИН АН СССР, ФТИ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, ВНИГРИ МГ СССР, Геокаптажминвод Минздрава СССР под руководством и при участии Д.Я. Чопорова, В.И. Виноградова, С.Б. Смелова, Б.А. Мамырина, Л.В. Хабарина, Т.М. Сущевской, Э.М. Прасолова, Л.М. Флейш, Г.Д. Вейнребе, В.П. Щербак.

Содержание отдельных разделов работы автор обсуждал с Н.И. Хитаровым, В.В. Ивановым, Ф.А. Макаренко, А.В. Щербаковым, Б.Н. Рыженко, Е.А. Вакиным, Р.И. Ткаченко и неоднократно докладывал на внутрисоюзных и международных совещаниях. Автор также пользовался советами и консультациями Л.Н. Барабанова, В.А. Грабовникова, В.И. Дворова, В.Н. Дислера, В.П. Зверева, В.А. Ильина, А.И. Сережникова, Я.Б. Смирнова, Т.М. Сущевской, И.Н. Толстихина, С.Л. Шварцева.

Весьма полезными для автора были беседы и дискуссии с зарубежными коллегами Д. Уайтом, Г. Шоллером, Г. Шмассманом, К. Щеревым, О. Франко, К. Фрике, Я. Довгиалло, Г. Сигвалдасоном, С. Арнорссоном, Б. Арнасоном, И. Ионсоном, К. Паники, Э. Барбье, Ф. Мозером, И. Тарди.

Всем этим лицам автор выражает глубокую благодарность.

Искреннюю признательность автор выражает также своим коллегам по экспедиции и особенно Б.Г. Поляку за постоянную помощь в полевых исследованиях и детальное обсуждение работы на всех стадиях ее подготовки.

В оформлении монографии и подготовке ее к печати неоценимую помощь автору оказали С.В. Козловцева, Ж.Л. Ошмарова и Л.И. Елагина.

Работа выполнена в лаборатории геотермии Геологического института АН СССР.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Условия формирования гидротерм областей современного вулканизма особенно углубленно изучали В.В. Иванов, Ф.А. Макаренко, Б.И. Пийп, Н.И. Хитаров, А.В. Щербаков, В.В. Аверьев, Е.А. Басков, Г.А. Голева, К.К. Зеленов, С.И. Набоко, Б.Ф. Маврицкий. Большой вклад в исследование этой проблемы внесли Л.Н. Барабанов, Е.А. Вакин, С.Д. Малинин, В.Д. Пампура, Б.Н. Рыженко, В.М. Сугробов, Р.И. Ткаченко, Ю.П. Трухин, И.Л. Ходаковский, а из зарубежных ученых – Д. Уайт, А. Эллис, С. Арнорссон, В. Карле, П. Мафлер, У. Махон, Х. Накамура, Г. Сигвалдасон, Ф. Тонани, А. Трусделл.

Современные гидротермы распространены в тектонически мобильных поясах земной коры, ограниченных в первом приближении 6-балльной изосейстой. Наряду с высокой гидротермальной и сейсмической активностью тектонически мобильные пояса характеризуются большими градиентами вертикальных неотектонических движений и широким развитием вулканизма.

Проявления современного вулканизма являются типичной чертой островных дуг (Индонезийской, Филиппинской, Японской, Курило-Камчатской, Алеутской и др.), активных окраин континентов (Кордильеры, Анды), альпийских горных сооружений, обрамляющих внутренние моря (Средиземноморская провинция и др.), некоторых областей эпиплатформенного орогенеза (Аравийско-Африканский ороген), а также как континентальных, так и океанических рифтовых зон. Характерны они и для некоторых активных участков океанического дна (рис. 1, см. вкл.). Около 75% действующих на земном шаре вулканов расположено в Тихоокеанском кольце, причем 14% – в одной только Индонезии. К наиболее активным вулканическим провинциям этого региона относятся также Курило-Камчатская, имеющая около 200 вулканов, из них 68 действующих; Японская, в которой насчитывается 144 вулкана, в том числе 55 действующих, и Андская (Чили, Перу, Эквадор, Колумбия), где в историческое время извергалось 79 вулканов [Catalogue..., 1951–1965; Макдональд, 1975].

В Атлантическом поясе наиболее активным вулканическим районом является Исландия, где в историческое время действовало около 30 вулканических аппаратов, а в целом за постледниковый период – около 200. Извержения в Исландии происходят каждые 5–6 лет, и за последние 500 лет здесь излилось около 1/3 всей лавы, извергнутой на поверхность Земли [Ритман, 1964].

Современная вулканическая деятельность широко распространена также в Восточной Африке и на Аравийском полуострове. Здесь, в Восточно-Африканско-Аравийской вулканической провинции, насчитывается около 60 действующих вулканов.

Всего, по данным В.И. Влодавца [1973], на земном шаре с 1500 г. до н.э. по 1973 г. действовало 817 вулканов. Примерно четвертая их часть находится сейчас в стадии сольфатарной активности.

В ходе вулканической и гидротермальной деятельности на поверхность Земли выносится огромное количество тепла. Но, помимо этих конвективных теплопотерь, в тектонически мобильных поясах очень высок и региональный тепловой поток. Его величина здесь намного превышает среднепланетарное значение, составляя, например, в срединно-океанических хребтах 160–200 мВт/м^2, а местами достигая даже нескольких тысяч. Но такие участки представляют собой локальные положительные термоаномa-

Таблица 1

Состав газов активных вулканов [Уайт, Уоринг, 1965; Sigvaldason, Ellisson, 1968]

Местоположение	T, °C	Активные газы, пересчитано на 100%						Активные газы, пересчитано на 100%			Состав парогазовой смеси, % об.				
		CO_2	CO	CH_4	H_2	HCl	HF	H_2S	SO_2	SO_3	Сумма активных газов	O_2	N_2	Ar	H_2O
Япония, Узу, купол Шова-Шинзан*	750	650	–	0,08	25,0	5,39	2,76	0,10	1,66		0,723	0,0001	0,026	0,00009	99,25
Гавайи, Мауна-Лоа	1100	54,0	0,4	–	0,0	–	–	–	17,0	29,0	7,17	–	16,80	0,58	75,44
Италия, Везувий	> 300	84,5	0,0	0,0	9,5	6,0	–	0,0	0,0	–	13,05	3,72	15,94		67,74
Италия, Этна	950	62,9			8,4	1,0		1,5	26,2		20,2	–	2,4	–	77,4
Аляска, Катмай (Долина Десяти Тысяч Дымов)	250	–	–	–	–	74,0	13,0	13,0	–		0,76	–	–	–	99,24
Исландия, Суртсэй	1100	36,1	2,8	–	34,4	2,9	–		23,8	–	13,77	–		0,07	86,16
Африка, Нирагонго, Лавовое озеро	1020	84,35	5,05	–	1,55	–	–	–	9,05	–	48,50	–	–	8,30	43,20

* Дополнительно обнаружен NH_3 = 0,06%.

лии, связанные, как установлено, с разгрузкой глубинных теплоносителей – гидротермальных флюидов и магматического расплава. Характерной чертой теплового поля мобильных поясов является и обилие отрицательных термоаномалий, имеющих ту же природу. В пределах таких аномалий значения кондуктивного теплового потока падают до нуля, хотя общий вынос глубинного тепла на этих участках (в очагах разгрузки гидротерм и на вулканических аппаратах) остается высоким.

Специфика гидрогеологической обстановки близ вулканических очагов определяется сложными взаимоотношениями рыхлых и плотных продуктов вулканической деятельности, своеобразием возникающих в результате ее структур (наземные вулканические постройки различных типов, кальдеры, вулкано-тектонические депрессии) и наличием на глубине (иногда незначительной) магматического расплава, из которого непрерывно выделяются летучие компоненты.

Как показывают наблюдения в кратерах действующих вулканов и на свежих лавовых потоках, в составе вулканических парогазовых выделений, помимо паров воды, составляющих обычно больше 90% от общей суммы всех компонентов, содержатся CO_2, CO, COS, SO_2, SO_3, H_2, HCl, HF, SiF, CH_4, NH_3, N_2, Ar, He и другие инертные газы, а также соединения бора, мышьяка, сульфаты и хлориды металлов (табл. 1).

При этом в высокотемпературных фумаролах (180–700°C) преобладают HCl, HF, SO_2, CO_2, H_2, NH_3, B, CH_4, H_2S, N_2, в среднетемпературных сольфатарах (100–180°C) – H_2S, CO, CO_2, CH_4, N_2, SO_2, H_2, а в низкотемпературных сольфатарах (< 100°C) – H_2S, CO_2, CH_4 и N_2 [Иванов, Кононов, 1977].

Согласно расчетам К.В. Краускопфа [1961], при одинаковой температуре (600°C), но в разных окислительно-восстановительных условиях состав вулканического газа также будет различен. Так, в резко окислительных условиях содержание SO_2 будет выше, чем H_2S; в условиях от умеренно окислительных до резко восстановительных важную роль станут играть H_2 и H_2S и могут появиться CO и CH_4.

Взаимодействие магматического тепла, вулканических газов и подземных вод приводит к появлению характерных высокотемпературных терм, выходящих на дневную поверхность в кратерах и на склонах вулканов. При определенных условиях в этих районах могут формироваться и горизонты термальных вод, приуроченные к фундаментам вулканических аппаратов и вулкано-тектоническим депрессиям, заполненным рыхлыми пирокластическими отложениями часто с покрышкой слабопроницаемых пород. Эти гидротермальные системы, с трещинно-пластовым и даже порово-

пластовым характером циркуляции, в гидродинамическом отношении являются малыми артезианскими бассейнами и артезианскими склонами. Разгрузка их может происходить по зонам разломов и даек в виде кипящих источников, гейзеров и пароводяных струй.

К сожалению, общепринятое универсальное определение термина "гидротермальная система", который в дальнейшем будет встречаться довольно часто, пока отсутствует. Ряд авторов [Аверьев, 1961; Vakin et al., 1970; Набоко, 1974; Белоусов, 1978] понимают под ним специфические водонапорные системы, возникающие в земной коре в областях современного вулканизма при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя – магмы или надкритического водного флюида. Такие термоаномалии, согласно В.И. Белоусову и В.М. Сугробову [1976], приурочены к определенным геологическим структурам и характеризуются поверхностными проявлениями гидротермальной активности. Следует отметить, однако, что в ряде случаев гидротермальные системы никак внешне не проявляются на дневной поверхности и об их существовании становилось известно лишь после бурения скважин. В.В. Аверьев выделил в пределах одной гидротермальной системы отдельные участки, удобные для извлечения парогидротерм, которые он называл гидротермальными месторождениями. Несколько гидротермальных систем, по его мнению, может быть связано на глубине единым фронтом теплового питания и объединено в геотермальный район. Площади геотермальных месторождений не превышают нескольких квадратных километров, гидротермальных систем – первых десятков, а геотермальных районов – от десятков до сотен квадратных километров.

Однако такое определение гидротермальных систем несколько сужено. Оно характеризует лишь наиболее высокотемпературные парогидротермы вулканически активных областей. В то же время и вне областей современного вулканизма – в седиментационных бассейнах или глубоких зонах тектонических дроблений – могут формироваться скопления термальных вод, хотя и характеризующиеся меньшим удельным выносом тепла в очагах разгрузки, но также являющиеся гидротермальными системами (термы Байкальской рифтовой зоны, п-ова Челекен, Карловы Вары, Паннонский и Парижский артезианские бассейны и мн. др.).

По нашему мнению, термин "гидротермальная система" может быть отнесен ко всем гидродинамическим системам, заключенным в рамках отдельных геологических структур, формирующимся либо при нагревании вод в региональном тепловом поле в результате их глубокой циркуляции, либо еще и при дополнительном поступле-

нии в водоносные горизонты глубинного тепла, приносимого магмой или надкритическим флюидом.

В первом случае гидротермы находятся только в жидкой фазе и максимальные базовые температуры[1] не превышают 150°С, а на дневной поверхности они обычно ниже точки кипения.

Во втором случае мы имеем дело с парогидротермами. Максимальные температуры, зафиксированные в таких системах, всегда превышают 180, достигая иногда 300°С и выше. По данным А. Трусделла [Truesdell, 1975], из 100 гидротермальных систем мира, разведанных скважинами, 38 имеют температуру свыше 180, 19 – свыше 240 и 5 – более 300°С.

Обычно высокотемпературные системы сложены сравнительно хорошо проницаемыми породами, которые, как правило, перекрыты сверху менее проницаемой изолирующей толщей или же горизонтами, проницаемость которых со временем резко ухудшилась вследствие осаждения солей в зоне вскипания парогидротерм. В том случае, когда проницаемость вмещающих пород высока и питание инфильтрационными водами достаточно для восполнения расхода терм, даже при очень высоких базовых температурах ($\sim$ 250°С и выше) в резервуаре будет преобладать жидкая фаза. В продуктивные скважины поступает только вода, которая вскипает при снижении давления лишь в приповерхностных условиях, вследствие чего на дневную поверхность выбрасывается пароводяная смесь.

При аномально высоких величинах теплового питания и малом питании инфильтрационными водами (вследствие низкой проницаемости вмещающих пород), не обеспечивающем полностью разгрузку двухфазной смеси, в гидротермальных системах будет преобладать пар [White et al., 1971].

Термальные воды областей современного вулканизма чрезвычайно разнообразны по своему геохимическому облику и тепловым параметрам. Основные компоненты их газового состава – H_2, H_2S, CO_2, CH_4, N_2, инертные газы. Среди растворенных солей доминируют галоиды, сульфаты, гидрокарбонаты и карбонаты главным образом щелочных и щелочноземельных элементов. Значительно варьируют минерализация гидротерм – от <1 до 500 г/кг и более, их pH – от 0,1 до 10, а также температура, достигающая в некоторых гидротермальных системах 360°С.

Главной трудностью, возникающей при попытках систематизировать данные о геохимических и тепловых особенностях современных гидротерм, является необходимость выбора объективного критерия для их сравнения.

Тем не менее только систематизация этих исключительно пестрых данных, их упорядочение на основе объективных критериев сходства – различия конкретных разновидностей термальных растворов могут обеспечить выявление основных типов гидротерм, особенностей их происхождения и закономерностей пространственного распределения. Решение этих задач чрезвычайно важно в теоретическом отношении, так как оно должно прояснить основные черты гидротермального процесса, его причины, роль в переносе и отложении вещества вплоть до формирования вторичных кварцитов или рудных месторождений. Практически такие исследования важны еще и потому, что именно они способны правильно ориентировать работы по освоению тепловых ресурсов современных гидротерм, которые рассматриваются сегодня как важный резерв энергетики будущего. Именно с этих позиций приобретает первостепенное значение правильное решение центральной проблемы формирования современных гидротерм – являются ли все наблюдаемые их разновидности производными одного и того же исходного магматического флюида или это генетически различные типы подземных растворов, возникающие в определенных геохимических и геотермических условиях,

---

[1] Понятие о базовой температуре введено Г. Бодварссоном [Bödvarsson, 1961]. Оно основано на модели, в которой вода метеорного происхождения нагревается в фоновом геотемпературном поле земной коры в процессе глубокого конвекционного цикла. Глубина этого цикла и температура на этой глубине называются соответственно "базовая глубина" и "базовая температура".

характеризующих различные геолого-структурные обстановки. Если справедлива первая точка зрения, то естественна возможность встречи высокоэнтальпийного гидротермального флюида, годного для практического использования, при любом геохимическом облике поверхностных термопроявлений. В противном случае перспективы обнаружения на глубине такого флюида должны быть не одинаковыми в зонах распространения геохимически различных термальных растворов.

Примером классификаций гидротерм, основанных на гипотезе об их моногенном происхождении, могут служить типизации термальных вод областей активного вулканизма, предложенные Д.Е. Уайтом [White, 1957] и С.И. Набоко [1974]. В классификации С.И. Набоко все термальные воды рассматриваются как единый генетический класс, поскольку, по ее мнению, основными факторами, определяющими их тепловой режим, солевой и газовый состав, являются глубинные магматические процессы, а вариации физико-химических параметров гидротерм определяются особенностями выделения летучих из тех или иных силикатных расплавов на различных глубинах, т.е. в разных термобарических условиях. Анализируя металлоносность термальных вод, С.И. Набоко [1980], тем не менее, подразделяет их по составу и температуре на пять основных химических типов. К первому типу она относит "перегретые" хлоридные натриевые воды с невысокой минерализацией (около 3 г/л) и большим содержанием Si, K, B, Li, Cs, Rb, As, Sb (так называемый Паужетско-Вайракейский тип). Ко второму – гидрокарбонатные и сульфатные аммонийные низкоминерализованные парогидротермы, в газовом составе которых преобладают CO_2 и H_2S (Кошелевские, Камбальные, Семячинские термы). Третий тип представляет собой "перегретые" сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией менее 2 г/л, характерным представителем которых являются Большебанные источники. К четвертому типу терм С.И. Набоко относит горячие ($< 100°C$) хлоридные натриевые углекислые воды с повышенным содержанием K, Si, B, Li, Cs, Rb, As, Sb, Sr (Налачевские, Щапинские, Пущинские источники). Наконец, пятый тип объединяет большую группу горячих и теплых вод сложного состава и низкой минерализации, в газовом составе которых преобладает азот (Начикинские, Паратунские термы и др.).

Сама по себе предложенная С.И. Набоко формальная типизация гидротерм соответствует конкретным гидротермальным проявлениям, реально существующим в Курило-Камчатском регионе. В ней лишь не хватает некоторых других характерных разновидностей термальных вод (сероводородно-углекислых фумарольных хлоридных терм со сложным катионным составом и повышенной минерализацией – до 35 г/л, метановых гидротерм). Однако вряд ли можно объяснить генезис всех этих разных по химическому составу и температуре вод только различной глубиной и интенсивностью магматических процессов и дифференциацией "первичного" флюида. На той же Камчатке, сложенной породами, весьма разнообразными по геологическому возрасту, составу, степени дислоцированности и метаморфизма, процессы вулканизма и магматическая деятельность проявляются лишь в локальных зонах. Известно также, что группы азотных и углекислых вод Камчатки, которые, по мнению С.И. Набоко, формируются под воздействием магматического хлоридного натриевого флюида, широко развиты и в районах, где современный вулканизм и магматическая активность в настоящее время отсутствуют (например, на Памире, в Тянь-Шане и Забайкалье). Кроме того, как будет показано ниже, так называемые "первичные" хлоридные натриевые флюиды даже в районах современного вулканизма распространены далеко не повсеместно.

Остановимся теперь более подробно на классификациях современных гидротерм, которые исходят из полигенного их происхождения. В настоящее время существует несколько таких классификаций, которые можно подразделить по заложенному в них определяющему признаку.

В первой группе классификаций основным признаком является газовый состав термальных вод, который, согласно взглядам В.И. Вернадского [1929], А.М. Овчинникова [1947], В.В. Иванова [1960], А.В. Щербакова [1968] и других исследователей,

является одним из самых важных индикаторов глубинных геохимических и геотермических условий.

Широко известна составленная по этому принципу классификация В.В. Иванова. Этот исследователь внес особенно большой вклад в изучение основных закономерностей распределения и формирования термальных вод в районах активного вулканизма [Иванов, 1956, 1957, 1958, 1960, 1966, 1976]. Им впервые была составлена Гидрохимическая карта Камчатки и Курильских островов в масштабе 1 : 3 000 000. Выделенные им в этом регионе по составу газов основные разновидности термальных вод представляют, по его мнению, различные генетические типы, формирующиеся независимо друг от друга в специфических для каждого типа условиях. Так, в Восточной вулканической зоне Камчатки, где находятся почти все действующие вулканы, в сфере воздействия магматических очагов возникают сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термы, а вне их влияния – азотные термы. В районах, где вулканическая деятельность, проявлявшаяся в четвертичное время, сейчас угасает, под влиянием процессов термометаморфизма горных пород формируются углекислые воды. В осадочных толщах Западно-Камчатского, Центрального и Восточно-Камчатского прогибов, содержащих органическое вещество, в результате биохимических процессов образуются метановые и азотно-метановые термы.

Позже В.В. Иванов [1977] разработал универсальную генетическую классификацию минерализованных вод земной коры. В ней разновидности подземных вод делятся последовательно на аналогичные группы по газовому составу, а затем на классы (по составу анионов), подклассы (по катионам) и, наконец, градации (по величине минерализации). Эта классификация принимает во внимание главнейшие геохимические и геологические обстановки (характерные комплексы пород), в которых происходит формирование вод, вероятное происхождение последних, а также основные и специфические процессы формирования химического состава вод. Она убедительно демонстрирует основную идею В.В. Иванова, которую разделяет и автор, о том, что в определенных геохимических и геоструктурных условиях могут формироваться минерализованные воды лишь определенного химического состава и происхождения, т.е. различные типы гидротерм не принадлежат единой генетической линии, отражающей общий ход дифференциации магматических эманаций. Однако, несмотря на то что в этой интересной классификации учтены многие показатели, определяющие условия формирования минерализованных и в том числе термальных вод областей современного вулканизма, она, на наш взгляд, менее подходит для систематизации последних, чем прежние классификации гидротерм того же автора. В ней менее дробно выделены типы терм по газовому составу и слишком упрощенно даны температурные градации. К ранним классификациям В.В. Иванова близка систематизация термальных вод, приведенная коллективом авторов в наиболее крупном обобщении по гидрогеологии Камчатки, Курильских и Командорских островов, составляющем т. 29 "Гидрогеологии СССР" [1972], а также в монографии, посвященной закономерностям формирования металлоносных рассолов [Голева и др., 1981].

Те же типы термальных вод (с добавлением специфической группы береговых терм, углекислых парогидротерм и холодных кислородно-азотных радоновых вод) были выделены Р.И. Ткаченко [1974, 1978] во многих странах Африки и Азии, и в том числе в районах современного вулканизма Эфиопии, Кении, Японии, Тайваня, Филиппин, Индонезии, Камчатки и Курил.

В основу другой группы классификаций в качестве главного признака положена кислотность–щелочность растворов (pH), а для более дробных подразделений используются особенности их анионного (реже катионного) состава. Таковы классификации некоторых зарубежных [Allen, Day, 1935; Barth, 1950; White, 1957; Ellis, Mahon, 1977; Ellis, 1979] и советских исследователей [Басков, Суриков, 1975; Мархинин, Стратула, 1977; Барабанов, 1977, 1979; Перельман, 1979]. Хотя по кислотно-щелочным свойствам термальные воды подразделяются обычно на две основные группы – кислые и щелочные, граничные значения pH разные авторы принимают не одинако-

выми. Например, в классификации Е.А. Баскова и С.Н. Сурикова [1975] это значение pH считается равным 4,5. Анионный, а затем газовый состав термальных вод служат для выделения их более дробных классов и подклассов. Основываясь на перечисленных выше показателях, эти исследователи выделили несколько провинций термальных вод в Тихоокеанском сегменте Земли, и в том числе в порядке прогноза – и в подводных гидрогеологических структурах (шельфа, материкового склона и др.). Однако четкой приуроченности выделенных по этим признакам типов вод к определенным геолого-тектоническим провинциям, на наш взгляд, не наблюдается.

Сходные принципы положены в основу классификации Л.Н. Барабанова [1979], использовавшего в качестве основного критерия наряду с величиной pH значение другой фундаментальной характеристики подземных вод – окислительно-восстановительного потенциала (Eh). По этим признакам он выделил на Курильских островах три группы вод: 1) очень кислые (pH $<$ 3,5, Eh = 370–650 мВ), 2) кислые (pH = = 3,5–5,5, Eh = 200–370 мВ), 3) слабокислые, нейтральные и слабощелочные (pH $>$ $>$ 5,5, Eh = 0–350 мВ). Затем он разбил эти группы термальных вод на типы (по газовому составу), классы (по составу анионов) и подклассы (по ассортименту катионов).

Систематику современных гидротерм по окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным условиям предложил также А.И. Перельман [1979]. Он выделил четыре градации по щелочно-кислотным условиям: 1) сильнокислые (pH $<$ 3), 2) слабокислые (pH = 3–6,5), 3) нейтральные и слабощелочные (pH = 6,5–8,5), 4) сильнощелочные (pH $>$ 8,5) – и три – по характеру окислительно-восстановительной обстановки: 1) окислительная, 2) восстановительная без H_2S, 3) восстановительная с H_2S и его производными. По сочетаниям указанных характеристик А.И. Перельман выделил 12 различных классов современных гидротерм. К сожалению, в этой классификации не учитывается газовый и ионный состав термальных вод, а также их тепловой потенциал. В результате в один класс попали такие разные в генетическом отношении термы, как гейзеры Камчатки, Джермук и Карловы Вары.

В значительно более полной классификации А.В. Щербакова [Щербаков и др., 1974] основные группы природных газоводных растворов зоны современного активного вулканизма выделяются также по окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным условиям. Однако в отличие от предыдущей классификации им, кроме того, учитываются тип газовых эксгаляций, геоструктурная и термобарическая обстановки, газовый и ионно-солевой состав и минерализация вод. Согласно А.В. Щербакову, сложно окислительная геохимическая обстановка включает три группы газоводных растворов: фтор-хлористую, хлористо-сернисто-углекислую и сернисто-углекислую (pH $<$ 3, Eh = +150 ÷ +1000 мВ, 100–1200°С). Газоводные растворы переходной геохимической обстановки состоят в основном из группы азотно-углекислых гейзерных терм (pH = 6–8,9, Eh = –10 ÷ +16 мВ, 100–400°С, до 30 атм). К этому же геохимическому типу А.В. Щербаков относит также горячие углекислые и азотные воды областей недавно угасших вулканических процессов. Наконец, термальные растворы восстановительной обстановки включают широко известные сероводородно-углекислые фумаролы (pH = 4–8; Eh = 0 – –300 мВ) и выделенные впервые нами [Кононов, Поляк, 1974] водородно-углекислые ("водородные") парогидротермы.

Принятые в перечисленных выше классификациях основные определяющие показатели (pH и Eh) меняются в процессе движения и взаимодействия гидротерм с вмещающими породами, а также при вскипании терм в приповерхностных условиях и отделении паровой фазы с CO_2 и H_2S. Кроме того, показатель кислотности–щелочности растворов и их окислительно-восстановительный потенциал измеряются обычно на дневной поверхности и не характеризуют глубинных гидрохимических условий недр.

Предложенная А.И. Сережниковым и И.А. Клименко [1975] типизация термальных вод Камчатки использует в качестве классификационного признака только анионный состав терм, по которому эти авторы подразделяют гидротермы на классы. В пределах каждого класса они выделяют определенные типы терм по географиче-

ским названиям (например, Паужетский, Налычевский, Паратунский, Банный и др.). Идея выделения определенного типа термальных вод по названию наиболее яркого его представителя интересна и использовалась также В.В. Ивановым и другими авторами. Однако в целом рассматриваемая типизация гидротерм, на наш взгляд, неудачна. Из-за того, что авторы не учитывают газовую составляющую терм, в один класс хлоридных вод попали совершенно различные по генезису высокотемпературные парогидротермы Паужетки, испытывающие воздействие магматического очага, горячие углекислые Налычевские термы, связанные с процессами метаморфизма пород, и обусловленные развитием биохимических процессов в осадочных толщах слаботермальные метановые Пиначевские источники.

Позднее А.И. Сережников [1979] предложил новую классификацию, в основу которой положено представление о том, что химические и другие свойства гидротерм существенно зависят от эрозии вулканических построек и определяются связью терм с "надпропилитовыми" или "пропилитовыми" измененными породами. А.И. Сережников выделяет две основные фации измененных пород – вулканическую и субвулканическую, в пределах которых по кислотно-щелочным свойствам и температуре гидротермы делятся на группы, а те, в свою очередь, на классы по анионному составу. Однако термальные воды встречаются и среди пород, не испытавших существенного гидротермального изменения, что указывает на неполноту классификации А.И. Сережникова. Кроме того, при делении на классы кислых и щелочных вод этот автор не приводит граничных значений pH. Также не определены и выделенные им "горячие" и "перегретые" воды.

Выделение геохимических типов гидротерм областей активного вулканизма с помощью ЭВМ методом кластер-анализа было сделано В.Д. Пампурой [1981]. Этот метод позволяет группировать гидротермы по следующим признакам: сумме катионов (в мг · экв/л), K^+, Na^+ и SO_4^{2-} (в экв.%), а также отношениям Na/K, Na + K/Ca + + Mg, Cl/SO_4, SO_4/HCO_3 и Na/Cl. В результате обработки 62 анализов из выбранных 39 гидротермальных систем им были выделены несколько групп с различной степенью сходства по основным и дополнительным признакам и составлена классификационная таблица геохимических типов гидротерм. К основным геохимическим типам терм В.Д. Пампура отнес: I – хлоридный натриевый (с литий-борной специализацией), II – сульфатно-гидрокарбонатный щелочноземельный и III – сульфатно-хлоридный алюминий-щелочноземельный. Кроме того, им было выделено три переходных подтипа: щелочноземельный эквивалентный по Na/Cl, щелочноземельный неэквивалентный по Na/Cl и хлоридно-сульфатный натриевый неэквивалентный по Na/Cl.

В число геохимических признаков, заложенных в группируемое множество объектов, не вошел ряд важных, на наш взгляд, показателей (состав газов, HCO_3^-, Mg^{2+}, pH, Eh). В результате в предложенной В.Д. Пампурой классификации вообще не нашлось места для многих известных геохимических типов термальных флюидов. Так, в ней отсутствуют гидрокарбонатные термы Исландии и содовые термы Восточно-Африканской рифтовой системы, также гидротермальные рассолы Чезано и Солтон Си. В одну группу попадают разные по своему происхождению кислые сероводородно-углекислые парогидротермы Мацукава, щелочно-азотно-углекислые гидрокарбонатно-сульфатные гидротермы Хвераведлир и специфические береговые хлоридные натриево-кальциевые термы Горячего пляжа. В то же время в разных группах оказываются воды одного и того же гидротермального месторождения, так как автор, по-видимому, включает в кластер-анализ не только их наиболее высокотемпературный глубинный состав, но и состав охлажденных и дегазированных поверхностных дериватов.

В некоторых классификациях используется в качестве ведущего признака температура. Впервые на такой основе были систематизированы термальные воды и парогазовые струи Исландии. Г. Бодварссон [Bödvarsson, 1961] разделил их на две основные группы: низкотемпературные (с базовой температурой меньше 150°C) и высокотемпературные (> 150°C). Первая группа терм распространена среди миоценовых платобазальтов, а вторая – в областях голоценового вулканизма Срединной зоны.

Классификация Г. Бодварссона имела прикладное значение и характеризовала гидротермальные ресурсы Исландии как источник тепла. Однако этот же принцип деления терм был положен и в гидрохимическую классификацию С. Арнорссона, который к выделенным низкотемпературным и высокотемпературным термам добавил третью группу береговых терм с высокой минерализацией. Классификацию гидротермальных систем, основанную на предполагаемом генезисе их "аномального" тепла, предложил А. Трусделл [Truesdell, 1975], выделивший два основных типа гидротерм – развитых в вулканических и в невулканических районах. Внутри первой группы он выделил гидротермальные системы преимущественно с горячей водой и системы с преобладанием пара. К "невулканической" группе гидротермальных систем он отнес седиментационные бассейны с термальными водами и трещинно-жильные системы гидротерм глубокой циркуляции. Кроме того, он также выделил специфическую группу береговых терм, встречающуюся как в вулканических, так и в невулканических районах и формирующуюся при внедрении в гидротермальную систему современных морских вод.

Указанные классификации, на наш взгляд, не отражают всего многообразия терм областей современного вулканизма. В то же время применение для систематизации гидротерм базовой температуры, которая теперь может быть рассчитана с помощью гидрохимических индикаторов (см. главу восьмую), кажется нам весьма перспективным, но в обязательном сочетании с газовым и анионным составом вод и их минерализацией. Именно этот комплекс показателей и должен, по нашему мнению, лечь в основу классификации термальных вод и парогидротерм областей современного вулканизма. Но прежде чем приступить к составлению подобной классификации, необходимо конкретно рассмотреть состав и особенности распространения многочисленных геохимических разновидностей гидротерм в областях современного вулканизма, особенно в интересующих нас островных дугах и относительно менее изученных рифтовых зонах.

Разделяя взгляды В.И. Вернадского и его последователей об определяющем значении газового состава для характеристики обстановки возникновения термальных вод, мы в дальнейшем воспользуемся этим критерием для подразделения гидротерм на несколько главных типов. Анализ полученного в последние годы обширного гидрогеохимического материала по областям современного вулканизма позволяет выделить следующие основные типы терм по этому показателю: сероводородно-углекислые, углекисло-водородные ("водородные"), углекислые, азотно-углекислые, метановые (азотно-метановые) и азотные[1]. Каждый из названных типов вод охватывает их многочисленные разновидности, отличающиеся ионно-солевым составом. Последние по своим тепловым параметрам делятся на гидротермы (с температурой от 20 до 150°С на глубине), находящиеся только в жидком состоянии ($T_{пов} < T_{кип}$), парогидрометры (с глубинными температурами 150–400°С), которые представляют собой двухфазные системы и разгружаются на поверхности Земли в виде пароводяной смеси ($T_{пов} = T_{кип}$), и, наконец, флюид, находящийся в подземных условиях только в паровой фазе и выходящий на дневную поверхность в виде парогазовых выделений ($T_{пов} \geqslant T_{кип}$).

Рассмотрим их состав и особенности регионального распределения.

---

[1] Выделение групп термоминеральных вод по особенностям газового состава основано на условно принимаемых граничных концентрациях характерных компонентов. Так, углекислыми, азотными или метановыми водами называются те, которые содержат в газовом составе более 70 (часто более 90) %об. соответствующего компонента, сероводородно-углекислыми, углекисло-водородными и азотно-метановыми считаются воды, в которых содержание каждого из названных газов более 10, а других – каждого менее 10% об.

ГЛАВА ВТОРАЯ

СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Главные особенности состава терм и закономерности их образования сходны для многих районов современного вулканизма. Анализ полученного здесь в последние годы обширного гидрогеохимического материала позволяет выделить несколько основных типов терм и рассмотреть особенности их распределения.

Сероводородно-углекислые термы

Воды этого типа наиболее часто встречаются на склонах и в кратерах действующих вулканов, но иногда образуют и не связанные с вулканическими постройками гидротермальные системы.

Сероводородно-углекислые парогидротермы представляют собой смесь пара и вулканических газов (в исходном составе которых могут быть не только H_2S и CO_2, но и HCl, HF, SO_2 и т.п.). Температура парогазовых струй в кратерах активных вулканов достигает 700°С. Как правило, они характеризуются очень низкой величиной pH

Таблица 2

Состав свободно выделяющихся газов в фумарольных термах, % об. [Иванов, 1960; Басков, Суриков, 1975; Ellis, Mahon, 1977]

Местоположение	CO_2	H_2S	CH_4	H_2	N_2	Ar	He
			СССР				
Северо-Мутновские источники	63,43	18,58	–	1,64	16,38	–	–
Восточное фумарольное поле вулкана Менделеева	88,0	10,0	0,0	–	2,0	0,024	0,001
			Япония				
Мандза	42,3	54,1		остаток	3,6		
Тамагава (Обуки)	74	22,0		”	3,9		
Юноханадзава (вулкан Хаконе)	71,1	28,0	–	–	–	–	–
Мацукава	81,8	14,1		остаток	4,1		
			о. Тайвань				
Матсао, Татун	55,0	37,2		”	7,8		

и, при наличии HCl и HF, ”окислительными” значениями Eh (300–800 мВ [Щербаков и др., 1974]), высокой минерализацией конденсатов (до 15–20 г/кг) и сульфатным или хлоридно-сульфатным[1] анионным составом. Среди катионов часто важную роль играют H_2, Fe, Al, NH_4, обычно присутствуют Na, Mg, Ca и др. Вне вулканических построек такие парогидротермы встречены в двух гидротермальных системах тихоокеанских островных дуг – Мацукава (Япония) и Татун Матсао (о. Тайвань).

Термальные воды этого типа представляют собой естественные конденсаты парогазовых струй, заполняющие более или менее крупные ”котлы” на сольфатарных полях активных вулканических построек. Характерной их особенностью является присутствие свободной H_2SO_4 и соответственно кислая и сильнокислая реакция (pH от долей единицы до 4,5). Величина Eh таких сероводородно-углекислых терм изменяется от –300 до 0 мВ [Щербаков и др., 1974]. Дебиты котлов колеблются

[1] Здесь и далее в названии типа вод ионы перечислены в порядке уменьшения относительного содержания (т.е. от большего к меньшему).

Таблица 3

Характерные сероводородно-углекислые термы областей активного вулканизма [Кононов, 1965; Иванов, 1960; Ткаченко, 1974; Ткаченко и др., 1978]

Местоположение	Источники	T, °С	M, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, мг/л
			СССР			
Камчатка	Мутновские	Кип.	2,7	$\frac{(SO_4 + HSO_4)\,100}{H48\,Fe16\,NH_4\,14}$	1,7	224
	Кихпинычевские	Кип.	0,63	$\frac{SO_4\,100}{Na62\,NH_4\,15\,Mg11\,Ca9}$	4,0	
о. Кунашир	Северо-Менделеевские	69	4,9	$\frac{(SO_4 + HSO_4)86Cl14}{H33(Na + K)33\,Al14}$	1,4	357
	Кислый Ключ	56	3,9	$\frac{Cl66(SO_4 + HSO_4)34}{Al28(Na + K)26\,Fe17}$	2,4	426
о. Парамушир	Верхнеюрьевские	95	17,6	$\frac{(SO_4 + HSO_4)57\,Cl43}{H45\,Al21\,Fe16}$	0,86	317
			Япония			
о. Хонсю	Кагамизава	55	0,52	$\frac{SO_4\,60\,HSO_4\,33}{H33\,Al27\,Ca16\,Na11\,Mg11}$	2,49	128
	Обуки	97,8	4,76	$\frac{Cl78\,SO_4\,10\,HSO_4\,8}{H70\,Al15\,Ca5}$	1,3	341
	Якияма	88	36,8	$\frac{Cl85\,HSO_4\,10\,SO_4\,5}{H57\,Ca14\,Na10\,K1}$	0,4	833
	Юмото (Насу)	70	2,72	$\frac{HSO_4\,46\,SO_4\,39\,Cl15}{H46\,Al29\,Ca10\,Mg8}$	1,5	191
о. Кюсю	Дзидзою (Беппу)	49	0,33	$\frac{SO_4\,79\,HSO_4\,7\,Cl14}{Na29\,Al22\,Mg22\,Ca18}$	2,4	78
			Индонезия			
о. Ява	Бату-Питих	96	1,5	$\frac{(SO_4 + HSO_4)99}{H62(Na + K)15}$	2,1	262
	Чиатер	40	1,26	$\frac{Cl63\,SO_4\,34}{H31\,Al21\,Ca20\,Na12\,K3}$	2,32	204
	Кава-Иджен	20	106,34	$\frac{SO_4\,68\,Cl32}{H57\,Al30}$	0,02	0,094
			Африка			
Эфиопия	Данакильская впадина					
	Купол Даллол	>107,5	300	$\frac{Cl99\,SO_4\,1}{Na78\,Ca6\,K2}$	0,5	
	Купол Черная Гора	110	429	$\frac{Cl100}{Mg95\,Ca3}$	3,0	

Таблица 4

Химический состав сероводородно-углекислых терм, мг/л

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
H^+	4,0	0,4	185,0	16,0	15,0	63,50		1044,0	8,3	–
K^+	0,8	2,5	230,0	2	7,1	54,87	144	1051,2	285	3570,0
Na^+	11,0	37	351,0	5,5	22,2	157,4	264	1100,0	77	101000,0
NH_4^+	0,7	19	–	1	3,1	0,169		–		–
Mg^{2+}	9	201	210,9	3	30,5	44,24	8,7	698,9	30,4	2910,0
Ca^{2+}	5	248	463,2	62	63,6	138,8	22,9	888,1	105,5	6740,0
Fe^{2+}	Не обн.	Не обн.	460,9	7	27,5	64,17	508,0	1496,5	18,2	–
Fe^{3+}	20	0,2	1,5	Не обн.	Не обн.	–		361,4	Не опр.	6170,0
Al^{3+}	82	0,09	994,2	68	85,2	26,11		4913	51,3	–
Cl^-	127	28	4042,0	8	168,8	2559	12,4	20561,4	544	182700,0
F^-	0,9 <	0,25	80,0	0,25	0,355	65,49		–	12,2	85,0
Br^-	0,1	–	2,9	1,0	Следы	–		–	–	–
HSO_4^-	Не обн.	167	–	575	1441,6	536,9		Не обн.	Не обн.	–
SO_4^{2-}	594,3	1423	12482	1011	602,4	506,1	1780,0	60223,0	404,5	2971,0
H_2SiO_3	118	304	393	180	190,8	358,0	882	93	204	–
H_3BO_3	0,8	0,5	12,7	1	–	167,11	684	–	Не опр.	829,7
M	1052	2433,1	19826,4	1942,2	2657,8	4763,39	4306,0	106340	1260	300000
pH	2,5	3,55	1,08	1,75	1,5	1,15	4,9	0,02	2,32	0,5
T, °C	93	98	94	~100	69,9	97,8	280(945м)	20	40	107,5

Примечание. 1 – Камчатка, Узон, источник Черный: также установлено Mn – 2,8 [Иванов, 1960]; 2 – о. Кунашир, вулкан Головнина, источники на Внешнем фумарольном поле: Li – 0,02, $FeOH^{2+}$ – 0,7, Sr – 0,2, Zn – 0,6, Cu – 0,005, F – < 0,25 [Басков, Суриков, 1975]; 3 – о. Парамушир, вулкан Эбеко, источники Верхнеюрьевские: I – 0,4, H_3AsO_4 – 13,6 [Сидоров, 1967]; 4 – о. Кунашир, вулкан Менделеева, источники на Северо-Западном фумарольном поле: Li – 0,005, Sr – 0,1, Mn – 0,2, Zn – 0,15, Cu – – < 0,001, H_3AsO_4 – 0,02; 5 – Япония, источники Насу: Mn – 0,32, Zn – 0,138, Cu – 0,028 I – следы, H_2S – 34,5, CO_2 св – 6,6 [Басков, Суриков, 1975]; 6 – Япония, источник Тамагава: Mn – 2,72, H_2S – 1,608, CO_2 св – 4763,39 [Sato, 1961]; 7 – Япония, о. Хонсю, Мацукава, скв. 1: CO_2 общ – 26,0, H_2S – следы [Ellis, Mahon, 1977]; 8 – Индонезия, о. Ява, кратерное озеро вулкана Кава Иджен; 9 – Индонезия, о. Ява, вулкан Танкубан, Праху, источники Чиатер [Ткаченко, 1974]; 10 – Африка, Данакильская впадина (Эфиопия), источник на куполе Даллол, № 4: Li – 5,5, Rb – 3,2, Cs – 2,8, Sr – 57,0, Mn – 335,0, Cu – 18,5, Ag – ⩽ 0,1, Au – ⩽ 0,1, Zn – 5,0, Hg – 10,0, As – ⩽ 0,1, Cr – ⩽ 0,1, Mo – ⩽ 0,5, Ni – ⩽ 0,5, Pb – 1,0 [Ткаченко и др., 1978].

от 0,1 до 2, достигая иногда 10 л/с и более, а температуры вод составляют обычно 75–100°С. Это сульфатные термы со сложным катионным составом (Fe, Al, NH_4, H_2, Na, Ca и др.), минерализацией от 1 до 20 г/кг, высоким содержанием H_2SiO_3 и присутствием H_3BO_3. Примерами их могут служить источники Северо-Мутновские, Кихпинычевские, Узонские (Черный) на Камчатке, Северо-Менделеевские, Головнинские на о. Кунашир, Кагамизава Юмото, Дзидзою (Япония) и многие другие, формирующиеся в приповерхностной зоне областей активного вулканизма (табл. 2–4). Если конденсация парогазовых струй происходит не в приповерхностных условиях, а в залегающих глубже водоносных горизонтах, то формируется разновидность терм этого типа, отличающаяся большим содержанием хлоридов в присутствии свободной HCl и более высокой минерализацией. Такие хлоридные или сульфатно-хлоридные термы характеризуются особенно кислой реакцией, но меньшим газосодержанием и в отличие от сероводородно-углекислых терм поверхностного формирования окислительной средой (Eh = +350 ÷ +600 мВ). Разгружаясь в глубоких эрозионных врезах вулканических построек, эти воды, часто имеющие большой дебит, выносят значительное количество Al, Fe и других компонентов [Иванов, 1966]. Термы этого типа часто встречаются на Курильских островах, в Японии, Филиппинах, Индонезии (см. табл. 3, 4). На Камчатке термы такого типа впервые обнаружены в кальдере Узон [Пилипенко, 1974], а также на вулканах Мутновском и Малый Семячик.

Хотя для сероводородно-углекислых фумарольных терм наиболее типичен сульфатный, сульфатно-хлоридный и хлоридный состав, в отдельных случаях они могут быть и гидрокарбонатными. Таковы, например, некоторые фумарольные ("псевдофумарольные") термы этого типа на вулкане Кошелева (Камчатка), в районах гидротермальных систем Вайракей, Вайотапу и Роторуа (Новая Зеландия), на отдельных участках Йеллоустонского парка (Мад Вулкано).

Углекисло-водородные термы

Воды этого типа известны только в виде парогидротерм, распространенных главным образом в Срединной неовулканической зоне Исландии. Выделенные впервые в качестве особого "водородного" типа гидротерм В.И. Кононовым и Б.Г. Поляком [1974], эти воды характеризуются высоким, иногда господствующим содержанием водорода в составе газов, среди которых присутствуют также CO_2, H_2S, N_2 (табл. 5–7). Они встречаются как в центральных частях вулканических аппаратов, так и вне видимой связи с ними, трассируя зоны разгрузки мощных гидротермальных систем.

На действующих вулканах "водородный" состав характеризует парогазовые струи, не только связанные с извержением лавы (как, например, на вулкане Элдфедль, о. Хеймаэй, где в отдельные моменты извержения 1973 г. в прижерловой части Б. Арнасоном были взяты пробы высокотемпературных газов, содержащих до 54% об. H_2), но и разгружающиеся в межпароксизмальную стадию их активности (на вулкане Аския в 1972 г. наблюдалось до 14% об. H_2 в газе).

Гидротермальные системы с газами такого состава отличаются наиболее высоким тепловым потенциалом (до 10^8 кал/с) и температурой до 350°С, как показали измерения на глубине 2000 м в гидротермальной системе Крабла-Наумафьядль. В этой же гидротермальной системе зафиксированы и максимальные содержания водорода в газе – до 64% об. [Sigvaldason, 1966], а общий его дебит превышает здесь 1000 $м^3$/сут. Такие гидротермальные системы формируются как в зонах линейных разрывных

Таблица 5

Состав свободно выделяющихся газов углекисло-водородных парогидротерм, %. об. [Кононов, Поляк, 1977; White et al., 1971; Эллис, 1975]

Местоположение	H_2	H_2S	CO_2	N_2	Ar	CH_4	O_2
			Исландия				
Срединная неовулканическая зона							
Наумафьядль	44,53	0,001	55,33	–	–	0,005	0,0
Тейстарейкир	19,0	0,05	80,0	0,2	–	0,05	0,0
Несьявеллир	46,4	7,6	43,9	–	–	0,5	0,0
Крисувик	7,0	9,8	82,8	0,55	0,09	0,03	0,0
Торфайокудль, источник Эйрахвер	22,2	1,7	61,9	–	–	–	1,6
			США				
Калифорния							
Гейзеры Сонома	14,7	1,7	63,5	3,5		15,3	–
			Сальвадор				
Ахуачапан, скв. 1	10–40	0	50–80	2–10		–	
			Мексика				
Серро Прието	1,9–6,2	2,3–3,7	77,9–92,4	0,2–8,9		1,5–6,9	0,0

Геологический институт АН СССР

Таблица 6

Характерные углекисло-водородные термы [Кононов, Поляк, 1977; White et al., 1971; Sigvaldason, Guellar, 1970; Arnorsson et al., 1978]

Местоположение	Источники, гидротермальные системы	T, °C поверх. / глуб.	M, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, мг/л
Исландия	Наумафьядль					
	Пароводяная смесь на выходе из скв. 4	Кип. / 253	1,2	$H_3SiO_4$41HS26$SO_4$23Cl5$HCO_3$4F1 / Na90K9Ca1	9,2	514
	Конденсат естественных паровых струй	Кип. / 253	0,3	$SO_4$76Cl23 / Ca55(Na + K)44	4,4	234
	Жидкая фаза, скв. 3	Кип. / 289	0,8	$HCO_3$69$SO_4$21Cl9F1 / Na82K10Ca8	7,0	768,3
	Тейстарейкир					
	Конденсат естественных паровых струй	Кип.	1,7	(SO_4 + HSO_4)96 / Na30Al29H24Fe10	2,25	303,9
	Несьяведлир					
	Хенгидль					
	Жидкая фаза, скважина	Кип. / 222	0,8	$CO_3$58$SO_4$29Cl10 / Na91K7	8,0	587,1
	Крисувик					
	Жидкая фаза, скважина	Кип. / 220	1,9	Cl88$SO_4$11 / Na91K6	8,0	649,5
	Торфайокудль					
	Эйрахвер, источник	94	1,4	Cl59$CO_3$26F7$SO_4$6 / Na97K3	9,6	336,4
Япония, о. Honcю	Арима	97 / 133	76,8	Cl99 / (Na + K)82Ca17	5,8	199,0
США, Калифорния	Гейзеры Сонома	Кип. / 240	1,33	$SO_4$84$HCO_3$15 / Mg47$NH_4$33Ca15Na4K1	7,0	85,7
Мексика	Серро Прието	Кип. / 347	20	Cl86(HCO_3 + CO_3)14 / Na76K20Ca4	6,7	961,3
Сальвадор	Ахуачапан	Кип. / 228	15,1	Cl99 / Na83K9Ca7	7,0	570,3

нарушений (Крисувик, Тейстарейкир и др.), так и в более редких здесь кольцевых вулкано-тектонических структурах (Торфайокудль, Наумафьядль-Крабла). Они представляют собой крупные водообильные гидродинамические системы, отличающиеся особыми условиями циркуляции и разгрузки флюидов из-за их высокой температуры. Их характерной чертой является разгрузка на дневную поверхность в виде мощных газо-пароводяных струй. В конденсатах этих струй среди анионов обычно ведущую роль играют SO_4, HCO_3 и H_3SiO_4, тогда как в глубинной жидкой фазе преобладают HS и HCO_3. В катионном составе доминирует Na. Минерализация терм этого типа,

Таблица 7

Химический состав углекисло-водородных терм, мг/л

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
K^+	0,6	28,0	2,0	15,5	58,0	6	872
Na^+	9,7	133,0	158	118,0	485,0	18	4839
NH_4^+	–	–	–	–		111	–
Mg^{2+}	0,1	0,03	12,1	0,09	2,9	108	22,5
Ca^{2+}	11,3	1,1	9,5	1,4	3,2	58	341
Fe^{2+}	–	–	6,0	–	–	–	–
Fe^{3+}	–	–	39,0	–	–	–	–
Al^{3+}	–	–	60,0	–	–	–	–
Cl^-	9,3	20,0	30,0	20,8	658,0	1,5	8407
F^-		1,5	0,4	1,4	0,4		1,2
HSO_4^-	–	–	124,2	–	–	–	–
SO_4^{2-}	42,0	62,0	1000,3	80,3	120,0	766	27
HCO_3^-	–	261,0	–	453	–	176	47
CO_3^{2-}	–	–	–		–	–	–
H_2SiO_3	234	768,3	303,9	587,1	649,5	85,7	570,3
H_3BO_3	–	–	–	–		85,8	720,9
M	307,0	1274,9	1682,1	848	1928	1,330	15121,7
pH	4,4	7,0	2,25	8,0	8,0	7,0	7,0
$T_{поверх}$, °C	Кип.	Кип.	Кип.	Кип.	Кип.	Кип.	Кип.
$T_{глуб}$, °C	–	289	–	222	220	240	228

Примечание. 1–5 – Исландия: 1 – Наумафьядль, конденсат естественных паровых струй; 2 – там же, жидкая фаза; 3 – Тейстарейкир, конденсат естественных паровых струй [Кононов, Поляк, 1977]; 4 – Несьяведлир (Хенгидль), скважина, жидкая фаза; 5 – Крисувик, скважина, жидкая фаза [Sigvaldason, 1966]; 6 – США, Калифорнийские Гейзеры (Сонома) [White et al., 1971]; 7 – Сальвадор, Ахуачапан [Sigvaldason, Guellar, 1970].

как правило, меньше 2 г/л. При выходе на дневную поверхность они имеют "восстановительные" значения Eh (от –300 мВ до 0), слабощелочную реакцию, очень высокое (несколько сотен миллиграмм на литр) содержание H_2SiO_3 и резко отличаются от сероводородно-углекислых парогидротерм.

За пределами Исландии "водородные" термы пока мало известны. Их аналогами являются, по-видимому, лишь Гейзеры Сонома в Калифорнии, где водород составляет 14–15% общего объема газов [Эллис, 1970], термальное поле Ахуачапан в Сальвадоре, где его содержание достигает 40% об. [Sigvaldason, Guellar, 1970], и месторождение Арима (Япония), где в составе газа обнаружено до 54% об. H_2 [Nakamura, Maeda, 1961].

Углекислые термы

В районах современного и раннечетвертичного вулканизма в закрытых или полузакрытых структурах, заполненных вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, встречаются трещинные и пластово-трещинные месторождения углекислых вод. Они приурочены обычно к крупным зонам разломов и формируются в пределах как гидрогеологических массивов, так и артезианских бассейнов.

Все углекислые воды интенсивно газируют (содержание CO_2 в спонтанном газе обычно более 90% об., а ее концентрация в водах 0,5–3 г/кг, табл. 8). В ряде вулканических районов на дневную поверхность выходят "сухие" струи углекислого газа. Вокруг выходов углекислых вод наблюдаются травертины и охристые осадки.

Таблица 8

Состав свободно выделяющихся газов из углекислых вод и парогидротерм, % об. [Кононов, Поляк, 1977; Иванов, 1960; Эллис, 1975]

Местоположение	Источники	CO_2	H_2S	CH_4	H_2	N_2 +ред	O_2	NH_3	H_3BO_3
				Холодные					
Исландия	Рейдамель-сёлькельда	99,0	–	–	–	1,0	–	–	–
				Термальные					
СССР, Камчатка	Налычевские	93,43	–	0,74	–	5,8	–	–	–
СССР, о. Итуруп	Дачные	97,70	–	–	–	2,30	–	–	–
Исландия	Лисуходль	93,0	–	–	–	6,0	1,0	–	–
				Парогидротермы					
Италия	Лардерелло	92,8	2,5	2,0		0,55	–	1,7	0,45
Новая Зеландия	Вайракей	91,7	4,4	0,9	0,8	1,5	–	0,6	0,45
США, Калифорния	Солтон Си	90,0	Остаток 10,0						
США, Невада	Стимбот Спрингс	97,23	0,77	< 0,03	–	1,86	0,14	–	–
Япония	Отаке, скв. 7	96,7	0,65	–	–	2,65			

Парогидротермы этого типа по своим тепловым параметрам сходны с другими парогидротермами (их температура на глубине 180–388°С).

Величина минерализации углекислых парогидротерм варьирует в очень широких пределах – от менее 1 до более 300 г/кг. Она определяется фазовым состоянием флюида в резервуаре, обусловленным, в свою очередь, соотношением интенсивности теплового и водного питания систем.

В системах с преобладанием пара минерализация обычно ниже 1 г/кг и конденсат пара имеет гидрокарбонатный или сульфатный натриевый состав при почти полном отсутствии хлоридов. Доля газа в парогазовой смеси обычно невелика (до 5%), и лишь в итальянской гидротермальной системе Монте-Амиата она первоначально достигала 80–90%. Примеры углекислых парогидротерм с преобладанием пара можно найти не только в Аппенинском сегменте Средиземноморского пояса, но и в восточной половине Тихоокеанского кольца (Стимбот Спрингс, Невада, Валлес Кальдеро, Нью-Мексико, Лос-Азуфрес), а также в Индонезии (Кавах-Комоджанг) и на Камчатке (Нижнекошелевское, Мутновское и Семячинское месторождения).

В системах с преобладанием воды (заключенных в более проницаемых коллекторах) парогидротермы приобретают, как правило, хлоридный натриевый состав, а минерализация их повышается. Сравнительно низка она (до 5 г/кг) у новозеландских гидротермальных месторождений Бродлендс, Каверау, Орайкейкорако, Вайотапу, Вайракей (табл. 9), заключенных в вулканических толщах. Выше она (около 25 г/кг) в углекислых береговых парогидротермах Гваделупы (Карибский бассейн) и Флегрейских полей (Италия), а в высокотермальных рассолах Калифорнийского грабена (Солтон Си и др.), заполненного терригенными и эвапоритовыми толщами, достигает 305 г/кг.

Парогидротермы Солтон Си (с температурой около 340°С) представляют собой крепкие хлоридные натриево-кальциевые рассолы (~ 300 г/кг) с необычно высокими содержаниями K, Li и тяжелых металлов (табл. 10). В их газовом составе

Таблица 9

Химический состав углекислых вод и парогидротерм, мг/л

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li^+	–	0,5		–	–	5,7	320	0,18	14,2
K^+	1,0	32,3	48350	–	32,0	73	23800	12,6	225
Na^+	9,2	464,4	78930	17600	56,6	665	54000	105,0	1320
NH_4^+	–	–	87	–	19,0	–	530	3,2	0,16
Mg^{2+}	0,8	6,8	17	15	5,0	–	100	0,47	0,03
Ca^{2+}	3,2	28,4	106	11		4,4	40000	28,0	17
Fe^{2+}	–	3,24	0,7	–	Сл.	–		–	–
Cl^-	10,0	75,0	42850	16000	42,6	871	184000	9,6	2260,0
F^-	0,2	4,0	100	–	–	1,0	–	–	8,3
Br^-	–	–	–	–	–	1,5	700	0,2	6,0
SO_4^{2-}	1,0	45,2	163290	550	137,4	132	10	74	36
HCO_3^-	21,9	1037,0	5850	–	89,7	125	–	258	19
H_2SiO_3	6,1	104,5	171,6	–	–	–	–	–	896,3
H_3BO_3	–	–	15160	–	79,5	205,5	2955,9	–	164,7
M	53,4	1832,0	356000	34,176	396,2	2092,2	305650,0	491,4	4978,1
pH	7,1	8,15	8,5	–	–	8,8	5,5	8,5 (?)	8,4
T, °C	7	35	210	286	300	160	340	131,7	260

Примечание. 1 – Исландия, Рейдамельсёлькельда; 2 – там же, Лисуходль: также установлено CO_3^{2-} – 84,0, Ga – 0,0118, Ge – 0,038, Mo – 0,0091, Ti – 0,003, Pb – 0,0016, Cu – 0,0051 [Кононов, Поляк, 1977]; 3 – Италия, Чезано, скв. 1 (на восточном берегу оз. Брачиано): Rb – 450,0, Cs – 80,0, As – 8,3, Cu – 0,012, Zn – 0,04, Pb – 0,01, Co – 0,02, Ni – 0,02, Hg – 0,001, U – 0,04, Ba – 0,1, Sr – 0,09, Mn – 0,10; 4 – Италия, Кампи Флегрей [Эллис, 1975]; 5 – Италия, район Лардерелло, Карболи; 6 – США, Невада, Стимбот Спрингс: H_2S – 1,1, I – 0,7, Pb – 1,2, Cs – 1,9, As – 2,7; 7 – США, Калифорния, Солтон Си: Pb – 100, Cs – 20; 8 – США, Йеллоустонский парк, Мад Вулкано [White et al., 1971]; 9 – Новая Зеландия, Вайракей: H_2S – 1,0, Pb – 2,8, Cs – 2,5, As – 4,8, I – 0,3.

(помимо CO_2, составляющей около 90% об., и незначительных количеств CH_4 и H_2) отмечено также и небольшое содержание H_2S (0,35%).

Необычный для термальных рассолов сульфатный натриево-калиевый состав имеют итальянские парогидротермы Чезано, встреченные в небольшой кальдере Бачано Валлей в 15 км севернее Рима. Они приурочены к вулканогенным толщам и эвапоритовым формациям триаса, содержащим значительные количества $CaSO_4$. Отличительной особенностью этого высокотемпературного (210°С на глубине 1400 м) и высокоминерализованного (356 г/кг) рассола являются высокое содержание SO_4, K, Rb, Cs и H_3BO_3, относительно небольшие количества Fe, Mn и тяжелых металлов (см. табл. 9) и полное отсутствие в составе газов H_2S.

Углекислые гидротермы широко распространены во всех районах современного и недавнего вулканизма. Температура их на выходе варьирует от 20 до 100°С, но обычно менее 80°С. Они характеризуются несколько повышенным содержанием H_2SiO_3 (до 200 мг/кг), интенсивно газируют и образуют на выходе карбонатные отложения – травертины.

Им свойственна переходная геохимическая обстановка (Eh = 0 ÷ +250 мВ [Щербаков и др., 1974]). Подавляющее большинство этих терм характеризуется субнейтральной реакцией (pH = 6–8). Ионно-солевой состав углекислых терм чрезвычайно разнообразен. Среди них встречаются почти все разновидности подземных вод: по анионному составу – гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные; по катионному – кальциевые, натриевые, магниевые и их промежуточные разности (табл. 11).

Гидрокарбонатные углекислые термы распространены наиболее широко. Обычно

Таблица 10

Характерные углекислые парогидротермы областей современного вулканизма и активной магматической деятельности [White et al., 1971; Эллис, 1975]

Местоположение	Источники	T, °С	M, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, мг/л
				С преобладанием воды		
Новая Зеландия	Вайракей	260	4,7	$\frac{Cl98SO_4 1}{Na90K9Ca1}$	8,4	896
Италия	Кампи Флегрей	286	34,2	$\frac{Cl98SO_4 2}{Na99}$	–	–
США, Калифорния	Солтон Си	340	305,6	$\frac{Cl100}{Na47Ca39K12Li1}$	5,5	
				С преобладанием пара		
США, Невада	Стимбот Спрингс	161–240	0,083	$\frac{SO_4 58HCO_3 40Cl2}{Na48Ca38K14}$	6,5	18
Йеллоустонский Парк	Мад Вулкано	131–240	0,491	$\frac{HCO_3 70SO_4 25Cl5}{Na70Ca22K5NH_4 3}$	8,5	
СССР, Камчатка	Нижнекошелевские	231	0,6	$\frac{SO_4 99}{NH_4 81Ca9Mg8}$	4,8	122

в их катионном составе ведущую роль играет Na при подчиненных количествах Ca. Характерным их примером являются источники Лисуходль в Исландии. Реже встречаются гидрокарбонатные магниевые углекислые термы, приуроченные к зоне развития доломитизированных пород. Примером таких вод являются источник Марибажа и некоторые другие углекислые термы Индонезии. Существенную, но подчиненную роль играет Mg в гидрокарбонатных водах, циркулирующих в молодых вулканических толщах. Такие воды встречаются на Камчатке и в других провинциях островных дуг. Минерализация гидрокарбонатных углекислых терм, как правило, ниже 5 г/кг.

Сульфатные углекислые термы менее распространены. Их примером могут служить Апапельские источники на Камчатке. Это маломинерализованные воды (< 3 г/кг), в катионном составе которых преобладают Ca и Mg. Они имеют слабокислую реакцию ($pH < 7$) и температуру менее 70°С.

Известны и хлоридные углекислые термы. Наиболее яркими их представителями являются термальные минерализованные воды Ишиботаке и Кавашинагано, расположенные в юго-восточной части о. Хонсю. Эти термы характеризуются хлоридно-гидрокарбонатным натриевым (иногда натриево-кальциевым) составом с минерализацией до 20 г/л, величиной $pH = 6{,}4–7{,}3$ и температурой до 40°С.

К хлоридным натриевым углекислым рассолам могут быть отнесены и некоторые источники Данакильской депрессии в Эфиопии. Они расположены в воронкообразных котловинах на вершинах соляных куполов. Их минерализация составляет 282 г/кг, а температура не превышает 25°С [Ткаченко и др., 1978]. Следует иметь в виду, что и среднегодовая температура в этом районе близка к 25°С. По-видимому, эти рассолы представляют собой грунтовые воды столь специфического химического облика.

Чаще всего, однако, углекислые термы имеют промежуточный ионно-солевой состав: гидрокарбонатно-хлоридный, гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридно-сульфатный, хлоридно-гидрокарбонатный, хлоридно-сульфатный – преимущественно натрие-

Таблица 11

Характерные углекислые воды областей современного вулканизма [Кононов, 1975; Иванов, 1960; Ткаченко, 1974]

Местоположение	Источники	CO_2, г/л	T, °С	M, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, мг/л
			Холодные				
СССР							
Камчатка	Малкинские	2,7	5,6	5,2	$\frac{HCO_3\,63\,Cl\,37}{(Na+K)\,61\,Ca\,28}$	6,2	32,0
Исландия							
п-ов Снайфедльснес	Рейдамельсёлькельда	–	7,0	0,053	$\frac{HCO_3\,54\,Cl\,42\,SO_4\,3}{Na\,63\,Ca\,24\,Mg\,12}$	7,1	6,1
Эфиопия							
Восточная рифтовая зона	Данакильские рассолы	0,75	22	282,0	$\frac{Cl\,100}{Na\,55\,Ca\,33\,K\,3}$	5,9	–
			Термальные				
СССР							
Камчатка	Налычевские	0,457	74,8	4,4	$\frac{Cl\,72\,SO_4\,15}{(Na+K)\,75\,Ca\,21}$	6,4	191
	Пущинские	0,4	42,0	5,8	$\frac{Cl\,49\,HCO_3\,42\,SO_4\,9}{(Na+K)\,84}$	6,7	127
о. Кунашир	Нескученские	–	50,0	1,3	$\frac{HCO_3\,49\,SO_4\,48}{Ca\,46\,Mg\,30}$	6,3	280
Япония							
	Масутоми	0,363	34,0	9,0	$\frac{Cl\,74\,HCO_3\,18\,SO_4\,8}{Na\,83\,Ca\,9\,K\,7\,Mg\,1}$	6,4	
	Сагаку	0,384	41,4	2,5	$\frac{Cl\,73\,HCO_3\,24}{Na\,53\,Ca\,30\,Mg\,13\,K\,4}$	6,4	–
Индонезия							
	Марибажа	0,531	46	1,31	$\frac{HCO_3\,91\,Cl\,9}{Mg\,40\,Ca\,35\,Na\,23\,K\,2}$	–	–
Исландия							
	Лисуходль	–	58	1,9	$\frac{(HCO_3+CO_3)\,86\,Cl\,9}{Na\,88\,Ca\,6}$	8,2	143

вый, натриево-магниевый и натриево-кальциевый. Они встречаются на Камчатке (Налычевские, Тимоновские, Пущинские и многие другие источники), на Курильских островах (Дачные источники на о. Итуруп), в Японии (источники Мисаса, Сагаку, Масутоми, Икеда, Юкагаэ), в Индонезии, некоторых районах Средиземноморского пояса, в рифтовых зонах Африки.

Как правило, дебиты углекислых терм не превышают 20 л/с, но известны отдельные их выходы со значительно большим расходом. Так, группа горячих (66°С) углекислых терм Рамбо в Танзании, разгружающихся на участке 100х 100 м в долине р. Сонгве, имеет общий дебит 500–1000 л/с [Ткаченко и др., 1978]. Для многих угле-

кислых терм смешанного состава характерно присутствие растворенного H_2S. Наличием заметных количеств сульфат-иона и сероводорода отличаются термальные углекислые воды Ньяса-Танганьикской ветви Африкано-Аравийского рифтового пояса.

Минерализация углекислых терм различна и достигает иногда значительных величин (до 17 г/кг в африканском источнике Мамбуга), но обычно лежит в диапазоне 2–5 г/кг.

Азотно-углекислые термы

К этому типу относится ряд широко известных парогидротерм и гидротерм областей современного вулканизма.

По газовому составу эти термы азотно-углекислые или углекисло-азотные, иногда с незначительной примесью CH_4 и H_2S (табл. 12). Содержание газов обычно не превышает в них 50–100 мл/л. Общей их чертой является щелочная реакция на выходе и переходные значения Eh (0 ÷ +250 мВ).

Азотно-углекислые парогидротермы по своему облику довольно близки к рассмотренным выше углекислым парогидротермам с преобладанием пара и отличаются от них лишь несколько меньшим тепловым потенциалом и газовым фактором. Вынос тепла парогидротермами этого типа около 10^7 кал/с.

В естественных очагах разгрузки азотно-углекислые парогидротермы обладают большими дебитами (до 50–100 л/с), которые значительно возрастают при разбуривании месторождений. Имея на глубине температуру около 200°С, в естественных условиях они выходят на дневную поверхность в виде кипящих источников и иногда гейзеров. Скважины же выводят пароводяную смесь, в которой от 80 до 90% об. составляет вода.

Азотно-углекислые парогидротермы отличаются невысокой минерализацией (< 5 г/кг) и температурой 180–200°С на глубине 1–2 км. Они имеют сложный анионный состав (табл. 13).

Таблица 12

Состав свободно выделяющихся газов азотно-углекислых терм, % об. [Кононов, Поляк, 1977; Иванов, 1960; Басков, Суриков, 1975]

Местоположение	Источники	CO_2	H_2S	CH_4	H_2	N_2	Ar	He	O_2
СССР									
Камчатка	Гейзерные	54,80	–	1,0	–	44,20	–	–	–
	Большие Киреунские	67,6	Не обн.	0,5	Не обн.	25,5	0,539	0,002	6,4
	Паужетские	75,60	8,4	0,80	–	15,20	–	–	–
о. Кунашир	Горячий пляж, скв. 3	65,4	–	2,8	–	31,8	0,739	0,001	–
Япония									
	Беппу	95,9	0,6	Не опр.	Не опр.	3,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Исландия									
	Большой Гейзер	77,0	–	–	–	21,0	–	–	–
	Аурхвер	11,6	–	0,15	–	85,9	2,3	–	–
	Хвераведлир Рейкьяхверфи	77,8	–	1,0	–	20,6	0,44	–	0,2
США									
Йеллоустонский парк	Бассейн Верхний	95,10	0,55	0,10	0,10	4,15	–	–	–

Таблица 13

Химический состав азотно-углекислых терм, мг/л

Компоненты	1	2	3	4	5	6
K^+	105	59,9	12	25	39	–
Na^+	986	597,2	416	324	873	350
NH_4^+	0,6	0,2	3	0,1	0,2	–
Mg^{2+}	3,5	3,7	2,8	Не обн.	8,5	–
Ca^{2+}	52	25,6	33	23	86,2	39
Fe^{3+}	–	Не обн.	0,4	–	Не обн.	–
Fe^{2+}	–	Не обн.	Не обн.	–	Не обн.	–
Cl^-	1633	858,8	578	127	1489	483
F^-	–	–	0,8	9,0	–	–
Br^-	–	2,5	3,7	0,4	–	–
SO_4^{2-}	78	143,5	125	532	50	130
HCO_3^-	4	81	74	42,7	67,1	29
CO_3^{2-}	22	38,4	38	37,2	Не обн.	–
H_2SiO_3	383	382	190	290	156	195
M	3448	2194	1537	1400	2764	1031
pH	8,2	7,6	7,2	8,7	8,2	–
$T_{поверх}$, °C	-кип.	-кип.	-кип.	-кип.	-кип.	-кип.
$T_{глуб}$, °C	195	250		170	170	

Примечание. 1 – СССР, Камчатка, Паужетка, скв. 4; 2 – там же, Долина Гейзеров, гейзер "Великан" [Кононов, 1965]: также установлено I – 1,2; 3 – там же, Киреунские источники: CO_2 св – 32; 4 – там же, Большие Банные источники: As – 0,12, Mo – 0,02, Ge – 0,01; 5 – о. Кунашир, Горячий пляж, скв. 3 [Вакин, Сугробов, 1972]; 6 – США, Алеутские острова, гейзер на о. Унимак: B_2O_3 – 157,0 [Waring, 1965]; 7–Эфиопия, гейзер Аллалобеда: HBO_2 – 9,0, Li – 0,5, I – 0,27; Cs – 0,32, Sr – 0,33, Rb – 0,25, H_2S – 0,1; 8 – Исландия, Большой гейзер; 9 – там же, Аурхвер; 10 – там же, Лойгарведлир; 11 – там же, Рейкхольт [Кононов, Поляк, 1977].

Таблица 13 (окончание)

Компоненты	7	8	9	10	11
K^+	58	20,9	2,3	2,5	4,1
Na^+	545	207,2	85,1	144,9	77,9
NH_4^+	2,1		–	Не обн.	–
Mg^{2+}	0,84	0,03	0,2	3,4	0,04
Ca^{2+}	25	0,8	3,2	9,2	2,6
Fe^{3+}	–	–	–	Не обн.	–
Fe^{2+}	Не обн.	0,012	–	Не обн.	0,006
Cl^-	710	122,0	34,0	9,7	34,0
F^-	0,7	1,0	3,0	0,9	2,3
Br^-	1,7		–	Не обн.	–
SO_4^{2-}	260	114,5	69,1	28,0	62,4
HCO_3^-	119	207,4	13,4	305,0	18,3
CO_3^{2-}	17	26,4	22,5	36,0	1,8
H_2SiO_3	450	661,7	158,6	156,0	254,8
M	2188,3	1370,9	391,7	695,6	458,2
pH	8,4	9,2	9,3	8,1	9,63
$T_{поверх}$, °C	-кип.	87-кип.	-кип.	70	
$T_{глуб}$, °C	219				

Таблица 14

Характерные азотно-углекислые термы областей активного вулканизма [Кононов, 1975; Иванов, Кононов, 1979; Ткаченко, 1974; Ткаченко и др., 1978]

Местоположение	Источники	T, °C поверх. / глуб.	M, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, мг/л
1	2	3	4	5	6	7
			Парогидротермы			
СССР						
Камчатка	Гейзерные	Кип. / 250	2,4	$\frac{Cl83\,SO_4\,8}{(Na+K)94\,Ca5}$	8,7	333
	Паужетские	Кип. / 200	3,1	$\frac{Cl95\,SO_4\,5}{(Na+K)94\,Ca6}$	8,2	305
о. Кунашир	Горячий пляж	Кип. / 160	4,6	$\frac{Cl96\,SO_4\,2}{(Na+K)93\,Ca6}$	8,1	309
Япония						
	Оникобе	Кип. / –	1,26	$\frac{Cl82\,SO_4\,10}{Na87\,Ca7\,K3}$	8,4	273
	Вакура	94,2	20,45	$\frac{Cl99}{(Na+K)54\,Ca44}$	7,8	–
Исландия						
	Большой Гейзер	87 (100) / 253	1,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)39\,SO_4\,31\,Cl15}{(Na+K)93}$	9,2	662
	Аурхвер	Кип. / –	0,4	$\frac{SO_4\,36\,(HCO_3+CO_3)25\,Cl24}{(Na+K)93}$	9,3	158
	Хвераведлир (Рейкьяхверфи)	Кип. / –	0,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)45\,HSiO_3\,20\,SO_4\,16\,Cl16}{(Na+K)96\,Ca2}$	9,6	182
США						
Йеллоустонский Парк	Бассейн Верхний	Кип. / –	1,7	$\frac{(HCO_3+CO_3)49\,Cl43}{(Na+K)99}$	8,7	–
Африка						
Эфиопия	Гейзер Лангано	Кип. / –	2,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)44\,Cl38\,SO_4\,16}{Na96\,K4}$	9,1	225
	Аллалобеда	Кип. / –	2,1	$\frac{Cl71\,SO_4\,20}{Na89\,K6}$	8,4	450
			Гидротермы			
Индонезия						
о. Сулавеси	Пасо	70	0,632	$\frac{HCO_3\,53\,Cl42}{Na88\,Ca6\,K3}$	–	106
о. Ява	Район вулкана Диенг	37	0,702	$\frac{HCO_3\,72\,SO_4\,18\,Cl10}{Na50\,Mg19\,Ca17\,K9}$	7,7	–

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
				Гидротермы		
о. Бали	Источник на западном побережье	37	0,536	$\frac{Cl54\,SO_4\,40}{Na65\,Ca30\,K5}$	6,1	–
	Урун Дака	97	13,2	$\frac{Cl95}{(Na+K)78\,Ca17}$	–	–
Исландия						
	Лойгарвед-лир	70	0,69	$\frac{(HCO_3+CO_3)87\,SO_4\,8}{Na89\,Ca6}$	8,1	156
Африка						
Эфиопия	Унда Билен	40	1,0	$\frac{HCO_3\,50\,Cl30\,SO_4\,17}{Na98\,K2}$	–	110
	Источник в грабене Тео	74	1,8	$\frac{Cl73\,SO_4\,15}{Na85\,Ca11\,K3}$	6,5	20
	Источник на восточном берегу оз. Аффера	52	39,2	$\frac{Cl99}{Na66\,Ca27\,K2}$		86
СССР						
Камчатка	Карымские	39	1,1	$\frac{SO_4\,89\,HCO_3\,5\,Cl5}{Na84\,Mg10\,K5\,Ca1}$	8,15	–

Гидрокарбонаты преобладают в водах группы широко известного Большого Гейзера и некоторых других исландских парогидротерм. В подчиненном количестве в этих водах присутствуют SO_4 и Cl, а иногда на второе место выходит Si. Это, как и второстепенная роль Cl и низкая минерализация вод ($< 1{,}5$ г/кг), является характерной особенностью терм Исландии.

В некоторых исландских азотно-углекислых парогидротермах в анионном составе доминирует сульфат, а гидрокарбонат преобладает над хлором (источники Аурхвер). Они также имеют невысокую минерализацию ($< 1{,}5$ г/кг), щелочную реакцию (pH $\leqslant$ $\leqslant 9$) и температуру в нижней части гидротермальной системы около 180°С.

Сульфатно-хлоридный анионный состав имеют некоторые азотно-углекислые парогидротермы островных дуг (например, Большие Банные источники на Камчатке), но для большинства их характерен хлоридный состав. Такие термы имеют щелочную (на выходе) реакцию (pH = 8–8,7), несколько бóльшую минерализацию (2–5 г/кг), весьма незначительное содержание SO_4 и HCO_3, повышенную концентрацию B и H_2SiO_3 (до 0,4 г/кг). При активном вскипании парогидротерм на поверхности из них выпадает кремнезем, образующий отложения гейзерита, характерные для источников данного типа. Типичными представителями этих терм являются известные гидротермальные месторождения Паужетское, Гейзерное и Киреунское на Камчатке, а также Ою, Оникобе и Одаке в Японии и Тиви на Филиппинах. Есть такие парогидротермы и в Восточно-Африканской рифтовой зоне. Это кипящие азотно-углекислые источники и гейзеры с хлоридным и хлоридно-сульфатным натриевым составом и минерализацией менее 3 г/кг в районе Афар – Данакиль (например, гейзер Аллалобеда, табл. 14).

Более высокую минерализацию (до 20 г/кг) имеют хлоридные натриево-кальциевые термы, примером которых является месторождение Горячий пляж на о. Кунашир.

Азотно-углекислые гидротермы с температурой на выходе от 30 до 100°С имеют довольно пестрый анионный состав (среди катионов в водах этого типа всегда преобладает Na, см. табл. 14).

Гидрокарбонатно-хлоридные (или гидрокарбонатно-сульфатные) термы встречены в Индонезии (источники на о. Сулавеси, района вулкана Диенг на о. Ява и др.), в Исландии (Лойгарведлир), а также в некоторых районах Эфиопии (в долине р. Аваш и Долине Озер).

Реже встречаются сульфатные термы такого типа. Их примером могут служить Карымские источники на Камчатке.

Все перечисленные выше группы азотно-углекислых гидротерм имеют сравнительно небольшую минерализацию (менее 3 г/л).

Хлоридные и хлоридно-сульфатные термы имеют как такую же (термы Афара и Данакиля), так и бóльшую минерализацию. Последняя составляет 5–35 г/кг у береговых терм Вакура в Японии и Урун-Дака в Индонезии и достигает 39,2 г/кг в водах источников, расположенных на берегу соленого оз. Аффер (Эфиопия), содержащего хлоридные натриевые рассолы.

По всей вероятности, азотно-углекислые гидротермы в прошлом имели более высокую температуру, о чем свидетельствуют отложения гейзерита вокруг источников.

Метановые и азотно-метановые воды

Глубинная температура таких вод значительно варьирует – от < 50 до > 200°С. Они характеризуются широким интервалом значений pH – от 5 до 9,0 (но обычно преобладает щелочная реакция вод, pH = 7–9) и "восстановительными" величинами Eh, изменяющимися от –250 до 0 [Щербаков и др., 1974].

Метановые парогидротермы отмечаются на участках новейшего магматизма (вулканизма), главным образом в грабенах Восточно-Африканской рифтовой зоны. В районах озер Катве, Найваша, Ханнингтон и других скважинами на глубине менее 1000 м были вскрыты метановые парогидротермы с температурой до 202°С [Ткаченко и др., 1978].

В вулканических парогазовых выделениях также иногда отмечались повышенные содержания CH_4. Так, в газах фумарол вулкана Новарупта (Аляска) содержание CH_4 составляло 10% об., вулкана Асаяма (Япония) – 14% об. В Атлантической вулканической провинции отмечались выходы метана при подводном извержении вблизи Азорских островов, где содержание CH_4 в газах достигало 86,6% об. [Уайт, Уоринг, 1965].

Метановые и азотно-метановые гидротермы встречаются во многих районах Тихоокеанской, Средиземноморской и Восточно-Африканской провинций (табл. 15–17).

На Камчатке это термы глубоких горизонтов Воямпольской, Хромовской, Соболевской и Богачевской площадей. Дебиты скважин, вскрывших здесь трещинно-пластовые термальные воды, колеблются обычно при самоизливе от 0,01 до 0,2 л/с. Температура воды в естественных выходах достигает 70–80°С, а минерализация составляет 1–3 и на глубине не превышает 15 г/кг.

Источники этого типа, приуроченные к тектоническим нарушениям, в Курило-Камчатской области сравнительно редки. По принятой нами условной границе (20°С) к термальным источникам следует отнести на Камчатке лишь Саванские, Нижнеголыгинские и одну группу на о. Итуруп (Горячие ключи). Суммарные дебиты отдельных групп источников достигают 2–10 л/с.

Рассматриваемый тип терм встречается в Японии, Новой Зеландии (Морера, Ханмер), а также, по-видимому, на о. Тайване и Филиппинах, где в некоторых впадинах отмечаются проявления нефтегазоносности.

Термы этого типа имеют обычно хлоридный, реже хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав. Гидрокарбонатные или сульфатные термы довольно редки. На Кам-

Таблица 15

Состав свободно выделяющихся газов метановых и азотно-метановых терм, % об. [Иванов, 1960; Басков, Суриков, 1975; Waring, 1965]

Местоположение	Источники	CO_2	H_2S	CH_4	H_2	N_2	Ar	He	O_2
СССР									
Камчатка	Нижнеголыгинские	12,6	0,0	54,5	–	32,9	0,552	0,013	–
	Саванские	0,0	0,0	89,9	–	10,1	0,29	0,009	–
	Богачевская площадь, скв. Р-2	0,66	–	90,40	–	5,77	–	–	1,28
о. Итуруп	Горячие ключи	12,1	0,0	57,3*	0,3	30,3	0,334	0,007	–
Япония									
о. Окинава	Наха, скв. Р-2	0,24	–	89,52	0,019	9,72	–	0,028	0,48
Новая Зеландия									
	Морера	–	–	84	–	16	–	–	–
	Ханмер	–	–	96	–	4	–	–	–

*Также установлено C_3H_8 – 0,3% об.

Таблица 16

Химический состав метановых и азотно-метановых терм, мг/л

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K^+	7796,7		47,0	49,0	390	305	19,0	–	100
Na^+		702	228,0	577,0	8650	9800	5950	9654	7100
NH_4^+	35	2	6,0	4,5	161	–	27,6	–	–
Mg^{2+}	310,4	13	7,0	15	584	500	95,3	95	Есть
Ca^{2+}	896,4	248	22,0	30	283	351	256	167,2	–
Cl^-	14455,1	1139	415,2	551	15740	17300	10300	14520	16000
I^-	13	–	–	0,64	29,4	99,7	48,1	10,16	–
Br^-	8	–	1,9	2,4	121	61,1	45,3	21,74	–
SO_4^{2-}	–	432	1,0	10	–	–	30,8	–	21
HCO_3^-	116,55	183	850	805	1070	1144	128	654	–
B_2O_3		5,22	27,67	22,85	50,81	–	–	–	–
H_2SiO_3	–	182,0	69,0	229	–	–	–	–	–
M	23636,0	2737,4	913	2317,4	27446	29793	16960,1	25356	> 23221
pH	7,38	–	7,4	7,5	7,5	7,6	8,7	–	–
T, °C	> 20	74	> 20	55	> 20	> 20	28,5	> 20	49

Примечание. 1 – СССР, Камчатка, Конусная площадь, скв. ГК-1 [Басков, Суриков, 1975]; 2 – Камчатка, источники Нижнеголыгинские: также установлено Fe^{2+} 0,4; 3 – там же, источники Саванские: Fe^{2+} – 0,1, NO_2^- – 0,5 [Иванов, 1960]; 4 – о. Итуруп, источники Горячие ключи: Fe_2O_3 – 0,7, Sr – < 0,5, Li – 0,07, NO_3^- – 0,03 [Басков, Суриков, 1975]; 5 – Япония, Утино, скв. Р-16: $KMnO_4$ – 363, CO_2 св – 15,0; 6 – там же, Мобара, скв. Р-1: $KMnO_4$ – 232, CO_2 св – 37,4 [Геология..., 1961]; 7 – Япония, о. Окинава, Наха, скв. Р-2: CO_3^{2-} – 60,0, $KMnO_4$ – 65,0; 8 – Индонезия, о. Ява, Дженок: CO_3^{2-} – 487,8; 9 – Новая Зеландия, источники Морера: Li – 5,4, Cs – < 0,1, Rb – < 0,1 [Waring, 1965].

Таблица 17

Характерные метановые и азотно-метановые термы [Иванов, 1960; Waring, 1965]

Местоположение	Источники	T, °С	M, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, мг/л
СССР						
Камчатка	Богачевская площадь, скв. Р-6	78	12,5	$\frac{Cl\,96\,HCO_3\,2}{Ca\,51\,(Na+K)\,46}$	–	–
	Саванские	20	0,913	$\frac{Cl\,89\,HCO_3\,11}{Na\,76\,K\,9\,Ca\,8\,Mg\,4\,NH_4\,3}$	7,4	69,0
	Нижнеголыгинские	74	2,737	$\frac{SO_4\,59\,Cl\,21\,HCO_3\,20}{Na\,69\,Ca\,28\,Mg\,3}$	7,3	182,0
о. Итуруп	Горячий ключ	55	2,456	$\frac{Cl\,56\,HCO_3\,43\,SO_4\,1}{Na\,85\,Ca\,6\,Mg\,5\,K\,4}$	7,2	182
Япония						
о. Окинава	Наха, скв. Р-2	28,5	16,960	$\frac{Cl\,99}{Na\,92\,Ca\,5\,Mg\,3}$	8,7	
Индонезия						
о. Ява	Дженок		23,356	$\frac{Cl\,98\,HCO_3\,2}{Na\,96\,Ca\,2\,Mg\,2}$	–	–
Новая Зеландия						
	Морера	49	23,221	$\frac{Cl\,99}{Na\,99\,K\,1}$	–	–

чатке известен лишь один сульфатный кальциевый источник этого типа – Нижнеголыгинский (см. табл. 17). Минерализация терм в более глубоких горизонтах возрастает. Для этих вод характерно наличие брома, йода, нафтеновых кислот, типично "морское" значение отношения Cl/Br. В естественных выходах термы этого типа иногда содержат, помимо метана и азота, заметные количества CO_2. Обычно содержание метана изменяется от 50 до 98% об., увеличиваясь с глубиной.

Особый тип термальных рассолов с таким газовым составом распространен на побережье Красного моря. Здесь в отложениях палеозоя и мезозоя на глубине 900–1000 м встречены азотно-метановые и метановые рассолы хлоридного натриевого-кальциевого состава с температурой 65–70°С и минерализацией до 288 г/кг (см. главу четвертую).

Азотные гидротермы

Азотные термы представляют собой характерную группу щелочных вод (pH = 8–10) с температурой на выходе обычно ниже точки кипения, а на глубине около 2 км – не более 150°С. Общий вынос тепла в очагах разгрузки имеет порядок 10^6 кал/с. Газосодержание этих вод низкое, газ почти целиком (95–99% об.) состоит из азота (табл. 18). Воды имеют переходные значения Eh от −10 до +150 мВ. В отдельных случаях могут быть слабо восстановительные среды при наличии гидросульфидного иона [Щербаков и др., 1974].

По своему составу и минерализации азотные термы весьма разнообразны. Наиболее широко развиты гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и гидрокарбонатно-

Таблица 18

Состав свободно выделяющихся газов азотных терм, % об. [Кононов, Поляк, 1977; Иванов, 1960; Басков, Суриков, 1975; Ткаченко и др. 1978]

Местоположение	Источники	CO_2	H_2S	CH_4	H_2	N_2	Ar	He
СССР								
Камчатка	Начикинские	0,80	–	–	–	97,748	1,397	0,035
	Нижнепаратунские	0,20	–	–	–	98,403	1,338	0,009
	Двухюрточные	1,20	–	0,87		97,175	0,709	0,046
о. Кунашир	Добрый Ключ	–		0,4		99,6	1,486	0,010
Исландия								
	Вармахлид	–	–	–	–	98,0	2,0	–
	Тьоурсаулей	0,21	–	0,35	0,0004	97,72	1,68	–
Африка								
	оз. Виктория	–	–	–	–	81,2–88,2	–	9,3–17,9

Таблица 19

Химический состав азотных терм, мг/л

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K^+	8,2	13,4	6,8	59	73	1,8	6,1	1,5	0,3
Na^+	297,2	318,3	150,0	1117	388,5	74,1	92,5	64,4	50,6
NH_4^+	Не обн.	Не обн.	0,6	1	0,6	–	–	–	–
Mg^{2+}	3,2	1,8	2,0	24	7	> 0,01	0,5	0,5	1,6
Ca^{2+}	160,3	30,0	1	194	96	1,8	1,6	16,0	2,8
Fe^{2+}	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	–	–	–	–
Cl^-	199,5	188,6	90,0	1385	525	33,3	6,7	28,4	8,7
F^-	1,2	2,0	2,5	1,25	0,25	2,3	2,5	1,0	2,0
Br^-	0,2	0,1	–	5,2	2	–	–	–	–
I^-	Не обн.	Не обн.	–	0,4	Не обн.	–	–	–	–
SO_4^{2-}	706,8	447,0	112,0	828	345	58,9	111,0	18,7	16,0
HCO_3^-	61,0	54,9	47,0	342	37	25,5	6,3	9,8	1,0
CO_3^{2-}	–	6,0	29,0	–	–	6,4	15,9	50,4	41,1
H_2SiO_3	81,0	109,0	112,0	193	84	166,4	358,8	220	122,2
H_3BO_3	Есть	Есть	7,2	54,8	9,2	–	–	–	–
M	1548,3	1189,5	548,0	4237,5	1559,6	370,5	601,9	340,0	246,8
pH	8,1	8,4	9,1	7,45	6,3	9,56	8,0	9,4	9,6
T, °C	61	80,6	82	65	68	87	71	120	90

Примечание. 1 – СССР, Камчатка, Нижнепаратунские источники; 2 – там же, Начикинские источники [Иванов, 1960]; 3 – там же, Малкинские (горячие) источники: также установлено Li – 0,1, Rb – 0,05, Cs – 0,02, As – 0,04 [Сережников, 1981]; 4 – о. Итуруп, Рейдовские источники: $HAsO_4^{2-}$ – 0,057, Fe_2O_3 – 1,1, Mn – 0,2, Zn – 0,01, Sr – 1,35, H_2S – 4,25; 5 – о. Кунашир, Добрый ключ: Fe_2O_3 – 1,1, Al_2O_3 – 0,09, Li – 0,03, Zn – следы, H_2S – 0,61 [Басков, Суриков, 1975]; 6 – Исландия, Вармахлид; 7 – там же, Тьорсаулей; 8 – там же, Рейкьявик, скв. G-4; 9 – Рейкир Фнёскадалур [Кононов, Поляк, 1977].

Таблица 20

Характерные азотные термы [Кононов, Поляк, 1977; Иванов, 1960; Ткаченко, 1974; Ткаченко и др., 1978]

Местоположение	Источники	T, °С	M, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, мг/л
СССР						
Камчатка	Нижнепаратунские	61,0	1,5	$\frac{SO_4\,69\,Cl\,26}{(Na+K)\,61\,Ca\,37}$	8,2	81,0
	Начикинские	80,6	1,2	$\frac{SO_4\,59\,Cl\,34}{(Na+K)\,92}$	8,4	126,0
о. Кунашир	Добрый ключ	68,0	1,4	$\frac{Cl\,63\,SO_4\,34}{(Na+K)\,72\,Ca\,23}$	8,0	174,0
Япония						
	Дого	49,4	0,216	$\frac{HCO_3\,51\,Cl\,42}{Na\,75\,Ca\,10\,K\,7}$	8,8	400
	Сюнзендзи	78	1,1	$\frac{Cl\,60\,SO_4\,32}{Na\,75\,Ca\,10\,K\,7}$	8,6	–
	Ямасиро	46,5	1,125	$\frac{SO_4\,88}{Ca\,63\,Na\,37}$	8,6	–
	Атами	77	9,24	$\frac{Cl\,100}{Na\,64\,Ca\,36}$	–	680
Индонезия						
	Чи Солок	95	1,11	$\frac{Cl\,53\,SO_4\,30\,HCO_3\,17}{Na\,74\,Ca\,17\,K\,5}$	8,85	185
	Чи Лахар	37,5	0,336	$\frac{Cl\,68\,HCO_3\,28}{Na\,82\,K\,8}$	7,9	0,04
	Кракал	40,0	12,1	$\frac{Cl\,100}{Ca\,55\,(Na+K)\,45}$	–	–
Африка						
Эфиопия	Карту	61,5	1,0	$\frac{HCO_3\,69\,SO_4\,26}{Na\,93}$	8,1	170
Уганда	Ихимбо	69,0	0,57	$\frac{SO_4\,52\,Cl\,25\,HCO_3\,23}{(Na+K)\,94}$	8,5	–
Танзания	Скала Аида	65,5	4,2	$\frac{Cl\,75\,SO_4\,22}{Na\,89\,K\,3}$	–	130
Исландия						
	Вармахлид	90	0,35	$\frac{SO_4\,42\,Cl\,32\,(HCO_3+CO_3)\,21}{Na\,100}$	9,6	166,4
	Рейкир Фнёскадалур	90	0,25	$\frac{(HCO_3+CO_3)\,56\,HSiO_3\,16\,SO_4\,13\,Cl\,10\,F\,4}{Na\,89\,Ca\,6\,Mg\,5}$	9,6	122,2

хлоридные натриевые или натриево-кальциевые щелочные (pH ⩾ 8,0) воды с минерализацией менее 1 г/кг и температурой до 80–90°С (табл. 19, 20). Дебит источников достигает 10–20 л/с. На Камчатке к термам этого типа относятся Верхнечажминские, Ивановские и Коркаваямские, в Японии – источники Дого, в США – Бойлинг и др., в Исландии – Рейкир Фнёскадалур, района Рейкьявика и др., в Африке – Айлет, Карту, Тиро (Эфиопия), Арус, Лобби (Кения), Рубабу (Уганда), Мабен, Мугара (Бурунди) и мн. др. Их дебит колеблется от долей до 20 л/с.

Необычно высокое содержание Не в источниках этого типа отмечается [Ткаченко и др., 1978] на восточном берегу оз. Виктория. Здесь с тектоническим нарушением в породах палеоген-неогенового возраста связан выход гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридно-сульфатных натриевых вод, в газовом составе которых преобладают N_2 (81,2–88,1% об.) и Не (9,3–17,9% об.).

Сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридные натриевые и натриево-кальциевые маломинерализованные (< 1,5 г/кг) щелочные (pH > 8) термы также достаточно широко развиты в Тихоокеанском и Атлантическом поясах. Температура вод колеблется от 25 до 100°С, но наиболее характерные ее значения 60–70°С. Дебит большинства групп термопроявлений не превышает 10, но у наиболее крупных достигает 20 л/с и более. На Камчатке к ним относятся Паратунские, Начикинские, Тюшевские, Нижнечажминские, Двухюрточные, Малкинские горячие и другие источники. На Курилах термы этого типа встречены на о. Кунашир (Алехинские источники). В Японии к азотным термам с преобладанием сульфата среди анионов, а натрия среди катионов относятся многие источники (например, Асама, Ямасиро и др.), а в Индонезии – Чимандири. Широко развиты термы этого типа в Исландии (источники Северо-Западного полуострова, фьордов Эвьяфьордур и Скагафьордур, Восточной Исландии и др.). Азотные термы этого типа встречаются и в областях современного вулканизма Африки – в Восточно-Африканской зоне. К ним относятся некоторые источники Уганды, Замбии, Родезии.

Азотные щелочные термы с преобладанием в составе вод Cl и Na распространены менее широко, чем предыдущие. По минерализации их можно подразделить на две группы вод: маломинерализованных (< 5 г/кг) и минерализованных (5–35 г/кг).

К первой относятся некоторые источники Камчатки (Апачинские, Тюшевские, Малые Чажминские), Курильских островов (о. Кунашир, источник Добрый Ключ), Японии (Сюнзендзи), Индонезии (Чи Солок, Чи Лахар) и Новой Зеландии. Их минерализация не превышает обычно 1 г/кг и температура колеблется от 35 до 70°С, лишь в некоторых выходах достигая точки кипения. В Восточно-Африканской области воды этого типа имеют несколько бóльшую минерализацию (1–5 г/л). Дебиты источников не превышают здесь несколько литров в секунду, а температура воды варьирует от 25 до 96°С. Примерами азотных терм такого типа могут служить источники Монкмуллу, Джомбо, Киберо (Эфиопия), Скала Аида, Мпонде, Таква (Танзания), мыса Банза, оз. Танганьика (Заир), Чивета (Малави) и некоторые др. [Ткаченко и др., 1978].

На берегу оз. Танганьика в Танзании находится хлоридный натриевый источник Увинза с температурой воды 25,5°С. Состав растворенного газа на 94,6% об. состоит из азота. Минерализация воды этого источника аномально высока – 183 г/кг. Несколько источников с температурой 36–40°С и минерализацией воды 7–36 г/л обнаружены в Заире [Ткаченко и др., 1978].

Таким образом, в областях современного вулканизма широко развиты самые разнообразные по составу, минерализации и температуре природные растворы и парогазовые струи.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕЗИСА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

В формировании современных гидротерм могут принимать участие воды, а также минеральные и газовые компоненты самого различного происхождения (морского, метеорного, метаморфогенного и ювенильного). Выяснение источников как самой термальной воды, так и растворенных в ней веществ часто встречало большие трудности (особенно в определении ювенильной составляющей) из-за отсутствия четких генетических критериев и ограничения анализа только геохимическим аспектом. Лишь в последнее время стали не только рассматривать общий химический состав термальных флюидов, но и привлекать в качестве основных показателей питания современных гидротерм данные об их тепловом балансе и особенно изотопный состав некоторых содержащихся в гидротермах компонентов.

ТЕПЛОВАЯ МОЩНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Анализ характера и величины природных термопроявлений приводит к заключению, что нагревание гидротермальных систем может быть обусловлено: 1) региональным тепловым потоком; 2) внедрением магматического расплава в водоносную систему или подстилающие водоупорные слои; 3) поступлением высокотемпературного глубинного газопароводяного флюида.

Обычно считают, что при кондуктивной передаче тепла как региональным тепловым потоком, так и от магматических интрузий никакого поступления ювенильных компонентов (т. е. компонентов, поступающих в земную кору и гидросферу в результате современной дегазации и дифференциации мантии) в гидротермальные системы не наблюдается. В то же время при конвективном переносе тепла летучими, выделяющимися из магматических очагов, или восходящим потоком глубинных эманаций некоторое количество ювенильных компонентов может попасть в гидротермальную систему. Поэтому для выявления признаков ювенильного питания современных гидротермальных систем необходимо прежде всего установить, какие факторы могут обусловить нагревание данной водоносной системы. Для этого надо оценить область формирования рассматриваемой гидротермальной системы и тепловую мощность всех ее очагов разгрузки. Такая оценка [Kononov, Polak, 1975] показывает, что тепловые параметры азотных, метановых и углекислых гидротерм могут быть обеспечены при съеме части регионального кондуктивного теплового потока. Так, в очагах разгрузки азотных терм Камчатки и Исландии вынос тепла обычно составляет около 10^6 кал/с. Температура этих термопроявлений на поверхности, как правило, ниже точки кипения, а на глубине не превышает 150° С. Тепловые параметры азотных терм согласуются с известной моделью нагревания инфильтрационных вод, насыщенных атмосферным азотом, в региональном температурном поле в пределах 2–2,5 км геологического разреза [Bödvarsson, 1961]. Поэтому обычно полагают [Иванов, 1960], что глубинные, и в том числе ювенильные, эманации не принимают участия в формировании перечисленных типов гидротерм.

Анализ гидрогеологических условий и теплового баланса высокотемпературных гидротермальных систем, проведенный различными исследователями [Banwell, 1963; White, 1957, 1967; Аверьев, 1964; Вакин и др., 1971; Сугробов, 1979; Манухин, 1977; Кононов, 1965, 1979; Иванов, Кононов, 1977; и др.], показал, что прогрев этих систем, как правило, не может быть обеспечен одним только съемом кондуктивного регионального теплового потока движущимися инфильтрационными водами. Попытки некоторых исследователей [Эллис, 1965] объяснить дополнительный нагрев таких вод за счет экзотермических реакций раскристаллизации стекловатых изверженных пород или других метасоматических преобразований не нашли подтверждения в последующих

более детальных работах. Как показал В.А. Ильин [1977], изучавший направленность энергетического эффекта гидротермального метасоматоза на Камчатке и Курильских островах, этот процесс в целом имеет энергоемкий характер. Благодаря ему примерно 10% тепловой мощности гидротерм "застревают" в породах очага разгрузки, не дойдя до поверхности. К аналогичным выводам ранее пришел и В.П. Зверев [1972]. Поэтому необходимо признать, что для обеспечения тепловой мощности азотно-углекислых, углекислых, сероводородно-углекислых и водородных гидротермальных систем, существующих десятки и даже сотни тысяч лет, требуется дополнительный приток глубинного тепла, связанный либо с кондуктивным прогревом от неглубоко залегающих магматических очагов, либо с поступлением высоконагретого парогазового флюида.

Азотно-углекислые термы имеют обычно на глубине 1–2 км температуру 200–250° С, а вынос тепла в очагах их разгрузки составляет 10^7 кал/с, что эквивалентно фоновому тепловому потоку на площади более чем 1000 км^2. В действительности область формирования таких терм обычно на два порядка меньше. Например, для гидротермальной системы камчатской Долины Гейзеров она, по нашим данным, составляет ~30 км^2, а для других систем этого типа не превышает 5 км^2 [Сугробов, 1979]. К азотно-углекислым термам относятся такие хорошо известные гидротермальные системы, как, например, Паужетская и Киреунская на Камчатке, группа Большого Гейзера и Хвераведлир в Исландии, и др. Как показал В.В. Аверьев [1964], прогрев наиболее мощных азотно-углекислых гидротермальных систем Камчатки можно объяснить только подмешиванием к ним высоконагретого парогазового флюида, мигрирующего с больших глубин и представляющего собой по существу газообразный магматический дериват, отделение которого происходит на границе коры и мантии. В.В. Аверьев [1964] полагал, что гидротермальный процесс не является следствием внедрения в верхние горизонты земной коры масс магматического материала. По его мнению, гидротермальная деятельность находится в парагенетической связи с кислым вулканизмом, причем оба эти явления обусловлены одной причиной – поступлением в верхние горизонты земной коры высокотемпературного эндогенного флюида. Согласно его расчетам, в Долине Гейзеров поступление такого "эндогенного пара" с теплосодержанием 700–800 кал/г измеряется величиной 40 кг/с, что составляет около 30% от общей массы термальных вод.

Высокими тепловыми параметрами обладают углекислые (и углекисло-аммонийные) парогидротермы Лардерелло, Монте-Амиата (Италия), Кавах Камоджанг (Индонезия), Мад Вулкано (США), Лос Азуфрес (Мексика), Нижнекошелевские (Камчатка, СССР). В этих гидротермальных системах, где глубинные температуры превышают 240° С, преобладает пар, и для их существования также необходим дополнительный привнос тепла магматическими интрузиями или флюидами. Если его существование в недрах этих систем можно предполагать лишь по косвенным признакам, то в группе сероводородно-углекислых терм такой привнос очевиден, так как эти термы самым явным образом связаны с проявлениями современного вулканизма. Обычно термы этого типа не образуют мощных гидротермальных систем, встречаясь главным образом в кратерах и на склонах действующих вулканов. Тем не менее тепловая мощность их разгрузки довольно велика. Так, сероводородно-углекислые флюиды на вулкане Эбеко (о. Парамушир) выносят около $6{,}3 \cdot 10^7$ [Поляк, 1966], а из кратера Мутновского вулкана – $4 \cdot 10^8$ кал/с [Вакин, Пилипенко, 1979]. Известны также и две крупные гидротермальные системы, содержащие флюиды такого состава: Мацукава (Япония) и Татун (Тайвань); на первой из них функционирует ГеоТЭС мощностью 22 МВт.

Наконец, наиболее мощные парогидротермальные месторождения, в газовом составе которых содержатся от нескольких единиц до десятков процентов свободного водорода, приурочены к планетарным системам океанических рифтов. Здесь создаются наиболее благоприятные условия для выноса к поверхности Земли глубинного вещества и аккумулированной в нем тепловой энергии. В противоположность кратерным фумаролам многих активных вулканов мира, которые также иногда содержат

водород, эти термопроявления являются типичными современными гидротермальными системами с высоким тепловым потенциалом. Их яркими представителями являются Наумафьядль, Торфайокудль, Крисувик, Хверагерди в Исландии, а также Гейзеры Сонома (Калифорния) и Серро Прието (Мексика). Термальные системы этого типа разгружаются на поверхность в виде мощных паровых струй, а на глубине первых сотен метров их температуры составляют около 300°С. Вынос тепла в очагах разгрузки некоторых гидротермальных систем этого типа достигает 10^8 кал/с. Объяснить тепловую мощность таких гидротермальных систем одним только региональным кондуктивным потоком невозможно. Например, тепловая мощность гидротермальной системы Торфайокудль, согласно Г. Бодварсону [Bodvarsson, 1961], составляет $5 \cdot 10^8$ кал/с. Для ее обеспечения необходимо было бы снять региональный кондуктивный тепловой поток с одной пятой территории Исландии. Это, исходя из гидрогеологических условий острова, нереально [Кононов, 1978]. Поэтому следует допустить дополнительное тепловое питание системы Торфайокудль за счет внедрения в нее глубинного высокотемпературного флюида или расплавленных магматических масс.

Такое поступление магматического расплава, причем не только в корневые, но даже в верхние горизонты гидротермальной системы, было впервые отмечено в 1977 г. в Исландии, в районе Крабла, во время извержения вулкана Лейрхнукур, сопровождавшегося излиянием базальтовой лавы в очаге разгрузки гидротермальной системы. Сначала существование здесь магматического расплава фиксировалось различными геофизическими методами, затем оно проявилось в колебаниях гипсометрических отметок дневной поверхности, и, наконец, начался непосредственный выброс обломочного материала из эксплуатационной скважины, продуцировавшей ранее пар. При этом менялись и геохимические характеристики термального флюида: так, содержание CO_2 в парогазовой смеси возросло с 50 до 20000 частей на миллион, значение pH снизилось с 8,6 до 1,9, и т. п. [Björnsson et al., 1977]. В настоящее время в ряде гидротермальных систем Исландии предполагается по установленным положительным гравитационным аномалиям и данным бурения существование на глубине 1200–1400 м малых интрузий, которые рассматриваются [Arnorsson et al., 1978] как источники дополнительного тепла.

Таким образом, участие локализованного глубинного тепломассопотока в тепловом питании современных гидротермальных систем обнаруживается достаточно ясно. Геохимические следы этого массопотока, указывающие на его источник, должны заключаться в продуктах гидротермальной и вулканической деятельности, издавна считавшихся результатом активности мантии.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГИДРОТЕРМ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕЗИСА

Г а з о в ы й с о с т а в терм, отражающий наиболее общие закономерности их генезиса, казался в этом отношении наиболее подходящим индикатором. Действительно, в районах активного магматизма отмечалось интенсивное выделение углекислоты, а на действующих вулканах, помимо CO_2, еще H_2S, SO_2 и реже HCl, HF, NH_3. В термальных флюидах срединной зоны Исландии, считающейся наземным выражением океанического рифта, была отмечена высокая концентрация H_2, вплоть до преобладания его в общем составе газов. Значительные количества H_2 были обнаружены также и в других рифтовых системах (например, на дне Калифорнийского залива и в некоторых районах Центральной и Северной Америки, сопряженных с Восточно-Тихоокеанским поднятием). Это обстоятельство, в сочетании с теоретическими построениями А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука [1972], П.Н. Кропоткина [1955], Н.И. Хитарова [1976], В.Н. Ларина [1980], Ф.А. Летникова и др. [1977а,б], позволило нам высказать предположение о глубинном генезисе водорода, высокое содержание которого представляет собой отличительную черту гидротермальной активности в глобальной системе

срединно-океанических хребтов [Кононов, Поляк, 1974, 1977]. В их рифтовых зонах было отмечено выделение вместе с водородом и значительных количеств метана [Welhan, Craig, 1979].

Все же присутствие в термальных флюидах того или иного газа само по себе недостаточно для окончательных выводов об их происхождении. Одни и те же газы могут иметь самый различный генезис, попадая в гидротермальные системы как из магматических очагов, так и при метаморфизме горных пород (например, карбонатных толщ), окислении сульфидов, преобразовании органического вещества, биологических процессах, радиоактивном распаде, а также из атмосферы и, наконец, под влиянием техногенных факторов.

Ионно-солевой состав вод также пытаются использовать в качестве геохимического критерия генезиса современных гидротерм. О принадлежности вод к тому или иному генетическому типу и процессах, видоизменяющих их облик, часто судят по характерным коэффициентам:

$$\frac{Cl}{Br}; \frac{Br}{Cl}10^6; \frac{K^+}{Br^-}; \frac{rSO_4^{2-}}{r\,Cl^-}; \frac{rNa^+}{rCl^-}; \frac{rCl^- - rNa^+}{Mg^{2+}}; \frac{rMg^{2+}}{rCl^-}; \frac{rCl^- - rNa^+}{rSO_4^{2-}}$$ и т. п.

С помощью этих коэффициентов можно выявить участие в формировании терм морских вод, залежей каменной соли, нефтяных месторождений, установить различие между маточными седиментационными рассолами и рассолами выщелачивания, и т. п. [Валяшко и др., 1966; Виноградов, 1956]. В то же время отдельные исследователи [Арсанова, 1974; Ломоносов, Пампура, 1978] полагают, что величины некоторых отношений Li/Rb/Cs, K/Rb, K/Cs, Cl/(Li + Rb + Cs) могут указывать на ювенильное происхождение редких щелочей. Предложенные ими коэффициенты были выведены для хлоридных натриевых терм, которые, по их мнению, ближе всего соответствуют составу глубинного флюида и не подходят для других типов термальных вод.

Преобладание хлоридов в водах многих гидротермальных систем, наряду с присутствием HCl в эксгаляциях активных вулканов, привело некоторых исследователей к представлению о ювенильном генезисе хлора не только в этих флюидах [Красинцева, 1968; Арсанова, 1974; Набоко, 1980], но и в высокоминерализованных рассолах, встречающихся местами в нижней гидродинамической зоне тектонически стабильных областей [Гавриленко, Дерпгольц, 1971]. Такому представлению противоречит, на наш взгляд, резко подчиненная роль хлора в гидротермах Исландии, приуроченных к системе срединно-океанического рифта, где условия для разгрузки глубинных (мантийных) флюидов должны быть наиболее благоприятными. В той или иной степени ювенильное происхождение часто приписывается таким элементам, как F, B, K, Li, Rb, Cs, Mg, As, Sb. Иногда в этих флюидах отмечаются повышенные концентрации металлов: Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Ni, Cr, V, причем их содержание в одних случаях, как в Срединной зоне Исландии [Кононов, Поляк, 1977], лишь чуть выше фонового, а в других, как в термальных рассолах трога Солтон Си [White, 1963] или рифта Красного моря [Брукс и др., 1974], достигает десятков и даже сотен миллиграммов. Это явление связывается некоторыми авторами с привносом ювенильной составляющей. Но по мнению В.Л. Барсукова и И.Д. Рябчикова [1980], непосредственное проникновение мантийных флюидов в верхние горизонты земной коры мало вероятно.

Экспериментальные исследования А. Эллиса и У. Махона [Ellis, Mahon, 1964, 1967], работы В.В. Иванова [1960], Е.А. Баскова и С.Н. Сурикова [1975], а также наши исследования, проведенные на искусственно созданных очагах тепла [Кононов, 1965], показывают, что присутствие в термальных водах тех или иных элементов может быть просто результатом взаимодействия вод и вмещающих их пород в условиях высоких температур. Вместе с тем, согласно балансовым расчетам Д. Уайта [White, 1970], вынос вещества некоторыми гидротермальными системами, существующими десятки и сотни тысяч лет, настолько велик, что не может быть обеспечен их выщелачиванием из изученного разреза, однако глубина их источника и в этом случае не ясна.

Таким образом, традиционное изучение химического состава современных гидротерм не дает пока однозначных доказательств наличия или отсутствия в них ювенильных компонентов. Надежды на решение этой проблемы сейчас связываются главным образом с изучением изотопного состава характерных компонентов гидротерм.

ИЗОТОПНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ЮВЕНИЛЬНОГО ПИТАНИЯ ГИДРОТЕРМ

При изучении изотопного состава компонентов термальных флюидов главными объектами исследований сейчас являются H, O, C, S, Ar, He. Привлекают внимание также N, Ne и другие инертные газы. В породах с той же целью исследуется изотопный состав еще и Sr, Pb, Nd, Sm и некоторых других элементов.

Изотопный состав элемента обычно характеризуют величиной отношения двух его самых распространенных стабильных изотопов, которую сравнивают с установленной в принятом эталоне. Отличие изотопного состава элемента в пробе от стандартного часто выражают степенью обогащения образца тяжелым изотопом (δD, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$, $\delta^{40}Ar$), измеряемой в процентах или промиллях.

Водород и кислород. Вопросы генезиса самой воды в гидротермальных системах издавна привлекали внимание исследователей еще со времени известного спора "нептунистов" и "плутонистов". Эти вопросы активно дискутируются в течение многих лет, причем в отдельные периоды господствовали то одни, то другие представления. В настоящее время в результате изучения проблемы на новом, изотопном уровне широкое распространение получила концепция, согласно которой даже в районах современного активного вулканизма в термальных водах преобладает метеорная составляющая, а добавка ювенильных вод (если она вообще есть) не превышает 5%, находясь в пределах точности измерения[1] δD и $\delta^{18}O$ [Craig et al., 1956]. Позднее Д. Уайт повысил эту цифру до 10% [White, 1970]. Такой вывод был сделан на основании сравнительного анализа изотопного состава водорода и кислорода во флюидах крупнейших гидротермальных систем мира и в атмосферных осадках этих же районов [Craig et al., 1956; Craig, 1963; White, 1968, 1969]. Проведенный анализ обнаружил в этих системах весьма широкий спектр значений δD и $\delta^{18}O$, в то время как в каждой из них изотопный состав водорода оказался, как правило, близким к его составу в атмосферных осадках данного района. Имеющиеся же различия в содержании дейтерия в поверхностных и термальных водах объяснялись более удаленным и высоким положением областей питания (на более высоких отметках значение δD в атмосферных осадках несколько ниже). Это характерно, например, для всех термальных вод Исландии [Arnason, Tomasson, 1970] и некоторых источников Японии [Кобаякава, 1960]. От местных метеорных вод в значительной степени отличаются по содержанию дейтерия погребенные или метаморфогенные воды, например термы Берегового хребта в Калифорнии [White, 1969] или термальные рассолы Аримы и Такаразука в Японии [Matsubaya et al., 1973]. Кислород же термальных флюидов всегда несколько утяжелен по сравнению с кислородом метеорных вод, что объясняется большинством исследователей кислородным обменом с силикатами под влиянием высокой температуры.

Возникает определенное противоречие между данными по изотопии воды, свидетельствующими о существенном преобладании в составе гидротерм метеорных вод, и тепловыми параметрами геотермальных месторождений, требующих участия в их формировании определенных количеств высокотемпературного глубинного флюида. Возможны следующие объяснения этого явления.

Во-первых, отсутствуют ясные представления об изотопном составе водорода и

[1] В качестве эталона сравнения в изотопной геохимии водорода и кислорода избран средний изотопный состав океанической воды (SMOW), в котором абсолютные величины $D/H = (158 \pm 2) \cdot 10^{-6}$ и $^{18}O/^{16}O = (1993{,}4 \pm 2{,}5) \cdot 10^{-6}$, а δD и $\delta^{18}O$ приняты равными нулю.

кислорода в ювенильном (мантийном) веществе. Например, одни исследователи [Виноградов, 1959; Ferrara et al., 1965; и др.] полагают, что в ювенильных летучих водород легче, чем в гидросфере, т. е. обогащен протием, а другие [Kobayakawa, Horibe, 1960] думают, что он тяжелее, т, е. обогащен дейтерием. Вещество метеоритов характеризуется весьма разнообразным изотопным составом водорода. Поэтому считается, что наиболее близкое к реальности представление об изотопном составе ювенильной воды дает состав водорода и кислорода, входящих в структуру основных магматических пород и минералов, или воды, содержащейся там в виде обособленных микровключений. В этих объектах диапазон вариаций δD, характеризующий ювенильную воду, составляет $-28 \div -85‰$ (чаще указывают $-50 \div -80‰$), а $\delta^{18}O = +6 \div 8‰$ [Craig et al., 1956; Craig, 1963; White, 1970; Природные . . ., 1975; Тейлор, 1977; Уайт, 1977]. Если считать, что указанные значения точно отражают изотопный состав водорода и кислорода в ювенильной воде, то и тогда в этом интервале окажутся значения δD для многих известных парогидротерм: Лардерелло, Монте Амиата, Гейзеров Сонома, Солтон Си, Эль Татио, Комоджанг и др. Значения кислорода термальных флюидов по ряду причин, о которых будет сказано ниже, всегда отличаются от значений, приписываемых $\delta^{18}O$ ювенильной воды, и в расчет, по-видимому, могут не приниматься. Поэтому, вероятно, надо осторожнее относиться к общепринятой теории относительно полного преобладания в гидротермах метеорных вод и отсутствия в них магматического флюида. По мнению У. Махона и Г. Мак Доуэлла [Mahon, McDowell, 1977], магматический пар играет более существенную роль, чем ему сейчас обычно отводят в нагревании гидротермальных систем.

Во-вторых, можно допустить, что бóльшая часть этого глубинного флюида имеет не ювенильное (мантийное), а метаморфогенное (коровое) происхождение. Действительно, даже вода, выделяющаяся из магмы, строго говоря, может оказаться не ювенильной, а возрожденной, так как расплав, попав в зону с высоким давлением воды, сначала поглощает какое-то ее количество, а позднее при кристаллизации магмы выделяет эту воду. В этом случае значения δD в выделяющемся из магмы паре были бы похожи на значения δD первоначальной метеорной воды, в то время как значения $\delta^{18}O$ стали бы промежуточными между теми, которые присущи метеорной воде и магме. "Кислородный сдвиг" (от 2 до 15‰) может возникнуть, по-видимому, не только в результате обмена изотопами кислорода между породой и водой, но и вследствие смешения метеорной воды с магматическим паром.

И, наконец, в-третьих, в использовании изотопного состава водорода и кислорода для генетических интерпретаций имеются определенные неясности, вносимые эффектами разделения изотопов при фазовых переходах и процессами их обмена с породами. Полагают [Mahon, McDowell, 1977], что с ростом температуры до 220°С в паровую фазу переходит преимущественно легкий изотоп – протий, а при дальнейшем ее повышении, наоборот, дейтерий; в то же время ^{18}O накапливается в жидкой фазе. На возможность изотопного обмена между термальными флюидами и силикатными и карбонатными породами указывал Г. Крейг [Craig, 1963]. Поэтому изотопные отношения D/H, и особенно $^{18}O/^{16}O$, могли меняться по пути ювенильных вод из мантии в верхние этажи земной коры.

Подводя итоги, приходится с сожалением констатировать, что сама по себе изотопия водорода и кислорода не дает однозначных свидетельств присутствия в изучаемых флюидах ювенильных летучих.

Углерод. При решении вопросов генезиса подземных вод и газов используют также данные по изотопному составу углерода. Вместе с тем известно, что в различных углеродсодержащих газах гидротерм значения $\delta^{13}C$ существенно неодинаковы в зависимости от формы нахождения углерода[1]. Так, величины $\delta^{13}C$ в метане колеблются

[1] В качестве универсального стандарта ($\delta^{13}C_{PDB} = 0‰$) принят углерод карбоната окаменелости Belemnitella americana из позднемеловой формации Пи-Ди Южной Каролины, США.

от −1,5 до −3‰. Значения же $\delta^{13}C$ в углекислом газе изменяются от 0–0,7‰ для новозеландских парогидротерм и до −0,8 ÷ −1,1‰ в термальных флюидах Стимбот Спрингс и Гейзеров Сонома [Craig, 1963]. Поэтому наиболее объективное представление об изотопном составе углерода в термальных флюидах должно давать средневзвешенное значение $\delta^{13}C$ во всей массе его различных соединений.

Установлено, что значение $\delta^{13}C$ из CO_2 атмосферы и океана равно −0,4‰. Заметное облегчение углерода отмечается в живом веществе и его производных: органический углерод (дерево, сланец, графит и т. д.) имеет низкое значение $\delta^{13}C = -3{,}0‰$. Накопление же тяжелого углерода происходит в карбонатах морских осадков: в морском известняке $\delta^{13}C = +0{,}3 \div -0{,}3‰$. В метеоритах известны две различные смеси изотопов углерода, отвечающие углистым хондритам ($\delta^{13}C = -0{,}5‰$) и железным и каменным метеоритам ($\delta^{13}C = -2{,}2‰$). Очевидно, поэтому изотопный состав углерода в газах гидротерм может формироваться вследствие смешения углерода разного генезиса: выделившегося из карбонатов, органического вещества пород и мантийного источника (концентрация атмосферной углекислоты в подземных водах слишком низка, чтобы влиять на изотопные отношения).

Э.М. Галимов [1968] полагает, что углерод мантии не предствляет собой гомогенное вещество, обладающее некоторым средним изотопным составом, а находится в двух различных фазах, подобно тому как это наблюдается в метеоритном веществе. При этом он считает, что эндогенная CO_2 должна характеризоваться изотопным составом углерода, отвечающим установленному в углистых хондритах и земной коре в целом. По мнению этого исследователя, в ювенильной углекислоте $\delta^{13}C = -0{,}7‰$. Но, согласно вышеприведенным данным, в газах термальных флюидов значения $\delta^{13}C$ существенно отклоняются от этой величины. В метане эти отклонения идут всегда в меньшую сторону, тогда как в углекислоте они ближе к предполагаемому "ювенильному" значению. Поэтому, не имея единой достаточно определенной ювенильной метки, изотопный состав углерода тоже не может служить надежным основанием для выявления мантийной компоненты.

Сера. *Одним из главных компонентов гидротерм является сера*, представленная в них обычно своими крайними восстановленными (H_2S) и окисленными (SO_4) формами. Химическая активность этого элемента и связанное с ней фракционирование изотопов между различными его соединениями создают для интерпретации изотопного состава серы те же трудности, что и при изучении изотопов H, O и C. Но в отличие от этих элементов яснее первичный состав земной серы. Считается, что он отвечает составу серы метеоритного троилита ($^{32}S/^{34}S = 22{,}22$), принимаемому за эталон сравнения ($\delta^{34}S = 0‰$). Поскольку в мантии единственной устойчивой формой серы является сульфидная, ювенильный сероводород должен характеризоваться именно этой величиной. Поднимаясь к поверхности, он окисляется, что создает предпосылки для фракционирования изотопов серы между восстановленными и окисленными ее соединениями вследствие термодинамического и кинетического эффектов. Благодаря этим эффектам сульфатная сера, накапливавшаяся в океанах и затем ассимилировавшаяся земной корой (в виде твердых сульфатов эвапоритовых толщ, поглощенного глинистыми осадками морского солевого комплекса и, наконец, седиментационных вод), в течение геологической эволюции "утяжелилась" до $\delta^{34}S = +20‰$. Избыток же ^{32}S связывался в осадочно-диагенетических сульфидах, оказывавшихся поэтому облегченными по сравнению с мантийным (ювенильным) сероводородом. Таким образом, значения $\delta^{34}S$, существенно отличные от нуля в любую сторону, вообще могут служить изотопной меткой коровой серы.

В случае поступления в гидротермальную систему одной только мантийной серы валовый средний изотопный состав ее во всей массе возникающих изотопно-различных соединений не должен существенно отличаться от ювенильного. Образующиеся окисленные формы ювенильного сероводорода должны иметь значения $\delta^{34}S$, близкие к нулевым. Как будет показано в главе четвертой, именно такие значения $\delta^{34}S$ характерны для целого ряда высокотемпературных гидротермальных систем и фумарол активных

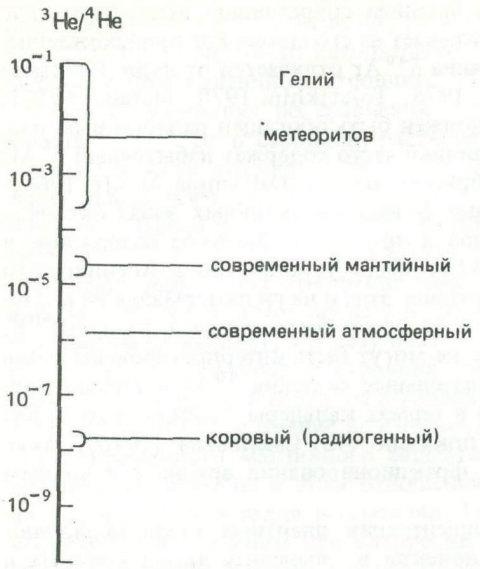


Рис. 2. Значение $^3He/^4He$ в природных объектах, по И.Н. Толстихину, И.Л. Каменскому, Б.А. Мамырину [1969]

вулканов Исландии. Вместе с тем сера с $\delta^{34}S \approx 0$ может иногда, по-видимому, сформироваться и в пределах коры в результате смешения серы разного состава и процессов изотопного фракционирования. Это препятствует однозначной генетической интерпретации нулевых значений $\delta^{34}S$ без дополнительной геохимической или геологической информации.

Гелий. Наиболее надежным критерием ювенильности флюида считается сейчас отношение в нем изотопов гелия. В последнее время установлено [Мамырин и др., 1969; Каменский и др., 1976; Tolstikhin, 1978], что отношение $^3He/^4He$ в природных объектах варьирует в значительных пределах (рис. 2). Это объясняется смешением глубинного гелия, содержащего первичный (метеоритный) гелий, захваченный Землей на стадии аккреции ($^3He/^4He = (3-4) \cdot 10^{-4}$) и радиогенного гелия (в обычных породах $^3He/^4He_{рад} = 2 \cdot 10^{-8}$), постоянно генерирующегося в теле планеты (особенно в континентальной коре) при непрерывной диссипации гелия в космическое пространство. Содержание гелия в атмосфере ($^3He/^4He = 1{,}4 \cdot 10^{-6}$) не более $5 \cdot 10^{-6}$ см^3/см^3, и поэтому подмешивание воздуха практически не может оказать существенного влияния на отношение изотопов гелия в глубинных газах, где его концентрация, как правило, гораздо выше. В тех же случаях, когда содержание гелия в подземных газах невелико, вклад атмосферной составляющей может быть значительным, но его легко вычислить, если известны содержание и концентрация аргона [Каменский и др., 1976].

Как отмечают Б.Г. Поляк, И.Н. Толстихин и В.П. Якуцени [1979], величина $^3He/^4He$ в земных газах имеет значение геолого-исторического параметра. В ходе геологической эволюции Земли первоначальное отношение $^3He/^4He$ снижается в породах континентальной коры по мере увеличения ее возраста. Распад радиоактивных элементов в коре со временем полностью стирает исходную мантийную изотопно-гелиевую метку, и в газах дорифейских платформ $^3He/^4He = (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$. В более молодых структурах-зонах герцинской складчатости это отношение выше и равно $\approx 1 \cdot 10^{-7}$. Самые большие величины $^3He/^4He$ отмечаются в термальных флюидах внутриокеанических районов области активного вулканизма, где, очевидно, современная дегазация мантии проявляется в условиях минимальной контаминации восходящего глубинного гелия коровым. Поэтому в качестве изотопной характеристики гелия современной мантии сегодня рассматриваются значения $^3He/^4He \approx (3 \pm 1) \cdot 10^{-5}$, установленные в термальных флюидах зоны современного вулканизма Исландии, где величины гелиевого изотопного отношения достигают $3{,}3 \cdot 10^{-5}$ [Кононов и др., 1974]. Такой же уровень этого отношения характеризует термальные флюиды и других мобильных зон океанической коры. Так, в эманациях гавайского вулкана Килауэа, приуроченного, как полагают, к горячей точке в мантии, отношение $^3He/^4He$ составляет $2{,}1 \cdot 10^{-5}$ [Craig, Lupton, 1976]. Еще ниже уровень этого отношения в подводных базальтах ложа океана.

Таким образом, повышенные концентрации ^3He ($^3He/^4He \approx 10^{-5}$) указывают на их генетическую связь с современной дегазацией мантии, обедненной радиоактивными элементами по сравнению с корой и сохранившей остаточный первичный ^3He.

Аргон. Из других инертных газов, содержащихся в гидротермах, как генетический показатель давно привлекал внимание аргон. В большинстве случаев аргон термальных

флюидов совпадает по изотопному составу с аргоном современной атмосферы (где $^{40}Ar/^{36}Ar = 295{,}6$, а $\delta^{40}Ar = 0$), что прямо указывает на его метеорное происхождение. Однако в некоторых термопроявлениях величина $\delta^{40}Ar$ отличается от нуля. Согласно теоретическим построениям [Толстихин и др., 1975; Tolstikhin, 1978; Matsuo, 1970], содержащийся сейчас в мантии Земли аргон должен быть обогащен радиогенным изотопом. Известно, что базальты подводных излияний часто содержат избыточный ^{40}Ar, что трудно объяснить иначе, как захватом глубинного аргона [Dalrymple, Moore, 1968]. Аналогичная особенность отличает и термальные флюиды в активных зонах океана – некоторые термопроявления Исландии [Смелов и др., 1975]. Высокое содержание в глубинных газах избыточного ^{40}Ar (+35 и +42%) было установлено в Апеннинском сегменте Альпийского пояса в окрестностях вулкана Этна и на гидротермальном месторождении Лардерелло. Однако здесь избыток ^{40}Ar может быть приписан распаду ^{40}K, содержащегося в коре, и приведенные данные не могут быть интерпретированы однозначно [Поляк, Прасолов и др., 1979]. Отрицательные значения ^{40}Ar в термопроявлениях встречаются довольно редко, например в термах кальдеры Головнина на о. Кунашир [Чердынцев, Шитов, 1967]. Как было показано С.Б. Смеловым [1976], такие значения возникали в результате изотопного фракционирования аргона с исходным "воздушным" составом.

Изучение изотопного состава аргона и концентрации инертных газов позволяют оценить во флюидах долю атмосферной компоненты и выделить вклад коровых и мантийных источников [Каменский и др., 1974]. Совместный анализ изотопного состава аргона и гелия расширяет возможности их генетической интерпретации. Источником радиогенных изотопов обоих газов являются горные породы, но ^{4}He теряется ими сравнительно легко, тогда как ^{40}Ar – лишь при значительном прогреве. Поэтому отношение $^{4}He/^{40}Ar_{рад}$ (где $^{40}Ar_{рад}$ – избыток ^{40}Ar по сравнению с его концентрацией в атмосфере) также может использоваться для суждения о генезисе подземных флюидов. Чем оно ниже, тем выше должна быть температура окружающих пород. Установлено [Воронов и др., 1974; Прасолов, Лобков, 1977; Tolstikhin, 1978], что по характеру распределения во флюидах разновозрастных структур оно значительно различается и составляет в дорифейских платформах около 19, в эпигерцинских плитах – 10, а в зонах альпийской и тихоокеанской складчатости – 4. Газы с высоким значением $^{4}He/^{40}Ar_{рад}$ выделились из пород, не испытавших особенного прогрева, что и отвечает условиям формирования осадочного чехла древних платформ. Напротив, газы с низким отношением образовались при полной дегазации пород (в результате сильного их прогрева вплоть до переплавления), что характерно для магматического процесса или глубокого термометаморфизма, которые имеют место в недрах мобильных поясов. В веществе мантии величина этого отношения может быть, по мнению А.Н. Воронова, Э.М. Прасолова и В.В. Тихомирова [1974], ниже 1.

Стронций. Для определения генезиса термальных флюидов некоторые исследователи стали использовать изотопный состав содержащегося в них стронция. Петрологи уже давно пользуются изотопным составом стронция пород для изучения генезиса последних [Фор, Пауэлл, 1974]. Как известно, в природных объектах содержание изотопов ^{88}Sr, ^{86}Sr, ^{84}Sr постоянно, в то время как концентрация ^{87}Sr растет со временем вследствие β-распада радиоактивного ^{87}Rb. В качестве петрогенетического индикатора используется отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$. Минимальное его значение (0,69899) характеризует базальтовые ахондриты и принимается в качестве исходного для Земли. В процессе геологической эволюции изотопный состав земного стронция, как и гелия, изменялся. В молодых океанических базальтах отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьирует от 0,702 до 0,706, составляя в среднем 0,7037. Это служит указанием на возможный изотопный состав стронция в современной мантии. В породах континентальной коры, обогащенной Rb, по сравнению с мантией отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, естественно, увеличилось по сравнению с начальным. О его величине в древнейших блоках коры можно судить по среднему изотопному составу стронция в речном стоке докембрийских щитов. По разным оценкам, эта величина лежит в диапазоне 0,719–0,725. Стронций,

растворенный в океанической воде, характеризуется промежуточным между "коровым" и "мантийным" значением $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7093, отличающимся большим постоянством. Некоторое уменьшение этой величины до 0,708 [Фор, Джонс, 1974] в рассолах Красного моря было истолковано [Дзоценидзе, 1972] как признак участия в их формировании мантийного стронция.

Однако понижение по сравнению с "коровым" и "океаническим" значениями величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стронции, растворенном в воде, не может считаться однозначным доказательством ювенильности таких флюидов. Это хорошо иллюстрирует опыт изучения изотопного состава стронция в водах Паужетского геотермального района Камчатки [Пампура и др., 1980]. В этих парогидротермах величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьирует от 0,7033 до 0,7067. Но в молодых вулканических породах, в которых циркулируют гидротермы, это отношение тоже очень низкое – 0,7034–0,7043. Поэтому стронций Паужетских вод мог попасть в них не непосредственно из мантии (вместо с неким мантийным флюидом), а в результате выщелачивания вмещающих пород. Более надежно по изотопному составу стронция можно судить об участии в формировании подземных вод морского солевого комплекса.

Заканчивая рассмотрение возможностей изотопной геохимии для выявления признаков современного мантийного вещества к поверхности Земли, следует признать, что однозначные выводы в этом отношении могут быть сделаны пока лишь на основании изучения изотопов гелия и стронция. Транспортировка этих ювенильных компонентов происходит в основном при внедрении в кору силикатного вещества, а в зонах максимальной проницаемости земной коры, возможно, также и в результате поступления потока мантийных летучих. В любом случае мантийный гелий переходит в подземные термальные флюиды, где его состав осредняется и становится региональной характеристикой, меняющейся в геологическом времени [Поляк, Толстихин, Якуцени, 1979]. Присутствие в термальных флюидах гелия современной мантии указывает на поступление в них ювенильной компоненты и уменьшает неоднозначность интерпретации особенностей изотопного состава других элементов.

Поэтому для выявления существования ювенильного питания современных гидротермальных систем надо в каждом конкретном случае учитывать гидрогеологические условия и тепловые параметры рассматриваемой системы, сделать комплексный анализ всех изотопных данных, провести балансовые подсчеты поступающих и выносимых гидротермами химических элементов. Только после этого можно делать выводы о генезисе термальных вод и растворенных в них веществ.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ГИДРОТЕРМ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА РИФТОВЫХ ЗОН

Региональные черты распространения перечисленных выше разновидностей гидротерм связаны с геологическими особенностями тех или иных участков зоны современного вулканизма. Важнейшие из этих особенностей – геотектоническая позиция региона, структура резервуара, литолого-петрохимический состав разреза, геотермический режим.

Рифтовыми зонами называют отрицательные структуры земной коры, связанные с крупными горизонтальными растяжениями сиалического слоя, которые сопровождаются образованием разломов, уходящих в мантию Земли [Яншин, 1977]. Объединенные в системы планетарного масштаба, они пересекают океаны и в некоторых районах Земли проникают в глубь континентов. Имеются также и отдельные изолированные рифтовые пояса и зоны. Развитие большинства рифтовых зон сопровождается явным

подъемом по глубинным разломам мантийного вещества и проявлением гидротермальной активности и магматизма. Масштабы и характер гидротермального и магматического (в том числе вулканического) процессов зависят от типа рифтовой зоны и стадии рифтогенеза. Согласно Е.Е. Милановскому [1976], рифтовые зоны земного шара можно подразделить на три крупные категории: океанические, межконтинентальные и континентальные.

В океанических рифтовых зонах как осевой грабен, так и его обрамление обладают корой океанического типа, которая подстилается выступом мантийного материала.

В межконтинентальных рифтовых зонах осевая часть рифта имеет кору, близкую к океанической, ее периферические части – переработанную и несколько утоньшенную континентальную кору, а "плечи" характеризуются типичной континентальной корой.

Континентальный рифт и его обрамления обладают корой континентального типа (утоньшенной под рифтом до 20–35 км), подстилаемой линзой несколько разуплотненного мантийного материала. Е.Е. Милановский выделяет два типа континентальных рифтовых зон: щелевые и сводово-вулканические. Континентальные рифтовые зоны, так же как и межконтинентальные, могут закладываться либо на платформах (эпиплатформенные), либо в пределах молодой складчатой области (эпиорогенные).

Проявления глубинных процессов рифтогенеза на поверхности Земли, как будет показано ниже, отличаются в зависимости от того, воздействуют они на земную кору океанов, молодых складчатых областей или платформ. Поэтому было интересно сравнить, как эти различия отражаются в геохимической специфике гидротермальной деятельности. Начнем с особенностей формирования и геохимии термальных вод в рифтовых зонах океанического типа. Удобнее всего сделать это на примере Исландии.

ГИДРОГЕОХИМИЯ ИСЛАНДИИ

Особенности геологического строения

Остров Исландия находится на оси Срединно-Атлантического хребта и рассматривается многими исследователями как приподнятая часть океанического дна, рассеченного рифтовой долиной [Ward et al., 1969; Palmason, 1971; Пейве, 1975 и др.]. В то же время некоторые исследователи считают Исландию останцом древней континентальной плиты [Шейнманн, 1968; Белоусов, Милановский, 1975; Зверев и др., 1975]. Как будет видно из дальнейшего, проведенные нами гидрогеохимические исследования [Кононов, Поляк, 1977] помогут ответить на этот важный вопрос.

Исландия характеризуется интенсивным проявлением современного вулканизма. Сегодня вулканическая деятельность сосредоточилась в Срединной зоне, считающейся наземным выражением срединно-океанического рифта, а также на п-ове Снайфедльснес. Среди вулканических пород 90% об. составляют базальты.

Накопление вулканических образований связано с деятельностью моногенных трещинных вулканов и вулканов центрального типа. Трещинные вулканы изливают базальтовую лаву. Среди продуктов деятельности вулканов центрального типа, помимо лав основного состава, значительную роль играют кислые и средние разности – пемзы, пеплы, игнимбриты, а также риолитовые и дацитовые лавы. С проявлениями кислого вулканизма обычно ассоциируют наиболее мощные гидротермальные системы.

Исходя из результатов работ экспедиции АН СССР [Исландия . . ., 1977–1979] и других исследований, геологическое строение Исландии представляется следующим (рис. 3).

Наиболее древние миоцен-нижнеплиоценовые платобазальты, обнажающиеся на дневной поверхности по периферии острова, имеют возраст 5,5–16 млн. лет. Они представляют собой довольно однообразные толщи мощных лавовых потоков с прослоями вулканогенно-осадочного материала, пронизанные базальтовыми и долеритовыми

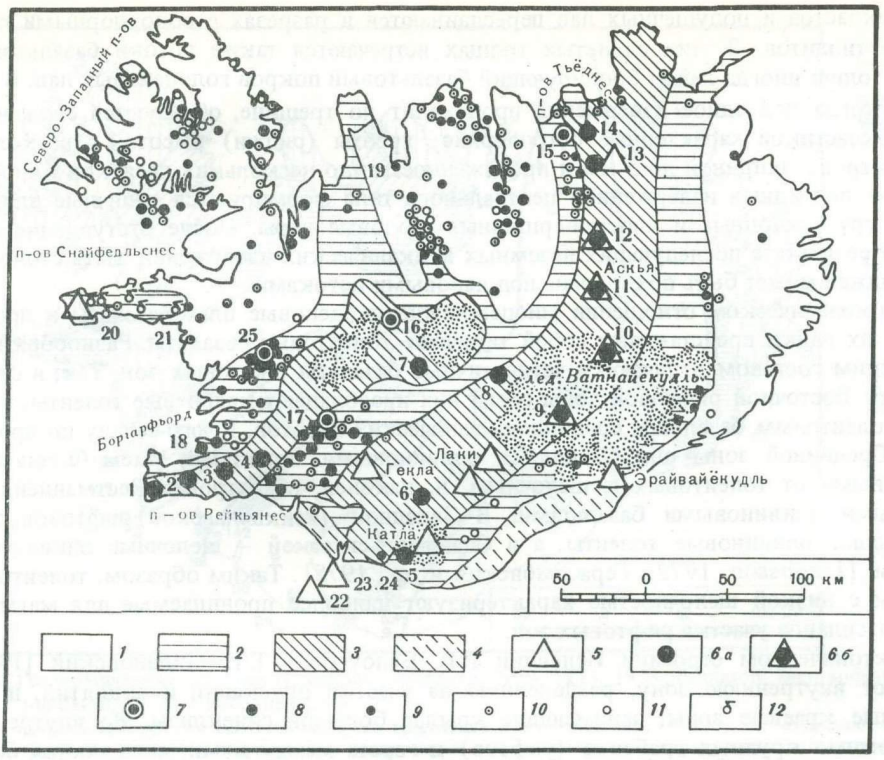


Рис. 3. Схема геологического строения Исландии и проявлений гидротермальной деятельности (границы геологических зон, по Е.Е. Милановскому [1976])

1 – комплекс миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов; *2* – плиоценовые и эоплейстоценовые вулканогенно-осадочные образования; *3* – плейстоцен-голоценовый вулканический комплекс; *4* – голоценовые осадочные образования; *5* – крупнейшие позднечетвертичные вулканы; *6* – гидротермальные системы (*а*) и фумарольные поля эруптивных центров (*б*); *7* – кипящие источники и гейзеры; *8–11* – горячие источники с температурой, °С: *8* – 75–100°, *9* – 45–75, *10* – 20–45, *11* – < 20; *12* – холодные минеральные источники. Главнейшие гидротермальные проявления: 1 – Рейкьянес–Свартсенги, 2 – Крисувик–Тредладингья, 3 – Бреннистейнсфьедль, 4–Хейнгидль–Несьявеллир–Хверагерди, 5 – Соульхеймаекудль, 6 – Торфайекудль, 7 – Кедлингарфьедль, 8 – Вонарскард, 9 – Гримсветн, 10 – Кверкфедль, 11 – Аскья, 12 – Кетилдингья, 13 – Наумафьядль–Крабла, 14 – Тейстарейкир, 15 – Хвераведлир–Рейкьяхверви, 16 – Хвераведлир–Кьелур, 17 – группа Большого Гейзера, 18 – Рейкьявик, 19 – Вармахлид, 20 – Лисуходль, 21 – Рейдамельселькельда, 22 – Суртсэй,, 23 – Эльдфедль, 24 – скважина на о. Хеймаэй, 25 – Дейлдартунга

дайками. Внутри этих толщ местами захоронены вулканы центрального типа. В толщах базальтовых лав и вулканокластического материала изредка встречаются линзы речных и озерных отложений и тиллитов.

Породы незначительно наклонены (< 3–5°) к центральной части острова. Срединную зону окаймляют и разделяют на две активные ветви – Восточную и Западную – плиоценовые и эоплейстоценовые вулканогенно-осадочные образования, к которым относится формация так называемых древних серых базальтов (1–5 млн. лет). Небольшая зона плиоценовых и четвертичных излияний протягивается в широтном направлении на п-ове Снайфедльснес. Наконец, самый молодой (< 0,7 млн. лет) плейстоцен-голоценовый вулканический комплекс развит в активных ветвях неовулканической зоны. К нему приурочена характерная для Исландии специфическая палагонитовая формация (называемая здесь формацией Моберг), образующаяся в местах подледных (или подводных) извержений. Эта формация представлена толщами вулканокластов, сложенных в разной степени уплотненными туфами, гиалокластитами и разнообразными брекчиями. Среди них встречаются горизонты подушечных лав. Комплексы

вулканокластов и подушечных лав переслаиваются в разрезах с водоупорными горизонтами тиллитов. В этих слоистых толщах встречаются также потоки базальтов. В кровле толщи иногда лежит бронирующий базальтовый покров голоценовых лав. В том случае, когда подледное извержение происходит по трещине, образуются сложенные вулканокластикой характерные островерхие хребты (риджи) высотой в несколько сотен метров, шириной до 5 км и протяженностью до нескольких десятков километров. При подледных извержениях центрального типа формируются типичные для Исландии крутосклонные и плосковершинные столовые горы. После отступления ледников в результате последующих наземных вулканических извержений часть столовых гор и риджей может быть похоронена под лавовыми потоками.

В петрохимическом отношении миоцен-нижнеплиоценовые платобазальты и прорывающие их дайки представляют собой типичные толеитовые базальты. Разнообразным химическим составом отличаются четвертичные базальты рифтовых зон. Так, в северной части Восточной рифтовой зоны среди них преобладают кварцевые толеиты, близкие к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов. К юго-западу по простиранию Срединной зоны они сменяются оливиновыми толеитами, затем базальтами, переходными от толеитовых к щелочным, и, наконец, на островах Вестманнейяр – щелочными оливиновыми базальтами. В Западной (Рейкьянесской) рифтовой зоне преобладают оливиновые толеиты, а в Снайфедльснесской – щелочные оливиновые базальты [Jakobsson, 1972; Герасимовский и др., 1978]. Таким образом, толеитовые базальты с низкой щелочностью характеризуют наиболее проницаемые для магматических расплавов участки рифтовых зон.

В тектоническом строении Исландии В.В. Белоусов и Е.Е. Милановский [1975] выделяют внутреннюю зону, разделенную на участки опусканий и поднятий, и две спокойные краевые зоны, занимающие крылья большой синеклизы. Во внутренней зоне, помимо крупных грабенов (рифтов) и горста между ними, выделяются более мелкие грабены и горсты, имеющие в целом то же генеральное простирание. Здесь широко развиты разрывные дислокации – трещины растяжения, сбросы, сбросо-раздвиги с амплитудой, составляющей обычно десятки или сотни метров. Разрывы группируются в кулисообразно расположенные пучки [Милановский и др., 1979]. Все это показывает, что в строении секущей Исландию неовулканической Срединной зоны определяющая роль принадлежит глубинным линейным тектоническим разрывам. Поэтому обилие трещинных извержений – характерная черта исландского вулканизма, хотя здесь, как уже отмечалось, имеются и вулканические аппараты центрального типа.

По своей морфологии Исландия представляет собой массивное куполообразное плато, возвышающееся на 400–800 м над уровнем моря. Над поверхностью плато поднимаются вулканические сооружения и горные массивы. Главный водораздел проходит через возвышенности, покрытые ледниками Ватнайекудль, Лангйекудль, Хофсйекудль, со средними высотами 1300–1700 м. Высшая точка Исландии – вершина вулкана Эрайвайёкудль (2119 м).

Геотермические условия

Фоновый кондуктивный тепловой поток в Исландии намного превышает среднепланетарный. Особенностью геотемпературного поля всех подобных районов является его чрезвычайная пестрота, т. е. обилие резких положительных и отрицательных локальных аномалий, вызванных движением подземных вод (рис. 4, 5).

Общее распределение кондуктивного теплового потока на территории Исландии (см. рис. 4) определяется возрастом слагающих ее блоков и было выяснено Б.Г. Поляком, В.И. Кононовым, М.Д. Хуторским путем осреднения его значений в полосах распространения базальтов того или иного возраста. Эти данные свидетельствуют о чрезвычайно высоком кондуктивном тепловом потоке в пределах не только Срединной зоны, но и на ее ближайшей периферии (в областях развития базальтов моложе

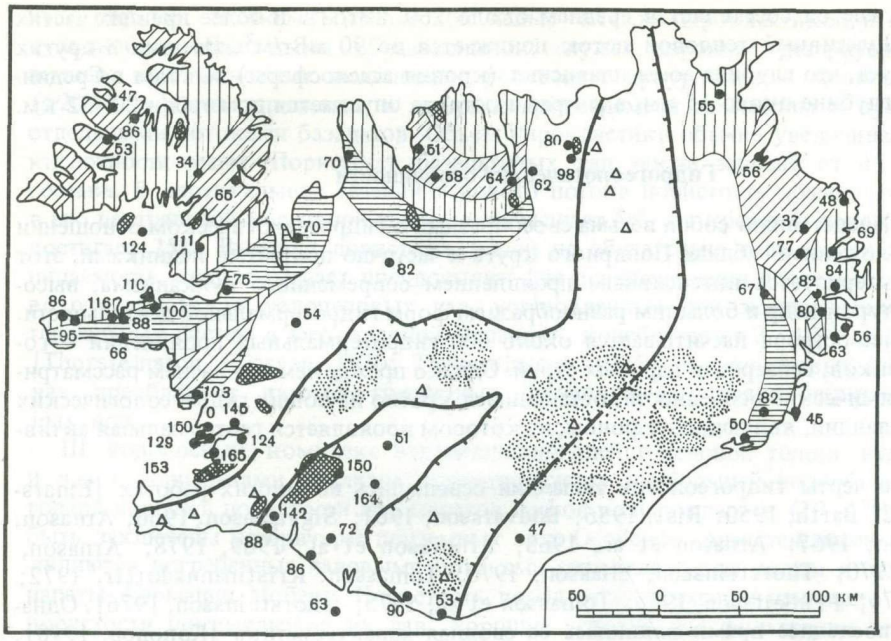


Рис. 4. Геотермические условия Исландии [Palmason, 1967, 1973, 1974; Palmason, Saemundson, 1974, 1979; Fridleifsson, 1979] с добавлениями

1 – пункты измерения геотермического градиента и его значения, °С/км; *2* – основные области распространения низкотемпературных гидротерм; *3* – высокотемпературные гидротермальные системы; *4* – граница вулканически активных ветвей Срединной зоны; *5–8* – зоны средних значений теплового потока, мВт/м²: *5* – > 140, *6* – 120–140, *7* – 100–120, *8* – < 100

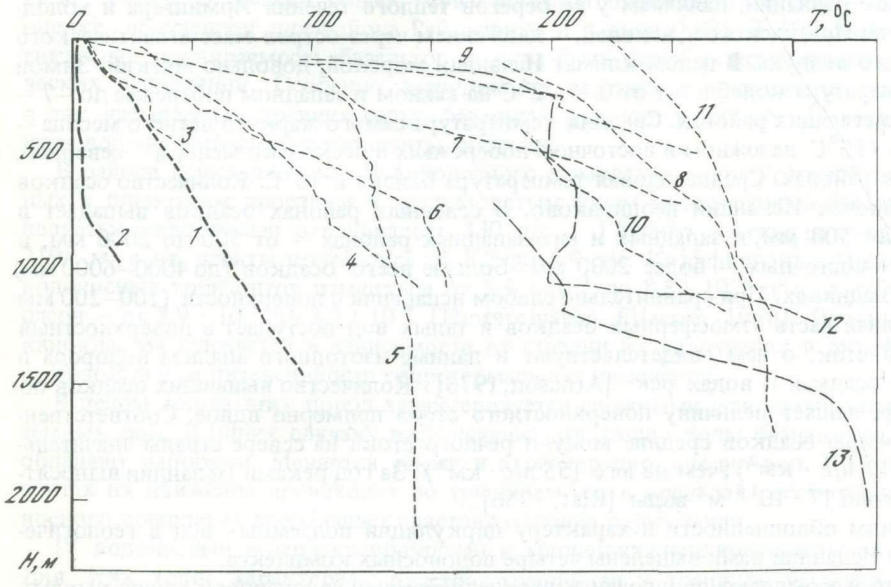


Рис. 5. Распределение температуры по глубине в скважинах Исландии [Palmason, 1967, 1974; Palmason et al., 1980; Bjornsson et al., 1972]

1 – фоновое, не искаженное циркуляцией подземных вод; *2* – в зоне питания подземных вод; *3* – в очагах разгрузки гидротерм (*а*) и их вероятного наличия на глубине (*б*). Пункты наблюдений: *1* – Хеймаэй (Вестманнаэйяр), *2* – Калдарсель, *3* – Ньярдвикурхейд, *4* – Акранес, *5* – Рейкьявик, *6* – Хлидардалур, *7* – Несьявеллир–Хенгидль, *8* – Рейкьянес, *9–11* – Наумафьядль, измерено: 9 – 7.VIII. 1969 г., 10 – 11.IX. 1969 г., 11 – 30.I. 1970 г.; 12–13 – Крабла: 12 – скв KG-5, 13 – скв. KJ-6

4 млн. лет), где он составляет в среднем около 160 мВт/м^2. В более древних частях острова кондуктивный тепловой поток понижается до 90 мВт/м^2. Из этих и других данных следует, что глубина зоны плавления (кровля астеносферы) залегает в Срединной зоне на глубине около 15 км, а к краям острова опускается до глубин 20–22 км.

Гидрогеологические особенности

Исландия представляет собой весьма своеобразный в гидрогеологическом отношении район. Расположенный вблизи Полярного круга и частично покрытый ледниками, этот остров характеризуется интенсивным проявлением современного вулканизма, высокой температурой недр и большим разнообразием форм гидротермальной деятельности. На территории острова насчитывается около 600 гидротермальных проявлений – горячих источников, гейзеров и паровых струй. Однако прежде чем мы начнем рассматривать их геохимические особенности, остановимся кратко на общих гидрогеологических условиях Исландии, являющихся фоном, на котором проявляется геотермальная активность недр.

Отдельные черты гидрогеологии Исландии освещались во многих работах [Einarsson Tr., 1942; Barth, 1950; Rist, 1956; Bödvarsson, 1961; Sigvaldason, 1966; Arnason, Sigurgeirsson, 1967; Arnason et al., 1968; Arnorsson et al., 1969, 1978; Arnason, Tomasson, 1970; Thorsteinsson, Eliasson, 1970; Tomasson, Kristmannsdottir, 1972; Arnason, 1976; Fridleifsson, 1976; Tomasson et al., 1975; Thorsteinsson, 1976]. Однако лишь в последнее время появилась ее сводная характеристика [Кононов, 1978].

Условия питания и стока подземных вод, величина поступления в подземную гидросферу атмосферных осадков и инфильтрационных вод, образующихся при таянии ледников, занимающих около 15% территории страны, зависит в первую очередь от климатических особенностей Исландии.

Климат Исландии, как отмечал Л.Р. Серебряный [1969], определяется низким уровнем солнечной радиации, наличием у ее берегов теплого течения Ирмингера и холодного–Восточно-Исландского и, наконец, движением через остров масс атлантического и арктического воздуха. В целом климат Исландии морской, довольно мягкий. Зимой средняя температура колеблется от 0 – –2°С на южном и западном побережье до –7 – –10°С в прилегающих районах. Средняя температура самого жаркого летнего месяца – июля около +10°С на южном и восточном побережьях и несколько менее в северных и внутренних районах. Среднегодовая температура близка к +5°С. Количество осадков в разных районах Исландии неодинаково. В северных районах осадков выпадает в среднем менее 500 мм, в западных и юго-западных районах – от 500 до 2000 мм, в южных и юго-восточных – более 2000 мм. Больше всего осадков (до 4000–6000 мм) выпадает на ледниках. При сравнительно слабом испарении с поверхности (100–200 мм в год) основная часть атмосферных осадков и талых вод поступает в поверхностный и подземный сток, о чем свидетельствуют и данные изотопного анализа водорода и кислорода в осадках и водах рек [Arnason, 1976]. Количество выпавших осадков повсеместно превышает величину поверхностного стока примерно вдвое. Соответственно распределению осадков средние модули речного стока на севере страны значительно меньше (12 л/с · км^2), чем на юге (55 л/с · км^2). За год реками Исландии выносятся в океан около $17 \cdot 10^{10}$ м^3 воды [Rist, 1956].

По условиям обводненности и характеру циркуляции подземных вод в геологическом разрезе Исландии нами выделены четыре водоносных комплекса.

I водоносный комплекс приурочен к верхнеплейстоцен-голоценовой толще рыхлых вулкано-терригенных образований (аллювиальных, эоловых, а также широко распространенных отложений донных морен). Эти образования имеют довольно высокую пористость (> 20%) и характеризуются поровой и пластово-поровой циркуляцией грунтовых вод.

II водоносный комплекс заключен в голоценовых лавовых покровах. Их мощность достигает 1 км (слой 0 [Palmason, 1971]). Породы комплекса, представленные глав-

ным образом потоками базальтовой лавы, а также пирокластикой, игнимбритами и вулканогенно-осадочными образованиями, служат хорошим резервуаром для подземных вод. Основные водоносные горизонты приурочены к довольно пористым (~20%) туфовым прослоям, а также к проницаемым контактам и пустотам между отдельными потоками базальтов. Объем пирокластики обычно увеличивается с ростом кислотности магм. Пористость базальтовых лав также зависит от их химического состава. В вертикальном сечении лавового потока пористость обычно неодинакова – в его центральной массивной части не превышает 5%, а в кровле и подстилающем слое достигает 25%. Высокая пористость пород не обязательно означает их высокую проницаемость, хотя и создает предпосылки для возникновения последней. Коэффициент водопроводимости голоценовых лав, установленный при эксплуатации трех гидротермальных систем в юго-западной Исландии, колеблется от $3 \cdot 10^{-3}$ до $20 \cdot 10^{-3}$ м^2/с [Thorsteinsson, Eliasson, 1970; Thorsteinsson, 1975]. В голоценовых лавовых покровах преобладают пластово-трещинные безнапорные условия циркуляции подземных вод.

III водоносный комплекс верхнеплиоцен-плейстоценовой толщи вулканокластов и лав с горизонтами тиллитов характеризуется наибольшей водообильностью. Благодаря хорошей пористости агломератов, туфов и гиалокластов (20–30%) в них могут быть заключены резервуары подземных вод. Особенно значительными резервуарами являются погребенные лавовыми потоками гиалокластовые риджи и центральные аппараты формации Моберг. Пористость пород этой формации примерно вдвое выше пористости покрывающих их лав. Хорошие условия для фильтрации подземных вод создаются на контактах лав и гиалокластов. Так, в районе Рейкьявика в 2-километровом разрезе гидротермальной системы Рейкир, разбуренной 29 скважинами, общая мощность лав достигает 1000, гиалокластов – 900, интрузий – 100 м. Скважинами вскрыто здесь около 50 контактов лав и гиалокластов. Из этих частей разреза и были получены наибольшие расходы воды – в 64% случаев до 20 л/с и более [Tomasson et al., 1975]. О степени общей горизонтальной проницаемости лав можно судить по оценке, полученной для района Рейкьявика и равной 0,035 Д [Palmason, 1967]. Вертикальная проницаемость базальтов должна быть ниже, за исключением зон тектонических нарушений. Особенно затрудняется вертикальное движение подземных вод в так называемых древних серых базальтах, так как в них среди слоев лав встречаются водонепроницаемые горизонты тиллитов.

В районе Рейкьявика из III водоносного комплекса – трех горизонтов, приуроченных к шлаковым прослоям и трещиноватым зонам между слоями базальтов, – одиннадцатью скважинами откачивалось 330 л/с. Глубина скважин составляла от 403 до 2198 м, а их дебиты колебались от 8,2 до 4,9 л/с. Коэффициент водопроницаемости водоносных горизонтов изменялся от $3{,}5 \cdot 10^{-3}$ до $8{,}8 \cdot 10^{-3}$ м^2/с, а коэффициент запасов – от $3{,}9 \cdot 10^{-5}$ до $3{,}2 \cdot 10^{-4}$ [Thorsteinsson, Eliasson, 1970]. Проницаемость вулканокластов снижается в зависимости от степени их уплотнения и литификации, т. е. от возраста и от интенсивности гидротермальных изменений.

В целом толща этих пород характеризуется сложными условиями циркуляции подземных вод. В одних случаях насыщающие эту толщу воды безнапорны, в других – обладают напорами. Меняется также и характер циркуляции вод. В отдельных горизонтах их движение происходит по трещинам, но в пределах рассматриваемого водоносного комплекса преобладает пластово-поровая циркуляция.

IV водоносный комплекс приурочен к миоцен-нижнеплиоценовым платобазальтам. Для этих толщ характерна пластово-трещинная и трещинно-жильная циркуляция подземных вод. Их горизонтальная фильтрационная способность определяется в основном проницаемыми контактами между лавовыми потоками, верхние и нижние части которых обычно весьма пористы, наличием вулканогенно-осадочных горизонтов и игнимбритов, туфовых прослоев и реже силлов. Коэффициент водопроводимости колеблется от $2 \cdot 10^{-3}$ до $20 \cdot 10^{-3}$ м^2/с [Arnason, 1976]. Водоупорами служат более монолитные части лавовых потоков, а также слабопроницаемые зоны, образующие-

ся на контакте молодых и старых лавовых потоков при оплавлении части пустот и спекании в шлаковую корку кровли подстилающих рыхлых отложений. Путями вертикальной миграции являются главным образом проницаемые зоны разломов и контакты с дайками, а также трещины столбчатой отдельности базальтов. В целом проникновение свободных подземных вод в глубь базальтового покрова не превышает, по мнению Г. Бодварссона [Bödvarsson, 1961], 2–3 км. Повышенной обводненностью характеризуются захороненные в базальтовых толщах тела центральных вулканов. Было подсчитано [Fridleifsson, 1976], что в таком огромном центральном вулкане, как вулкан Брейддалур, объемом 400 км^3, содержится около 40 км^3 пустот. Подобных вулканов в разрезе миоцен-нижнеплиоценовых толщ обнаружено уже 40.

Помимо погребенных вулканических построек, специфическими гидрогеологическими условиями в этом комплексе характеризуются зоны тектонических нарушений. На таких участках условия циркуляции подземных вод существенно меняются. Зоны раздробленных пород играют роль региональных дрен для вод глубоких горизонтов, а при благоприятных условиях в них могут также поступать грунтовые и поверхностные воды. Как правило, с этими зонами связано существование высокотемпературных трещинно-жильных водонапорных систем.

Разгрузка холодных грунтовых вод происходит обычно вдоль контактов лавовых потоков, на склонах и в тальвегах долин и в приморских береговых обрывах. I и II водоносные комплексы, содержащие грунтовые воды, дренируются местной речной сетью и озерами. Дебиты отдельных источников составляют десятки, а иногда и больше литров в секунду.

Подземные воды глубокой циркуляции III и IV водоносных комплексов разгружаются обычно по зонам разломов и даек как на дневной поверхности, так, по-видимому, и на океаническом дне в прилегающих к острову участках шельфа. О проникновении "материковых" вод в зону шельфа свидетельствуют результаты исследований изотопного состава водорода в водах, вскрытых скважиной на глубине 900 м на о. Хеймаэй, в 17 км от берегов Исландии [Arnason, Tomasson, 1970; Arnason, 1976].

Расходы термальных источников изменяются от нескольких до десятков и даже сотен литров в секунду. Так, широко известны источники Дейлдартунга с общим расходом кипящей воды 250 л/с [Barth, 1950].

Пьезометрический уровень вод глубокой циркуляции обычно лежит выше поверхности Земли, но при интенсивной их эксплуатации значительно падает. Так, в районе Рейкьявика в результате 12-летней эксплуатации термальных вод, разгружавшихся здесь на поверхности, их уровень упал на 66,8 м.

Величина подземного стока меняется по площади, отражая особенности геологического строения и климатические условия острова. К зоне активного водообмена полностью приурочены водоносные комплексы рыхлых вулкано-терригенных отложений (I) и голоценовых лавовых покровов (II), а также верхние водоносные горизонты верхнеплиоцен-плейстоценовой толщи вулканокластов и лав (III) и миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов (IV). Эта зона характеризуется интенсивной циркуляцией (100 – > 1000 м/год) и непостоянным режимом грунтовых вод, связанных с климатическими вариациями режима поверхностных вод. К средней зоне замедленного водообмена (1–100 м/год) могут быть отнесены напорные системы трещинных вод, находящихся в верхних частях разреза структурных депрессий, сложенных миоцен-нижнеплиоценовыми базальтами, а также воды в основном пластово-поровой циркуляции, заключенные в толще верхнеплиоцен-плейстоценовых вулканокластов. Нижняя гидродинамическая зона отличается распространением относительно застойных вод, движение которых в условиях обычного геотермического режима чрезвычайно замедлено (< 1 м/год) и осуществляется, по-видимому, за счет диффузии [Манухин, 1977]. К этой зоне относятся трещинные воды, заключенные в нижних слоях толщи платобазальтов в местах ее погруженного залегания.

Исследования концентраций дейтерия в подземных водах и атмосферных осадках

[Arnason, Tomasson, 1970; Arnason, 1976] показывают, что расстояние между областями питания и разгрузки вод зоны активного водообмена составляет обычно несколько, для вод зоны замедленного водообмена – десятки, а для относительно застойных вод – свыше 100 км. Продолжительность водообмена в верхней гидродинамической зоне от нескольких дней до 1–3 лет, в средней зоне – несколько десятков лет, а в нижней зоне – исчисляется тысячелетиями.

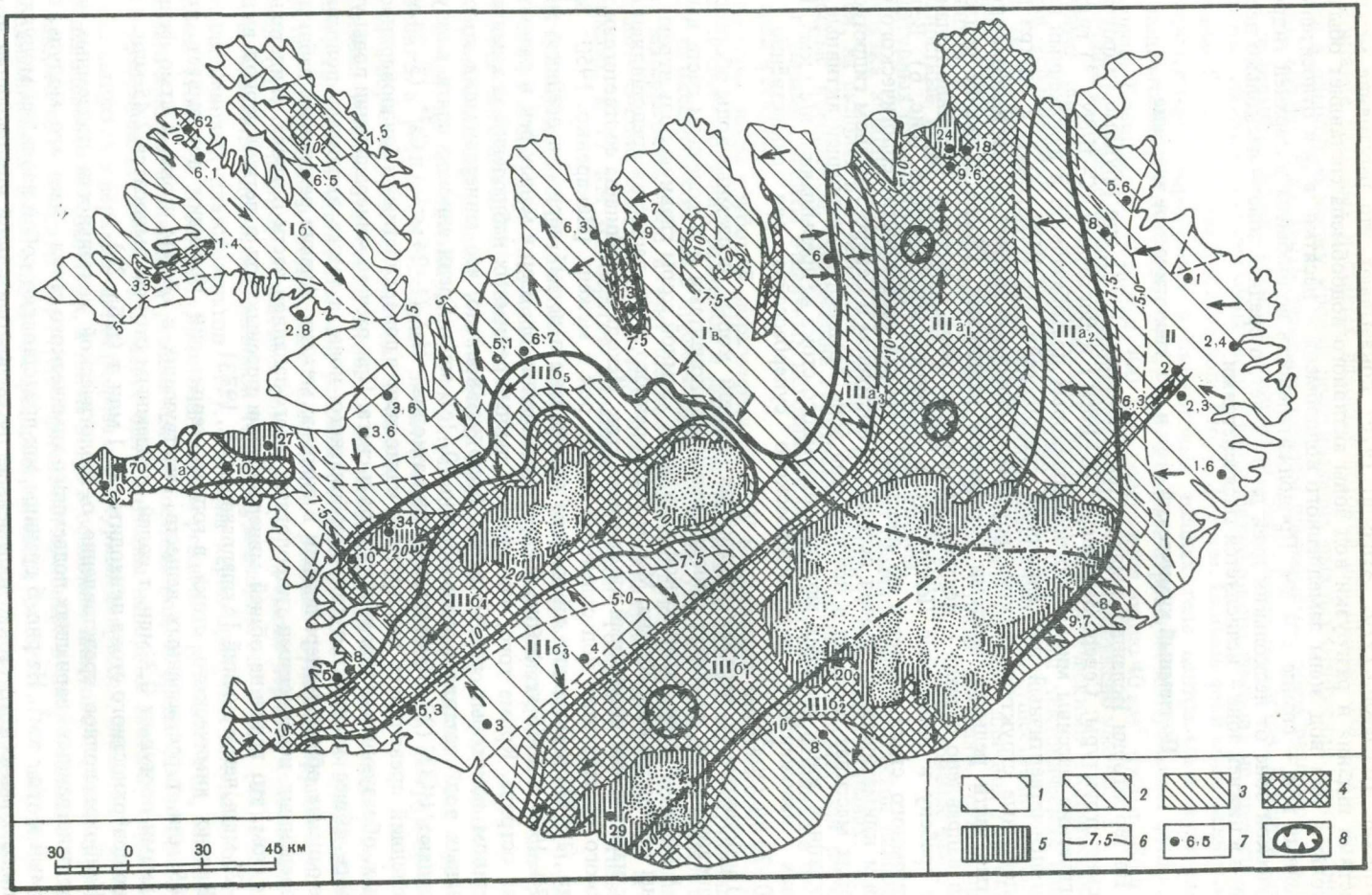
Подземный химический сток и его геологическое значение

На территории Исландии выделяются [Кононов, 1978] три крупные гидрогеологические структуры: Северо-Западный ($C-I/\beta N_1^2$) и Восточный ($C-II/\beta N_1^{2+3}$) гидрогеологические массивы миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов и наложенный верхнеплиоцен-четвертичный вулканический супербассейн ($D-III/N_2-Q_4$), а внутри них – водоносные структуры низших порядков. Областями питания служат наиболее приподнятые части рельефа, местами увенчанные ледниками. Общее движение подземных вод направлено сначала к центральной части острова, а затем по Срединно-Исландскому грабену к побережью Ледовитого и Атлантического океанов (рис. 6). Величина подземного стока меняется по площади, отражая особенности геологического строения и климатические условия острова. В Восточном и Северо-Западном гидрогеологических массивах, а также в приподнятой зоне Хреппар, разделяющей активные ветви Срединной зоны, значения модуля подземного стока не превышают 5 л/с · км^2. В пределах наложенного неовулканического супербассейна они существенно выше (10–20 л/с · км^2).

Циркулируя в верхних горизонтах земной коры, подземные воды обогащаются выщелоченными из пород минеральными компонентами и в конечном счете выносят их в океан. В этой "химической денудации" земной коры главную роль играют воды зоны активного водообмена. Массы растворенного в них вещества представляют собой так называемый подземный химический сток. Исходя из принципа соответствия химического состава этих вод солености малых рек в межень [Макаренко, 1950; Зверев и др., 1974], в Исландии нами было опробовано в летний период и осеннюю межень 1970–1973 и 1976 гг. свыше 40 пресных источников, озер и малых рек в разных районах острова. Кроме того, учитывались данные режимных наблюдений за химическим составом некоторых рек. В итоге было установлено, что минерализация холодных пресных вод составляет здесь обычно 50–150 мг/л. Среди анионов почти всюду преобладают HCO_3^- (20–70 мг/л), а среди катионов – Na^+ (1–24 мг/л) и Ca^{2+} (3–24 мг/л). Последний превалирует над другими катионами в поверхностных и близповерхностных водах, образующихся при таянии льда и снега. При расчете минерализации воды учитывалось общее количество гидрокарбонатного иона, а также вводилась поправка на уменьшение общей минерализации в зимнюю межень. Анализ режимных наблюдений, проведенных исландскими гидрологами в юго-западной части острова, свидетельствует о том, что величина общей минерализации пресных вод в летний период выше на 20–25 мг/л, чем в зимний [Armannsson et al., 1973].

Баланс химического стока в год на территории Исландии показывает, что из 17,85 млн. т растворенных веществ, участвующих в общем стоке, с атмосферными осадками поступает 0,3 млн. т солей, подземным стоком выносится 2,45 млн. т и на долю поверхностного стока приходится 15,1 млн. т (табл. 21).

Наиболее полное представление о геологической деятельности подземных вод и пространственных вариациях подземного химического стока дает его модуль, выражаемый в г/с · км^2. На рис. 6 границы зон представляют собой изолинии модуля подземного химического стока, построенные путем приближенной интерполяции его значений между отдельными точками с учетом границ гидрогеологических структур, рельефа и положения ледников. Видно, что в величинах подземного химического стока прежде всего отражается геологическое строение острова. Наибольшими значениями модулей подземного химического стока характеризуется наложенный неовулканиче-


I а
I б
I в
II
III а1
III а2
III а3
III б1
III б2
III б3
III б4
III б5
30 0 30 45 км
1
2
3
4
5
6
7
8

ский супербассейн Срединной зоны (0,75 – > 1,5 г/с · км^2), наименьшими – Северо-Западный и Восточный гидрогеологические массивы, а также зона Хреппар (0,25–0,5 г/с · км^2). В целом прослеживается определенная связь между возрастом слагающих остров пород и модулем подземного химического стока – последний меньше в более промытых древних структурах. Наиболее высокие значения модуля подземного химического стока приурочены к областям дренирования, они увеличиваются также с ростом абсолютных отметок и вблизи ледников, где выпадает максимальное количество осадков, происходит таяние льда и отмечается высокая норма стока. В то же время в зонах, непосредственно окаймляющих ледники, величина подземного химического стока несколько ниже, чем на некотором удалении от них, а данные о его значениях под ледниками отсутствуют. Вероятно, они здесь так же малы, как и в районах развития многолетней мерзлоты на территории СССР. Лишь на участках подледной гидротермальной или вулканической активности возможны аномалии с повышенными значениями модуля подземного химического стока.

В результате непрерывной деятельности подземных вод за все время существования Исландии из базальтовых пород, слагающих верхние слои ее геологического разреза, должно было быть вынесено в океан не менее $1{,}7 \cdot 10^{13}$ т растворенных веществ. Выщелачивание растворимых веществ и элементов происходило вдоль трещин и пор базальтовых толщ, туфовых слоев и комплексов гиалокластов. При этом в первую очередь выщелачивались гидротермально измененные породы. Под воздействием подземного химического стока породы должны были в какой-то мере разуплотняться и подготавливаться к последующему физическому выветриванию. Можно условно пересчитать всю сумму вынесенных в океан за счет подземного химического стока минеральных веществ в слой с плотностью базальта (2,8 г/см^3), исходя из соотношения $h = (Q \cdot \tau)/(\eta \cdot S)$, где h – мощность слоя, м, Q – подземный химический сток за вычетом его атмосферной составляющей, т, τ – время воздействия подземного стока на вмещающие породы, лет, η – плотность слоя, S – площадь рассматриваемой зоны, км^2.

Мощность такого слоя, "удаленного" подземным химическим стоком, в Северо-Западном гидрогеологическом массиве (τ = 16 млн. лет) оказывается равной 100, в Восточном (τ = 12 млн. лет) – 72, а в наложенном неовулканическом супербассейне Срединной зоны (τ = 2 млн. лет) – 17 м. Если же исходить из величин общего химического стока, а не только подземного, то эти цифры следует увеличить в 7 раз. Следует иметь в виду, что палеоклимат Исландии в целом был теплее теперешнего (ледники покрывали остров лишь в четвертичном периоде, и поэтому в прошлом интенсивность подземного химического стока и связанного с ним процесса денудации пород должна была быть еще выше. Но и в современных климатических условиях осредненный по всей площади Исландии эффект химической денудации поверхности выражается величиной порядка 1 см/1000 лет.

Удаление такого количества вещества эквивалентно по массе исчезновению ледникового покрова мощностью 1–2,4 км, что должно было бы найти соответствующее

←

Рис. 6. Схематическая гидрогеологическая карта Исландии

1–5 – величина модуля подземного стока, л/с · км^2: *1* – < 5, *2* – 5–7,5, *3* – 7,5–10, *4* – 10–20, *5* – > 20; *6* – изолинии модуля подземного стока; *7* – пункты определения модуля подземного стока [Rist, 1956]; *8* – кольцевые депрессии. Гидрогеологические структуры первого порядка: I – Северо-Западный гидрогеологический массив, II – Восточный гидрогеологический массив; III – наложенный (N_2–Q_4) вулканический супербассейн Срединной зоны. Гидрогеологические районы: Iа – п-ов Снайфедльснес с наложенным вулканическим бассейном, Iб – гидрогеологический массив Северо-Западного полуострова, Iв – гидрогеологический массив Северной Исландии, IIIа – северная часть наложенного супербассейна, включающая осевую часть (IIIа$_1$) и крылья бассейна (IIIа$_2$, IIIа$_3$), IIIб – южная часть наложенного супербассейна, включающая две активные ветви Срединной зоны – восточную (IIIб$_1$) и западную (IIIб$_4$) осевые части, крыльевые зоны бассейна (IIIб$_2$, IIIб$_5$) и зону Хреппар (IIIб$_3$). Стрелками показано направление движения подземных вод

Таблица 21

Подземный химический сток на территории Исландии, т/год · 10^3

Регион	Площадь, км²	Подземный сток, км³/год	Модуль подземного химического стока, г/с · км²	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^+	K^+	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	H_2SiO_3	Сумма
I. Северо-Западный гидрогеологический массив	31206	73,1	0,65	41,4	21,1	84,2	4,9	271,8	23,3	90,0	103,5	640,3
I а. Полуостров Снайфедльснес	1777	6,7	1,01	4,4	2,4	8,5	0,3	19,7	5,5	8,9	6,6	56,4
I б. Северо-Западный полуостров	16177	35,1	0,53	17,0	9,0	46,3	1,8	99,3	5,3	68,0	25,5	272,1
I в. Северная Исландия	13252	31,3	0,74	20,0	9,7	29,4	2,8	152,8	12,5	13,1	71,4	311,8
II. Восточный гидрогеологический массив	10327	16,9	0,46	10,6	2,9	18,2	0,2	70,0	6,7	8,1	32,0	148,8
III. Вулканический супербассейн Срединной зоны	61466	183,6	0,86	111,7	51,2	181,4	19,4	784,1	76,2	116,9	323,7	1664,4
III а. Северная часть	20856	59,9	0,9	38,3	17,7	57,2	4,9	287,8	24,0	25,6	134,2	589,7
III б. Южная часть												
Западная ветвь	21756	65,9	0,68	29,0	11,2	52,1	10,8	188,5	29,1	47,4	98,9	466,9
Восточная ветвь	18854	57,7	1,02	44,4	22,4	72,1	3,7	307,8	23,1	44,0	90,6	607,9

выражение в изостатических движениях коры Исландии. Известно, что в краевых частях острова, где этот "дефект массы" должен был быть больше, толщи платобазальтов приподняты относительно внутренних районов и имеют слабый наклон к центру.

Химический состав гидротерм

Описание геохимии термальных вод Исландии включает характеристику их газового, ионно-солевого (макро- и микрокомпоненты) и изотопного состава.

Газовый состав гидротерм. На территории Исландии газовый состав гидротерм имеет четкую зональность, хорошо согласующуюся с геолого-структурным районированием острова (рис. 7, табл. 22). В области развития миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов распространены азотные термы. К зоне п-ова Снайфедльснес с угасающей вулканической деятельностью приурочены углекислые воды. В областях доголоценовой вулканической активности Срединной зоны и в некоторых прилегающих участках разгружаются азотно-углекислые термы. Наконец, в вулканически активных частях Срединной зоны в газовом составе пароводяных струй в значительном, а иногда господствующем количестве присутствует свободный водород, вынос которого в атмосферу только на одном месторождении Наумафьядль достигает 1000 м³/сут. "Водородный" (углекисло-водородный) тип термальных флюидов, характерный, по нашему мнению, для гидротермальной активности в системе срединно-океанических хребтов, является яркой особенностью газовой зональности Исландии. Остальные компоненты газового состава этого типа терм H_2S и CO_2, в малых количествах присутствуют также азот, инертные газы и метан. Последний именно в водородном типе терм найден в Исландии в наибольших количествах, достигающих в двух пробах из района Хенгидль 4,2 и 10,8% об. Но, как правило, в водородных термах Исландии содержание CH_4 много меньше 1% об. В 11 выборочных пробах разных типов гидротерм исследовалось содержание тяжелых углеводородов (определения выполнялись в газохимической лаборатории МГРИ под руководством проф. А.И. Кравцова). Почти во всех пробах был найден C_2H_6 в количествах (в % об.) до 0,002, в трех – C_2H_4 до 0,0005, в пяти – C_3H_8 до 0,0004 и в одной – C_4H_4 до 0,0002. Не были обнаружены вовсе C_3H_6, iC_4H_{10}, iC_3H_8, iC_5H_{12}, nC_5H_{12}, C_6H_{14}.

Границы газохимических зон обычно точно совпадают с геологическими, например

с границами южной ветви зоны голоценового вулканизма или вулканической зоны Снайфедльснес. Но имеются расхождения, из которых самое существенное на севере Срединной зоны, в районе п-ова Тьёднес. Присутствие азотных терм к северу от Хусавикского разлома свидетельствует о какой-то границе, рассекающей северную оконечность Срединной зоны и отделяющей от нее часть, менее активную в геоэнергетическом отношении. Такое же ослабление активности, судя по газовому составу гидротерм, имеет место и в южной Исландии. Присутствие здесь азотных терм подчеркивает разобщенность этой ветви Срединной зоны и лежащего южнее вулканического архипелага Вестманнаэйер, где в газах вулканов Суртсэй и Эльдфедль снова доминирует водород. Отсутствие "водородных" (как, впрочем, и любых других) терм в западной ветви севернее оз. Тингвадлаватн и восточнее ледника Хофсйёкудль ставит под сомнение возможность объединения геотермально активных районов этой зоны в сплошную полосу, сопрягающуюся с восточной ветвью Срединной зоны.

Ионно-солевой состав гидротерм. Характерной чертой подземных вод Исландии является их низкая общая минерализация. В пресных холодных водах она, как отмечалось, составляет 50–150 мг/л. Это преимущественно гидрокарбонатные натриевые или гидрокарбонатные кальциевые воды. Типичным примером таких вод, разгружающихся из II водоносного комплекса (голоценовые лавовые покровы), может служить вода источников Оудаудахрейн, расположенных в северо-восточной активной ветви Срединной зоны:

$$M_{0,1}\ \frac{HCO_3 79 Cl 12 SO_4 8}{Na 40 Ca 32 Mg 26}\ pH\ 7{,}1;\ T\ 4{,}5^\circ C.$$

В термальных водах содержание растворенных веществ в среднем колеблется от 150 до 1500 мг/л. Такой низкой минерализацией гидротермы Исландии отличаются от термальных вод других вулканических районов мира. Лишь в кислых сульфатных поверхностных водах высокотемпературных областей она достигает 5000 мг/л. Исключением являются хлоридно-натриевые воды береговых терм п-ова Рейкьянес с минерализацией до 52000 мг/л, генезис которых будет рассмотрен ниже.

Содержание главных анионов (HCO_3, CO_3, SO_4, Cl) в подземных водах тоже тесно связано с геологическими особенностями различных районов Исландии (см. рис. 7, табл. 23). Как правило, в конденсатах естественных паровых струй термальных об-

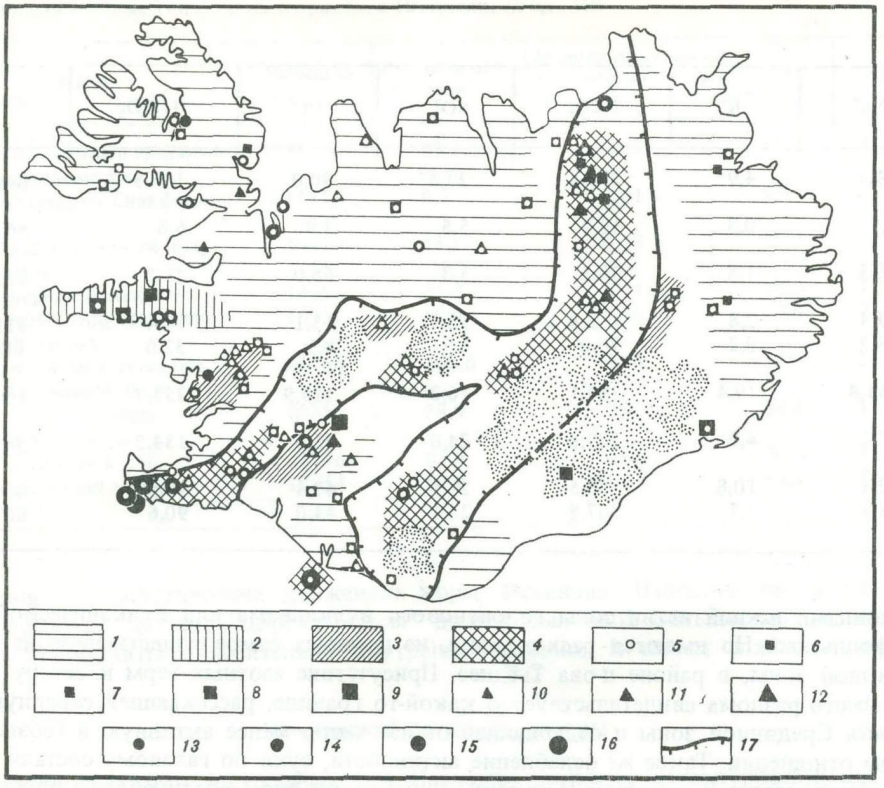


Рис. 7. Схема гидрохимической зональности Исландии

1–4 – зоны распространения азотных (*1*), углекислых (*2*), азотно-углекислых (*3*) и водородных (*4*) терм; *5* – термопроявления с изученным газовым составом; *6–9* – термопроявления и холодные источники с преобладанием карбонатов и бикарбонатов в составе воды и общей минерализацией (в г/л) до 0,15 (*6*), 0,15–0,5 (*7*), 0,5–1,0 (*8*), более 1,0 (*9*); *10–12* – термопроявления и холодные источники с преобладанием сульфатов в составе воды и общей минерализацией (в г/л) до 0,5 (*10*), 0,5–1,0 (*11*), более 1,0 (*12*); *13–16* – термопроявления и холодные источники с преобладанием хлоридов в составе вод и общей минерализацией (в г/л) до 0,5 (*13*), 0,5–1,0 (*14*), 1,0–5,0 (*15*), более 5,0 (*16*); *17* – границы вулканически активных ветвей Срединной зоны (на этом и других рисунках по [Palmason, Saemundsson, 1974])

ластей Срединной зоны господствует SO_4^{2-}, тогда как в анионном составе их глубинной жидкой фазы преобладают HS^- и HCO_3^-. Последний преобладает в анионном составе терм за пределами Срединной зоны, и лишь в некоторых источниках, находящихся поблизости от береговой линии, в составе термальных вод доминирующим анионом становится хлор. Однако типичные для вулканических районов мира хлоридно-натриевые термы азотно-углекислого типа в Исландии отсутствуют; здесь в анионном составе гидротерм с таким газовым составом преобладают HCO_3^- и CO_3^{2-}. Это ставит под сомнение предполагаемое некоторыми исследователями [Дерпгольц, 1963] существование так называемой глобальной глубинной гидрохлоросферы. Низкое содержание хлора в исландских азотно-углекислых и водородных термах, по нашему мнению, противоречит распространенным представлениям о том, что он является типичным компонентом глубинных флюидов [Иванов, 1960; Арсанова, 1974; Набоко, 1974; Пилипенко, 1974; Щербаков, 1975; Пампура, 1981].

Из других анионов в составе термальных вод иногда появляется фтор (до 16 мг/л), что указывает на присутствие магматических тел кислого состава.

В катионном составе термальных вод зональности не отмечается. Обычно среди катионов доминирует Na^+. Содержание K^+ и Mg^{++} увеличивается в конденсатах паро-

Таблица 22

Состав газов гидротерм Исландии, % об. [Арнорссон и др., 1974; с дополнениями автора]

Тип гидротерм	Источники	H_2S	CO_2	CH_4	H_2	N_2	Ar
N_2		–	0,1–0,8	0–1,0	0–0,01	97–98	1–2,4
	Вармахлид	–	–	–	–	98,0	2,0
	Тьоурсаулёй	–	0,21	0,35	0,0004	97,72	1,68
CO_2	Холодные	–	93–99	0,16–0,2	<0,001	1,7	0,03–0,06
	Рейдамельсёлькельда	–	99,0	–	–	1,0	–
	Термальные	–	88–95	–	0,005	5–10	0,7
	Лисуходль	–	93,0	–	–	6,0	–
N_2–CO_2	С преобладанием N_2	–	2–13,0	<0,3	–	85–96	~2
	Рейкхольт	–	13,1	0,27	–	85,0	2,3
	Аурхвер	–	11,6	0,15	–	85,9	2,3
	С преобладанием CO_2	–	40–70	–	0,01	30–50	0,7
	Большой Гейзер	–	77	–	–	21,0	–
H_2	Конденсат естественных паровых струй	2,6–22,5	40–90	0–11,0	2–64	1,5–2	0,016–0,6
	Наумафьядль Хвёраренд	55		–	45	1	–
	Глубинная жидкая фаза						
	Наумафьядль, скв. 3	24,1	31,4	2,5	32,8	8,7	–
	Термальный морской рассол Рейкьянес	0,45	93,6	<0,02	0,75	4,52	0,12

газовых струй водородного типа, отмечая участки разгрузки флюида с наиболее высокой температурой.

Отличительная особенность исландских терм всех типов – очень высокое содержание кремнезема (до 1000 мг/л).

Кислотность-щелочность и окислительно-восстановительные условия термальных вод. Для исландских термальных вод характерно высокое значение pH 8–10 (при 20°C). Значительно реже гидротермы имеют pH 6–7, и лишь на фумарольных полях встречаются более кислые конденсаты. Конденсаты влажного пара буровых скважин в областях распространения водородных терм имеют pH около 7–8 (при естественной температуре на выходе). Такая величина pH в основном обусловлена ионизацией растворенных H_2S и CO_2 и в меньшей степени кремнезема. При высоких температурах интенсивное выщелачивание серы и углерода из пород приводит к созданию в водах достаточно высоких концентраций H_2S и CO_2 и в меньшей степени кремнезема, хотя возможно, что часть их имеет ювенильное происхождение. Предполагается [Арнорссон и др. 1974], что высокие значения pH, характерные для исландских терм (особенно азотных), вызваны реакциями ионного обмена, сопровождающимися растворением кремнезема вулканического стекла и изменением магниевых силикатов, таких, как оливин и пироксен.

Предварительные исследования [Arnorsson, 1969] указывают на то, что окислительно-восстановительный потенциал термальных вод контролируется равновесием между сульфидом и элементарной серой. Если сульфид присутствует в незначительных количествах, что обычно имеет место в водах с невысокой температурой (ниже 70°C), то этот потенциал может испытывать влияние атмосферного кислорода, содержащегося

Таблица 23

Химический состав гидротерм Исландии, мг/л [Арнорссон и др., 1974; Кононов, Поляк, 1977; Arnorsson, 1979]

Тип гидротерм	Местоположение, источники	$T°$, С	pH	*Eh* при 25° С	*M*, мг/л	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl	F^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	H_2SiO_3
N_2		$<T_{кип}$	7,4–10,3	–0,15÷+0,16	146–1080	1,6–39,8	0,2–41,1	6,2–111,0	3,5–407,2	1,3–2,5	32,0–164,4	0,1–8,6	1,3–74,5	<0,01–27,8	28–358,8
	Вармахлид	87	9,56	+0,08	370,5	25,5	6,4	58,9	33,3	2,3	74,1	1,8	1,8	<0,01	166,4
	Тьоурсаулёй	71	8,0		601,9	6,3	15,9	111,0	6,7	2,5	92,5	6,1	1,6	0,5	358,8
CO_2	Холодные	~7			53,5–2,484	21,9–988,2	258,3	1,0–136,6	7,7–245,9	0,2–6,2	9,2–665,6	1,0–30,0	3,2–24,6	0,8–59,6	6–86
	Рейдамельсёль-кельда	7			53,4	21,9	–	1,0	10,0	0,2	9,2	1,0	3,2	0,8	6,1
	Термальные	~40			1882,0	1037,0	84,0	45,2	75,0	4,5	464,4	32,3	28,4	6,8	104,5
	Лисуходль	35	8,15												
N_2–CO_2	С преобладанием N_2	$\leqslant T_{кип}$	9–10	–0,11÷ ÷ –0,04	222–726	6,5–528	0,8–48,6	36,2–105	15,6–238,0	0–3,0	38–172	0,7–12,3	0,7–28,3	0,03–13,2	54–299
	Рейкхольт	Кип.	9,63	–0,04	458,2	18,3	1,8	62,4	34,0	2,3	77,9	4,1	2,6	0,04	254,8
	Аурхвер	Кип.	9,3		391,7	13,4	22,5	69,1	34,0	3,0	85,1	2,3	3,2	0,2	158,6
	С преобладанием CO_2	Кип.	9–10		339–1247	24–207,4		21–168,7	16,8–130,2	1,2–12,0	62,6–207	1,9–20,9	0,4–1,4	0,01–1,9	182–662
	Большой Гейзер	85–кип.	9,2	–0,06	1370,9	207,4	26,4	114,5	122,0	10,0	207,2	20,9	0,8	0,03	661,7
H_2	Конденсат естественных паровых струй	Кип	5		74–1006,0	0–2,4	–	42–1000	1,1–14,3	0,3–9,0	4,6–158	0,05–10,0	2,4–264	0,1–125,6	0–234
	Наумафьядль, Хвераренд	Кип.	4,4		307,0	–	–	42,0	9,8	–	9,7	0,6	11,3	0,1	234,0
	Жидкая фаза пароводяной смеси														
	Крабла, скв. 7	>342	6,9		379,0	36280*		46,9 (311,1**)	29,1	0,27	60,6	11,3	0,7	0,01	200,6
	Береговые термы														
	Свартсенги, скв. 4	243	6,1		24006,0	539*		35,5 (5,8**)	12791	0,11	6440	987	1053	1,14	599

*$H_2CO_3 + HCO_3^- + CO_3^{2-}$.
**$H_2S + HS^- + S^{-2}$.

Примечание. Верхняя строка – диапазон концентраций компонентов, встречающийся в данном типе, нижние строки – концентрации компонентов в указанном термопроявлении.

в воде. Величина Eh в термальных водах колеблется от –290 мВ в водной фазе водородных терм до +160 мВ в термах азотного типа (см. табл. 23).

Микрокомпоненты. Распределение и концентрация редких элементов в исландских термальных водах связаны с содержанием в них некоторых растворенных макрокомпонентов, pH, температурой и растворимостью минералов вмещающих пород. В целом даже в Срединной зоне в водах не отмечено аномально больших количеств какого-либо экзотического микроэлемента. Так, если максимальные содержания отдельных микрокомпонентов в термальных рассолах Красного моря, Солтон-Си (Калифорния) и в гидротермах Тихоокеанского пояса обычно составляют несколько, а иногда даже десятки и сотни миллиграммов в 1 л, то в исландских термах они измеряются микрограммами в 1 л. В то же время в распределении некоторых микрокомпонентов наблюдается определенная связь с геологическим строением Исландии. В этой связи была изучена концентрация 22 микрокомпонентов. При этом подгруппа Fe (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co и Ni), а также Mo, Ga и Ge рассматриваются в основном по данным С. Арнорссона [Arnorsson, 1969, 1970a]. Определение Cu, Zn, Li, Rb, Cs проводилось Т.М. Сущевской в ГЕОХИ АН СССР. Анализ Fe, Al, Pb, Mn, Cu, Li, Rb, Cs, B, P выполнялся также в гидрохимической лаборатории Геокаптажминвод (руководитель В.А. Морозова), а исследование Hg и Sb в термах и солевых отложениях проводилось Н.А. Озеровой в ИГЕМ АН СССР.

Среди микрокомпонентов, концентрация которых в термальных водах возрастает в Срединной зоне, в первую очередь следует упомянуть Cu, Zn, Li (рис. 8, табл. 24).

Медь определена в 30 из 137 опробованных водопроявлений различных типов. Ее содержание в них колеблется от 1,0 до 61 мкг/л. Заметим, что в пробах морской воды, отобранных Е.М. Емельяновым [1973] близ берегов Исландии, концентрация меди изменялась от 1,0 до 5,0 мкг/л. В придонных водах на оси хребта Рейкьянес содержание меди, по данным Т.М. Сущевской, увеличилось до 24 мкг/л. В донных осадках из проб, взятых поперек хребта, оно возрастало по направлению к его оси от 60 до 100 мг/л [Horowitz, 1974]. В морских метаморфизованных термальных рассолах п-ова Рейкьянес, внедрившихся по тектоническим разломам в глубь суши, содержится 26 мкг/л меди. Но наибольшие ее значения в водах Исландии зафиксированы в несвязанных с морем водородных термах Срединной зоны – 40 мкг/л в конденсате самой мощной фумаролы Краблы (pH = 7,25), 61 мкг/л в скважине Хейнгидль-Несьявеллир (pH = 8,3) и, наконец, 434 мкг/л в кислом ручье (pH = 1,8), протекающем по гидротермально измененным полям северо-восточного склона хребта Наумафьядль.

Таблица 24

Состав микрокомпонентов в гидротермах Исландии, 10^{-3} мг/л [Арнорссон и др., 1974; с дополнениями автора]

Тип гидротерм	Источники	Fe	Cr	Co	Ga	Ge	Mo	Ni	Ti	V	Zn	Mn	Li
N_2		3,6–181,0	<2,0	<1,0	0,6–4,5	<0,5–11,4	1,0–37,8	<1,0	<0,5–15,6	<0,5–2,0	<2,0	<1,0–300	<0,1–560
	Вармахлид	8,0	<2,0	<1,0	2,2	11,4	37,8	<1,0	1,2	<0,5	<2,0	–	–
	Тьоурсаулёй	–	<2,0	<1,0	–	–	–	<1,0	<0,5	–	<2,0	<1,0	–
CO_2	Холодные	–	–	–	–	–	–	–	–	–	<2,0–12,0	<1,0	0,1–250
	Рейдамельсёлькельда	–	–	–	–	–	–	–	–	–	12,0	<1,0	0,1
	Термальные	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Лисуходль	3240	<2,0	<1,0	11,8	38,0	9,1	<1,0	3,0	<0,5	<2,0	<1,0	500
N_2–CO_2	С преобладанием N_2	1,9–925	<2,0	<1,0	0,8–7,2	2,0–17,4	4,5–25,1	<1,0	<0,5–100	<0,5–8,1	<2,0	<1,0	2–40
	Рейкхольт	6,5	2,0	1,0	3,6	3,0	21,0	1,0	0,7	0,5	2,0	–	–
	Аурхвер	–	2,0	1,0	–	–	–	1,0	–	–	2,0	1,0	40
	С преобладанием CO_2	4,0–35	2,0	1,0	0,6–8,8	5,4–28,6	4,5–67,0	1,0	0,5–33,5	1,4–15,1	2,0–16	1,0–300	100–285
	Большой Гейзер	12,5	2,0	1,0	1,5	23,6	47,0	1,0	15,1	1,0	2,8	–	285
H_2	Конденсат естественных паровых струй	90–10000	<2,0–645,0	<1,0–152,0	3,2–100	0,5–27,4	<0,5	<0,5–244	36,9–100	35,0–83	<2,0–52,0	<1,0–1200	0,2–400
	Наумафьядль, Хверарёнд	–	–	1,0	–	–	–	2,5	–	–	10,0	<1,0	20
	Термальный морской рассол Рейкьянес	192	<1,0	<1,0	2,6	5,5	10,9	1,0	6,1	0,7	88,0	4200	3000

Примечание. Верхняя строка – диапазон концентраций компонентов, встречающийся в данном типе.

Таблица 24 (окончание)

Тип гидротерм	Источники	Rb	Cs	Pb	Cu	Sr
N_2		<1,0–600	<1,0	2,4–44	<1,0–14,0	<1,0–360
	Вармахлид	–	–	–	–	–
	Тьоурсаулей	–	–	3,0	1,0	360
CO_2	Холодные	–	–	<1,0–4,3	<1,0–4,5	<1,0–100
	Рейдамельселькельда	–	–	4,3	4,5	<1,0
	Термальные	–	–	–	–	–
	Лисуходль	–	–	1,6	5,1	–
N_2–CO_2	С преобладанием N_2	<1,0–10	0,5–1,0	<1,0–20	<1,0–11	<1,0
	Рейкхольт	–	–	–	–	–
	Аурхвер			5,0	<1,0	<1,0
	С преобладанием CO_2	1,0–150		6–20	<1,0–16	<1,0
	Большой Гейзер	150		6,6	9,4	<1,0
H_2	Конденсат естественных паровых струй	<1,0–20	0,01–0,12	1,8–34	<1,0–61	<1,0–600
	Наумафьядль, Хверарёнд	20	–	10	<1,0	–
	Термальный морской рассол Рейкьянес			2,6	26,0	6300

Особенно заметно концентрация меди возрастает в юго-западной ветви Срединной зоны Исландии.

Между содержанием меди и минерализацией подземных вод не наблюдается определенной зависимости.

В водородных сероводородсодержащих термах Срединной зоны медь, по-видимому, образует гидросульфидные комплексы – $CuS \cdot HS^-$, $Cu(HS)_2^-$ и др. [Ходаковский, 1966]. В щелочных и слабокислых водах, не содержащих H_2S, медь мигрирует в основном в виде $CuOH^+$, $CuCO_3$ и $CuCl_4^{2-}$, а также (особенно в азотных термах с низкими положительными значениями Eh) в виде Cu^{2+} [Крайнов и др., 1966].

Цинк также почти не содержится в азотных термальных водах Северо-Западного и Восточного гидрогеологических массивов, значения же его в зоне Хреппар колеблются от 0,4 до 34,8 мкг/л – зафиксированы в кислых ручьях, собирающих конденсаты парогазовых водородных струй на термопроявлениях Вонарскард, Аскья, Наумафьядль, Тейстарейкир, а также в высокоминерализованных термальных рассолах п-ова Рейкьянес (88,0–96,0 мкг/л). В придонных пробах оси хребта Рейкьянес Т.М. Сущевская обнаружила 49 мкг/л цинка. Отмечается также и общее возрастание концентраций цинка (от 20 до 140 мкг/л) в осадках по профилю, проведенному поперек хребта Рейкьянес [Horowitz, 1974]. Четкой зависимости между содержанием Zn и pH, а также содержанием цинка и минерализацией не наблюдается.

В щелочных сульфатных азотных и азотно-углекислых водах, а также нейтральных и слабокислых углекислых водах Исландии цинк переносится в виде сульфатных, гидрокарбонатных и хлоридных комплексов – $ZnSO_4$, $ZnHCO_3^+$, $ZnCl^+$ и др. В сероводородсодержащих флюидах Срединной зоны – в основном в виде гидросульфидных

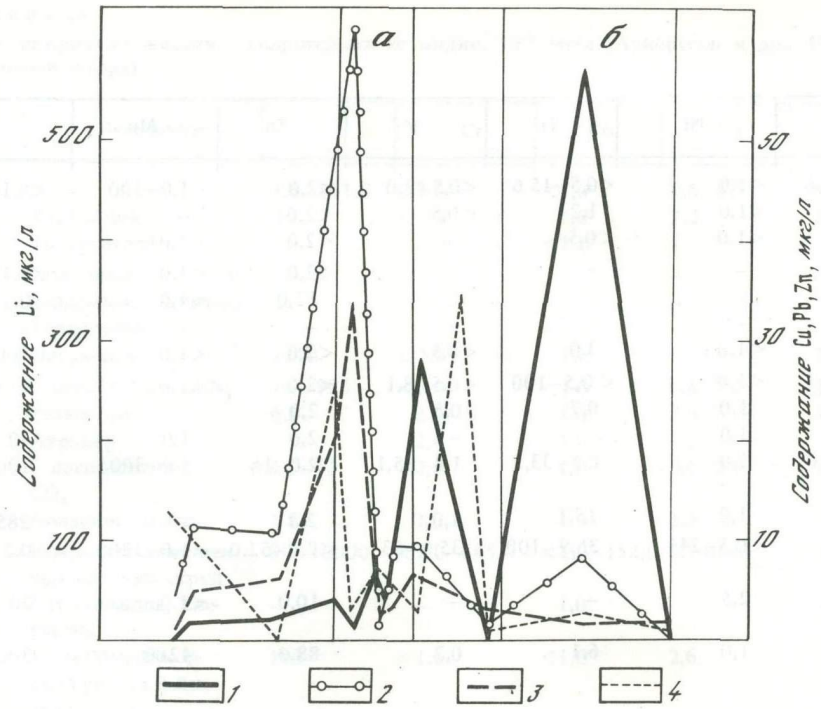


Рис. 8. Содержание Li, Cu, Pb, Zn в термальных водах Исландии вдоль профиля *А–Б* (см. рис. 9)
Срединная зона (западная (*а*) активная и восточная (*б*) ветви): *1* – Li, *2* – Cu, *3* – Pb, *4* – Zn

комплексов, а в сильнокислых сульфатных водах – в виде простых (Zn^{2+}) и комплексных ($ZnHSO_4^+$) катионов [Голева, 1977; Ходаковский, 1966].

Р т у т ь довольно часто встречается в термальных водах областей современного вулканизма, причем ее содержание колеблется обычно от 0,05 до 0,5 мкг/л и лишь в редких случаях достигают 6 мкг/л. В исландских термах ртуть обнаружена в 41 из 47 отобранных нами проб в количествах от 0,1до 0,7 мкг/л. Какой-либо четкой закономерности в ее распределении не отмечается, хотя наибольшие концентрации зафиксированы в конденсатах парогазовых струй Срединной зоны – 0,5–0,7 мкг/л (Керлингарфьёдль, Наумафьядль, Лерхнукур, Крабла).

В термах, содержащих H_2S, ртуть, по мнению И.Л. Ходаковского [1966], находится в основном в виде гидросульфидных комплексов – $Hg(HS)_2$ в кислых водах и $Hg(HS)_3$ в щелочных.

К а д м и й, по данным С.А. Арнорссона [Arnorsson, 1970a], в термальных водах Исландии не обнаружен.

Л и т и й обладает наибольшей пространственной закономерностью распределения в термальных водах Исландии (рис. 9). Максимальные его концентрации зафиксированы на участках внедрения морских вод в глубь мыса Рейкьянес и на о. Хеймаэй (до 3 мг/кг), а также в пределах Срединной зоны (до 560 мкг/л), причем в последней участки высоких концентраций лития совпадают с проявлениями кислого вулканизма. На гидрохимическом профиле (см. рис. 8) хорошо видны максимумы его содержания в пределах восточной ветви и на периферии западной ветви Срединной зоны. В донных же осадках хребта Рейкьянес повышения концентраций лития не отмечаются [Horowitz, 1974]. Наблюдается определенное увеличение его содержания с ростом общей минерализации.

В высокоминерализованных растворах Рейкьянеса литий находится, по-видимому, в форме LiCl, а в остальных типах вод – в виде Li^+ [Крайнов и др., 1966].

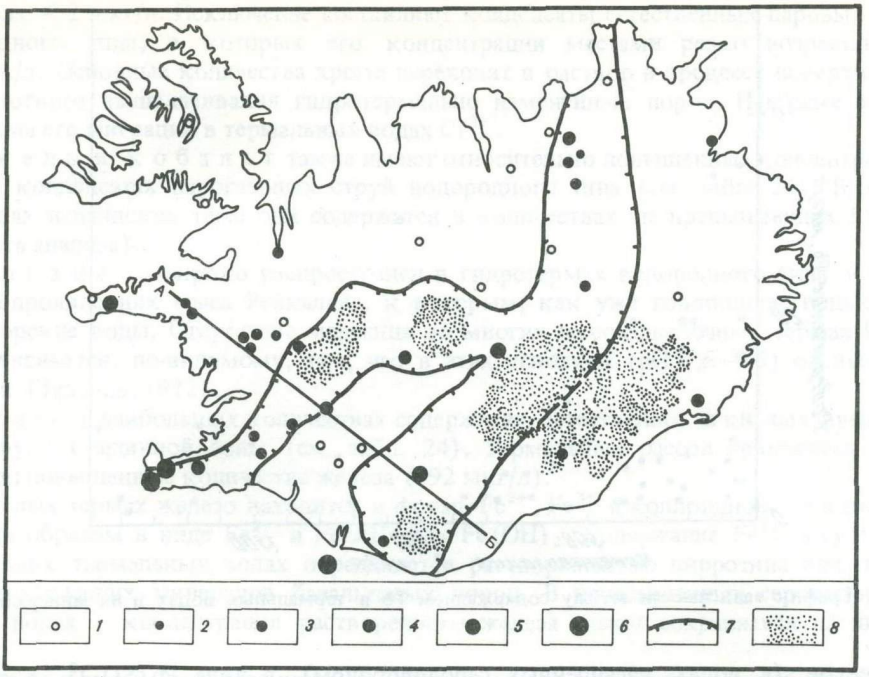


Рис. 9. Содержание Li в термальных флюидах Исландии, мкг/л
1 – не обнаружено; *2* – < 20; *3* – 20–100; *4* – 100–500; *5* – 500–1000; *6* – > 1000; *7* – границы вулканически активных ветвей Срединной зоны; *8* – ледники. *А–Б* – линия профиля (см. рис. 8)

Рубидий и цезий содержатся в термальных водах Исландии в весьма низких концентрациях (см. табл. 24), и какой-либо закономерности в их распределении пока установить не удалось.

Германий, напротив, распределен в близком соответствии с газовой зональностью. Наибольшие значения зафиксированы в жидкой фазе высокотемпературных гидротерм района Наумафьядль – до 58,8 мкг/л. По мнению С. Арнорссона [Arnorsson, 1970], концентрация германия управляется растворимостью германата кальция и зависит также от содержания в водах кремнезема, которое в свою очередь связано с подземной температурой и pH среды. В кислых водах, а также в термальном морском рассоле термопроявления Рейкьянеса концентрации германия сравнительно малы. Можно предположить, основываясь на работе С.Р. Крайнова [1965] о распространении германия в минеральных водах, что в кислых сульфатных конденсатах Срединной зоны германий мигрирует в основном в виде четырехвалентного катиона. В щелочных же азотных и азотно-углекислых термах он находится, вероятно в анионной и молекулярной формах германиевых кислот (H_2GeO_3 и др.), а также германийорганических соединений.

Свинец, в отличие от рассмотренных выше микрокомпонентов, не обнаруживает в своем распределении в термах прямой связи с геолого-тектоническим строением Исландии. Концентрации его в термальных водах Срединной зоны даже несколько ниже, чем за ее пределами (см. табл. 24). Они снижаются и в донных осадках над рифтовой зоной хребта Рейкьянес [Horowitz, 1974].

Кажется, что между общей минерализацией проб воды и содержанием в них свинца существует плохо выраженная обратная зависимость (рис. 10).

В зависимости от состава терм, величины pH и Eh, содержания H_2S и температуры свинец находится в различных формах – в виде гидросульфидных и тиосульфатных

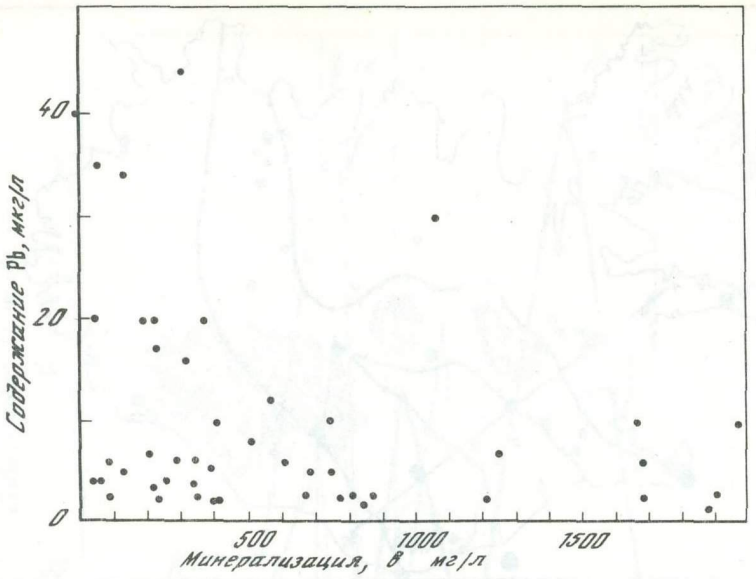


Рис. 10. График зависимости между содержанием Pb в термальных водах и их минерализацией

комплексов (в водах, насыщенных сероводородом), в виде $Pb(SO_4)_2^{2-}$ в сильнокислых сульфатных водах и в форме $PbOH^+$, $PbCO_3$, Pb^{2+}, $Pb(CO_3)_2^{2-}$, $PbCl$ в щелочных термах [Ходаковский 1966; Голева, 1977; Басков, Суриков, 1975].

Г а л л и й находится в относительно высоких концентрациях в кислых водах Срединной зоны (см. табл. 24), а также в некоторых ручьях с нейтральными или щелочными значениями pH, протекающими через гидротермально измененные породы. Галлий может входить в структуру глинистых минералов и цеолитов, где он замещает алюминий.

М ы ш ь я к, обычно широко распространенный в термальных водах областей современного вулканизма, в исландских термах встречается крайне редко (в 16 пробах из 137). Относительно повышенные его количества (20–40 мкг/л) отмечаются лишь в термопроявлениях прибрежных районов, к которым подмешиваются морские воды.

Мышьяк, согласно В.В. Аверьеву [1960], мигрирует в термальных водах в форме мышьяковой и мышьяковистой кислот и их анионов.

С у р ь м а в термальных водах Исландии изучена в 40 пробах, где ее содержание, по данным Н.А. Озеровой, в основном колебалось от < 1 до 1 мкг/л. Лишь в кислых конденсатах Наумафьядля оно увеличилось до 40 мкг/л.

Т и т а н в углекислых и азотных термах содержится в небольших количествах (0,5–15,6 мкг/л), его концентрации несколько увеличиваются в щелочных азотно-углекислых и водородных термопроявлениях, а максимальные значения (до 100 мкг/л) отмечаются в кислых водах pH = 2.

В а н а д и й широко распространен во всех типах термальных вод Исландии. Содержание его находится обычно в пределах $< 0{,}5$–20 мкг/л, увеличиваясь до 35–83 мкг/л в конденсатах естественных паровых струй. Концентрация ванадия явно связана с количеством содержащегося в термальных водах кремнезема, увеличиваясь с ростом содержания последнего. В кислых термах ванадий, вероятно, мигрирует в виде V^{3+} или VO^{2+}, а в нейтральных и щелочных – в виде H_2VO_4, HVO_4^{2-}, HV_2O_5 [Arnorsson, 1970a]. Высокое содержание V (до 0,11%) обнаружено в железо-марганцовых конкрециях вдоль срединно-океанических хребтов, где значительные количества V вместе с Fe, Mn, Pb, Cu, Co и Ni поступают в зону осадконакопления с гидротермами и эксгаляциями [Холодов, 1975].

Х р о м во всех типах термальных вод содержится в крайне незначительных ко-

личествах < 2 мкг/л. Исключение составляют конденсаты естественных паровых струй водородного типа, в которых его концентрации местами резко возрастают до 645 мгк/л. Основные количества хрома переходят в раствор в процессе поверхностного кислотного выщелачивания гидротермально измененных пород. Наиболее вероятная форма его миграции в термальных водах Cr^{3+}.

Никель и кобальт также имеют относительно повышенные концентрации в кислых конденсатах парогазовых струй водородного типа (см. табл. 24). В остальных типах исландских терм они содержатся в количествах, не превышающих 1 мкг/л (точность анализа).

Марганец широко распространен в гидротермах водородного типа, а также в термопроявлениях мыса Рейкьянес, к которым, как уже говорилось, подмешиваются морские воды. Отсутствие марганца во многих высокощелочных термах Исландии объясняется, по-видимому, тем, что в этих условиях (pH 7,6–9,5) он выпадает в осадок [Зеленов, 1972].

Железо в наибольших количествах содержится, естественно, в кислых фумарольных струях Срединной зоны (см. табл. 24). Термальный рассол Рейкьянеса также содержит повышенные количества железа (192 мкг/л).

В кислых термах железо находится в форме Fe^{2+}, Fe^{3+} и коллоидной, а в щелочных главным образом в виде Fe^{2+} и $FeOH^{+}$ или $Fe(OH)_2$. Содержание Fe^{2+} в сульфидосодержащих термальных водах определяется растворимостью пирротина или других железосодержащих минералов базальтовых пород. В ненасыщенных сероводородом теплых водах концентрация растворенного железа может сохраняться на низком уровне.

Алюминий наиболее широко распространен в водородных термах Срединной зоны, где его концентрация достигает 63 мкг/л. Содержание алюминия зависит главным образом от величины pH. Наибольшие его значения встречены в кислых водах. В углекислых и азотно-углекислых водах он встречен в единичных пробах (2–20 мкг/л), а в азотных термах примерно в 40% проб, причем содержание алюминия в них не превышало 80 мкг/л.

Стронций встречен примерно в 30% проб азотных и водородных терм. Наибольшие его концентрации зафиксированы в термальном морском рассоле мыса Рейкьянес – 6,3 мкг/л.

Молибден присутствует в большинстве исландских нейтральных и щелочных терм и отсутствует в кислых водах (см. табл. 24). Концентрация его зависит от содержания в водах растворенных кремнезема и сероводорода – с ростом кремнезема она возрастает, а с увеличением общего количества H_2S – уменьшается [Arnorsson, 1969].

Присутствие H_2S в растворе влияет на миграцию молибдена в форме кремнемолибдатного комплекса – высокие концентрации H_2S переводят его в осадок [Хитаров и др., 1965]. Помимо этой формы, молибден в термальных водах находится в виде MoO_4^{2-}, $HMoO_4^{-}$, и H_2MoO_4.

Фосфор еще недостаточно изучен в термах Исландии. Из 137 проб он обнаружен лишь в 12, характеризующих 5 термопроявлений (Тейсторейкир, Вонарскард, Аскья, Кедлингарфедль и Годдалир). Содержание фосфора в них колеблется от 25,6 до 192,0 мкг/л. Режимные наблюдения за содержанием фосфора в реках юго-западной Исландии показали, что в зимнюю межень его концентрации в речных водах достигали 102,4 мг/л [Armannsson et al., 1973].

В кислых водах фосфор присутствует главным образом в виде H_3PO_4 и $H_2PO_4^{-}$, а в щелочных – в форме HPO_4^{2-} и PO_4^{3-} [Басков, Суриков, 1975].

Бор также встречен лишь в 14 пробах из 137, причем в 6 из них, по-видимому, присутствовала морская вода. Максимальные концентрации бора зафиксированы на п-ове Рейкьянес в так называемом Морском Гейзере (9,12 мг/л) и в термопроявлении Свартсенги (7,75 мг/л). В азотно-углекислых термах, а также водородных парогазовых струях и их кислых дериватах при точности анализа 1 мкг/л присутствие бора не обнаружено.

В Срединной зоне лишь щелочные термальные воды Хверагерди содержат от 0,5 до 1,4 мг/л HBO_2. В углекислых водах и азотных щелочных термах содержание HBO_2 колебалось от 0,5 до 6 мг/л. Повышенные содержания бора в гидротермах других вулканических районов мира обычно интерпретируются как признак присутствия в геологическом разрезе осадочных пород.

Таким образом, состав макро- и микроэлементов, растворенных в подземных водах Исландии, в большинстве случаев может быть объяснен процессом взаимодействия вод и пород. Низкое содержание растворенных веществ в водах объясняется малым содержанием их в базальтовом разрезе Исландии и непродолжительностью взаимодействия пород и вод, так как скорость циркуляции последних высока, а площадь соприкосновения с породой относительно невелика.

Меньшая общая минерализация гидротерм Исландии по сравнению с минерализацией термальных вод других вулканических провинций (рифтовых зон и островных дуг) и особенности содержания и распределения в них микроэлементов служат в наших глазах признаком различий в составе водовмещающих толщ этих регионов.

Локальные особенности солевого состава термальных вод в прибрежных участках и районах недавних морских трансгрессий свидетельствуют о влиянии моря.

Вместе с тем определенная специфика солевого состава исландских гидротерм и особенности распределения некоторых его компонентов позволяют предположить и поступление с глубинным ювенильным высокотемпературным флюидом какой-то, вероятно незначительной, части щелочей, Cu, Zn, Ge, V, Cr, Co, Ni. Эти элементы, так же как и в больших количествах сера и кремний, могут, по мнению В.Л. Барсукова, Л.В. Дмитриева и Г.Б. Удинцева [1974], отделяться от мантийного субстрата при переходе гранатовых перидотитов в шпинелевые в результате подъема мантийного вещества в верхние структурные этажи. Однако, как уже отмечалось выше, традиционное изучение газового и ионно-солевого состава термальных флюидов не дает однозначных доказательств наличия или отсутствия в них ювенильных компонентов. Для выявления признаков современного поступления мантийного вещества к поверхности Исландии рассмотрим особенности изотопного состава некоторых характерных компонентов термальных флюидов.

Изотопный состав компонентов гидротерм. В течение ряда лет автором совместно с Б.Г. Поляком изучался изотопный состав He, Ar, S, содержащихся в исландских термальных флюидах. Такие исследования в этом регионе были проведены впервые. Представленные в работе данные об изотопах гелия получены при анализе собранного материала вместе с Б.А. Мамыриным и Л.В. Хабариным, а серы и аргона – с В.И. Виноградовым и С.Б. Смеловым.

Отношение $^3He/^4He$ в пробах газа определялось при помощи специального магнитного резонансного масс-спектрометра (МРМС), разработанного в Ленинградском физико-техническом институте АН СССР, по методике, изложенной ранее [Мамырин и др., 1969]. Особенностью этой методики является высокая точность определения изотопного отношения, соответствующая при $^3He/^4He = 10^{-7}$ относительной погрешности в 2–3% (при единичном определении).

Изотопы серы и аргона определялись в лаборатории геохимии стабильных изотопов Геологического института АН СССР. Изотопный состав серы изучался на масс-спектрометре МИ-12-01 ("Юпитер") по стандартной методике с точностью измерения ± 0,2%. В качестве эталона использовалась сера троилита из метеорита Сихоте-Алинь. Измерения изотопных отношений аргона проводились в статическом режиме на масс-спектрометре ГД-150 фирмы "Varian" по методике, изложенной С.Б. Смеловым [1980]. Точность измерения отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ – 0,5%, $^{38}Ar/^{36}Ar$ – 2,4%.

Г е л и й в исландских флюидах изучался в 60 термопроявлениях, распространенных по всей территории острова (рис. 11). Всего было сделано 77 определений изотопного состава гелия [Кононов и др., 1974], причем опробование контрольных объектов в разные годы показало, что отношение $^3He/^4He$ остается в них практически неизменным.

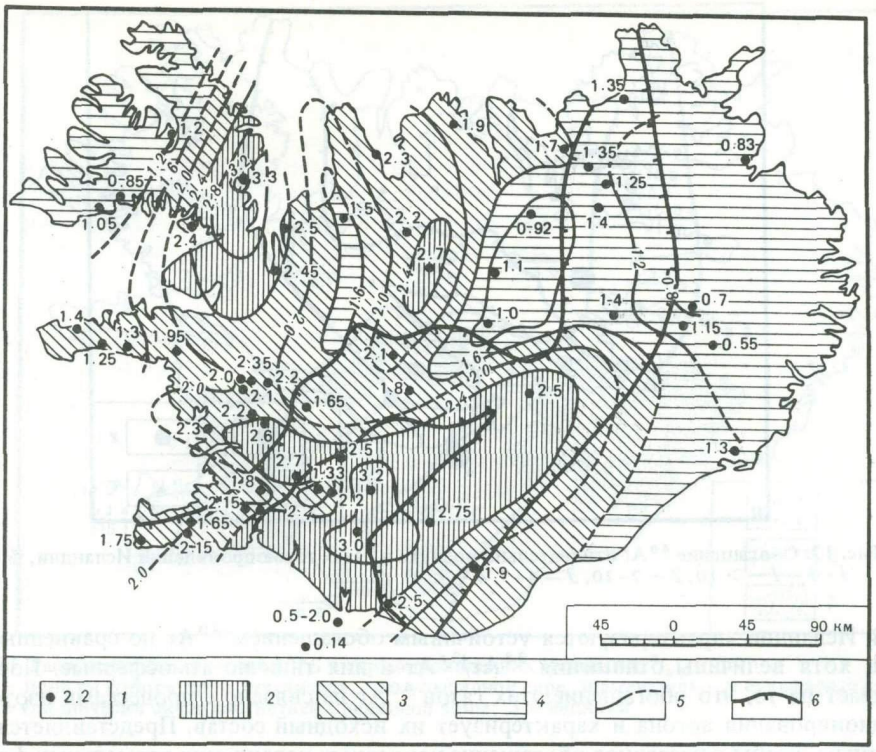


Рис. 11. Распределение величины отношения $^3He/^4He \cdot 10^{-5}$ в газах гидротерм Исландии

1 – пункты отбора проб и значение отношения $^3He/^4He \cdot 10^{-5}$; *2–4*: *2* – > 2,4, *3* – 1,6–2,4, *4* – < 1,6; *5* – изолинии величины отношения $^3He/^4He$; *6* – границы вулканически активных ветвей Срединной зоны

Как видно из рис. 11, все измеренные значения заключены в диапазоне $(0,7–3,3) \times 10^{-5}$. Таким образом, область проявления на поверхности глубинных эманаций здесь намного превосходит по площади область четвертичных излияний магматических расплавов. Величины $^3He/^4He$ в Исландии повсюду на 2–3 порядка превышают значения, свойственные континентальным участкам земной коры. Это указывает на отсутствие континентального "гранитного" слоя в коре Исландии и тем самым на родственность ее структурам океанического дна.

На общем фоне высоких значений отношения $^3He/^4He$ в термальных флюидах Исландии заметны определенные пространственные вариации этого параметра (см. рис. 11). Они не вполне согласуются с установленной гидрогеохимической зональностью, что, по-видимому, связано с разной глубиной генерации соответствующих флюидов (причем гелий поступает с наибольших глубин). Вместе с тем выявленная зона повышенных $(2,0 \cdot 10^{-5})$ значений отношения $^3He/^4He$ протягивается через Исландию в общем направлении системы срединно-океанического хребта, совпадая на юге острова со Срединной зоной, а на северо-западе – с предполагаемым продолжением ветви Рейкъянес–Лангйокудль к п-ову Скага и далее на соединение с подводным хребтом Колбейнсей. Таким образом, величины отношения $^3He/^4He$ в термальных газах Исландии и закономерности их пространственного распределения отражают важные особенности глубинной геологической структуры острова.

А р г о н определялся в 36 термопроявлениях с различным составом флюидов, причем в большинстве проб были измерены величины отношений как $^{40}Ar/^{36}Ar$, так и $^{38}Ar/^{36}Ar$ [Смелов и др., 1975]. Размещение таких проб показано на рис. 12. Проведенные исследования установили, что некоторые термопроявления южной и за-

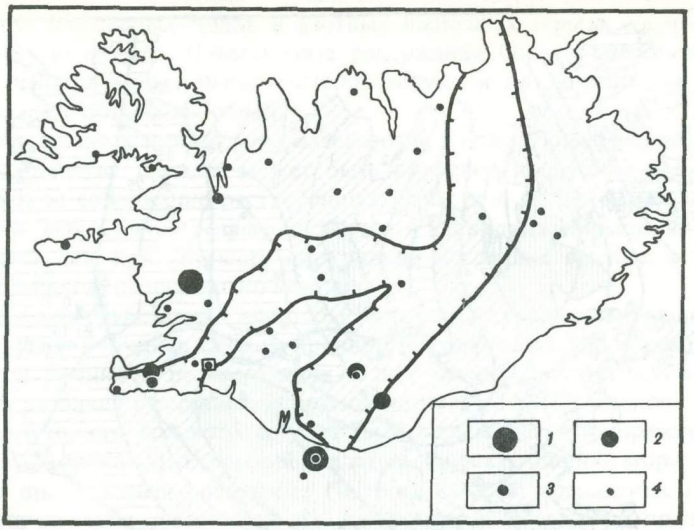


Рис. 12. Обогащение ^{40}Ar относительно воздуха в газах термопроявлений Исландии, %
1–4 – 1 – > 10, 2 – 7–10, 3 – 4–7, 4 – < 4

падной Исландии характеризуются устойчивым обогащением ^{40}Ar по сравнению с воздухом, хотя величины отношения $^{38}Ar/^{36}Ar$ в них типично атмосферные. Последнее указывает на то, что обогащение этих газов ^{40}Ar не связано с процессами изотопного фракционирования аргона и характеризует их исходный состав. Представляется маловероятным, чтобы отмеченное обогащение некоторых исландских термальных флюидов ^{40}Ar было следствием его генерации в породах, как это можно подозревать в подобных случаях в гидротермах вулканических районов Альпийского и Тихоокеанского подвижных поясов. Базальты Исландии характеризуются низким содержанием K_2O – около 0,5% [Герасимовский и др., 1978] и имеют возраст не старше 16 млн. лет. Поэтому накопление в них радиогенного аргона не может быть значительным. Кислые породы Исландии содержат, по данным тех же авторов, 2,4–4,1% K_2O, но доля их среди продуктов вулканизма ниже 10% [Palmason, Saemundsson, 1974].

Участки обогащения газов ^{40}Ar совпадают с зоной максимального содержания в термальных флюидах Исландии легкого изотопа гелия. Ярким примером такой корреляции служит состав газа, взятого в 1973 г. из скважины на о. Хеймаэй во время вулканического извержения. В отобранном газе очень высока концентрация гелия (0,3% об.) с изотопным составом, отвечающим представлению о его мантийном происхождении ($^3He/^4He = 2 \cdot 10^{-5}$), и в нем же обнаружено максимальное обогащение ^{40}Ar – более чем на 12% по сравнению с воздухом.

Обогащение термальных флюидов ^{40}Ar на столь значительной территории в вулканическом регионе обнаружено впервые. По-видимому, оно связано с подтоком газов из мантии.

С е р а изучалась в подземных водах и газах Исландии (рис. 13). В отличие от гелия, в изотопном составе серы легко увидеть четкую зональность, совпадающую с общим структурным планом острова и зональностью химического состава гидротерм [Виноградов и др., 1974]. Как показывает рис. 13, в термопроявлениях, приуроченных к вулканически активным ветвям Срединной зоны, изотопный состав как сульфатной, так и сульфидной серы близок к метеоритному ($\delta^{34}S = 0‰$). За пределами районов активного вулканизма в большинстве термопроявлений сера характеризуется значениями $\delta^{34}S$ $+3{,}3 \div +7{,}3‰$, а вблизи береговой линии – $+8{,}7 \div +15{,}1‰$. Такая зональность объясняется смешением флюидов с разным исходным составом серы. С одной стороны, это конденсаты парогазовых струй Срединной зоны, в которых источником серы явля-

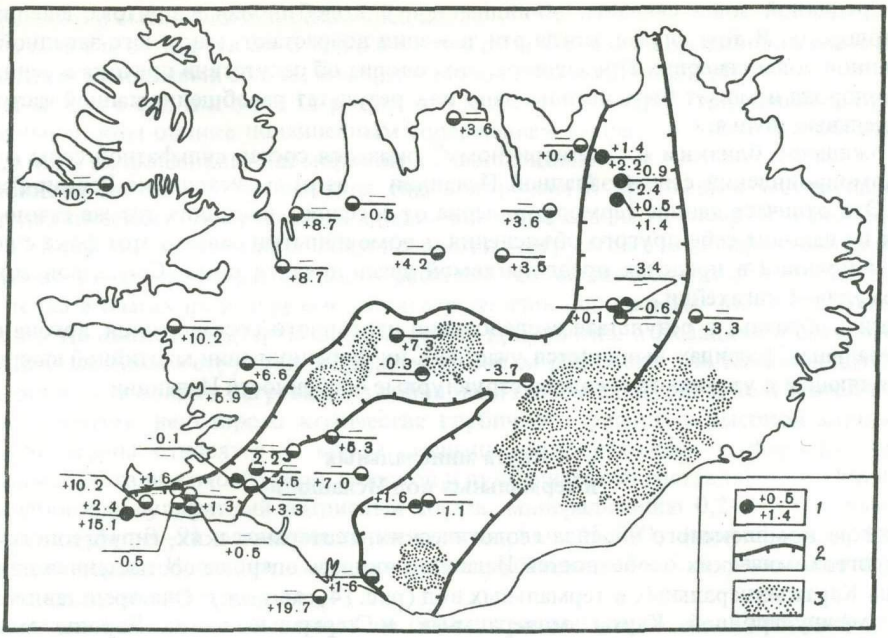


Рис. 13. Распределение значений $\delta^{34}S$ в термопроявлениях Исландии, ‰
1 – пункты отбора проб (числитель – в сульфидной сере, знаменатель – в сульфатной); *2* – границы вулканически активных ветвей Срединной зоны; *3* – ледники

ется вулканический H_2S с "нулевым" (метеоритным) значением $\delta^{34}S$ (как показано выше, именно из этой зоны выносится в океан подавляющая масса сульфатов, сносимая с территории Исландии). С другой стороны, это морской солевой комплекс, содержащий серу с $\delta^{34}S$ около +20‰. Максимальная примесь сульфата морского происхождения наблюдается в термопроявлениях прибрежных районов Исландии (особенно ярко это проявляется на п-ове Рейкьянес). Подтягивание океанической воды к тепловому очагу проявилось и на окраине о. Хеймаэй, лежащего на продолжении южной ветви Срединной зоны во время извержения на этом острове в 1973 г. вулкана Эльдфедль. Тепловая активизация недр отразилась на динамике подземных вод: из 1,5-километровой скважины, расположенной в 2,5 км от центра нового извержения, начала изливаться вода. По составу она отвечала наполовину разбавленной морской воде и характеризовалась типично "морским" значением $\delta^{34}S$ сульфатной серы. Однако в самом жерле вулкана в это время поступала к поверхности сера совершенно иного – метеоритного – состава. Элементарная сера и SO_2 высокотемпературных газов, выделявшихся вместе с лавой как здесь, так и в аналогичных условиях ранее на вулкане Суртсэй, характеризовались значениями $\delta^{34}S$ около 0. Это свидетельствует о полной изоляции магмоподводящего канала – по крайней мере в момент извержения – от морских вод даже при столь малых размерах островов (площадь о. Хеймаэй составляла до извержения 12 км^2, а Суртсэй вообще появился только в результате извержения).

Изучение вариаций изотопного состава серы в термопроявлениях Исландии приводит к важным геологическим выводам. Особенности этого состава при низком общем выносе серы подземным стоком легче всего объясняются специфическим вещественным составом ее коры, практически не содержащей серы морского солевого комплекса. Близость изотопного состава сульфатной и сульфидной серы в термопроявлениях вулканически активных ветвей Срединной зоны Исландии к метеоритному в сочетании с общей геотектонической позицией острова и другими его геохимическими и геотермическими особенностями позволяет считать, что сера в этих термопроявлениях может быть, по крайней мере частично, ювенильной. Изменения значений $\delta^{34}S$ по простира-

нию Срединной зоны связаны, по-видимому, с колебаниями в притоке ювенильного сероводорода. В том случае, когда эти значения возрастают, как в юго-западной ветви Срединной зоны севернее Тингведлира, это говорит об отсутствии притока ювенильного сероводорода и может быть истолковано как результат разобщения данной части ветви на отдельные звенья.

Неожиданно близким к "метеоритному" оказался состав сульфатной серы в одном из термопроявлений северо-западной Исландии – азотном источнике Рейкир-Рейкьябройт. Это отличает данное термопроявление от соседних, имеющих тот же газовый состав, и не находит себе другого объяснения, кроме попытки связать этот факт с положением источника в пределах предполагаемой здесь древней ветви Срединной зоны Лаунгйекудль–Скагахейди.

Таким образом, в результате исследований изотопного состава гелия, аргона и серы в термальных флюидах выявляется участие в их формировании мантийной ювенильной составляющей и уточняются геолого-структурные особенности Исландии.

Карта минеральных и термальных вод Исландии

Итогом комплексного анализа геологических, геотермических, гидрогеологических и гидрогеохимических особенностей Исландии явилась впервые составленная для этого района Карта минеральных и термальных вод (рис. 14, см. вкл.). Она представляет фрагмент международной Карты минеральных и термальных вод Европы масштаба 1 : 1 500 000, составляемой Комиссией минеральных и термальных вод Международной ассоциации гидрогеологов, членом которой является автор. Согласно принятой Комиссией универсальной легенде, на территории Исландии выделен ряд гидрогеологических структур, к которым приурочены четыре провинции термоминеральных вод различного генезиса.

Провинция азотных терм. Эти термы распространены в пределах гидрогеологических массивов западной и восточной Исландии, сложенных миоцен-верхнеплиоценовыми платобазальтами. Формирование таких терм считается следствием глубокой циркуляции вод в фоновом геотемпературном поле. Они имеют температуру на выходе, как правило, ниже точки кипения, а на "базовой" глубине, согласно расчетам, не выше 150° С. Вынос тепла в очагах разгрузки азотных терм достигает 10^6 кал/с. Их тепловые параметры могут быть обеспечены "съемом" части кондуктивного теплопотока инфильтрационными водами в пределах верхних 2–2,5 км разреза базальтовых толщ. По геохимическим особенностям в провинции азотных терм выделяются воды атмосферного и смешанного происхождения.

Воды атмосферного происхождения образуются в результате инфильтрации метеорных вод, насыщенных воздушным азотом, и их взаимодействия с вмещающими породами. Они являются здесь преобладающим типом, имеют обычно гидрокарбонатный натриевый, реже сульфатный натриевый состав, минерализацию не выше 1,5 г/л, характеризуются высокой щелочностью (рн = 8–9) и содержат до 180 мг/л H_2SiO_3.

Воды смешанного происхождения встречаются только в прибрежных районах (см. рис. 14, термопроявления 4, 17, 77). Они образуются при выщелачивании метеорными водами морского солевого комплекса и характеризуются хлоридным натриевым составом с минерализацией около 1 г/л и pH = 7–8.

Провинция углекислых вод. Провинция приурочена к гидрогеологической структуре п-ова Снайфедльснес. Площадное их развитие в этом регионе указывает, что они образуются под воздействием процессов регионального метаморфизма базальтовых толщ. Кроме того, углекислые воды встречаются и на отдельных небольших участках (см. рис. 14, термопроявления 44 и 83), где их формирование связано, по-видимому, с локальным метаморфизмом на контактах интрузивных тел и прямым поступлением CO_2 из остывающих магматических очагов. Большинство углекислых источников хо-

лодные (~7°С), реже – теплые (до 40°С). Среди этих вод также выделяются воды атмосферного и смешанного происхождения.

Воды атмосферного происхождения в этой провинции имеют гидрокарбонатный кальциевый состав, минерализацию от 0,5 до 2,5 г/л и pH ≈ 7.

Воды смешанного происхождения, характеризующиеся при том же геохимическом облике повышенным содержанием хлора (до 245 мг/л), образуются при участии в их формировании морского солевого комплекса.

Провинция азотно-углекислых вод. Она приурочена к крыльевым частям наложенного вулканического супербассейна Срединной зоны и зоне Хреппар. Эти термы "гейзерного" типа отличаются наибольшим дебитом и разгрузкой в виде пароводяной смеси. На глубине их температура, согласно расчетам, составляет около 250°С. Локальный вынос тепла в очагах их разгрузки достигает величин порядка 10^7 кал/с. Принимая во внимание, что такие гидротермальные системы приурочены в Исландии к сравнительно небольшим линейным структурам (грабенам, зонам разломов), их тепловой потенциал нельзя объяснить только нагреванием в фоновом геотемпературном поле и необходимо допустить приток некоторого количества глубинного флюида с высокой энтальпией. Все такие термы относятся к водам смешанного происхождения, формирующимся при взаимодействии атмосферной, морской и вулканической составляющих. Они имеют гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав, минерализацию 0,2–1,2 г/л, высокую щелочность (pH = 8–9) и максимальные концентрации H_2SiO_3 (до 662 мг/л). Азотно-углекислые термы Исландии отличаются от зарубежных аналогов резко подчиненной ролью хлора в анионном составе.

Провинция "водородных" терм. Она отвечает активным ветвям Срединной неовулканической зоны. Водородные термы разгружаются в виде мощных паровых струй, а на глубине 1–2 км их температуры достигают 350°С. Как и азотно-углекислые, это – воды смешанного происхождения, в формировании которых принимают участие глубинные флюиды. Эти гидротермальные системы приурочены к линейным структурам и более редким в Исландии кольцевым депрессиям. Верхи геологического разреза таких структур (как и участков формирования терм "гейзерного" типа) сложены обычно толщей непроницаемых или слабопроницаемых пород, защищающей гидротермальную систему от охлаждающего влияния инфильтрационных вод. Характерным и часто преобладающим компонентом их анионного состава является сульфат-ион, образующийся благодаря окислению вулканического сероводорода. Присутствуют также HCO_3^- и CO_3^{2-}. Среди катионов господствует натрий. pH варьирует в широких пределах – от 4 в естественных конденсатах до 7–8 в глубинной жидкой фазе. Отличительной чертой водородных терм является повышенное, по отношению к очень низкому здесь фону, содержание Li, Cu, Zn и некоторых других микроэлементов. Особой разновидностью смешанных вод водородного типа являются гидротермы мыса Рейкьянес (см. рис. 14, термопроявления 30, 31, 32, 33). Формирование их связано с внедрением современных морских вод по рифтогенным разломам, соединяющим Срединную неовулканическую зону Исландии с подводным хребтом Рейкьянес – северным участком Срединно-Атлантического хребта – и требует специального анализа.

БЕРЕГОВЫЕ ТЕРМЫ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИХ РИФТОВЫХ ЗОН (ТЕРМАЛЬНЫЕ РАССОЛЫ МЫСА РЕЙКЬЯНЕС)

Выявленные особенности гидротермальной активности Исландии, по-видимому, во многом характерны и для подводных участков глобальной системы срединно-океанических хребтов. Однако в геохимическом облике этих гидротерм должны быть и существенные различия. В составе термальных флюидов, разгружающихся в субаквальных условиях, вместо маломинерализованных метеорных вод будет преобладать морская вода. На это указывает изучение специфической группы так называемых береговых, или "морских", терм, встречающихся в прибрежных участках районов современного вулканизма [Кононов, Ткаченко, 1974].

Непременным условием возникновения терм этого типа является наличие крупных зон тектонического дробления, секущих морское дно и имеющих наземное продолжение. Внедрение современных морских вод в береговую зону в общем случае происходит тогда, когда в гидродинамической системе давление столба морской воды не уравновешивается давлением столба подземных вод суши. Кроме того, в ряде случаев причиной такого внедрения может быть аномально высокий прогрев недр береговой части гидродинамической системы. Последняя причина характерна как раз для областей современного вулканизма.

Одним из самых ярких примеров таких береговых ("морских") терм являются высокотемпературные рассолы, разгружающиеся на крайнем юго-западе Исландии, где структуры п-ова Рейкьянес сопрягаются с одноименным подводным хребтом, являющимся одним из звеньев Срединно-Атлантического рифта. Сравнительно подробная геологическая, геотермическая и гидрохимическая изученность геотермального месторождения Рейкьянес, расположенного в рифтовой зоне, секущей океаническую кору, делает эту гидротермальную систему наилучшим объектом для выяснения общих закономерностей формирования "морских" термальных рассолов как в береговой зоне, так и на океаническом дне.

Термальные рассолы мыса Рейкьянес

В отличие от других гидротермальных систем Исландии, характеризующихся низкой общей минерализацией подземных вод и преобладанием в их анионном составе SO_4, HCO_3 и CO_3, парогидротермы Рейкьянес имеют высокую минерализацию (до 52 г/кг) и хлоридный натриевый состав, по которому они сходны, хотя и не вполне, с омывающими мыс морскими водами (табл. 25). По сравнению с морской водой в этих гидротермах значительно ниже концентрация ионов SO_4 и Mg и выше содержание H_2SiO_3, K, Ca, HCO_3, CO_3, а в приповерхностной зоне – также Cl и Na. Содержание As, Mn, Sr, Li, B соответствует их концентрации в морской воде и значительно выше, чем в других термальных водах Исландии.

Для термальных рассолов Рейкьянес характерен сравнительно высокий газовый фактор (ниже уровня вскипания и дегазации содержание газа составляет 1900–2600 мг/кг). В отличие от других высокотемпературных гидротермальных систем Срединной неовулканической зоны, в газах которых значительную долю составляет водород, в газовом составе гидротерм Рейкьянес преобладает CO_2 – 93,6%, а остальные компоненты составляют (в % об.): H_2S – 0,45; CH_4 – 0,02; H_2 – 0,75; N_2 – 4,52; Ar – 0,12.

Выходы термальных рассолов расположены на крайней юго-западной оконечности п-ова Рейкьянес (рис. 15). Здесь, в 1200 м от береговой линии на высоте 10–40 м над уровнем моря на площади около 1 км^2, наблюдается все многообразие термопроявлений, отмечающих разгрузку высокотемпературных гидротермальных систем – поля гидротермально измененных, местами горячих пород, участки с активной фумарольной и сольфатарной деятельностью, грязевые котлы, кипящие высокоминерализованные источники, выходящие на площадках, сложенных гейзеритом, и, наконец, удивительный гейзер, выбрасывающий почти морскую воду.

Естественный расход термальных рассолов не превышал 20 кг/с. После бурения 8 скважин глубиной от 300 до 1750 м, давших самоизлив, расход гидротерм увеличился в несколько раз, а в ближайшее время предполагается довести эксплуатационный расход до 410 кг/с.

Геологическое строение. По данным бурения [Björnsson et al., 1972], его разрез сложен субгоризонтальной толщей вулканогенных пород, представленных в верхней части разреза до глубины 900 м (сейсмический слой "0" с v_p = 2,75 км/с) плейстоцен-голоценовой гиалокластитовой формацией основного состава (вулканокластами, туфами и брекчиями с прослоями лавы), а ниже – 170-метровой толщей плиоценовых базальтов с прослоями пирокластического материала и вулканогенно-осадочных обра-

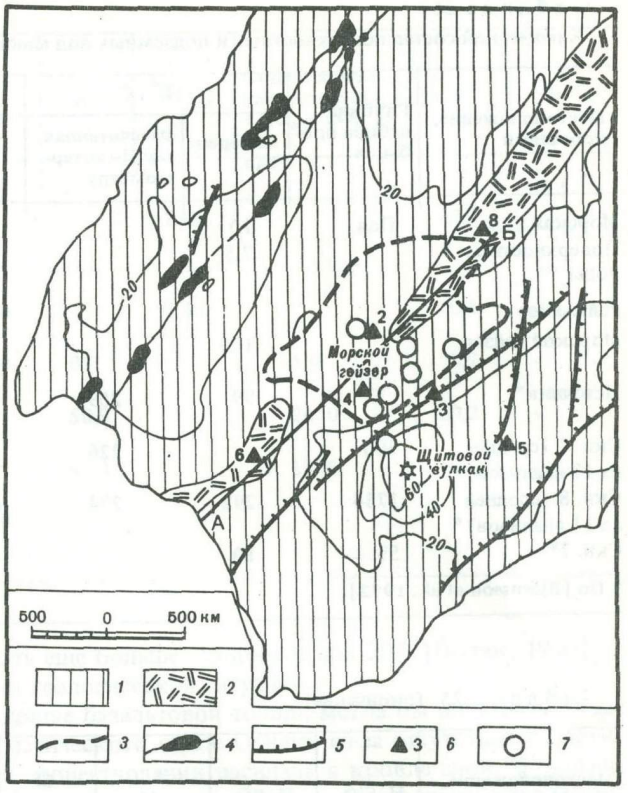


Рис. 15. Геологическая карта мыса Рейкьянес [Tomasson, Kristmannsdottir, 1972]

1 – постгляциальные базальтовые лавы щитовых вулканов и эруптивных трещин; *2* – палагонитовые брекчии, туфы и пиллоулавы; *3* – граница месторождения термальных вод, проведенная по контуру зоны с ρ_k = 3 ом · м [Bjornsson et al., 1972]; *4* – эруптивные трещины; *5* – сбросы; *6* – скважины и их номера; *7* – термальные источники и фумаролы. *А–Б* – линия профиля (см. рис. 16)

зований (сейсмический слой "1" с v_p = 4,2 км/с). Поверхность мыса Рейкьянес покрыта главным образом постгляциальными потоками базальтовой лавы (самые молодые из которых не старше 1000 лет).

По геофизическим данным, плиоцен-четвертичная вулканогенная толща залегает на поверхности сейсмического слоя "3" (v_p = 6,5 км/с), отождествляемого со слоем "3" океанического дна (слой "2" здесь исчезает). Мощность слоя "3" достигает 5900 м, и на глубине всего 8,5 км от дневной поверхности он подстилается сейсмическми слоем "4" (v_p = 7,2 км/с), считающимся аномальной мантией [Palmason, 1971].

Такое необычно высокое положение частично аморфизованного магматического вещества в сочетании с секущими полуостров глубинными разломами создает здесь благоприятные условия для подъема к поверхности Земли магматических эманаций.

Геотермические условия. Полуостров Рейкьянес характеризуется максимальными для территории Исландии значениями фонового кондуктивного теплопотока (более 140 мВт/м^2). Геотемпературное поле в его пределах осложнено существованием локальных термоаномалий, одной из которых является рассматриваемое геотермальное месторождение. Вокруг него существует резкий горизонтальный градиент температур. Так, в забое 100-метровой скважины, расположенной в 200 м от границы месторождения, температура вод не превышала 12°С, тогда как в пределах самого месторождения на той же глубине она достигала 150°С [Tomasson, Kristmannsdottir, 1972]. На глубине 1700 м в скв. 8 зафиксировано 292°С. Исходя из фоновых геотермических условий в неовулканической зоне Исландии (60°/км в 1,5-километровой скважине на о. Хеймаэй до извержения 1973 г.), температура на кровле слоя "3" в районе мыса Рейкьянес вряд ли могла бы быть выше 160–180°С, и в таком случае трудно предположить, что парогидротермы могут быть нагреты здесь только за счет контакта с породами в пределах базальтовой толщи, как полагают С. Бьернссон и др. Съемом фонового кондуктивного теплопотока нельзя объяснить и высокий тепловой потенциал этого геотермального месторождения, достигающий 4,25 · 10^6 кал/с при весьма малой площади его формирования (порядка 6 км^2). Такой тепловой потенциал должен быть эквивалентен кондуктивным теплопотерям на площади около 125 км^2 при плотности теплового потока в 140 мВт/м^2. Учитывая, что на нагрев вод расходуется лишь часть этого

Таблица 25

Химический состав поверхностных и подземных вод мыса Рейкьянес, мг/кг

Местоположение, источники	Глубина отбора пробы, м	$T°$, C		pH/° C / Eh/25° C	Na^+	K^+	Ca^{2+}
		измеренная	рассчитанная по Si-геотермометру				
Морская вода	Пов.	10		7,6/20	10520	416	386
Поверхностные воды	"	7,5		7,2/20	16,3	1,5	9,8
Рейкьянес							
Морской гейзер	"	100		5,35/20	14373	1520	2287
Источник*	"	99	259	6,2/99 +0,02	14325	1670	2260
Скв. 2 (среднее из 17 анализов)*	300		226	5,2/221 +0,13	10440	1382	1812
Скв. 8 (среднее из 11 анализов)*	1754	292	274	6,1/292	9610	1348	1530
Скв. 7*	59	10		–	3150	200	66

* По [Björnsson et al., 1972].

Таблица 25 (окончание)

Местоположение, источники	H_2SiO_3	H_3BO_3	M	Cl/Br	Na/K	Формула химического состава
Морская вода	3,9		35114	297,7	25,3	$M35{,}1\ \frac{Cl91SO_4 9}{Na77Mg18Ca3K2}$
Поверхностные воды	11,9		120,5	–	10,9	$M0{,}1\ \frac{SO_4 42Cl34HCO_3 24}{Na44Ca30Mg24K2}$
Рейкьянес						
Морской гейзер	78,0	53,5	46397	274,5	9,5	$M46{,}4\ \frac{Cl99}{Na79Ca15K5Mg1}$
Источник*	706,6	68,7	52160	–	8,6	$M52{,}2\ \frac{Cl99}{Na79Ca14K6Mg1}$
Скв. 2 (среднее из 17 анализов)*	485,8	66,4	34550	–	7,6	$M34{,}5\ \frac{Cl99}{Na78Ca16K6}$
Скв. 8 (среднее из 11 анализов)*	826,2	–	32400	–	7,1	$M32{,}4\ \frac{Cl99}{Na79Ca14K7}$
Скв. 7*	3,9	–	9716	–	15,8	$M9{,}7\ \frac{Cl95SO_4 5}{Na94K4Ca2}$

Mg^{2+}	Li^+	Cl^-	SO_4^{2-}	S^{2-}	HCO_3^-	Общая карбонатность $HCO_3 + CO_3 + CO_2$	F^-	Br^-
1282		19800	2640					66,5
4,7		19,3	32,0		23,9		0,2	
96	3,0	27729	159,0		2,4		0,4	101,0
123	–	29100	206,0	0,2		5,0	0,2	–
8	–	20745	72	50,9		2650	0,2	–
16	–	19260	30,8	45,3		1926	0,1	–
	–	4170	276,0	–			–	–

тепла, площадь нагрева должна быть еще больше: например при 20% [Поляк, 1966] – около 625 км^2, что не соответствует геологической ситуации.

Часть тепла, подводимого к подошве базальтовой толщи, могла бы поступать от залегающего несколько глубже магматического очага. Однако из-за отсутствия геологических и геофизических признаков существования расплава в кровле слоя "3" логичнее допустить обеспечение тепловой мощности рассматриваемого геотермального месторождения поступлением в него высокотемпературного теплоносителя. Таким теплоносителем могут быть летучие, выделяющиеся из расплава в верхней части слоя "4", либо эндогенный флюид, поднимающийся здесь из земных недр независимо от магматического расплава по глубинному разлому. Для того чтобы обеспечить наблюдаемый вынос тепла в количестве $4{,}25 \cdot 10^6$ кал/с, достаточно присутствия в составе термальных рассолов около 25% флюида с энтальпией 800 ккал/кг. При естественном расходе термальных рассолов в 20 кг/с доля этого флюида составит примерно 5 кг/с.

Гидрогеологические особенности. В гидрогеологическом отношении рассматриваемый район относится к краевой части наложенного вулканического супербассейна Срединной зоны [Кононов, 1978]. В его разрезе было вскрыто скважинами около двух десятков водоносных горизонтов, главным образом внутри базальтовой толщи (слоя "1").

На глубине 900–1100 м обнаружена 200-метровая пачка лавовых прослоев, которая предохраняет нижнюю часть гидротермальной системы от поступления сверху более холодных вод. Поэтому гидротермальная система Рейкьянес имеет своеобразную грушевидную форму (рис. 16). Согласно данным электроразведки и бурения, а также балансовым расчетам содержания K^+ в воде и породах [Björnsson et al., 1972], гидротермальная система Рейкьянес занимает в пределах гиалокластитового комплекса около 1 км^2, а в базальтовой толще – примерно в 4 раза больше. Снизу ее ограничивают водоупорные зеленосланцевые амфиболитовые породы (слоя "3"), сквозь которые возможна восходящая миграция надкритических эндогенных флюидов лишь по узкой зоне глубинного разлома.

В своей верхней части гидротермальная система взаимодействует с окружающими холодными инфильтрационными и морскими водами, от которых она стремится изоли-

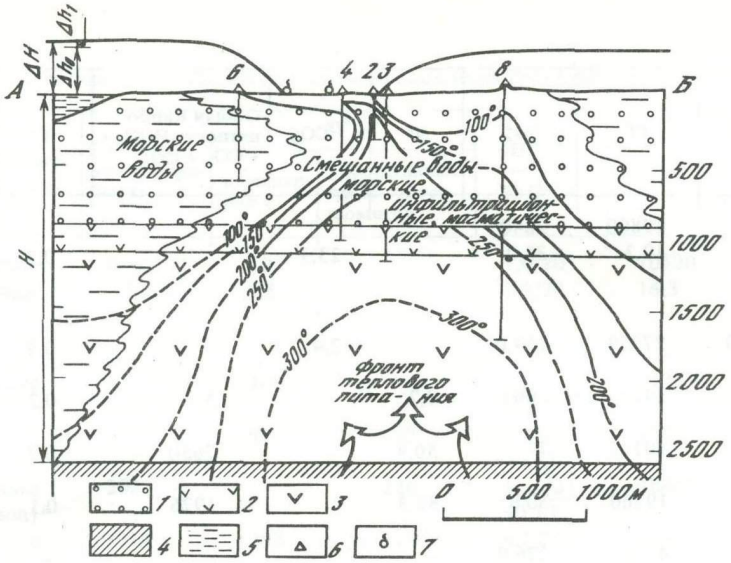


Рис. 16. Схема формирования береговых терм мыса Рейкьянес вдоль профиля *А–Б* (см. рис. 15)
1 – гиалокластитовая толща (брекчии, туфы, туфогенные осадки, прослои базальтов); *2–3* – базальтовая толща (переслаивание лавовых потоков с туфогенными осадками), имеющая в кровле слабопроницаемый слой (*2*); *4* – кровля слоя 3 (зеленосланцевые амфиболитовые слабопроницаемые породы); *5* – океан; *6* – скважины и их номера; *7* – термальные источники

роваться отложениями минеральных новообразований, выпадающих на границах разных геохимических сред. О тесноте гидравлической связи гидротерм мыса Рейкьянес и современного океана говорят колебания уровня воды в скважинах вблизи береговой линии, отражающие (с определенным запаздыванием) подъем и понижение уровня моря во время приливов и отливов. В районе мыса Рейкьянес существуют специфические условия, под влиянием которых морские воды проникают примерно на 20 км в глубь полуострова. Это происходит вследствие их фильтрации на глубину до 2600 м по трещинным системам, секущим морское дно и краевую часть полуострова. Здесь эти воды смешиваются с маломинерализованными инфильтрационными водами и глубинным высокотемпературным магматическим флюидом.

Судя по химическому составу парогидротерм Исландии, минерализация глубинного флюида также весьма незначительна. В результате разбавления, последующих процессов выщелачивания вмещающих пород и выпаривания минерализация и плотность смешанных вод возрастает (особенно в верхних горизонтах). Все же в целом она ниже, чем у морских вод. Поэтому для уравновешивания столба морской воды с большей минерализацией и меньшей температурой требуется более высокий столб смешанных вод. Приведя напор морских вод к напору воды, отвечающей по удельному весу смешанной воде источников, можно оценить избыток напора морских вод относительно абсолютной отметки уровня моря ΔH. Если этот избыток достаточен для того, чтобы преодолеть гидравлическое сопротивление пород на участке, отделяющем источник от моря (Δh_1), и разность абсолютных отметок выходов смешанных вод и уровня моря Δh_0, т.е. $\Delta H \geqslant \Delta h_0 + \Delta h_1$, то к этому источнику должны подтягиваться морские воды. Этот избыток напора, обусловленный различием в плотностях морских и смешанных вод, рассчитывается по формуле $\Delta H = H(\gamma_м - \gamma_{см})/\gamma_{см}$, где H – высота столба морской воды, м; $\gamma_м$ – плотность морской воды; $\gamma_{см}$ – плотность смешанной воды, кг/м^3.

Гидравлическое сопротивление движению морской воды к источникам можно рассчитать по формуле $\Delta h_1 = (Q \cdot L)/(K \cdot m \cdot B)$, где Δh_1 – потеря напора при фильтра-

ции, м; Q – масса морской воды в дебите источников, м^3/сут; L – длина пути, м; B – ширина потока, м; m – мощность потока, м; K – коэффициент проницаемости, м/сут.

Плотность морских вод у берегов Исландии $\gamma_м = 1029$ кг/м^3 [Barth, 1950]. Можно предположить, что, проникая по трещинным системам в породы гиалокластитовой и базальтовой толщ до глубины 2600 м и соответственно нагреваясь до 160–180° С, морская вода становится преимущественно хлоридной натриевой, сохраняя свою соленость. Об этом свидетельствует, например, величина минерализации термального рассола на глубине 1700 м в скв. 8 (см. табл. 24). При средней температуре 80° С плотность метаморфизованной морской воды из-за ее расширения несколько снижается и составляет, согласно экспериментальным данным для 3,5%-ной NaCl [Заремба, Федоров, 1975], $\gamma_м^{80} = 1000$ кг/м^3. Тогда вес столба этой воды высотой 2600 м (над кровлей слоя "3") создает давление в 260 кг/см^2. Чтобы уравновесить это давление, гидравлически связанный столб смешанной воды в центре геотермального месторождения с температурой порядка 200° С должен из-за соответствующего разуплотнения, понижающего плотность термального рассола до $\gamma_{см}^{200} = 910$ кг/м^3, иметь высоту на 257 м больше, т.е. $\Delta H = 257$ м.

Чтобы оценить величину гидравлического сопротивления движению морской воды и термального рассола к источникам исходя из гидрогеологических особенностей месторождения, ширину и мощность потока следует считать соответственно $B = 1000$ м и $m = 2600$ м, а длину пути $L = 5000$ м. Согласно гидрохимическим расчетам (см. ниже), в общем дебите источников (20 л/с) 57% составляют морские воды, т.е. $Q = 1000$ м^3/сут. При таких параметрах потока и коэффициенте проницаемости пород $K = 0{,}01$ м/сут гидравлическое сопротивление Δh_1 составит около 200 м. Уменьшение коэффициента проницаемости и увеличение длины пути вод может привести к превышению гидравлического сопротивления над избыточным напором, и условий для дальнейшего движения морских вод в сторону суши не будет.

Таким образом, существование теплового очага на мысе Рейкьянес, уменьшая вязкость и объемный вес подземных вод, вызывает подъем их уровня в пределах термоаномалии ("термоартезианский напор"). Появление в верхней зоне паровой фазы и прорыв ее на дневную поверхность, так же как и вывод парогидротерм скважинами, активизируют динамичность не только самого геотермального месторождения, но и окружающих его холодных водных масс [Кононов, 1965; Сугробов, 1964]. Вокруг очага разгрузки гидротерм возникает депрессионная воронка. Дефицит давлений в геотермальном месторождении на глубине 1700 м по сравнению с окружающими его водами составляет 10 атм [Tomasson, Kristmannsdottir, 1972]. Поэтому здесь создаются условия для поступления в гидротермальную систему вод различного генезиса, в том числе современных морских, инфильтрационных и магматических.

Формирование химического состава рассолов. Формирование рассматриваемых рассолов происходит при участии тех же факторов и процессов, которые определяют химический облик любых подземных вод. Их совокупность недавно детально рассмотрена Е.В. Пиннекером [1977]. Однако в районе мыса Рейкьянес из всего многообразия факторов и процессов, определяющих состав термальных рассолов, главнейшими следует считать тектоническую раздробленность пород, проявления магматизма и высокую температуру недр, а также процессы фильтрационного массопереноса – смешение вод различного генезиса (в том числе поступление в рассол эндогенного флюида), взаимодействие рассола с окружающими породами и его ретроградное кипение в приповерхностной зоне.

Рассмотрим, какие же воды и в каких соотношениях формируют термальный рассол Рейкьянес, исходя из определенного Б. Арнасоном изотопного состава водорода в поверхностных водах полуострова ($\delta D = -48‰$), в омывающих его морских водах ($\delta D = +1{,}5‰$), а также в эксгаляциях вулкана Суртсэй ($\delta D = -55‰$), которые можно считать представительными для магматических вод [Arnason, 1976]. В отличие от большинства геотермальных систем мира термальный рассол Рейкьянес формируется

при явном участии изотопно более тяжелых современных морских вод. Так как в этом рассоле $\delta D = -21{,}3‰$, то его формирование, по мнению Б. Арнасона, можно было бы объяснить смешением 54% инфильтрационной метеорной воды с 46% морской воды. Однако приведенные выше геотермические данные свидетельствуют об участии в формировании этих рассолов магматической составляющей. О том же говорит и изотопный состав некоторых компонентов, содержащихся в исландских гидротермах. В рассоле мыса Рейкьянес в изотопном составе серы очевидно преобладание морского сульфата. Но по мере удаления от береговой линии по простиранию рифтовой зоны изотопный состав сульфатной серы становится более легким. Учитывая единство тектонической позиции гидротермальной системы мыса Рейкьянес и других высокотемпературных систем Срединной зоны, где значение $\delta^{34}S \approx 0‰$, можно думать, что и в рассматриваемом термальном рассоле содержится "мантийная" сера, присутствие которой здесь просто незаметно на фоне морской. Однозначно же участие в формировании рассолов мантийного флюида доказывается изотопным составом содержащегося в них гелия, в котором определено значение $^3He/^4He = 1{,}75 \cdot 10^{-5}$. Такой порядок величины этого отношения, отличающий и другие гидротермальные системы Исландии, характеризует, как указывалось выше, гелий современной мантии.

Таким образом, геохимические данные свидетельствуют об участии в формировании рассола мыса Рейкьянес не только морских и метеорных, но и магматических вод. Из тепловых расчетов следует, что доля магматического флюида должна составлять около 25%. Исходя из этого значения и величины δD в водах различного генезиса, нетрудно подсчитать, что термальный рассол мыса Рейкьянес содержит еще 18% инфильтрационных (метеорных) и 57% морских вод.

Смешение морских, магматических и инфильтрационных вод, происходящее в результате процесса фильтрационного (диффузионно-конвективного) массопереноса, приводит к образованию своеобразного состава гидротерм на мысе Рейкьянес. Этот состав претерпевает дальнейшие изменения при взаимодействии рассола с породами, а также при дегазации кипящего рассола и его концентрировании в очаге разгрузки.

Основные изменения в солевом составе морских вод происходят при их внедрении в высоконагретые породы гиалокластитовой и базальтовой толщ. Здесь ярко проявляется термометаморфизация морских вод, которая выражается в уменьшении содержания в них сульфата и магния и замещении части натрия кальцием (см. табл. 25). В районе Исландии в морской воде SO_4^{2-} и Ca^{2+} находятся в подвижном равновесии, близком к насыщению. Растворимость $CaSO_4$ с ростом температуры свыше 40° С уменьшается, и при дальнейшем нагревании морской воды достигается насыщение. В результате происходит осаждение ангидрита, значительные количества которого встречены в верхних горизонтах разреза примерно до глубины 600 м.

Одновременно с садкой ангидрита происходит взаимодействие нагретых морских вод с вмещающими породами, что приводит к постоянному пополнению растворов ионами щелочных и щелочноземельных металлов. Кальций поступает в раствор при выщелачивании метасоматического кальцита и плагиоклазов вулканогенных пород.

Относительно повышенная карбонатность гидротермально измененных пород наблюдается до глубины 600 м. Особенно много кальцита встречается в самых верхних горизонтах, где происходит вскипание рассола. Здесь растворимость кальцита уменьшается вследствие увеличения pH вод при их дегазации.

Как показали исследования И.Г. Киссина и С.И. Пахомова [1968], изучавших влияние повышенных температур на взаимодействие морской воды с породами, содержащими карбонаты, в интервале температур 75–100° С образуется углекислота, количество которой растет с увеличением температуры. Не исключено, что именно этот процесс и обусловливает здесь сравнительно высокие концентрации CO_2 в термальном рассоле. В породах с 3–4% кальция при 150–200° С образуются практически бессульфатные хлоридные натриевые воды с повышенным (10–20% экв.) содержанием Ca^{2+}.

Морские воды, поступающие в нижние горизонты гидротермальной системы, куда не распространяется процесс монтмориллонитизации и где карбонатность пород не-

значительна, также теряют SO_4^{2-}, а при температурах свыше 200°С в присутствии H_2 сульфат восстанавливается [Малинин, Хитаров, 1969]. Особенно интенсивно этот процесс протекает, если в морских водах содержится органическое вещество (абиогенная сульфатредукция).

Бо́льшая часть магния также уходит из раствора в процессе доломитизации карбонатов, в результате вхождения Mg в кристаллическую решетку смешанослойных глинистых минералов гидротермального происхождения и при процессах метасоматоза, сопровождающих высокотемпературное взаимодействие рассолов с кальцийсодержащими силикатами.

Содержание Na^+ и K^+ в гидротермальном рассоле обусловлено интенсивностью ионного обмена между твердой и жидкой фазами и зависит от температуры, минералогического состава пород и количества растворенного в водах Ca^{2+}. Особенно большое внимание привлекает в последнее время распространение калия. В Исландии его содержание в поверхностных водах весьма незначительно – 0,5–2 мг/л, чуть больше оно в термальных водах – 10–30 мг/л. Лишь в Срединной зоне в глубинной жидкой фазе высокотемпературных водородных парогидротерм содержание K возрастает до 119 мг/л. Значительно больше K в морских водах, внедряющихся в сушу (416 мг/л), и максимальные значения отмечаются в высокотемпературном хлоридно-натриевом рассоле Рейкьянеса – 1670 мг/л, который выщелачивает K из вмещающих пород. При этом увеличение концентрации K в гидротермах происходит особенно интенсивно в зоне распространения измененных пород (монтмориллонит, каолинит).

Большое содержание кремнезема в термальном рассоле Рейкьянеса обусловлено выщелачиванием силикатных минералов под сильным воздействием высокой температуры ($>200°$С), а также наличием в составе раствора электролитов, ускоряющих этот процесс.

Дж. Бишофом и У. Сейфридом [Bischoff, Seyfried, 1978; Seyfried, Bischoff, 1981] было установлено, что и без взаимодействия с породой, только за счет интенсивного нагревания морской воды от 25 до 350°С (при P = 500 бар), в ее составе происходят заметные изменения. Если содержание Na, K и Cl остается практически прежним, то концентрация Ca, Mg и SO_4 снижается вследствие кристаллизации ангидрита и осаждения $Mg(OH) \cdot nMgSO_4 \cdot n - 2H_2O$ $(3 \leqslant n \leqslant 5)$. Одновременно происходит повышение кислотности морской воды (pH изменяется от 7,3 до 2,5), обусловленное осаждением $Mg(OH) \cdot nMgSO_4 \cdot n - 2H_2O$ и в меньшей степени окислением растворенного в воде органического вещества. Такое изменение свойств морской воды при нагревании делает ее средой, способной активно выщелачивать тяжелые металлы из базальтов.

Наконец, еще одним процессом, формирующим состав термальных рассолов мыса Рейкьянес, является их выпаривание при кипении в очаге разгрузки. В результате этого в приповерхностной зоне содержание Cl и Na оказалось в 1,4 раза выше, чем в морских водах. Увеличивается также содержание и других компонентов, и общая минерализация рассола возрастает до 52 г/кг. Процесс ретроградного кипения растворов встречается и в других гидротермальных системах мира, например на Камчатке, в кальдере Узон, где он описан Г.Ф. Пилипенко [1974].

Рассмотренные нами особенности формирования береговых терм мыса Рейкьянес являются, по-видимому, типичными и для других систем такого рода, широко развитых также в Тихоокеанской вулканической провинции (Горячий пляж на о. Кунашир, Ибусуки, Вакура, Нарикава, Ито, Атами в Японии, Крахал, Урундаке, Читаток в Индонезии, Тиви на Филиппинах, а также многие другие). Выходы береговых терм (кстати, они разгружаются на берегах не только морей, но и некоторых высокоминерализованных озер) приурочены к самым разнообразным геологическим формациям, но тем не менее почти все они имеют сходный хлоридный натриево-кальциевый состав и минерализацию обычно менее 35 г/кг. В то же время их газовый состав может быть самым разнообразным: "водородным", углекислым, азотно-углекислым или азотным, в зависимости от того, в пределах какой провинции создаются условия для их возникновения [Proceedings..., 1975].

МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ (ТЕРМАЛЬНЫЕ РАССОЛЫ КРАСНОГО МОРЯ И ГИДРОТЕРМЫ КАЛИФОРНИЙСКОГО РИФТА)

Имеются различные свидетельства того, что морская вода просачивается и циркулирует внутри океанической коры в активных центрах спрединга. Прежде всего на это указывают низкие значения теплового потока в самой рифтовой долине. Известно также, что для широко развитого здесь процесса серпентинизации океанической коры требуются большие количества воды. Судя по изотопному составу кислорода в серпентинитах (с низкими значениями $\delta^{18}O$), в этом процессе участвует морская вода. Наконец, о подводной гидротермальной активности свидетельствует изучение геохимии донных осадков. Для формирования термальных флюидов в субаквальных условиях наиболее благоприятными считаются гидрогеологические условия рифтовых долин срединно-океанических хребтов, характеризующихся широким развитием разрывных нарушений магматической и вулканической деятельности. В слагающих эти структуры вулканических и вулканогенно-осадочных толщах возможна трещинная или трещинно-пластовая циркуляция современных морских вод. Такие субаквальные воды должны заключаться и в лавах, слагающих другие вулканические сооружения – цепи и массивы, которые возвышаются на океаническом дне (Гавайский хребет, вулканическая цепь Императорских гор, и др.).

Субаквальные гидродинамические системы, как правило, не имеют прямой связи с артезианскими бассейнами суши. Разгрузка таких систем может происходить под воздействием аномально высоких пластовых давлений, возникших в водоносных пластах в ходе процессов уплотнения осадочных толщ [Ходьков, Валуконис, 1968]. Такие условия, вероятно, наиболее типичны для внутренних морей и шельфовых зон. Однако в центральных частях океанов, и прежде всего в разломных зонах океанических рифтов, миграция вод должна быть обусловлена главным образом геотермальной активностью. Эта активность выражается в подводном вулканизме, сопровождающемся внедрением в верхние части океанической коры магматических тел, и в восходящих потоках глубинных газопаровых эманаций, что должно приводить к возникновению в придонных гидродинамических системах термоартезианского напора и явлений сифона и газлифта.

Недавно подводные проявления гидротермальной активности были обнаружены непосредственно, чему способствовало начавшееся в океанологических исследованиях широкое применение батискафов. Разгрузка гидротерм на дне океана обнаружена уже во многих местах – в Калифорнийском заливе, Красном море, Галапагосском рифте. В последнем случае общие особенности химического состава гидротерм, по-видимому, сходны с составом терм, разгружающихся в Срединно-Атлантическом океаническом рифте. Рифты же Калифорнийского залива и Красного моря относятся, согласно Е.Е. Милановскому [1976], к несколько иному типу структур – межконтинентальным рифтовым зонам, в которых лишь осевая часть сложена океанической корой, а обрамление – представлено континентальной. По характеру развития и типу обрамления межконтинентальные рифтовые зоны подразделяются на эпиплатформенные (с платформенной рамой – Красное море, Аденский залив) и эпиорогенные (с рамой молодых складчатых сооружений – Калифорнийский залив). В зависимости от типа обрамления, определяющего состав водовмещающих толщ, гидротермы межконтинентальных рифтовых зон характеризуются некоторыми особенностями, рассмотренными ниже.

Термальные рассолы Красного моря

В нескольких впадинах центрального трога Красного моря придонная вода отличается крайне высокой минерализацией (до 257 г/кг) и повышенной температурой. Это впадины Суанин, Нереус и хорошо изученные в последние годы Атлантис II, Дискавери и Чейн [Современное..., 1974]. На дне этих впадин лежат современные осадки, обогащенные тяжелыми металлами до такой степени, что их называют рудоносными. Сум-

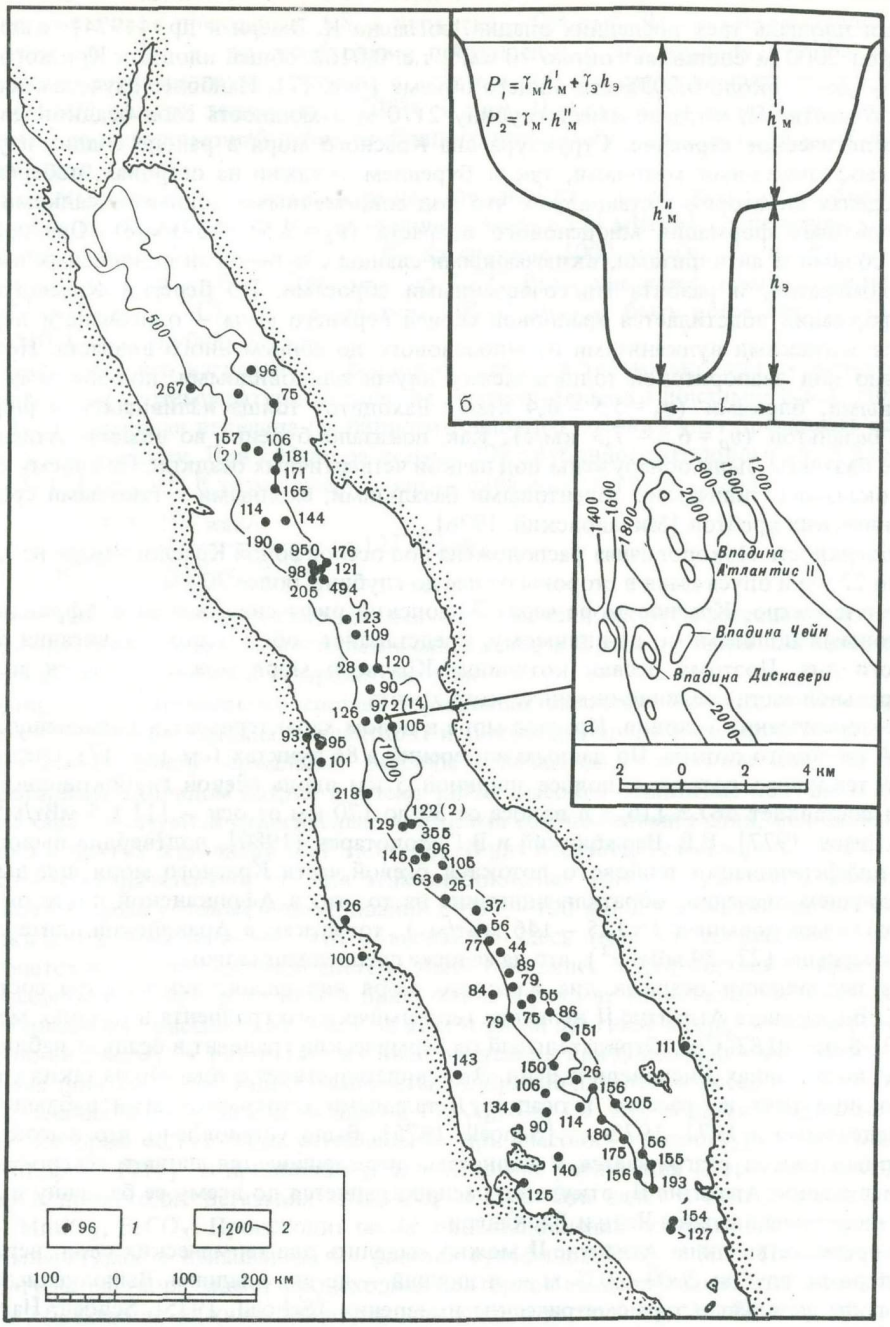


Рис. 17. Геотермальная активность в рифте Красного моря

а – рельеф дна рассолоносных впадин; *б* – гидродинамическая схема формирования термальных рассолов (см. обозначения в тексте). *1* – пункты определения теплового потока и его значения, мВт/м² [Girdler, Evans, 1976]; *2* – изобаты, м

марная площадь трех последних впадин, согласно К. Эмери и др. [1974], в пределах изобаты 2000 м составляет около 70 км^2, т.е. 0,016% общей площади Красного моря, а их объем – около 0,003% его общего объема (рис. 17). Наиболее изучена сейчас впадина Атлантис II, которая имеет глубину 2170 м и мощность слоя осадков до 50 м.

Геологическое строение. Структура дна Красного моря в районе впадин изучалась как геофизическими методами, так и бурением скважин на островах, побережьях и в пределах акваторий. Установлено, что под современными донными осадками лежит эвапоритовая формация миоценового возраста ($v_p = 3,5 - 4,5$ км/с). Она представлена солями и ангидритами, включающими сланцы с прослоями водоносных песков и конгломератов, и разбита многочисленными сбросами. По берегам Красного моря эта формация подстилается трапповой серией верхнего мела – олигоцена и перекрывается аденскими вулканитами от миоценового до современного возраста. Непосредственно под эвапоритовой толщей между двумя клиновидными, по-видимому гранитоидными, блоками ($v_p = 5,5 - 6,4$ км/с) находится толща излившихся в рифтовой зоне базальтов ($v_p = 6,8 - 7,3$ км/с). Как показало бурение во впадине Атлантис II, такие базальты были обнаружены под пачкой четвертичных осадков. По своему составу они оказались типичными толеитовыми базальтами, сходными с таковыми срединно-океанических хребтов [Милановский, 1976].

Поверхность Мохоровичича расположена под осевой зоной Красного моря на глубине около 22 км и опускается в стороны от нее до глубины более 30 км.

Как известно, Красное море через Эфиопский рифт связывается с Африканскими рифтовыми долинами и, по-видимому, представляет собой место раздвигания океанического дна. Поэтому осевая котловина Красного моря может считаться аналогом центральной части срединно-океанического хребта.

Геотермические условия. Красное море в целом характеризуется повышенной величиной теплового потока. По данным измерений в 86 пунктах (см. рис. 17), среднее значение теплового потока в полосе шириной 5 км вдоль осевой глубоководной части моря составляет 467 ± 116, а в полосе от 50 до 170 км от оси – 111 ± 5 мВт/м^2 [Girdler, Evans, 1977]. Е.В. Вержбицкий и В.Г. Золотарев [1980], подтвердив вывод о резкой дифференциации теплового потока в осевой части Красного моря при высоком его среднем значении, обратили внимание на то, что в Африканской плите он также относительно повышен (~125 – 146 мВт/м^2), тогда как в Аравийской плите существенно меньше (27–39 мВт/м^2), что даже ниже среднепланетарного.

На поверхности осадков дна Красного моря вне впадин температура составляет 22°С. Во впадине Атлантис II величина геотермического градиента в осадках меняется от +3,78 до –0,87°С/м. Отрицательный геотермический градиент в осадках наблюдается также во впадинах Дискавери и Чейн. Это свидетельствует о том, что на таких участках тепло поступает из рассола в осадок. Детальными геотермическими наблюдениями, проведенными в 1971–1972 гг. [Schoell, 1975], было установлено, что высокотемпературный рассол разгружается и полностью перемешивается лишь в северо-западной части впадины Атлантис II, откуда он распространяется по всему ее бассейну и перетекает в соседние впадины Чейн и Дискавери.

В пределах впадины Атлантис II можно выделить два термических слоя: верхний – в интервале глубин 2009–2035 м – и нижний – до дна впадины. Выполненные в разные годы детальные термометрические измерения [Schoell, 1975; Schoell, Hartmann, 1978] позволили установить, что температура этих слоев постепенно возрастает. Так, в 1965 г. температура верхнего слоя составляла 44°С, в 1971 г. она повысилась до 50°С, в 1972 г. составляла 51,5°С, а в 1977 г. достигла 52,2°С. Аналогичным образом изменялась и температура более горячего нижнего слоя, которая возросла с 56°С в 1965 г. до 62,5°С в 1977 г. Согласно расчетам М. Шоелла, скорость изменения температуры рассола в 1965–1972 гг. как в верхнем, так и в нижнем слоях составляла 0,75° в год. В 1972–1977 гг. скорость нагревания уменьшилась до 0,29°, что свидетельствует об изменении гидротермальной активности во впадине Атлантис II.

Сделанные М. Шоеллом балансовые подсчеты показали, что общий объем термаль-

ного рассола во впадине Атлантис II составляет 2,6 км^3. При этом на долю нижнего более горячего слоя приходится 1,8, а верхнего – 0,8 км^3. Чтобы обеспечивался рост температуры в 0,75° в год, необходимо поступление в эту впадину $8{,}4 \cdot 10^7$ кал/с, т.е. надо допустить разгрузку рассола с дебитом 400 л/с при температуре 210°С (или с дебитом 800 л/с при температуре 105°С и т.п.). При скорости нагревания рассола в 0,29° в год соответствующий дебит глубинного высокотемпературного рассола должен быть меньше в 2,6 раза.

Оценка температур в геологическом разрезе дна Красного моря в рассматриваемом районе показывает, что при фоновом тепловом потоке 111 мВт/м^2 температура в толще эвапоритов ($\lambda = 10 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · °С) на глубине 1000 м ниже дна возрастает примерно до 50°С, а на глубине 2000 м – до 75°С. Если еще ниже лежат базальты ($\lambda = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · °С), то температура 105°С должна быть встречена на глубине 3 км, а 210°С – на глубине 4,5 км.

Предположим, что нагревание рассолов осуществляется только при их циркуляции в региональном геотемпературном поле без дополнительного локального поступления тепла. Тогда истинная величина глубинного теплового потока будет превышать наблюдаемую у поверхности. При снятии рассолами 20% глубинного теплового потока она бы составила 138 мВт/м^2. В этом случае площадь теплового питания рассолов

$$S = \frac{8{,}4 \cdot 10^7 \text{ кал/с}}{3{,}3 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с} \cdot 0{,}2^\circ\text{С}} = 12700 \text{ км}^2.$$

Прежде чем рассматривать гидродинамические модели такой фильтрации, остановимся на химических особенностях термальных рассолов Красного моря для того, чтобы более обоснованно судить об их происхождении.

Формирование химического состава термальных рассолов. Химический состав термальных рассолов во впадинах Атлантис II и Дискавери приведен в табл. 26. По содержанию главных ионов термальные рассолы отличаются от обычной морской воды. Они обогащены хлоридом натрия и имеют также высокое отношение кальция к хлору. Рассолы характеризуются относительно высокими содержаниями калия, железа, марганца, цинка и других элементов (см. табл. 26). В них отсутствует кислород, а количество H_2S крайне незначительно, т.е. для этих слабокислых (pH ~ 5) рассолов характерны восстановительные условия формирования с Eh = –100 мВ. Содержания магния и сульфата оказались пониженными. Это объясняется здесь теми же процессами, которые проявляются в гидротермальной системе мыса Рейкьянес. В формировании красноморских рассолов большую роль играет присутствие в разрезе толщ галита и гипса. Обогащение термальных рассолов Na, Ca, Li и некоторыми другими микроэлементами происходит, по-видимому, в результате их выщелачивания при фильтрации рассолов сквозь осадочные породы, содержащие эвапориты. Хлоридно-натриевые рассолы легко извлекают из глинистых пород или базальтов Pb, Ag, Cu, Cd, Zn, образуя хлоридные комплексы, которые могут быть устойчивыми при высоких температурах [Бугельский, 1974; Дворов, 1975]. В придонном слое вследствие увеличения скорости восходящих растворов происходит дегазация CH_4, CO_2 и H_2S. Это ведет к выпадению в осадок $CaCO_3$, $MnCO_3$, $FeCO_3$. Происходит также и восстановление сульфат-иона при повышенных температурах с выпадением из рассола сульфидов FeS_2 и MeS. При повышении температуры раствора может происходить повторное выщелачивание этих новообразований и обогащение нижнего конвекционного слоя рассола Fe, Mn, Pb и др. Механизм образования этих рудных осадков убедительно показан в работах Г.Ю. Бутузовой и др. [1980] и П.П. Тимофеева и др. [1981].

Рудные осадки залегают на биогенно-терригенных илах, на отдельных участках дна они покрывают базальты, а местами лежат непосредственно на эвапоритах [Бутузова и др., 1980]. По данным этих авторов, детально изучавших строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис II, главными компонентами рудных осадков являются гидроокислы железа и кремнезема (> 70%). Остальные рудообразующие

Таблица 26

Химический состав термальных рассолов и вод Красного моря, г/кг

Компоненты	Впадина Атлантис II		Впадина Дискавери		Вода океана
	1	2	1	2	
Na^+	92,60	113,25	93,05	108,85	10,75
K^+	1,87	2,69	2,14	2,74	0,39
Ca^{2+}	5,15	5,81	5,12	3,97	0,41
Mg^{2+}	0,76	0,90	0,81	1,48	1,29
NH_4^+	–	0,016	–	0,058	–
Cl^-	156,03	190,06	155,3	180,85	19,35
Br^-	0,13	–	0,12	–	0,066
SO_4^{2-}	0,84	0,82	0,70	0,48	2,71
HCO_3^-	0,14	–	0,03	–	0,72
Si	0,03	0,0004	0,003	0,0002	$4 \cdot 10^{-3}$
Fe	0,08	0,018	0,003	0,0066	$2 \cdot 10^{-5}$
Mn	0,08	0,11	0,05	0,042	$1 \cdot 10^{-5}$
Zn	0,005	0,0025	0,0008	0,0105	$5 \cdot 10^{-6}$
Cu	0,0003	0,00066	0,0001	0,0099	$1 \cdot 10^{-5}$
Co	0,0002	0,0015	0,0001	–	–
Pb	0,0006	0,003	0,0002	0,00048	$4 \cdot 10^{-6}$
Ni	–	0,0015	0,0003	–	$1 \cdot 10^{-7}$
Соленость	257,76	307,6	257,37	291,8	35,71
$T°$, C	56,5	–	44,7	–	–
γ	1,178	–	1,183	–	1,03
pH	~5	5,8	–	6,4	–
Eh	–100	+50	–	+130	

Примечание: 1 – термальный рассол [Эмери и др., 1974]; 2 – иловая вода [Пушкина и др., 1979, 1980]: также установлено Cd – 0,00001, B – 0,007–0,014.

компоненты представлены сульфидами железа, цинка, меди, окислами марганца, железистыми смектитами, карбонатами железа и марганца. Развитие карбонатов характерно для нижней части рудоносной толщи. Основная часть сульфидов осаждается преимущественно в нижнем более горячем рассоле, а осаждение основной массы гидроокислов железа происходит, по их мнению, в верхнем рассоле за счет окисления железа кислородом обычной морской воды.

Рудная минерализация в верхних десяти метрах осадков во впадине Атлантис II составляет около 83 млн. т. Ниже залегают также рудоносные осадки, мощность которых колеблется от 20 до 100 м [Эмери и др., 1974].

Формирование рассолов Красного моря трактуется по-разному. Однако все многочисленные гипотезы можно разделить на три основные группы, исходя из интерпретации генезиса воды, солей и металлов, а также тепла.

Согласно одному из предположений, рассолы образовались при почти полном выпаривании вод Красного моря во время его изоляции и падения уровня в период вюрмской гляциоэвстатической регрессии. Однако эвапоритизация этих вод, как отмечает Г. Крейг [1974], должна была бы привести к уменьшению величины отношения к хлору содержаний высокорастворимых ионов калия, магния и брома, чего не наблюдается. Не объясняются здесь также и источники тепла.

В другую группу можно объединить несколько гипотез, по которым формирование термальных рассолов происходит также без участия мантии, в результате циркуляции по глубинным разломам и излияния на морское дно вод различного генезиса, изменивших свой химический состав в процессе растворения и выщелачивания эвапоритов и переслаивающихся с ними глинистых сланцев. Повышенная температура рассолов объяс-

няется в основном за счет съема части регионального кондуктивного теплового потока.

Гипотезы этой группы различаются взглядами на генезис вод, формирующих термальный рассол. Так, С.И. Смирнов [1971] и Н.А. Маринов [1978] считают, что это воды закрытых нефтеносных и газоносных структур. С.А. Брусиловский и др. [1980], основываясь на изотопном составе (D и ^{18}O) иловых растворов во впадине Атлантис II, полагают, что термальный рассол формируется из седиментационных вод, сингенетичных с солеродным бассейном и разбавленных метеорными водами, поступающими с окраинных материковых частей Красного моря. Р. Брукс, И. Каплан и М. Питерсон [1974] пришли к выводу, что значительную роль в формировании рассолов должна играть вода, освобождающаяся при дегидратации гипса (из 1 $м^3$ гипса может выделиться 0,486 $м^3$ воды).

По мнению Г. Крейга [1974], рассолы возникли за счет близповерхностных морских вод. Свою модель он обосновывает данными по содержаниям в рассолах дейтерия и тяжелого изотопа кислорода, которые оказались такими же, что и в морской воде с соленостью 38,2‰, встреченной в районе Аденского порога ($\delta O^{18} = 1{,}21‰, \delta D = 7{,}5‰$). Следовательно, считает Г. Крейг, эти рассолы не могли образоваться путем растворения соленосных осадков инфильтрационными водами, поскольку этот процесс привел бы к более низким концентрациям O^{18} и D. Этот исследователь допускает, что морская вода из района Аденского порога просачивается по глубинным разломам в земную кору, нагреваясь по пути за счет регионального кондуктивного теплового потока. Растворяя имеющиеся в разрезе эвапориты и пройдя в течение нескольких тысяч лет путь длиной до 1000 км, термальные рассолы разгружаются в упомянутых впадинах Красного моря. Их движение происходит под действием напора (40 атм), обусловленного разностью плотностей колонны рассолов и морской воды.

Третья группа гипотез предполагает активное участие магматического тепла и вещества в формировании красноморских рассолов. К. Эмери, Дж. Хант и Э. Хейс [1974] отмечают, что подземные воды могли преобразоваться в термальные рассолы, заимствуя как главные компоненты своего ионно-солевого состава, так и микроэлементы из вмещающих пород. Контактируя с телами недавно внедрившихся и еще не остывших базальтов, они могли насыщаться новыми веществами, содержащимися в магматических эманациях. В результате дополнительного прогрева плотность рассолов несколько уменьшилась, что обусловило их восходящее движение и истечение на дно впадины Атлантис II.

Г.С. Дзоценидзе [1972], анализируя результаты исследований американских океанологов, пришел к заключению, что горячие рассолы впадин Красного моря, расположенных в рифтовой зоне с явными проявлениями недавнего вулканизма, связаны с поствулканической деятельностью и минерализованы гидротермами магматического происхождения. Р.И. Ткаченко и др. [1978] указывают на сходство термальных рассолов впадин Красного моря и соляного купола Даллол в Данакильской впадине. Они считают красноморские рассолы продуктом смешения морских вод с разгружающимися здесь высокотермальными и высокоминерализованными растворами, которые, по их мнению, представляют собой магматический флюид. Г.Н. Батурин, А.В. Коченов, Э.С. Тимос [1969] обращают внимание на то, что к разломам, прослеживающимся вдоль побережья, приурочены следы фумарольной деятельности и современные выходы термальных источников. С этими источниками связаны и многочисленные мелкие гидротермальные месторождения железа, марганца, свинца, цинка и меди, т.е. того же комплекса металлов, которые характерны и для рассолов Красного моря. Эти авторы высказывают предположение о единстве источников металлов в береговых термах и рассолах Красного моря. На участие магматических процессов в формировании химического состава рассолов указывают также Дж. Купер и Дж. Ричардс [1974], считающие, что источником металлов в рудоносных рассолах является неглубокий магматический очаг. На самых крайних позициях стоят Е.С. Гавриленко и В.Ф. Дерпгольц [1971], полагающие, что красноморские рассолы имеют исключительно ювенильный генезис.

На наш взгляд, одним из наиболее веских доказательств участия в рассолах вещества, имеющего вулканический или магматический источник, является обнаруженная в газах рассолов мантийная величина отношения $^3He/^4He = 1{,}34 \cdot 10^{-5}$ [Lupton et al., 1977]. В целом же мы полагаем, что рассолы Красного моря имеют сложный генезис. В их формировании принимают участие современные морские воды (о чем свидетельствуют данные по изотопному составу содержащихся в них водорода, кислорода и серы). К морским могут подмешиваться воды седиментационного и дегидратационного происхождения, а также высокотемпературный магматический флюид. О поступлении последнего, помимо гелиевой метки, свидетельствуют также и предложенные нами ниже гидродинамические модели. Однако, прежде чем перейти к их рассмотрению, остановимся на гидродинамических противоречиях модели Г. Крейга.

Если принять, согласно схеме Г. Крейга, что морская вода проходит по толще эвапоритов от Аденского порога до рассматриваемых впадин путь длиной около 1000 км (L) при градиенте давления в 40 атм (ΔH), постепенно опускаясь до глубины 3 км (h) и нагреваясь за счет регионального теплового поля до 105° С, то для обеспечения расхода рассолов (Q) в 800 л/с (~70000 м^3/сут) при разумных величинах коэффициента фильтрации (0,01 м/сут) площадь поперечного сечения потока

$$F = \frac{Q \cdot L}{K \cdot \Delta H} = \frac{70000\ \text{м}^3/\text{сут} \cdot 10^6\ \text{м}}{0{,}01\ \text{м/сут} \cdot 400\ \text{м}} = 17500\ \text{км}^2,$$

т.е. при мощности потока (h) в 3 км его ширина должна была бы достигать 5833 км, что не соответствует геологической ситуации. Увеличение значений коэффициента фильтрации на порядок также не спасает дело, так как ширина потока все равно должна быть в 3,4 раза больше ширины Красного моря. Кроме того, наличие большого числа глубоких поперечных к Красному морю разломов препятствует фильтрации вод в этом направлении.

На наш взгляд, более вероятно, что просачивание воды Красного моря в эвапоритовую толщу происходит на флангах активной рифтовой зоны. Движение морских вод и рассолов обусловлено градиентом их плотности, возникающим над очагом разгрузки, вследствие разной минерализации вод и рассолов в пределах единой гидродинамической системы (см. рис. 17). Присутствие в рифтовой зоне локальных термоаномалий также сказывается на градиенте плотности вод, усиливая восходящее движение рассолов. С учетом температуры в 105° С и погружения рассолов на глубину 3 км от дна впадины перепад давлений из-за разности плотностей вод эвапоритового горизонта и столба морской воды составит во впадине около 700 м, как это видно из следующих расчетов:

$$P_1 = \gamma_м \cdot h'_м + \gamma_э \cdot h_э = 1030 \cdot 500 + 1180 \cdot 2000 = 2{,}875 \cdot 10^6\ \text{г/см}^3 \cdot \text{м},$$

$$P_2 = \gamma_м \cdot h''_м = 1030 \cdot 2000 = 2{,}06 \cdot 10^6\ \text{г/см}^3 \cdot \text{м},$$

$$\Delta H = \frac{P_1 - P_2}{\gamma_э} = \frac{2875000 - 2060000}{1180} = \frac{8 \cdot 10^5\ \text{г/см}^3 \cdot \text{м}}{1{,}18\ \text{г/см}^3 \cdot 10^3} \approx 700\ \text{м}.$$

Для рассолов с температурой 210° С (что соответствует глубине их погружения 4500 м) разность напоров останется такой же, но путь фильтрации вод в эвапоритах увеличится до 7500 м. При этом для обеспечения разгрузки терм (Q) с дебитом 70000 м^3/сут (при 105° С) или с дебитом 35000 м^3/сут (при 210° С) и при длине полосы разгрузки (B) по периметру впадины 42 км достаточно иметь ширину полосы разгрузки (b) в первом случае 1070, а во втором – 890 м.

Ширина полосы разгрузки находится по формуле

$$Q = K \frac{\Delta H}{L} B \cdot b, \quad b = \frac{Q \cdot L}{K \cdot \Delta H \cdot B}.$$

При температуре рассолов 105° С

$$b = \frac{70 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{сут} \cdot 4500 \text{ м}}{0{,}01 \text{ м/сут} \cdot 700 \text{ м} \cdot 42 \cdot 10^3 \text{ м}} = 1070 \text{ м}.$$

При температуре рассолов 210° С

$$b = \frac{35 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{сут} \cdot 7500 \text{ м}}{0{,}01 \text{ м/сут} \cdot 700 \text{ м} \cdot 42 \cdot 10^3 \text{ м}} = 890 \text{ м}.$$

Это не противоречит геологической ситуации, однако указанные гидродинамические параметры не могут обеспечить гидротермальной системе необходимое тепловое питание, поскольку съем кондуктивного теплового потока, как отмечалось выше, должен происходить с гораздо большей площади.

Таким образом, рассмотренные гидродинамические модели свидетельствуют о том, что нагревание рассолов во впадине Атлантис II нельзя обеспечить только за счет съема части кондуктивного теплового потока. Поэтому приходится допускать дополнительное поступление какого-то количества высоконагретого глубинного магматического флюида. Растворение галита и гипса эвапоритов нормальной морской водой и флюидом, последующие реакции возникших рассолов с вмещающими породами и выщелачивание из них микроэлементов, а также идущие во впадине процессы осаждения компонентов приводят к образованию окончательного химического облика красноморских рассолов.

Гидротермы Калифорнийского рифта

Активная гидротермальная деятельность отмечается также и на дне нескольких впадин в Калифорнийском заливе.

Геологическое строение. Калифорнийский рифт лежит на северном продолжении осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. По своему тектоническому положению, размерам, морфологии и глубинному строению он является близким аналогом рифтов Красного моря и Аденского залива. Однако общее северо-северо-западное простирание впадины Калифорнийского залива резко отличается от северо-восточного простирания фрагментов рифтовой долины (рис. 18). Многочисленные трансформные разломы, рассекающие Калифорнийский рифт, ориентированы в северо-западном направлении. Общая горизонтальная деформация в области залива имеет, согласно Е.Е. Милановскому [1976], раздвиго-сдвиговый характер (с преобладанием сдвиговой компоненты). Эта деформация привела к разобщению блоков континентальной коры. Так, сейсмическими исследованиями в одном из центральных сегментов рифтовой зоны – бассейне Гуаймас – установлен океанический тип коры [Williams et al., 1979]; по-видимому, таково же строение и других глубоководных бассейнов – Кармен, Фараллон, Пескадеро, расположенных юго-восточнее (см. рис. 18).

Продолжение Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса переходит через Калифорнийский залив на Северо-Американский континент, где "накладывается" на кордильерскую мезозойскую складчатую зону и выклинивается в районе оз. Солтон Си. Сопряженная с этой структурой система разломов Сан Андреас рассматривается как трансформная по отношению к рифтовой зоне.

Наземным обрамлением рассматриваемого рифта являются Калифорнийский полуостров и хребет Западной Серра Мадре, которые могут быть объединены в рамках единой зоны, вытянутой вдоль тихоокеанского побережья Мексики. В течение почти всего кайнозоя эта зона была ареной накопления мощных известково-щелочных андезитовых серий. Формирование таких серий, считающихся типичными для островных дуг, обычно связывают с геодинамической обстановкой сжатия в зоне субдукции океанической плиты (в данном случае плит Фараллон, Ривера, Кокос) под континентальную (Северо-Американскую). На Калифорнийском полуострове такой петрохимический облик магмати-

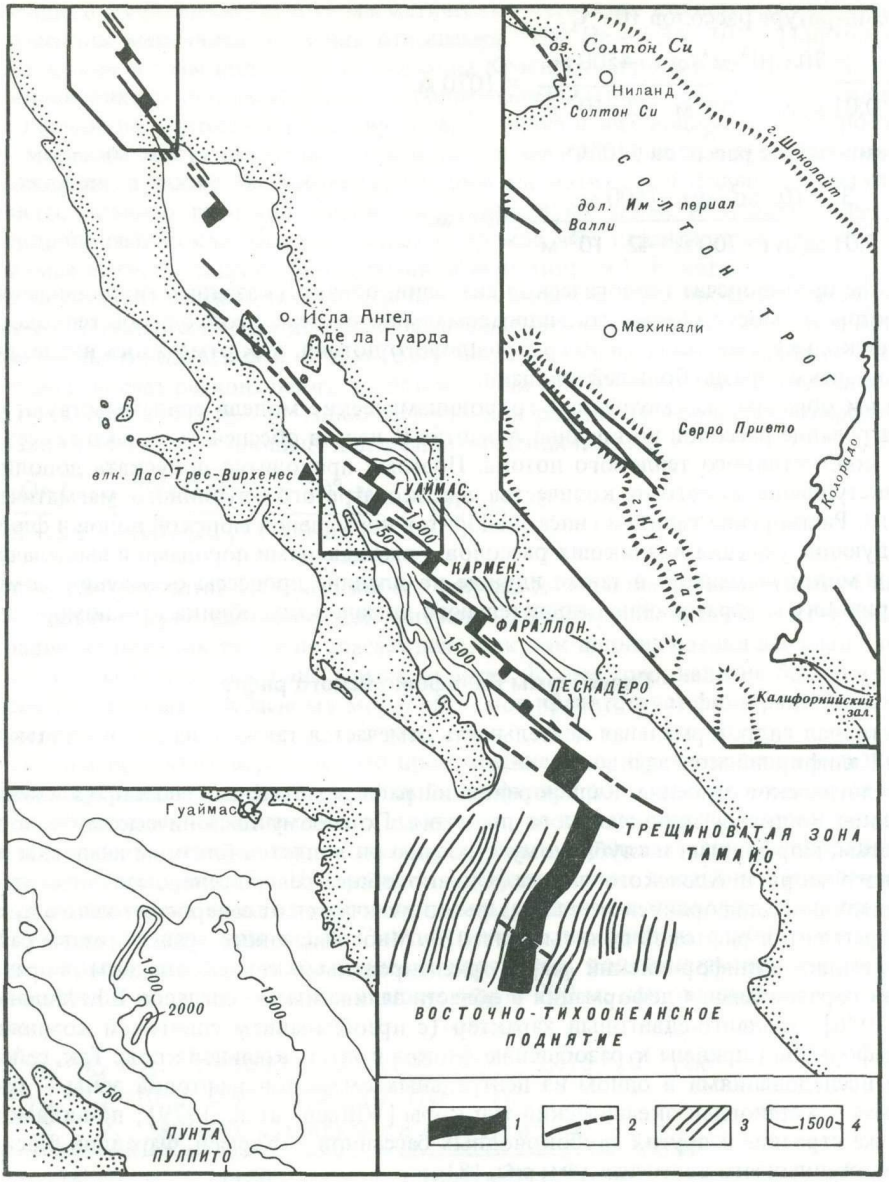


Рис. 18. Морфология Калифорнийского рифта и положение участков геотермальной активности
1 – ось рифтовой зоны; *2* – трансформные разломы; *3* – положение осей магнитных аномалий на океаническом дне; *4* – изобаты, м

ческие породы сохраняют по крайней мере с юрского времени, а в Западной Серра Мадре – с позднемелового, когда в обеих подзонах произошло внедрение крупных интрузивных тел. В эоцен-олигоценовое время здесь проявлялся андезитовый вулканизм, который в миоцене сместился на Калифорнийском полуострове к югу, а в Западной Серра Мадре к востоку, где образовались мощные покровы игнимбритов, связанные, как полагают, с местной зоной растяжения в тылу островной дуги. Согласно радиологическим датировкам, вулканиты рассматриваемой зоны в общем омолаживаются в юго-восточном направлении, что отражает постепенное отмирание островодужного тектонического режима по простиранию этой зоны с севера на юг.

В конце плиоцена в северной части зоны произошла новая вспышка вулканизма, но уже базальтоидного типа. В основном его продукты – щелочные базальты, а в районе г. Тихуана и на о. Тортуга, расположенном на трансформном разломе бассейна Гуаймас, – даже базальты толеитовой тенденции [Demant, Robin, 1975; Williams et al., 1979]. Такой состав вулканитов обычен для сопутствующей рифтогенезу геодинамической обстановки растяжения, которая в зоне Калифорнийского залива возникла 4–6 млн. лет назад [Atwater, 1970]. Наиболее поздними проявлениями этой фазы вулканизма служит действующий стратовулкан Лас-Трес-Вирхенес в средней части Калифорнийского полуострова, сложенный оливиновыми базальтами и извергавшийся последний раз в 1857 г. [Cataloque..., 1951–1965]. С этой же фазой связан и находящийся недалеко от северного окончания Калифорнийского залива небольшой эруптивный аппарат Серро Прието, действовавший в период от 110 до 10 тыс. лет назад и давший свое имя вскрытой рядом с ним мощной гидротермальной системе.

Кроме вулканогенных пород, в геологическом разрезе бортов Калифорнийского рифта присутствуют и осадочные – известняки, сланцы, филлиты, граувакки, песчаники и конгломераты мелового возраста, а также песчаники и сланцы палеогена [Кропоткин, Шахварстова, 1965].

Между Калифорнийским заливом и оз. Солтон Си простирание рифтовой зоны отвечает структурной депрессии Солтон Трог, заполненной позднекайнозойскими дельтовыми отложениями р. Колорадо. К этой наземной части рифта приурочено несколько высокотемпературных гидротермальных систем (в том числе Серро Прието и Солтон Си), трассирующихся проявлениями четвертичного вулканизма и выходами горячих источников и парогазовых струй.

Геотермические условия. Калифорнийская рифтовая зона в целом характеризуется повышенным тепловым потоком, отличающим все срединно-океанические хребты. Однако индивидуальные значения теплового потока здесь, как и везде в осевых зонах рифтов, далеко не однородны.

В отдельных сегментах этой зоны и разделяющих их трансформных разломах встречаются как положительные, так иногда и отрицательные термоаномалии[1]. Рассмотрим особенности теплового поля в одном из таких сегментов – бассейне Гуаймас, где в последние годы было проведено свыше 150 измерений теплового потока [Lawver et al, 1975; Williams et al., 1979].

Бассейн Гуаймас, ограниченный изобатой 1500 м, протягивается в длину на 240 км, а в ширину на 60 км. Он имеет центральную депрессию, ограниченную изобатой 1900 м, разделенную на два трога. Ширина этой депрессии 3–4 км, а глубина 50–150 м. Общая мощность диатомовых осадков и гемипелагических илистых глин, покрывающих дно бассейна, достигает 0,5 км. Теплопроводность этих осадков $1{,}7 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · °С [Williams et al., 1979]. По данным этих исследователей, среднее значение кондуктивного теплового потока в бассейне Гуаймас вне центральной депрессии составляет 180 ± 46 мВт/м^2. Внутри же центральной депрессии большинство значений (52 из 75) $>$ $>$ 260 мВт/м^2, что примерно отвечает среднему значению для депрессии в целом, но в 23 пунктах $<$ 105 мВт/м^2. Разброс значений теплового потока в составляющих депрессию рифтовых трогах весьма значителен – от меньше чем 40 до 1135 мВт/м^2. В пределах трансформного разлома значения теплового потока варьируют от 125 до 460 мВт/м^2, а среднее по 15 измерениям составляет 259 мВт/м^2. Полагают, что такое повышение среднего теплового потока и обилие положительных термоаномалий связано с существованием поблизости от дна бассейна высокотемпературной интрузии [Lawver et al., 1975] и активной гидротермальной деятельности.

В том месте, где рифтовая зона Калифорнийского залива выходит на сушу, реги-

[1] Эти аномалии возникают из-за нарушения условий чисто кондуктивной теплопередачи циркуляцией воды в донном грунте. Отрицательные аномалии обусловлены вертикальным движением воды (разгрузкой гидротерм или просачиванием в грунт морской воды), положительные фиксируются над фронтом восходящих гидротерм, разгружающихся где-то вблизи пункта наблюдения.

ональная положительная геотермическая аномалия прослеживается и на континенте. Здесь она протягивается вдоль депрессии Солтон Трог. При этом на общем фоне повышенного теплового потока выделяются два участка, где его значения еще выше. Это широко известные гидротермальные системы Серро Прието и Солтон Си.

Гидротермальное месторождение Серро Прието (площадью 25 км^2) находится в структурной депрессии Солтон Трог, заполненной мощными (до 4,5 км) отложениями дельтовых осадков р. Колорадо. Оно приурочено к разломной зоне Сан Хасинто, пересекающей в северо-западном направлении фрагмент депрессии – долину Мехикали. Верхние 700 м разреза сложены толщей глин, ниже которой находятся переслаивающиеся пески, галечники, глины, эвапориты, песчаники и глинистые сланцы. Осадочная толща залегает на гранитном основании, которое ступенчатыми блоками поднимается к западу и выходит на дневную поверхность в виде гряды Серра Кукапа. Гранитный фундамент разбит серией разломов, по которым поднимаются термальные воды, растекающиеся затем в западном направлении по проницаемым прослоям песчаника. В центре гидротермальной системы находится четвертичный вулкан Серро Прието.

На дневной поверхности здесь отмечаются выходы парогазовых струй, грязевые котлы, кипящие источники (Лагуна Вулкано). Месторождение разбурено на глубину до 3600 м. Кровля продуктивной зоны вскрыта на глубине 1500 м. Глубинная жидкая фаза характеризуется исключительно высокими температурами (до 367°С) и повышенной минерализацией.

Общая производительность 30 скважин на конец 1979 г. составляла 3540 т/час воды и 1500 т/час пара. Теплосодержание пароводяной смеси достигало 313 ккал/кг. Давление пароводяной смеси на устье скважин было в среднем 8–9 атм (максимальное 20 атм). Из высокоминерализованных флюидов в скважинах и трубопроводах интенсивно высаживается кремнезем, вследствие чего за 50 дней гидравлическое сопротивление в них возрастает на 90%. Тем не менее на гидротермальном месторождении Серро Прието успешно действует крупная ГеоТЭС, мощность которой в 1979 г. составляла 150 МВт (в 1984 г. планируется ее увеличение до 400 МВт).

Гидротермальное месторождение Солтон Си расположено в той же структурной депрессии Солтон Трог (долина Импириал Валли) у юго-восточного конца оз. Солтон Си. Предполагают, что как раз здесь и выклинивается Калифорнийская рифтовая зона. Долина Импириал Валли также заполнена мощными (до 6 км) отложениями дельтовых осадков р. Колорадо. Верхняя часть разреза сложена 300-метровой толщей глинистых сланцев, ниже которой находятся переслаивающиеся пески, галечники, глины, галогенные породы и песчаники. Морские отложения (верхний миоцен–плиоцен) встречаются только по периферии долины Импириал Валли к юго-западу и западу от оз. Солтон Си. Резервуаром гидротерм служат в основном аркозовые пески мощностью свыше 600 м. Непосредственно в рассматриваемой геотермальной области присутствуют риолитовые экструзии, дайки и силлы, возникновение которых связывается с плиоцен-плейстоценовым вулканизмом. Экструзии включают пять отдельных куполов, три из которых характеризуются слабой разгрузкой газа и водяного пара, выделяющихся по трещинам и разломам [Muffler, White, 1969].

Месторождение разбурено на глубину до 2,5 км. Глубина залегания продуктивной зоны ниже 1,5 км. На месторождении Солтон Си тепловой поток составляет, по данным Р. Рекса [Rex, 1966], 292 мВт/м^2. Согласно Г. Хельгесону [Helgeson, 1968], он выше – на периферии месторождения достигает 502 мВт/м^2, а в центральной части предположительно 711 мВт/м^2. Два последних значения характеризуют перекрывающие гидротермальный резервуар глинистые сланцы и генетически сходны с положительными аномалиями в подводных осевых участках океанических рифтов. Изотерма 300°С в скважинах на месторождении Солтон Си залегает на глубинах от 900 до 1600 м, а в центре, возможно, еще ближе к поверхности. Максимальная температура на этом месторождении 360°С зафиксирована в скв. 1 Элмор на глубине 2100 м.

Глубинная жидкая фаза характеризуется исключительно высокой минерализацией (275 г/кг) хлоридных натриево-кальциевых рассолов.

Соленость и температура флюида уменьшаются по направлению от центра гидротермального резервуара. Энтальпия рассолов колеблется от 220 до 275 ккал/кг [Helgeson, 1968]. Видимый поверхностный расход (из слабых горячих источников, расположенных вокруг юго-восточного конца оз. Солтон Си), по оценке П. Мафлера и Д. Уайта [Muffler, White, 1969], вряд ли много больше 100 $м^3$/сут. Группы источников приурочены к двум линеаментам, один из которых (Мишн Крик – Баннинг фолт) частично покрыт водами оз. Солтон Си. В гидротермальной системе флюид находится в основном в жидкой фазе – вскипание и отделение пара происходит лишь в приповерхностных условиях. Доля пара в разгрузке около 0,4. Содержание газа в паре составляет 0,1–1,0, а в глубинной горячей воде – 0,04–0,4% об. В составе газа 90% об. составляет CO_2, а среди остальных 10% об. обнаружены H_2S, CH_4, N_2, H_2 [Ellis, 1979]. Сначала давление углекислоты было выше гидростатического, и она извлекалась здесь в промышленных масштабах, для чего было пробурено 50 мелких скважин глубиной до 200 м. Общее количество CO_2, полученное только за 9 лет, составило $18 \cdot 10^6$ $м^3$. Однако вследствие падения давления добыча CO_2 с 1954 г. была прекращена.

По расчетам Г. Хельгесона глубокая скв. 1 может продуцировать в день около 10000 $м^3$ флюида. При этом на дневную поверхность будет ежедневно выноситься свыше 2700 тыс. т солей и более чем $2 \cdot 10^9$ кал тепла.

Химический состав гидротерм. Выходы гидротерм в дне Калифорнийского залива изучались международной научной экспедицией с помощью батискафов "Альвин" и "Сиана". Источник с давлением воды на выходе 4 атм и температурой 102°С был обнаружен в северной части Калифорнийского залива в 400 м от берега на глубине 30 м. Химический анализ этих подводных терм показал, что по ионному составу они хлоридные натриевые с минерализацией около 19 г/л и содержат среди газов главным образом CH_4 (51,4% об.) и N_2 (44% об.), а также повышенные по отношению к воде океана количества Fe, Cu, Zn, As, Cd, Pb, Cr и Ni [Vidal et al., 1978].

Другой участок разгрузки был обнаружен в устье Калифорнийского залива [Abelson, 1979] на 21° северной широты. Здесь на глубине 2500 м на морском дне выходят термальные флюиды. Их температура на выходе составляет около 400°С, а давление около 270 атм [Welhan, Craig, 1979]. Газы, содержащиеся в растворах, по данным Дж. Велхана и Г. Крейга, обогащены водородом и метаном, а также гелием и радоном. Из образований, напоминающих дымовые трубы 5-метровой высоты, на 30 м вверх вырываются струи ("черные гейзеры"), содержащие минеральное вещество, которое отлагается вокруг в виде коричневых холмов. Эти преимущественно сульфидные отложения отличаются высоким содержанием железа, цинка, свинца, меди, серебра, золота, платины, кобальта и кадмия.

Как известно, горячая морская вода, находящаяся под давлением, выщелачивает указанные элементы из силикатов. Можно предположить, что она проникает по разломам в рифтовой зоне на глубину 2 км ниже морского дна. Здесь вблизи магматического очага она приобретает температуру свыше 400°С и под давлением около 450 атм устремляется вверх, взаимодействуя по пути с вмещающими породами и извлекая из них перечисленные выше элементы. Происхождение сульфидов связано, вероятно, с редукцией сульфата морской воды железистыми силикатами. Кроме того, в формировании рудных осадков большую роль может играть и органическое вещество (вокруг горячих источников развиты колонии живых организмов), которое восстанавливает сульфат-ион при повышенных температурах с выпадением из раствора сульфидов.

Таким образом, в формировании этих высокотемпературных обогащенных металлами растворов участвуют морские воды. Однако к ним, по-видимому, подмешивается и магматический флюид, о чем свидетельствуют чрезвычайно высокие температуры, а также изотопный состав гелия в придонных водах рифтовых бассейнов Калифорнийского залива. Так, в бассейне Гуаймас отношение $^3He/^4He = (1{,}1 \pm 0{,}06) \cdot 10^{-5}$ [Lupton, 1979], что указывает на мантийное происхождение этого газа. Зона высоких значений $^3He/^4He$ в Калифорнийском рифте может быть прослежена от бассейна Гуаймас через геотермальный район Серро Прието до гидротермальной системы Солтон Си. Опробова-

Таблица 27

Химический состав термальных флюидов гидротермальных систем Калифорнийской рифтовой зоны, мг/л

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
HCO_3	1653	150	Mg	8	54
CO_3		–	Fe	0,2	2290
SO_4	0		Mn	–	1400
Cl	10420	155000	Sr	–	400
I	3,1	18	Ba	–	235
F	–	15	Zn	–	540
Br	14,1	120	Pb	–	102
NH_4	–	409	H_2S	12	16
Na	5820	50400	H_3BO_3	70,9	2232
K	1570	17500	H_2SiO_3	961,3	520
Li	19	215	M	19770	258000
Rb	–	135	pH	6,7	5,2
Cs	–	14	$T°$, C	340	300
Ca	280	28000			

Примечание. 1 – Серро Прието, скв. 1.1 ДЖ1 [Ellis, Mahon, 1977]; 2 – Солтон Си [Muffler, White, 1969]; также установлено Al – 4, 2, As – 12, Cu – 8, Ag – 1.

ние термальных флюидов Серро Прието, проведенное автором совместно с Б.Г. Поляком в 1979 г., показало присутствие в них гелия с высоким изотопным отношением – около $1 \cdot 10^{-5}$, что хорошо согласуется с другими данными, полученными в этом районе [Welhan et al., 1978]. В гидротермальной системе Солтон Си американские исследователи также обнаружили гелий того же изотопного состава, но, по их данным, севернее и западнее этой системы величина $^3He/^4He$ в газах, разгружающихся в разломной зоне Сан Андреас, резко снижается, опускаясь до 10^{-7} [Craig, Lupton, 1978].

Парогидротермы Серро Прието имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриево-калиевый состав (табл. 27). Их минерализация на глубине, где они находятся в жидкой фазе, не превышает 15 г/кг, а в приповерхностных условиях после отделения пара она возрастает, достигая в сепарированной жидкой фазе 23,7 г/кг. Помимо Cl, HCO_3, CO_3, Na, K и Ca, в жидкой фазе в повышенных количествах содержатся Li и H_2SiO_3. Термальные флюиды имеют близкую к нейтральной реакцию среды. В их газовом составе преобладает CO_2 (78–92%) и в заметных количествах содержатся также H_2 (2–6%) и CH_4 (1,5–7,0%).

Происхождение этих гидротерм можно объяснить растворением и выщелачиванием эвапоритов, содержащихся в толще дельтовых осадков р. Колорадо, инфильтрационными водами. На это указывает, в частности, высокая концентрация в термальных флюидах натрия и особенно калия, лития и стронция. Хлористый калий, как известно, более интенсивно выщелачивается при высоких температурах. Последующая реакция возникших таким образом минерализованных растворов с осадочными отложениями при стимулирующем воздействии высоких температур приводила к их обогащению другими элементами – тяжелыми металлами и пр. Очевидно, в формировании этих гидротерм участвует также и некоторое количество высокотемпературного магматического флюида, с чем связаны их чрезвычайно высокая температура, которую невозможно объяснить лишь за счет кондуктивного теплового потока, и характерные значения отношения $^3He/^4He$. На окончательный облик термальных флюидов оказывают влияние также процессы восстановления SO_4 в условиях высоких температур в присутствии водорода и связывание образующегося H_2S содержащимся в породах железом, вскипание и концентрирование растворов, выпадение в осадок $CaCO_3$, SiO_2 и др. (табл. 28).

Таблица 28

Химический состав осадков, выпавших из термальных флюидов, % вес.

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO_2	87,28	0,08–0,29	BaO	0,0007	0,0015
TiO_2	0,0096	0,01–0,025	SrO	0,002	0,001
Al_2O_3	0,68	0,68–0,70	Ni	0,0011–0,0019	–
Fe_2O_3	0,72	0,014–0,05	Zn	0,0112–0,0201	–
MgO	0,18	0,16	Cu	0,0087–0,0204	–
CaO	0,6	0,6	Ga	0,0015–0,0024	–
Na_2O	0,63	40,0	Pb	0,0070–0,0250	–
K_2O	0,45	0,62–1,17	Rb	0,0020–0,0026	–
P_2O_5	0,05	0,00	Cl	0,6–1,0	40
MnO	0,26	0,011–0,013			

Примечание: 1 – Серро Прието; 2 – Солтон Си, образец любезно предоставлен Д.Е.Уайтом. Образцы анализировались методом плазменной эмиссионной спектрометрии и энергодисперсионной рентгено-флюоресцентной спектрометрии в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР (руководитель Д.Я. Чопоров).

Парогидротермы Солтон Си представляют собой крепкий рассол с минерализацией около 300 г/кг, хлоридным натриево-кальциевым составом и высоким содержанием многих металлов. Высокая температура рассола (до 360°С) и присутствие в нем, помимо Cl, Na, Ca, K, еще и значительных количеств Fe, Mn, Zn, Sr, Br, Si, Ba, Li, а также Cu, Pb, Ni, Rb, Cs, Ag и некоторых других элементов (табл. 27) послужили основанием [White et al., 1963] предположить, что этот рассол является специфическим рудоносным магматическим остаточным флюидом. Эта гипотеза привлекла к себе внимание многих исследователей. Одним из первых ее подверг критике С.И. Смирнов [1967], который проанализировав материалы Д. Уайта и его коллег, показал, что термальные рассолы Солтон Си не являются рудоносным магматическим флюидом, а представляют собой рассол солеродного бассейна, формирующийся в условиях высокой температуры. Впоследствии и сам Д. Уайт отказался от своей первоначальной гипотезы, выдвинув новую версию образования этих металлоносных высокотемпературных рассолов. Основываясь на изотопном составе водорода и кислорода в парогидротермах и поверхностных водах района, он пришел к выводу о преимущественно метеорном происхождении воды рассолов [White, 1968]. К такому же выводу пришел и Г. Крейг [Craig, 1966], считающий, что источником H_2O в геотермальных рассолах не могли быть магматические или морские воды и что эти рассолы формируются из местных дождевых осадков, выщелачивающих Cl, Na и другие элементы из вмещающих пород. При этом сразу же встают вопросы о возникновении высокой (~300 г/кг) минерализации рассматриваемых рассолов и источнике их теплового питания. Возможные процессы концентрирования термальных растворов Солтон Си вскоре были рассмотрены разными авторами.

Согласно одной из предложенных гипотез, такое концентрирование раствора есть следствие мембранного эффекта, в результате которого происходили потери молекул воды через полупроницаемые глинистые сланцы верхней покрышки резервуара [Berry, 1967].

Другое объяснение выдвинул Г. Хельгесон, считающий, что основную массу воды рассолов составляют воды р. Колорадо, попавшие в поровые пространства дельтовых осадков. Эти первоначально маломинерализованные воды подвергались затем тепловому воздействию снизу, вследствие чего началась их миграция вверх. По пути они взаимодействовали с вмещающими породами и увеличивали свою минерализацию. В приповерхностных условиях эти нагретые до высокой температуры растворы вскипали, теряя

часть молекул воды, и становились более солеными. Г. Хельгесон считает, что, поскольку уровень оз. Солтон Си находится на 70 м ниже уровня моря, эти растворы не присоединялись к подземному стоку, а опять, вследствие большей плотности, погружались вниз, где снова нагревались. В результате ниже сланцев возникла постоянно действующая конвекционная ячейка. Такой повторенный 15 раз конвекционный цикл может, по мнению Г. Хельгесона, довести соленость воды до 200 г/кг и более. При движении раствора со скоростью $1 \cdot 10^{-4}$ см/с и длине конвекционного цикла около 2 км это заняло бы, по его подсчетам, только 1000 лет.

Эти довольно сложные и труднообъяснимые с гидрогеологической точки зрения гипотезы не отвечают на другой основной вопрос: об источнике тепла в этой гидротермальной системе. Если сравнительно низкую тепловую мощность естественной разгрузки этой системы (около $7 \cdot 10^5$ кал/с при дебите 550 м/сут и избыточной температуре 10°С) еще можно как-то объяснить "съемом" регионального кондуктивного теплового потока в рамках модели Г. Хельгесона, то температура 360°С на глубине 2 км представляет резкую геотермическую аномалию.

На наш взгляд, формирование таких своеобразных высокотемпературных рассолов происходит в результате питания гидротермального резервуара не только (а возможно, не столько) метеорными водами, но и солеными водами оз. Солтон Си, погружающимися по разлому, секущему его дно. Нагреваются же рассолы как за счет съема кондуктивного теплового потока, так и вследствие поступления в гидротермальную систему некоторого количества высокотемпературного магматического флюида (о чем свидетельствует "мантийное" отношение $^3He/^4He \approx 1 \cdot 10^{-5}$). В результате взаимодействия нагретого рассола с вмещающими породами, а также последующих процессов, преобразующих его состав (дегазации, солеотложения, концентрирования при пароотделении и др.), термальный флюид приобретает специфический химический облик. Главным источником тяжелых металлов в нем служат, однако, осадочные породы, о чем свидетельствуют, в частности, исследования изотопного состава свинца и стронция в породах и водах района Солтон Си [Doe et al., 1966]. Так, свинец, извлеченный из расположенных на месторождении риолитовых экструзий, оказался отличным от свинца рассолов. В то же время свинец, извлекаемый из вмещающих осадочных пород кислотной вытяжкой, имел практически тот же изотопный состав, что и свинец рассолов. При этом свинец вмещающих пород и рассолов был изотопически отличен также и от свинца океанической воды. Аналогичные выводы были сделаны и на основании изучения изотопного состава стронция. Слабая химическая дифференциация пород аридных формаций и концентрация металлов в полимерных обломках этих пород является достаточно важной причиной формирования таких металлоносных рассолов [Страхов, 1962; Холодов, 1982].

Происхождение углекислоты связывается с процессом термометаморфизма дельтовых осадков р. Колорадо и разрушения карбонатов: углерод последних характеризуется значениями $\delta^{13}C$ от 0 до 4% и в тех же пределах находится $\delta^{13}C$ в углероде CO_2 [Muffler, White, 1969].

Таким образом, гидротермы Калифорнийского рифта характеризуются высокой температурой (более 300°С), углекисло-водородным составом газа со значительной примесью CH_4, хлоридным натриевым или натриево-кальциевым составом и повышенным содержанием металлов.

В их формировании принимают участие взаимодействующие с вмещающими породами метеорные воды (Серро Прието и отчасти Солтон Си), минерализованные озерные воды (Солтон Си) и современные морские воды (донные термы Калифорнийского залива).

В тепловом питании этих гидротермальных систем принимает участие высокотемпературный магматический флюид.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ (ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКАЯ СИСТЕМА)

Рифтовые зоны этого типа приурочены главным образом к выступам складчатого основания платформ и наследуют простирания древних структур фундамента и образуют коленчатые зигзагообразные и кулисные сочетания крупных грабенов.

Среди эпиплатформенных рифтовых зон выделяются [Милановский, 1976] зоны сводово-вулканического и щелевого типа. Образование первых связано, по-видимому, с возникновением линзы разуплотненного аномально разогретого материала с отдельными магматическими очагами в верхах мантии и проседанием блоков коры при разгрузке этих очагов в процессе извержения.

Щелевые рифтовые зоны характеризуются слабыми проявлениями вулканизма или их полным отсутствием. Процесс их формирования начинается с заложения узких грабенов, обычно приуроченных к древним ослабленным зонам, а уже позднее начинается рост краевых поднятий.

Наиболее ярким примером континентальной эпиплатформенной рифтовой системы является Восточно-Африканская. Ее геолого-тектонические особенности кратко освещаются нами по материалам Советской комплексной экспедиции АН СССР [Белоусов, 1974; Восточно-Африканская . . . , 1974] и монографии Е.Е. Милановского [1970], а гидрогеологическая и гидрохимическая характеристика – по монографии "Гидрогеология Африки" [1978].

Геологическое строение

В пределах этой системы мы рассмотрим геологические и гидрохимические особенности двух ее главных ветвей: Эфиопско-Кенийской и Ньяса-Танганьикской, относящихся к различным типам материковых рифтов.

Рифтовые зоны сводово-вулканического типа. К этому типу относятся Эфиопская и Кенийская зоны, во многом сходные по своей структуре и истории развития. Эти протяженные (примерно по 1000 км каждая) кулисно расположенные рифтовые зоны находятся в пределах Мозамбикского складчатого пояса раннепротерозойской регенерации. Их фундаментом служат позднепротерозойские метаморфические гнейсовые толщи, а в пределах Эфиопской зоны – еще и позднепротерозойские комплексы.

Для рифтовых зон Кенийско-Эфиопской ветви Африкано-Аравийского пояса характерны исключительно мощные проявления кайнозойского вулканизма, предшествовавшие их заложению и сопровождавшие все стадии их формирования.

Среди вулканических образований в обеих зонах преобладают основные породы. Однако щелочность пород в Эфиопской зоне в целом ниже, чем в Кенийской. Наряду с основными лавами (щелочные оливиновые базальты) в Эфиопской зоне заметную роль (около 15%) играют кислые субщелочные породы. Вулканиты Кенийской рифтовой зоны относятся к двум сериям – щелочным породам натриевого ряда (в том числе Na- Са- и Са-карбонатиты) и к более распространенным породам умеренной щелочности (оливин-базальтовая серия).

Начало формирования свода в обеих зонах предшествовало заложению грабенов. При этом ареал вулканизма постепенно расширялся по простиранию Эфиопско-Кенийской ветви рифтового пояса в южном направлении в течение эоцена–неогена. Соответственно распространялись к югу (с некоторым запаздыванием) и процессы активного рифтообразования.

Огромный масштаб проявлений вулканизма на всех стадиях рифтогенеза, присутствие в вулканических породах включений гранатовых и шпинелевых перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов) и пониженные в них изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ свидетельствуют о мантийной природе магматических очагов.

В четвертичное время происходили извержения вулканов центрального типа на некоторых участках рассматриваемых рифтовых зон. Четвертичные стратовулканы прослеживаются по всей длине этих зон, причем некоторые из этих вулканов продолжают дей-

ствовать до настоящего времени. В частности, в Кенийском рифте южнее оз. Натрон в 1960 и 1961 гг. извергался известный щелочно-карбонатитовый вулкан Олдойньо Ленгаи.

Особый интерес как место соединения трех рифтовых зон – Эфиопской, Красноморской и Аденской – представляет впадина Афар. Бóльшую часть ее заполняют мощные толщи субщелочных трещинных базальтов с подчиненными им покровами игнимбритов и постройками отдельных щелочных вулканов. В северо-западной части впадины – узком Данакильском грабене (в его северном участке выделяется одноименный горст, представляющий собой структуру более высокого порядка) распространена так называемая данакильская серия пестроцветных обломочных пород континентального и частично морского происхождения, включающая эвапоритовую толщу, состоящую из галита, гипса, ангидрита и прослоев калийных солей. Общая мощность эвапоритовой толщи, по геофизическим данным, достигает 4–6 км.

Е.Е. Милановский [1976] считает, что эта толща хотя бы частично соответствует верхнемиоценовой соленосной толще Красного моря. Выходы эвапоритовой толщи приурочены к осевой части Данакильского грабена – соляной равнине, лежащей ниже уровня океана. Соленосная толща прорывается основными интрузиями и жерловиной четвертичного вулкана.

Анализ гравиметрических данных позволил И. Макрису, Х. Мензелю и Ю. Циммерману [Makris et al., 1972] предположить, что под краями Эфиопского плато присутствует континентальная кора мощностью около 30 км и несколько менее мощная (20 км) – под горстами Айша и Данакиль. Под впадиной Афар и под зоной Вонжи континентальная кора сильно утонена и подстилается линзой материала пониженной плотности, а под северной частью Афара кора частично "океанизирована". Эта модель в общем подтверждается и данными сейсмического зондирования.

Рифтовые зоны щелевого типа. К зонам этого типа относится Ньяса-Танганьикская ветвь Африкано-Аравийского пояса, называемая также иногда Западной системой рифтов. Она включает Танганьикскую и Руква-Ньясскую кайнозойские рифтовые зоны, приуроченные к зонам ранне-средне- и позднепротерозойской складчатости и Мозамбикскому поясу позднепротерозойской регенерации. Лишь северное окончание Танганьикской рифтовой зоны частично лежит на архейском метаморфическом фундаменте [Милановский, 1976].

Танганьикская рифтовая зона – огромная выпуклая к западу дуга – состоит из трех основных сегментов. Структура Танганьикской впадины, состоящей из нескольких кулисно расположенных грабенов, весьма напоминает структуру Байкальской рифтовой зоны. Для Танганьикской зоны характерны незначительный масштаб четвертичных вулканических проявлений и их приуроченность к сравнительно поздним стадиям рифтогенеза. Сравнительно небольшой вулканический район Вирунга-Буфумбира, разделяющий впадины озер Мобуту Сесе-Секо и Киву, наложен в четвертичное время на осевую полосу Танганьикской рифтовой зоны. Плиоценовые извержения происходили в расположенной к югу от оз. Киву вулканической области Букаву.

Вулканические продукты Танганьикской зоны имеют специфические петрохимические особенности – здесь развиты К-щелочные серии пород. В настоящее время Танганьикская впадина не имеет явных признаков вулканической или гидротермальной активности (за исключением цепи Вирунга).

Анализ структурных и геофизических особенностей свидетельствует об отсутствии здесь разобщения блоков континентальной коры, свойственного рифтам Красного моря и Аденского залива [Degens et al., 1971]. В пределах довольно протяженной (около 2000 км) Руква-Ньясской рифтовой зоны широко распространены континентальные осадочные и отчасти вулканогенные толщи верхнего карбона – нижней юры (формация Карру) и нижнего мела. Проявления магматизма отмечаются между озерами Руква и Ньяса в небольшом вулканическом районе Рунгве. Здесь приблизительно в 1800 г. происходили последние извержения крупных кальдеровых вулканов Рунгве, Киеджо и их сателлитов.

Между рассмотренными рифтовыми зонами расположена обширная область развития

архейского гнейсового фундамента. Это так называемый срединный массив Виктория. Второй малодеформированный массив – Масайский – лежит в пределах Мозамбикского пояса, между окончаниями Кенийской рифтовой зоны и ступенчато-глыбовой зоны Рваха-Киломберо.

Геотермические условия

Эти условия изучены пока в региональном плане не очень хорошо. Имеющиеся данные, полученные как в восточной (Кенийский рифт), так и в западной (озера Малави, Киву, Танганьика) ветвях этой континентальной системы, свидетельствуют о значительном разбросе его значений (6–234 мВт/м^2) и составляют в разных ее отрезках в среднем 51–72 мВт/м^2 [Degens et al., 1971; Skinner,1977].

Столь широкий спектр значений, сходный с наблюдаемым в океанических рифтах Красного моря и Калифорнийского залива, очевидно, вызван аналогичными причинами – активной циркуляцией подземных вод и существованием неглубоких магматических термоаномалий. По-видимому, геотермический режим осевых частей рифтовых зон сходен вне зависимости от особенностей их структурно-тектонической позиции. Действительно, геотермические проекты, осуществленные в Эфиопии, Кении и Конго под эгидой ООН, свидетельствуют, что глубинные температуры гидротермальных систем, находящиеся в осевых частях рифтовых зон, составляют 180–200°С. За пределами рифтовых зон в древних (дорифейских) складчатых структурах тепловой поток должен быть значительно ниже, хотя в их непосредственном обрамлении, как полагают [Chapman, Pollack, 1977], в месте заложения нового рифта (линеамент Луангва–Средняя Замбези) ощущается его относительное повышение. Здесь значения теплового потока в среднем составляют 64 мВт/м^2.

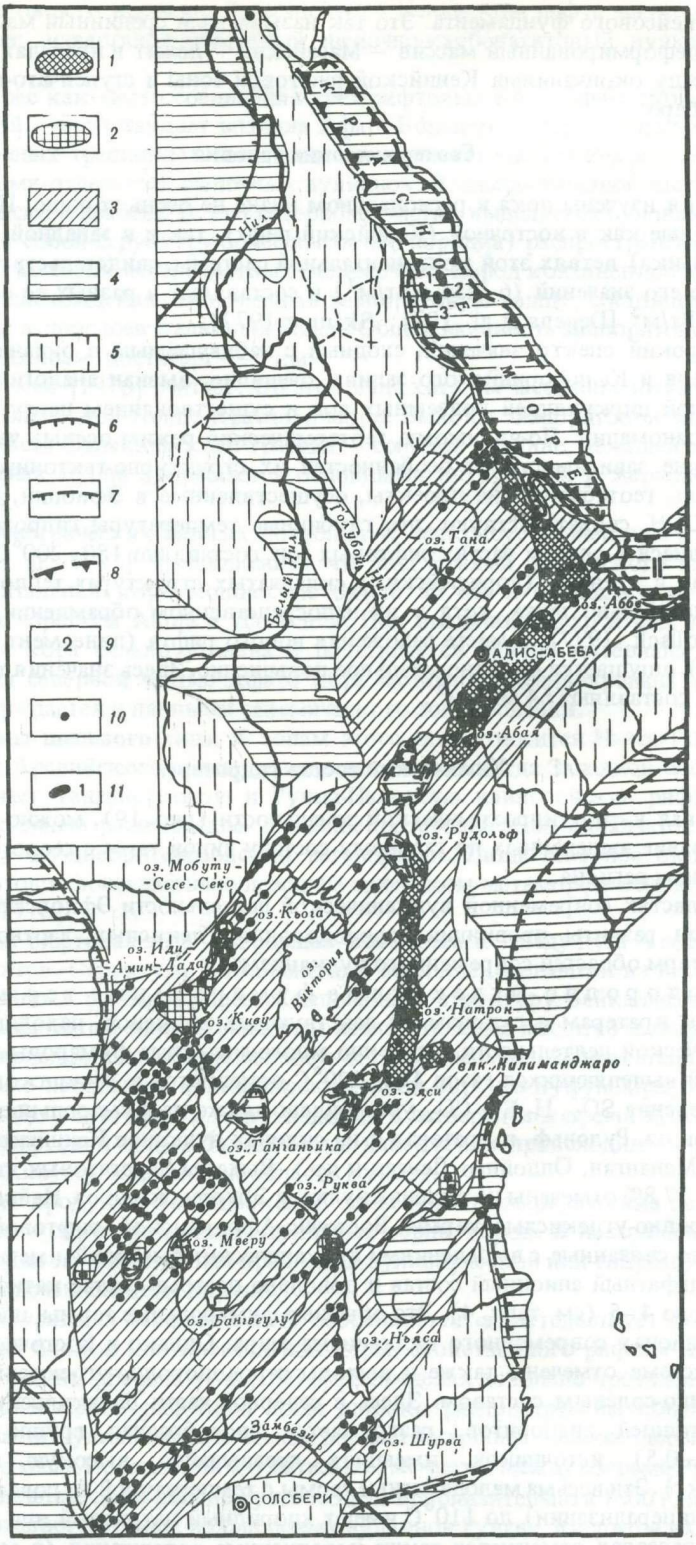
Химический состав гидротерм

Рассматривая карту гидрохимической зональности (рис. 19), можно отметить хорошее согласование выделенных по газовому составу типов терм с геолого-структурным районированием региона.

Так, в областях современной вулканической деятельности Эфиопской и Кенийской рифтовых зон развиты провинции сероводородно-углекислых, азотно-углекислых и углекислых терм областей современного вулканизма.

Сероводородно-углекислые фумарольные термы приурочены в основном к кратерам и склонам 40 действующих вулканов, находящихся в стадии поствулканической деятельности. Особенно многочисленные фумаролы и сольфатары с температурой выделяющихся газов 160–220°С отмечаются в Эфиопском рифте. Значительное выделение SO_2, H_2S и CO_2 установлено также на фумарольных полях островных вулканов оз. Рудольф, в кратерах и на склонах вулканов Кенийской рифтовой зоны (Сугута, Менанган, Олдойньо Ленгаи и др.). Выходы парогазовых струй с содержанием CO_2 до 77,8% отмечены на склонах вулкана Эбурру около оз. Найваша.

Сероводородно-углекислые термы Восточно-Африканской рифтовой системы, непосредственно связанные с выделениями вулканических эманаций, имеют сульфатный и хлоридно-сульфатный анионный состав и довольно пестрый состав катионов с pH от долей единицы до 4–5 (см. табл. 4). Это обычные фумарольные термы, широко развитые во многих районах современного вулканизма мира. Однако в Восточно-Африканской рифтовой системе отмечены также и выходы сероводородно-углекислых терм с уникальным ионно-солевым составом. Здесь в северной части Данакильской впадины, заполненной толщей эвапоритов, разгружается своеобразная группа ультракислых (pH = 0,2–0,5) источников, имеющих чрезвычайно высокую минерализацию (300–525 г/кг). Эти весьма малодебитные термы с температурой на поверхности (благодаря такой минерализации) до 110°С имеют хлоридный натриевый или магниевый состав. В этих рассолах отмечаются также повышенные содержания (в мг/кг) сульфата


1
2
3
4
5
6
7
8
2 9
10
1 11
Нил
Белый Нил
Голубой Нил
оз. Тана
оз. Аббе
АДИС-АБЕБА
оз. Абая
оз. Рудольф
оз. Мобуту-Сесе-Секо
оз. Кьога
оз. Иди-Амин-Дада
оз. Виктория
оз. Киву
оз. Натрон
влк. Килиманджаро
оз. Эяси
оз. Танганьика
оз. Руква
оз. Мверу
оз. Бангвеулу
оз. Ньяса
Замбези
оз. Шурва
СОЛСБЕРИ

(до 2971), кальция (до 6740), калия (до 3600), железа (6000–9400), марганца (150–420), бора (75–180), фтора (15–105), меди (до 23), цинка (11,5–39,5), ртути (до 10), лития (4–5,5) и некоторых других редких элементов [Koga, Noda, 1974; Ткаченко и др., 1978] (см. табл. 4).

Формирование этих своеобразных рассолов связывается с внедрением в толщу эвапоритов интрузии, наличие которой на сравнительно небольшой глубине установлено геофизическими методами. Имеющийся поблизости четвертичный вулкан, высокая температура разгружающегося рассола и состав спонтанных газов (SO_2, H_2S, CO_2) свидетельствуют о значительной прогретости недр вблизи этой интрузии, представляющей, по-видимому, активный магматический очаг. Из-за плохой проницаемости эвапоритов поступление метеорных вод здесь затруднено, и воды, участвующие в формировании рассола, имеют в основном дегидратационное и седиментационное происхождение. Кроме того, среди них присутствуют, по-видимому, и высокотемпературные магматические эксгаляции. Взаимодействуя с галитами, гипсами, ангидритами, а также хлоритами и сульфатами калия и магния, термальные рассолы приобретают высокую минерализацию и хлоридный натриевый состав. Гидролиз хлоридно-натриевых рассолов в присутствии кремнезема в условиях высоких температур приводит, согласно В.В. Красинцевой [1968], к образованию хлористого водорода. С этим процессом может быть связана ультракислая реакция рассолов. По мнению Р.И. Ткаченко [Ткаченко и др., 1978], хлористый и, вероятно, фтористый водород могут поступать также в рассол и непосредственно из магматического очага. Можно согласиться с этим исследователем, считающим, что развитые здесь же хлоридно-магниевые рассолы образовались не в результате разложения бишофита и карналлита вмещающих пород, а из хлоридных натриевых рассолов в процессе их выпаривания и выпадения в осадок хлоридов натрия и калия и накапливания в жидкой фазе хлоридов кальция и магния.

А з о т н о - у г л е к и с л ы е т е р м ы в рассматриваемом регионе, как и в других районах современного вулканизма, приурочены к вулкано-тектоническим депрессиям и фундаментам вулканических аппаратов. Они распространены преимущественно в Эфиопской рифтовой зоне, в районе Данакиль и Афар, и в районе долины р. Аваш и Долине Озер.

Гидротермы и парогидротермы первого района имеют преимущественно хлоридно-натриевый и хлоридно-сульфатно-натриевый состав и минерализацию меньше 3 г/л. Типичным их представителем может служить гейзер Аллалобеда (см. табл. 14). Расчет глубинных температур по Si-термометру и отношению Na/K (см. главу восьмую) свидетельствует о существовании здесь на базовой глубине температуры 200°С. Площадь гидротермальной системы Аллалобеда оценивается в 4000 км². Источники, расположенные по берегам оз. Афрера, имеют более высокую минерализацию (3,2–39,2 г/л) и сравнительно небольшую для этого типа вод температуру (38–57,5°С). По-видимому, это так называемые береговые термы, питающиеся в той или иной степени хлоридно-натриевыми рассолами соленого (144 г/кг) оз. Афрер.

В долине р. Аваш и Долине Озер распространены преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные или гидрокарбонатно-сульфатные натриевые щелочные термы с минерализацией от 1 до 5 г/л (например, гейзер на острове в оз. Лангано, см. табл. 14). В отличие от гейзеров Исландии и Камчатки гейзеры этого района Эфиопии отлагают травертин.

Рис. 19. Карта термоминеральных вод Восточно-Африканской рифтовой зоны и прилегающих областей, по Р.И. Ткаченко [1974]

1–4 – провинции термоминеральных вод: *1* – сероводородно-углекислых, азотно-углекислых и углекислых терм областей современного вулканизма, *2* – углекислых вод областей молодой магматической деятельности, *3* – азотных терм областей новейших тектонических движений, *4* – азотных, азотно-метановых и метановых вод в осадочном чехле; *5* – площади, в пределах которых термоминеральные воды неизвестны; *6–8* – границы бассейнов термальных вод: *6* – установленные, *7* – предполагаемые, *8* – предполагаемые субмаринные; *9* – субмаринные бассейны термальных вод: I – Красноморский, II – Аденский; *10* – минеральные и термальные источники или их группы; *11* – глубоководные впадины Красного моря с термальными водами: 1 – Атлантис II, 2 – Чейн, 3 – Дискавери

Предполагают, что гидротермальная система в районе оз. Дистрикт имеет базовую температуру порядка 180°С.

Различие в гидротермальной деятельности в пределах Данакиля–Афара и долины р. Аваш–Долины Озер объясняется Р.И. Ткаченко тем, что в этих районах проявляются разные стадии поствулканической деятельности (более активной в первом районе, где отмечаются также высокие значения $^3He/^4He = 2 \cdot 10^{-5}$). На наш взгляд, помимо этой причины, может сказаться также и некоторое различие в геологическом разрезе рассматриваемых районов [Милановский, 1976].

Углекислые парогидротермы и термы областей современного вулканизма, выделенные впервые как самостоятельный тип Р.И. Ткаченко [Ткаченко и др., 1978], развиты, по данным этого исследователя, в Кенийской рифтовой зоне. Высокие температуры некоторых источников (например, Кибориит, Квайбейной и др.), "мантийные" значения гелиевой метки ($0{,}5 \cdot 10^{-5}$ [Craig, Lupton, 1978]) и углекислый состав включений, обнаруженных в магматических породах, говорят о возможности поступления в такие гидротермальные системы эндогенного высокотемпературного углекислого флюида, поднимающегося в этой части Восточно-Африканской рифтовой системы от магматического очага.

Углекислые термы, обычные для районов молодой магматической деятельности, встречаются в рифтовых зонах щелевого типа Танганьикской и Руква-Ньясской. Они приурочены здесь к сравнительно небольшим областям четвертичного вулканизма Вирунга-Буфумбира, Букаву и Рунгве. Источники этого типа наблюдаются на участках тектонических нарушений. Они формируются за счет растворения CO_2 в инфильтрационных водах. Гидрохимические особенности углекислых терм определяются составом вмещающих пород, с которыми и связано, по-видимому, также повышенное содержание сульфатов в этих водах.

Метановые и азотно-метановые воды распространены в вулканических областях обычно вне зоны непосредственного химического и теплового воздействия магматических процессов. В областях современного вулканизма такие воды встречаются в артезианских бассейнах, приуроченных к межгорным впадинам и предгорным прогибам. В Восточно-Африканской рифтовой зоне они приурочены к грабенам, заполненным мощными (до 3000 м) толщами вулканогенно-осадочных отложений неоген-четвертичного возраста (см. рис. 19). Воды этого типа распространены в системе грабенов и впадин бассейна Белого Нила, выполненных неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью 250–300 м, а также в депрессионной зоне, разделяющей Кенийский и Эфиопский своды.

В рассматриваемом регионе в окрестностях оз. Найваша на глубине около 1 км вскрыты необычные метановые пароГидротермы с температурой 202°С [Ткаченко и др., 1978]. Их происхождение неясно. Вероятно, оно связано с внедрением в артезианский бассейн, содержащий метановые воды, магматического тела.

Азотные термы в Восточно-Африканской рифтовой системе широко развиты на крыльях рифтовых зон, а также в пределах массивов Виктория и Масайский (см. рис. 19). Они представляют собой воды атмосферного происхождения, нагретые в региональном геотемпературном поле. Геохимический облик азотных терм формируется за счет выщелачивания вмещающих пород, отражая состав последних. Примерами азотных терм могут служить источники Карту на Западном плече Эфиопского свода, Ихимбо и Скала Аида на западной окраине срединного массива Виктория (см. табл. 20).

В Кенийской рифтовой зоне встречаются своеобразные содовые термы, газовый состав которых не известен. Они приурочены к щелочно-карбонатитовым лавам и пирокластолитам, заполняющим опущенные участки осевой рифтовой зоны. В центральных частях кальдер и грабенообразных впадин находятся содовые озера Натрон, Магади, Нукуру, Ханнингтон, Барринго и другие, питающиеся водами горячих гидрокарбонатных натриевых источников (pH = 9–10) с температурой от 37 до 100°С и минерализацией 20–37 г/кг (а в отдельных случаях – до 66 г/кг).

Происхождение содовых гидротерм привлекает внимание многих исследователей.

Согласно представлениям Е.В. Посохова [1975] и С.Л. Шварцева [1978], содовые гидротермы формируются при взаимодействии горячих вод или паров с вмещающими породами. Другую точку зрения отстаивает Р.И. Ткаченко [Ткаченко и др., 1978], который связывает генезис содовых вод с магматическими процессами и поствулканической деятельностью в пределах рифта. Разделяя мнение Дж.Б. Даусона о том, что натриево-карбонатные пеплы и лавы по своему составу соответствуют неконтаминированной родоначальной магме субвулканического комплекса, Р.И. Ткаченко предполагает, что выделяющиеся из этой магмы летучие имеют насыщенный углекислотой щелочной карбонатно-хлоридный натриевый состав. В результате взаимодействия такого щелочного флюида (состоящего из H_2O, CO_2, Na_2CO_3, NaCl, NaBr, NaF и др.) с подземными водами и формируются, по его мнению, углекислые содовые гидротермы.

На наш взгляд, приуроченность содовых гидротерм только к тем районам рифтовой зоны, где развиты Na-карбонатитовые породы, в составе которых в повышенных количествах содержатся также хлор, сульфатная сера и фтор, свидетельствует в пользу первой точки зрения. Основным процессом их формирования является гидролиз карбонатного материала, который сопровождается метасоматическим замещением натрия пород (который переходит в раствор) на кальций гидротерм. Кроме того, из-за очень высокой щелочности (pH = 9–10) содовые термы не могут иметь в составе газа CO_2 и вряд ли их стоит относить к углекислому типу.

Таким образом, главные геохимические черты гидротермальной активности в вулканических районах Восточно-Африканской континентальной рифтовой системы следующие.

1. Стандартная газовая зональность гидротерм, подчиненная его геологическому районированию. При этом, в отличие от океанических структур и Калифорнийского межконтинентального рифта, здесь водородный тип терм пока не обнаружен, но зато имеются метановые парогидротермы, отсутствующие в Исландии, но присутствующие в Калифорнийском рифте.

2. Минерализация терм здесь, как и в межконтинентальных рифтах, существенно выше, чем в Исландии. Обусловлена она выщелачиванием вмещающих пород, содержащих местами прослои эвапоритов (с ними связаны хлоридные натриевые термы с минерализацией до 300 г/кг) или сложенных специфическими карбонатитовыми лавами (к ним приурочены содовые гидрокарбонатно-натриевые термы). Но повсеместного преобладания хлора в анионном составе гидротерм, как думают сторонники концепции глобальной гидрохлоросферы, нет и в континентальном рифте.

3. В гидротермах Восточной ветви рифтовой системы, как и в других рифтовых структурах, присутствуют следы мантийного гелия с высоким изотопным отношением.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ГИДРОТЕРМ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ

В пределах современных геосинклинальных зон, составляющих внутреннюю часть Тихоокеанского тектонического пояса и окаймляющих ложе океана, существуют многочисленные геоантиклинальные гряды, или так называемые островные дуги, протяженностью от нескольких сотен до 3000 км при сравнительно небольшой ширине. Их положение определяется простиранием огромной и сложной по своему строению системы разломов, возникшей в позднекайнозойское время и перерабатывающей более раннюю тектоническую структуру. Эта переработка сопровождается образованием крупных разрывных нарушений и блоковых, блоково-сводовых и блоково-складчатых структур, с которыми связаны проявления вулканизма (Пущаровский, Афремова, 1967; Пущаровский, 1972].

Отличительной особенностью островных дуг является контрастность их рельефа и структурная расчлененность. Островные гряды могут воздыматься на 8–10 км относительно дна смежных желобов или подниматься на 3–5 км относительно дна окраинных морей, но при этом основная их часть находится ниже уровня океана. Некоторые гряды имеют простое строение, например Аляскинская. Другие, как Курильская, расчленяются на продольные и поперечные структуры второго порядка.

Эти геоантиклинальные гряды сложены главным образом четвертичными и неогеновыми образованиями, реже встречаются породы палеогена. Представлены они в основном вулканогенными (андезитовыми, андезито-базальтовыми и базальтовыми), вулканогенно-осадочными и терригенными, а также карбонатными формациями. В некоторых островных дугах обнаружены метаморфические или относительно древние изверженные породы предположительно докайнозойского возраста.

Заложение островных дуг происходит на коре океанического типа ("базальтовом" слое и покрывающих его осадках). В результате их дальнейшего геосинклинального развития, т.е. становления структур, осадконакопления, магматизма и метаморфизма, в пределах островных дуг увеличивается мощность земной коры и появляются отдельные участки с гранитным слоем, позднее сливающиеся воедино [Марков, 1975].

На периферии Тихого океана насчитывается примерно 35 вулканических поясов, которые, согласно положению в тектонической структуре, разделяются на две основные группы: вулканические пояса островных гряд и вулканические пояса материковых областей. Последние, в свою очередь, делятся соответственно положению, занимаемому вулканическим поясом относительно ложа океана, на приближенные к ложу океана и удаленные от него.

Оценивая мощность вулканических проявлений в этих зонах, Ю.М. Пущаровский и Р.А. Афремова [1967] приходят к выводу, что общее направление развития вулканического процесса плиоцен-четвертичного времени на периферии Тихого океана проявляется в уменьшении его активности от приокеанических областей к областям, удаленным от океанического ложа. В этом же направлении происходит и изменение состава вулканических пород – от вулканитов повышенной основности океанического дна к вулканитам среднего и основного состава в пределах островных дуг и затем к вулканитам кислого и среднего состава, развитым в периферических приконтинентальных кайнозойских складчатых областях.

В современную эпоху вулканизм наиболее интенсивно проявляется в островных дугах северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса, непосредственно окружающих ложе океана. Среди них Ю.М. Пущаровский выделяет четыре крупные вулканические зоны: Алеутско-Аляскинскую, Курило-Камчатскую, Марианско-Японскую и Тонга-Новозеландскую. К этому же типу островных гряд приурочены в Тихом океане Южно-Сандвичева и Галапагосская вулканические зоны, в Индийском – Индонезийская (острова Суматра и Ява), а в Атлантическом – Малоантильская.

Вулканические зоны существуют и на островных грядах, удаленных от ложа океана. В Тихоокеанском тектоническом поясе к ним относятся зоны гряд Рюкю, Филиппинской, Сулу в Сангихе (с северной частью о. Сулавеси), Новогебридской, а также гряд архипелага Бисмарка и Соломоновых островов. Современный вулканизм в них менее интенсивен, чем в зонах островных гряд, непосредственно примыкающих к ложу океана.

Гидрогеологическая, геотермическая и гидрогеохимическая изученность вулканических зон островных дуг очень различна. По одним зонам или отдельным их элементам (Курило-Камчатской, Японскому и Новозеландскому сегментам) имеется обширный материал, по другим (Алеутско-Аляскинской, Рюкю, Суматринско-Яванской, Филиппинской, зоне Соломоновых островов и др.) – эти сведения довольно скудны.

В связи с этим рассмотрим сначала гидрогеохимические особенности одной из наиболее активных и хорошо изученных вулканических зон островных дуг – Курило-Камчатской.

КУРИЛО-КАМЧАТСКИЙ РЕГИОН

Характерными чертами, определяющими геологическое строение и гидрогеологические условия Курило-Камчатской зоны, являются геосинклинальный тип формаций и складчатости, высокая сейсмичность, широкое развитие молодых тектонических нарушений, интенсивные горообразовательные вулканические процессы и напряженный геотермический режим. Описание геологических и гидрогеологических особенностей рассматриваемого региона дано в основном по материалам, изложенным в т. 29 "Гидрогеологии СССР" [1972], и в более поздних обобщающих работах [Марков, 1975; Манухин, 1977; Иванов, 1976; и др].

Геологическое строение

В пределах Камчатки и Курильских островов, согласно схемы Г.М. Власова [1964 а, б], могут быть выделены три структурных этажа: верхний, образованный плиоцен-четвертичными вулканическими породами, средний, включающий отложения палеогена-неогена, и нижний, охватывающий все мезозойские и домезозойские образования.

На Курильских островах развиты главным образом четвертичные, реже – палеоген-неогеновые породы. Лишь в относительно небольших блоках на островах Малой Курильской гряды встречены верхнемеловые породы. Более древние меловые, мезозойские, палеозойские и протерозойские образования отмечаются только на Камчатке.

В пределах Камчатского полуострова выделяются три главные структурно-фациальные зоны (рис. 20). Первая – Восточно-Камчатская – зона имеет более сложное строение и включает в себя два крупных прогиба – Центральный и Восточно-Камчатский – и два антиклинория – Восточно-Камчатский и полуостровов восточного побережья. Вторая – Центрально-Камчатская – зона представляет собой в целом пологий антиклинорий, сложенный вулканогенными породами мела и кайнозоя и включающий два выступа древнейших метаморфических пород – Срединный Камчатский и Ганальский массивы. Третья – Западно-Камчатская – зона представляет собой крупный прогиб, выполненный кайнозойскими образованиями. Эти структурно-фациальные зоны отличаются друг от друга разной дислоцированностью и взаимоотношением основных структурных ярусов, а также интенсивностью проявлений магматической деятельности. В первых двух зонах, помимо названных тектонических структур, выделяются наложенные в четвертичное время вулканические пояса – Срединный (в Центрально-Камчатской зоне) и Восточный. В первом из них вулканическая активность к настоящему времени почти совершенно прекратилась, и проявления современной вулканической деятельности сосредоточены в Восточном вулканическом поясе Камчатки и на островах Большой Курильской гряды. Восточный пояс на Камчатке приурочен к двум крупным депрессиям – грабен-синклиналям Южной и Восточной Камчатки, которые обрамляются горными сооружениями (типичными горст-антиклиналями) и разделяются Начикинской складчато-глыбовой зоной.

Состав пород, слагающих геологический разрез рассматриваемого региона, довольно разнообразен.

Наиболее древние протерозойские (?) образования Срединного и Ганальского массивов, представленные в основном гнейсами, кристаллическими сланцами, зеленокаменными породами и мигматитами, имеют довольно большую видимую мощность (колпаковская серия – 3000–4000 м, камчатская – 2500–3200 м, ганальская свита – 1500–2000 м).

К палеозойским породам относят толщи зеленокаменных и метаморфизованных осадочных образований на периферии древних массивов, объединяемые в малкинскую серию, мощность которой достигает в Срединном хребте 2900, а в Ганальском – 2700 м.

Мезозойские образования, представленные только верхнемеловыми породами, распространены в I и II структурно-фациальных зонах Камчатки и делятся на две толщи. Нижняя – хозгонская (лесновская, омгонская) – серия сеноманторонского возраста

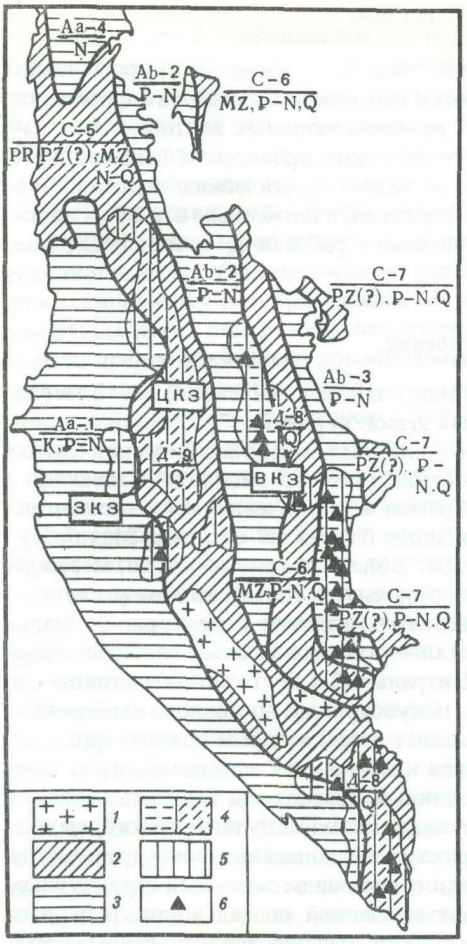


Рис. 20. Основные геологические структуры и гидрогеологические районы Камчатки, по материалам Гидрогеологии СССР [1972]

1 – кристаллические массивы доверхнемеловых пород с локальными проявлениями холодных углекислых гидрокарбонатных вод (гидрогеологические массивы); *2* – поднятые блоки верхнемеловых и кайнозойских вулканогенно-осадочных пород с локальными проявлениями азотных терм, а также холодных углекислых вод преимущественно гидрокарбонатного состава (адартезианские бассейны); *3* – прогибы, выполненные осадочными кайнозойскими отложениями с линзами хлоридных и гидрокарбонатных "содовых" вод (артезианские бассейны); *4* – то же, в пределах молодых вулканических областей; *5* – вулканические области (супербассейны) с локальными проявлениями термальных вод; *6* – действующие вулканы. Артезианские бассейны: Aa – 1/K, P–N Западно-Камчатского краевого прогиба, Ab – 2/P–N – Центрально-Камчатских межгорных впадин, Ab–3/P–N–Восточно-Камчатских межгорных впадин, Aa–4/N – Северо-Камчатского краевого прогиба. Гидрогеологические массивы: C – 5/PR + PZ(?), MZ, N–Q – Центрально-Камчатский, C – 6/MZ, P–N, Q–Восточно-Камчатский, C – 7/PZ(?), P–N, Q – полуостровов восточного побережья. Наложенные гидрогеологические структуры: Д – 9/Q – Срединно-Камчатский вулканический супербассейн, Д – 8/Q–Восточно-Камчатский вулканический супербассейн. ЗКЗ, ЦКЗ и ВКЗ – соответственно Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатская структурные зоны

сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и сланцами и имеет мощность до 3000–4000 м. Верхняя – ирунейская – серия сеноманского возраста состоит из вулканогенно-кремнистых образований (спилитов, базальтовых и андезитовых порфиритов, их туфов, туфогенно-кремнистых и кремнистых пород). В пределах Малой Курильской гряды верхнемеловые образования представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями и эффузивами (малокатанская свита – не менее 400 м), а также песчаниками, алевролитами и аргиллитами (малокурильская свита – 200–300 м).

Палеоген-неогеновые отложения, слагающие обширные территории ряда крупных структур, представлены в Западно-Камчатской зоне терригенной толщей палеогена, состоящей из конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и иногда каменных углей (тигильская и ковачинская серии – до 6000 м), а также отложениями неогена, сложенными морскими терригенными, часто туфогенными породами (воямпольская серия – до 3000 м, кавранская серия – до 3500 м). В Центрально-Камчатской зоне вулканогенные образования этого возраста, сложенные различными эффузивами и их туфами, туфолавами, туфобрекчиями, игнимбритами иногда с прослоями туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов (анавгайская и алнейская серии), имеют мощность до 2000 м. Еще больше (10000–12000 м) мощность палеоген-нижнемиоценовых осадочных терригенных отложений и туфогенных пород в прогибах Восточно-Камчатской зоны.

На Большой Курильской гряде породы палеогена пока не известны. Здесь широко развиты отложения неогена, представленные на южных островах мощной (до 1000 м) миоценовой толщей плотных эффузивных и эффузивно-осадочных дислоцированных и гидротермально измененных пород, а на северных островах – плиоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями (туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии,

опоковидные песчаники, диатомиты). На островах Парамушир и Шумшу мощность плиоценовых отложений достигает 1000 м.

Условно палеогеновые отложения найдены пока только на островах Малой Курильской гряды, где они представлены эффузивно-пирокластической толщей мощностью не менее 500 м. Осадочные же отложения неогена здесь отсутствуют.

Четвертичные вулканогенные породы слагают на Камчатке, как уже говорилось, два крупных наложенных вулканических пояса – Срединный и Восточный. Их образование началось в начале плиоцена трещинными излияниями (главным образом в Срединном поясе) вулканитов преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава, перекрывших выровненную предшествующей эрозией поверхность более древних пород. Позднее эти излияния сменились извержениями центрального типа, в результате которых возникли вулканические гряды и отдельные конуса, а также крупные кальдеры (преимущественно в Восточном поясе). Мощность толщ четвертичных вулканогенных пород достигает на Камчатке 1000 м.

На Курильских островах четвертичные вулканические породы (андезиты, андезито-базальты, базальты и их туфы и туфобрекчии) также развиты чрезвычайно широко. Их мощность достигает здесь 1000–2000 м.

Интрузивная деятельность проявлялась во всех структурно-фациальных зонах Камчатки, а также на Курильских островах.

В настоящее время почти все проявления вулканической деятельности сосредоточены в Восточном вулканическом поясе Камчатки и на Курильских островах. В Восточном вулканическом поясе насчитывается 27 действующих вулканов, несколько сотен шлаковых конусов голоценового возраста и молодых экструзий. Наиболее крупные вулканические аппараты (кальдеры, стратовулканы) и мощные зоны гидротермально измененных пород и почти все высокотемпературные термы приурочены к единой полосе шириной около 15 км, протягивающейся вдоль всего вулканического пояса.

На Курильских островах насчитывается 37 действующих вулканов. На островах Большой Курильской гряды расположены верхнечетвертичные вулканы, являющиеся вершинами крупного горного сооружения, скрытого под уровнем моря. На западном склоне этого хребта находится более 100 подводных вулканов. На островах Малой Курильской гряды отсутствуют действующие вулканы. Последнее излияние лав, возможно, происходило здесь в нижнечетвертичное время на о. Шикотан.

Геотермические условия

Как показали геотермические исследования [Поляк, 1966; Смирнов и др., 1974; Смирнов, Сугробов, 1979, 1980 а, б], выполненные в Курило-Камчатском регионе, характерными чертами теплового поля здесь являются регионально повышенный тепловой поток и общая нестационарность теплового поля, выражающаяся в широком развитии локальных термоаномалий, в пределах которых тепловой поток может быть самым различным – от почти нулевых до очень высоких значений, а основную роль в общем выносе тепла играет конвективная составляющая.

Измерения теплового потока в пределах Курило-Камчатской островной дуги и прилегающих акваторий позволили выявить определенную связь между его значениями и основными структурными элементами региона. Так, нормальные (46–59 мВт/м^2) величины теплового потока отмечаются в Корякско-Камчатской (Западная Камчатка) геосинклинальной зоне и прилегающей к ней части Охотского моря. С учетом осадконакопления в третичное время эта величина возрастет до 59–67 мВт/м^2. Наиболее высокие значения фонового теплового потока зафиксированы в Центрально-Камчатской зоне, где в пределах Срединного вулканического пояса они составляют 84–105 мВт/м^2 в его западной и центральной части и около 61 мВт/м^2 в его восточной части. В Восточно-Камчатской зоне с наложенным вулканическим поясом отмечаются неожиданно низкие значения кондуктивного теплового потока – от 34 до 50 мВт/м^2. В то же время в грабен-синклинали Южной Камчатки, от Кошелевской гидротермальной системы через Паужетское место-

рождение, Курильское озеро, вулканы Ильинский, Желтовский, Ксудач и Ходутка до Мутновского геотермального района включительно, а также в грабен-синклинали Восточной Камчатки, от Налычевской до Узон-Гейзерной гидротермальных систем, отмечается большой вынос глубинного тепла гидротермальной и вулканической деятельностью. Всего в Восточно-Камчатской зоне, согласно расчетам Б.Г. Поляка и И.В. Мелекесцева [1979], расплавы выносят $1{,}46 \cdot 10^9$ кал/с (среднее за голоцен), а термы, по данным Я.Б. Смирнова и В.М. Сугробова [1980 а, б], – $2{,}2 \cdot 10^8$ кал/с. По оценке последних исследователей, участки тепловых аномалий (действующие вулканы, фумарольные поля, гидротермальные системы и термальные источники), через которые осуществляется весь конвективный вынос эндогенного тепла, занимают всего 4% общей площади вулканического пояса. Среднее значение кондуктивного теплового потока в пределах Большой Курильской дуги составляет 68 ± 22 мВт/м^2 [Смирнов, Сугробов, 1979], причем оси всех аномалий высокого теплового потока совпадают с простиранием Курильской гряды, смещаясь относительно нее во впадины окраинных морей.

Гидрогеологические особенности

Климат, морфология и геологическое строение региона в целом весьма благоприятны для накопления подземных вод. Количество атмосферных осадков, выпадающих в различных районах Камчатки, отличается почти в 4 раза. Если в центре и на севере полуострова оно составляет около 330 мм, то в районе г. Петропавловска достигает 1119 мм (при величине испарения в этом районе не более 388 мм), а в среднем колеблется от 350 до 550 мм. Модуль поверхностного стока составляет 30–60 л/с·км^2, причем наибольший сток (70%) происходит в летне-осенний период, а наименьший – весной (14%). Величина подземного стока примерно на порядок меньше, но в пределах горных сооружений она увеличивается и составляет не менее 20% от общего стока. Весьма специфичны условия питания подземных вод в вулканических структурах. Е.А. Вакин [1966] приводит для южной части Корякско-Авачинской вулканотектонической депрессии определенные им путем балансовых расчетов величины общего стока (22,5 л/с · км^2) и отдельных его составляющих – модулей речного стока (13,4 л/с · км^2) и подземного (9,1 л/с · км^2).

В результате изучения условий питания, формирования химического состава и характера циркуляции подземных вод Камчатки Е.А. Вакин, Т.П. Кирсанова, В.И. Кононов и Б.Г. Поляк [1962] выделили четыре основных водоносных комплекса пород: I – рыхлых четвертичных отложений; II – плиоценовых и четвертичных лавовых покровов; III – зоны поверхностной трещиноватости доплиоценовых скальных пород; IV – эффузивно-терригенных пород палеогенового и неогенового возраста, заполняющих структурные депрессии.

Кроме того, по специфическим гидрогеологическим условиям отдельно выделяются обводненные зоны тектонических нарушений и вулканические постройки.

В состав каждого комплекса входят породы разного возраста и генезиса, но одинаковые по условиям циркуляции подземных вод. В то же время породы одного стратиграфического комплекса могут, в зависимости от условий залегания и трещиноватости, принадлежать к разным водоносным комплексам.

К I водоносному комплексу относятся эоловые, пирокластические, флювиогляциальные, ледниковые, морские и аллювиальные отложения, а также рыхлые вулканогенные образования. Отличаясь по генезису, возрасту и в меньшей степени по вещественному составу, рассматриваемые разности четвертичных отложений имеют много общего в условиях обводненности и характере циркуляции заключенных в них подземных вод, образуя, по существу, единый горизонт поровых вод. Четвертичные осадочные и рыхлые вулканогенные отложения обладают высокой проницаемостью, обеспечивают интенсивный грунтовый сток и обильное питание глубинных водоносных систем. Дебиты источников этого комплекса достигают 10 л/с.

Ко II водоносному комплексу относятся лавы покровных излияний плиоценового и

нижнечетвертичного возраста и более молодые лавовые потоки отдельных вулканов. Этот комплекс содержит безнапорные трещинно-пластовые воды. Дебит источников достигает десятков литров в секунду, хотя на отдельных участках, где лавовые покровы и потоки рассечены на всю глубину речными долинами, они бывают обводнены лишь в период дождей и снеготаяния.

Водоносные комплексы рыхлых четвертичных отложений и лавовых покровов (I и II), слагающие вулканические пояса, составляют особые гидрогеологические структуры – Восточно-Камчатский и Срединно-Камчатский наложенные вулканические супербассейны (Д–8/Q; Д–9/Q).

III водоносный комплекс приурочен к зоне поверхностной трещиноватости в верхней части различных по составу и возрасту доплиоценовых образований. К этому комплексу относятся и разновозрастные интрузивные массивы, для которых характерно распространение трещинных вод в коре выветривания, а также трещинно-жильных вод. Воды комплекса почти, а часто и совсем безнапорные. Водоносный комплекс приурочен к зонам поднятий или горст-антиклинориям региона, образующим гидрогеологические массивы. Дебиты источников 0,1–3,0 л/с.

На Камчатке выделяются три гидрогеологических массива первого порядка: Центрально-Камчатский (С – 5/PR + PZ(?), MZ, N – Q), Восточно-Камчатский (С – 6/MZ, P – N, Q) и полуостровов восточного побережья (С – 7/PZ(?), P – N, Q).

IV водоносный горизонт образован палеоген-неогеновыми породами, заполняющими структурные депрессии. В терригенных отложениях развиты в основном более или менее выдержанные горизонты трещинно-пластовых вод. Участвуя вместе с рыхлыми отложениями в строении тектонических прогибов, водоносные горизонты формируют в них крупные артезианские бассейны (см. рис. 20), такие, как Западно-Камчатский (Аа–1/K, P – N), Центрально-Камчатский (Ab – 2/P – N), Восточно-Камчатский (Ab – 3/P – N) и Северо-Камчатский (Аа – 4/N).

В зонах тектонических нарушений благодаря раздробленности пород и возникновению более благоприятных, чем в ненарушенных участках, возможностей для циркуляции подземных вод устанавливается гидравлическая связь между различными водоносными горизонтами.

Вулканические постройки по условиям обводненности делятся на две основные группы: образующие положительные формы рельефа – плато, щитовые вулканы, стратовулканы – и отвечающие отрицательным формам рельефа – кальдерам и вулкано-тектоническим депрессиям. Постройки первой группы служат областями питания подземных вод. В конусах стратовулканов воды мигрируют, не проникая в зону подводящего канала, который изолирован водонепроницаемыми оплавленными породами. Крупные источники термальных вод в положительных структурах не известны и появляются иногда только у их подножия. Отрицательные же структуры представляют собой депрессии, заполненные породами более высокой проницаемости, чем борта и фундамент. В этих структурах возникают изолированные бассейны и трещинные системы напорных и грунтовых вод. Гидрогеологические условия кальдер и депрессий весьма благоприятны для формирования гидротермальных систем.

Первые три водоносных комплекса относятся к одной гидродинамической зоне – к зоне интенсивного водообмена. Содержащиеся в них воды имеют сходный состав. Минерализация их невысока и не превышает 0,4 г/л. Химический тип вод гидрокарбонатный кальциевый или натриевый. В отдельных случаях (обычно на участках гидротермально измененных пород) среди анионов появляется, а иногда и преобладает сульфат-ион, а непосредственно в береговой полосе – хлор-ион. На участках с молодыми лавовыми покровами и пирокластикой в катионном составе подземных вод всегда присутствуют ионы магния. Содержание кремнекислоты в этих водах колеблется от следов до 40 мг/л (иногда даже до 80 мг/л), что в общем типично для районов избыточного увлажнения. Температура вод не превышает обычно 4° С, pH изменяется от 5,3 до 7,9.

К зоне замедленного водообмена относятся в основном водонапорные системы

трещинных вод, заключенные в палеоген-неогеновых породах (IV комплекс) и развитые в приподнятых краевых частях структурных депрессий, а также в некоторых участках доплиоценовых пород (III), в частности в цоколе вулканов. Минерализация этих вод возрастает до 10 г/л, а в их анионном составе преобладает хлор-ион.

К нижней зоне относительно застойных вод принадлежат водонапорные системы трещинных вод, заключенные в палеоген-неогеновых породах в местах их погруженного залегания в пределах артезианских бассейнов (IV). Минерализация их составляет обычно 10–20 г/л. Тип воды хлоридный натриево-кальциевый.

Химический состав гидротерм

Общее число естественных термопроявлений превышает на Камчатке 100, а на островах Большой Курильской гряды – 50.

Гидротермы Курило-Камчатского региона весьма разнообразны по химическому составу. Однако по составу газов среди них могут быть выделены почти все основные типы, встречающиеся и в других вулканических провинциях, рассмотренных выше. Их распространение, как и везде, подчиняется главным особенностям геологического строения вулканической зоны, но поверхностное выражение этой зональности имеет здесь более сложный характер, чем в относительно просто построенных современных рифтовых зонах.

Водородный тип термальных флюидов, столь типичный для океанических рифтов, на Камчатке до недавнего времени был совершенно неизвестен. Но последние детальные исследования гидротерм Камчатки выявили присутствие H_2 в количестве первых процентов во флюидах наиболее мощных и высокотемпературных гидротермальных систем (Семячинской, Мутновской, Кошелевской и др.), находящихся на пересечении регионального глубинного разлома (оси Восточной вулканической зоны) с поперечными зонами растяжений [Вакин, Кутыев, 1979]. Неясно, однако, в какой мере присутствие этого газа является региональной особенностью высокотемпературных гидротерм Камчатки. На наш взгляд, не исключено, что в названные системы, расположенные в непосредственной близости к активным вулканическим аппаратам, водород поступает прямо из питающих эти аппараты магматических очагов, где он является обычным компонентом (о чем свидетельствует состав газовых эманаций в кратерах действующих вулканов и на свежеизлившихся лавовых потоках). Так, известно, например, что в лавовых потоках Большого трещинного Толбачинского извержения содержание H_2 (без учета H_2O, O_2 и N_2) достигало 40–60% об. [Меняйлов и др., 1980б]. Поэтому мы пока воздержимся от выделения в Курило-Камчатском регионе этого типа терм.

Обычный для вулканических областей сероводородно-углекислый (магматогенный) тип термальных флюидов распространен в Курило-Камчатском регионе очень широко. Флюиды такого состава трассируют зону современного вулканизма, отмеченную только в Восточном поясе Камчатки и на Большой Курильской гряде. Генетически и пространственно они связаны с выходами вулканических газов и наблюдаются в кратерах, кальдерах и на склонах действующих вулканов, где эти газы попадают в глубокие водоносные горизонты, а также в грунтовые и поверхностные воды. Если породы, слагающие вулканические постройки и их фундамент, содержат мало воды, то высокотемпературные газовые струи прорываются прямо на поверхность, образуя мощные фумаролы сложного состава. В зависимости от активности магматических очагов, состава, температуры и давления отделяющихся от них газов, а также от условий взаимодействия этих газов с подземными водами и породами формируются различные подтипы таких вод.

Высокотемпературные (сотни градусов) хлористо-сернисто-углекислые газопаровые выделения, взаимодействуя с подземными водами, образуют редкий тип сильнокислых растворов своеобразного химического состава. Это так называемые фума-

рольные термы, которые, согласно В.В. Иванову [1961, 1964], в свою очередь делятся на две разновидности: термы глубинного и поверхностного формирования.

Фумарольные термы глубинного формирования сравнительно редки на Камчатке и широко развиты на островах Большой Курильской гряды. Они образуются в результате насыщения вод вулканическими газами (HCl, HF, H_2, H_2S, SO_2, CO_2 и др.), когда в окислительной обстановке HCl, HF, B и частично H_2 переходят в анионный состав вод. При этом в результате окисления сернистых газов (H_2S, SO_2) окисными соединениями содержащегося в породах железа и разложения сернистой кислоты в условиях высоких температур и при наличии HCl в растворе отмечаются высокие содержания SO_4, H_2SO_4 и HSO_4 [Иванов, Кононов, 1977; Ozawa et al., 1973]. Рассматриваемые термы имеют хлоридный и хлоридно-сульфатный анионный состав (с большим содержанием F) и сложный катионный состав (Fe, Al, Na, Ca и др.). Они характеризуются, как правило, высокой минерализацией (до 35 г/л), присутствием свободных H_2SO_4 и HCl, повышенным содержанием H_2SiO_3 и H_3BO_3 и ультракислой реакцией (pH до 1,0 и ниже).

На Курильских островах термы этого типа разгружаются в глубоких эрозионных врезах, вынося на дневную поверхность большие количества Al и Fe [Зеленов, 1972]. Здесь их яркими представителями являются фумарольные термы вулкана Эбеко (Верхне- и Среднеюрьевские), Нижнеменделеевские, Кислый ключ и др. (табл. 29). На Камчатке фумарольные термы глубинного формирования встречаются значительно реже. Обнаружены они в кальдере Узон [Пилипенко, 1974], а также на вулканах Мутновском и Малый Семячик.

Вторая разновидность фумарольных флюидов – термы поверхностного формирования. Они образуются в результате насыщения грунтовых и поверхностных вод остаточными и частично отфильтрованными газами, в основном CO_2 и H_2S. При этом возникают сероводородно-углекислые сульфатные термы, в катионном составе которых также присутствуют Fe, Al, Na, K, Ca и др. Их минерализация не превышает обычно 7,5 г/л. При окислении H_2S содержащимися в вулканических породах окисными соединениями железа и других металлов, а также в результате растворения сульфатных минералов образуется H_2SO_4, с чем связана кислая реакция этих вод (pH = = 1,5–5,5). Химический состав этих терм меняется со временем. Дебит источников, как правило, небольшой, а температура вод обычно не превышает 100°C.

Типичными представителями фумарольных терм поверхностного формирования являются на Камчатке термы вулканов Семячика, Мутновского и др. (см. табл. 3, 4), а на островах Большой Курильской гряды – Сернозаводские источники, термы вулкана Менделеева и др. (см. табл. 29).

Другим специфическим подтипом магматогенных вод в рассматриваемом регионе являются сольфатарные термы. Они связаны с выходами сольфатарных сернисто-углекислых выделений, температура которых не превышает 100–180°C (обычно менее 100°C).

В рассматриваемом регионе сольфатарные термы встречаются на тех же вулканах, что и фумарольные термы, и, кроме того, в прилегающих к ним разломах (например, в Паужетско-Кошелевском геотермальном районе и др.). Термы этого типа отличаются, как правило, невысокой минерализацией (от 0,1 до 1, иногда до 7 г/л), кисло-нейтральной реакцией (pH = 2–6). В их газовом составе, помимо CO_2 и H_2S, часто содержатся NH_3 и CH_4. Их конденсаты имеют сульфатный, реже гидрокарбонатный анионный состав, а из катионов часто преобладает аммоний (см. табл. 29). Отмечаются также повышенные концентрации B, Mn, Ti, Al, Pb, Cu. Как полагают А.И. Сережников и др. [1977], состав и температура таких терм существенно изменяются в зависимости от интенсивности поступления в приповерхностные воды глубинных сольфатарных струй. Так, на Верхнекошелевском сольфатарном поле по мере удаления от наиболее нагретых термальных площадок выходы высокотемпературных (90°C) сульфатных аммонийных вод постепенно сменяются "гипсовыми" сульфатными кальциевыми термами (42°C), а на окраине сольфатарного поля развиты уже холодные (5°C) суль-

Таблица 29

Химический состав фумарольных и сольфатарных терм, мг/л

Компоненты	1	2	3	4
H^+	141,37	18,7	2,87	–
Li^+	8,5	0,73	0,012	–
Rb^+	–	0,31	< 0,05	–
Cs^+	–	0,11	< 0,05	–
K^+	220,0	97,37	1,90	200,0
Na^+	328,0	725,0	10,0	200,0
NH_4^+	–	Не опр.	Не опр.	128,0
Ca^{2+}	543,0	129,14	10,54	16,0
Mg^{2+}	241,3	58,16	6,08	7,0
Mn^{2+}	–	14,25	1,34	4,0
Fe^{2+}	660,02	84,0	45,0	–
Al^{3+}	1200,42	26,40	43,91	–
Cl^-	4673,88	1708,69	48,93	Не обн.
F^-	–	12,40	0,25	44
HSO_4^-	6943,26	469,48	75,66	–
SO_4^{2-}	6549,12	787,20	413,06	1870
HCO_3^-	–	–	–	Не обн.
H_4SiO_4	441,94	360,00	276,0	120
H_3BO_3	–	125,10	31,16	7,14
M	20784,0	4624,93	966,01	3000
$T°$, C	90	84	78	100
pH	1,12	1,84	2,6	3,8

Примечание. 1–2 – фумарольные "глубинные" термы: 1 – Среднеюрьевские, вулкан Эбеко, о. Парамушир: также установлено Fe^{3+} – 13,6 [Зеленов, 1972]; 2 – Нижнеменделеевские, вулкан Менделеева, о. Кунашир: Zn – 2,0, Pb – 0,25, Cu – 0,004, Cd – 0,025, Tl – 0,003, H_3AsO_3 – 5,10, H_3SbO_3 – 0,041; 3 – фумарольные "поверхностные" термы, источник на северо-восточном поле вулкана Менделеева: Ba ⩽ 0,056, Sr – 0,072, Zn – 0,09, Pb – < 0,01 [Лебедев и др., 1980]; 4 – Камчатка, Нижнекошелевские источники, конденсат пара скв. 4п: также установлено: Br – 2,0, As – 0,15 [Сережников, 1981].

фатные кальциевые воды, не содержащие аммония. Промежуточные разности этих вод, помимо NH_4 и Ca, содержат также Mg, Fe и другие катионы.

Рассматриваемые источники обычно многодебитны и существуют длительное время.

Азотно-углекислый ("гейзерный") тип парогидротерм проявлен в Курило-Камчатском регионе очень ярко. Такие термы тоже обнаруживают тесную пространственную связь с проявлениями активного вулканизма, но не столь непосредственную, как сероводородно-углекислые. На Камчатке гидротермы этого типа распространены в Восточном вулканическом поясе (месторождения Паужетское, Долина Гейзеров, и др.), но встречаются в отличие от сероводородно-углекислых терм и в Срединном поясе, где в настоящее время вулканическая активность уже не проявляется (например, Киреунское). На Курильских островах к месторождениям этого типа относятся парогидротермы Горячего Пляжа на о. Кунашир.

Азотно-углекислые парогидротермы Курило-Камчатского региона обычно приурочены к обширным кольцевым вулкано-тектоническим депрессиям и кальдерам, образование которых было связано с мощной вспышкой кислого вулканизма [Vakin et al, 1970]. Характерной чертой азотно-углекислых парогидротерм является их очень высокий тепловой потенциал и большие естественные ресурсы. На месторождениях Паужетском, Большебанном и Горячий Пляж они выводятся также скважинами с глубины 300–1200 м. На Паужетском месторождении общий дебит их составляет 200 кг/с.

В газовом составе рассматриваемых парогидротерм, помимо CO_2 и N_2, в незначительных количествах иногда встречается примесь CH_4, H_2 и H_2S. Общее содержание газов не превышает обычно 50–100 мл/л. По ионному составу эти термы делятся на два подтипа – хлоридный и сульфатный. Первый характеризуется хлоридным натриевым составом, невысокой общей минерализацией (до 5 г/л), повышенным содержанием H_2SiO_3 (до 400 мг/л) и H_3BO_3. На глубине ниже уровня вскипания термы имеют слабокислую реакцию (pH < 6,8), а после пароотделения и дегазации их реакция становится щелочной (pH = 8,0–8,7). К азотно-углекислым хлоридным натриевым термам относятся четыре крупных месторождения Камчатки – Паужетское, Долина Гейзеров, Киреунское и Академии Наук, а также курильское месторождение Горячий Пляж (см. табл. 12, 13).

Ярким примером первого, хлоридного, подтипа азотно-углекислых терм являются широко известные парогидротермы Долины Гейзеров на Камчатке, на рассмотрении которых и остановимся несколько подробнее. Месторождение парогидротерм Долины Гейзеров находится в пределах Узон-Гейзерной кольцевой депрессии плейстоценового возраста. Формирование этой структуры связано с мощной вспышкой кислого вулканизма [Аверьев и др., 1971]. Долина Гейзеров, приуроченная к крупному разлому северо-восточного простирания, прорезает узким каньоном лавовое плато, приподнятое на несколько сотен метров над уровнем океана. В геологическом строении района принимают участие породы верхнеплиоцен-четвертичного возраста, которые можно разделить на два комплекса. Нижний представляет собой туфогенную толщу верхнеплиоценового или древнечетвертичного возраста (переслаивающиеся псефитовые, псаммитовые и алевропелитовые туфы и туфобрекчии в основном андезитового состава). Верхний комплекс образуют более поздние лавы и пирокластические породы (того же андезитового состава). К нему также относятся некки и экструзии андезито-дацитов и дайки базальтов. Возраст пород этого комплекса средне- и верхнечетвертичный. Непосредственно на участке выхода терм развита толща туфогенных слаботрещиноватых пород нижнего комплекса. Выходы высоконагретых вод и парогазовых струй отмечаются по обоим берегам р. Гейзерной на разных уровнях по склонам долины. Общий дебит всех групп гидротерм (с учетом дебита паровых струй) составляет 277 кг/с.

По химическому составу термы Долины Гейзеров не идентичны. В нижней части долины гидротермы собственно Гейзерной группы имеют хлоридный натриевый состав с минерализацией от 1,4 до 2,3 г/л и повышенным содержанием H_2SiO_3 (до 400 мг/л). В верховьях и средней части долины вблизи от действующего вулкана Кихпиныч к ним подмешиваются фумарольные и сольфатарные термы, в результате чего Верхнегейзерные и Кихпинычевские источники имеют сульфатный натриевый состав с минерализацией от 0,19 до 0,63 г/л. В парогазовых струях, выходящих в непосредственной близости от гидротерм, содержатся в довольно высоких концентрациях CO_2, NH_3, H_2S и др. В результате опробования этих струй нами было установлено, что в районе Гейзерной группы источников в паре содержится в среднем (в г/кг) CO_2 – 2,87, H_2 – 0,43, NH_3 – 0,018, а в парогазовых струях Кихпинычевской и Верхнегейзерной групп CO_2 – 11,7–12,9, H_2S – 0,82–0,91, NH_3 – 0,03–0,092.

Температура источников колеблется в широких пределах. Вследствие неоднородности геологического строения участка инфильтрация поверхностных вод происходит здесь с разной интенсивностью, с чем, по мнению В.В. Аверьева [1964], и связано возникновение в пределах одной и той же тепловой аномалии различных по температуре гидротермальных проявлений – от низкотемпературных источников до паровых струй. Измерение теплосодержания и определение расходов отдельных источников и групп позволили нам, совместно с В.В. Аверьевым, подсчитать количество тепла, выносимого гидротермами. Так, для Верхнегейзерной группы суммарный расход кипящих и теплых источников составляет около 100 кг/с, а общий вынос тепла не превышает 7000 ккал/с. Кипящими источниками, гейзерами и паровыми струями Гейзерной группы выносится 275 кг/с воды со средним теплосодержанием 250 ккал/кг, и общий вынос тепла сос-

тавляет здесь 68750 ккал/с. Таким образом, общий вынос тепла гидротермами Долины Гейзеров примерно равен 75000 ккал/с, а удельный вынос тепла на разных ее участках одинаков и составляет 2000 ккал/км^2 · с.

Второй подтип азотно-углекислых парогидротерм представляют сульфатные термы. Термы такого состава обычно ассоциируют с интрузиями и массивами измененных пород – пропилитов. Вулканические толщи в районах развития этих гидротерм обычно имеют кислый состав [Сережников, 1977]. Такие термы обогащены редкими щелочными металлами и фтором. Их примером могут служить широко известные Большебанные источники, на рассмотрении которых мы остановимся несколько подробнее.

В структурно-тектоническом отношении Большебанные парогидротермы находятся в юго-западной части Начикинской складчатоглыбовой зоны, в области сопряжения ее с анктиклинорием Срединного хребта. Эта область характеризуется развитием крупных тектонических нарушений северо-западного простирания и серией мелких разломов северо-восточного простирания. Рассматриваемый район сложен толщей вулканитов от среднемиоценового до плиоценового возраста. В некоторых местах встречаются древнечетвертичные и современные базальтовые покровы. Месторождение находится в долине р. Банной и вскрыто скважинами на протяжении около 2 км. В пределах месторождения вулканогенный комплекс подразделяется на верхнюю и нижнюю толщи. Верхняя толща представлена потоками лав липаритового состава, спекшимися туфами липаритов и туфобрекчиями. Нижняя толща состоит из потоков андезитов и дацит-липаритовых туфов. Максимальная температура, установленная в скважинах, составляет 171,5°С [Гидрогеология..., 1972; Трухин, Петрова, 1976].

По химическому составу все термальные воды Больших Банных источников, как уже говорилось, сульфатно-хлоридные натриевые. Минерализация их колеблется от 0,5 до 1,5 г/л. Содержание Cl не превышает 180, а SO_4 – 600 мг/л. В наиболее горячих водах отмечаются повышенные содержания H_2SiO_3 (до 300 мг/л) при pH от 7 до 9. Специфической особенностью состава этих парогидротерм является повышенное содержание в них фтора (до 9 мг/л) и некоторых рудных элементов (см. табл. 13). По мнению А.И. Сережникова [1977], обогащение щелочных сульфатных терм рудными элементами связано с процессом выщелачивания ими пропилитов, а щелочные металлы и фтор поставляются восходящим гидротермальным потоком с больших глубин.

На дневной поверхности парогидротермы покрывают большие участки солевыми налетами (в основном $CaSO_4$) и отложениями гейзерита. На уровне вскипания и дегазации терм, как мы и предполагали еще до начала бурения скважин [Кононов, Поляк, 1964], отлагается преимущественно $CaCO_3$. Отложение кальцита в скважинах осложняет эксплуатацию этого месторождения, которое пока не осваивается.

В составе газов вначале находили лишь азот [Иванов, 1960], затем нами была обнаружена также и углекислота (12,5%); позднейшими исследованиями [Краевой и др., 1977] здесь было зафиксировано еще большее содержание CO_2 (до 88% об.).

Естественный дебит Большебанных термальных источников составлял всего 40 л/с, но после бурения скважин разгрузка возросла до 290 кг/с пароводяной смеси со средним теплосодержанием 153 ккал/кг. Это означает, что при среднегодовой температуре в районе близкой к 0°С Большебанные гидротермы выносят около 44400 ккал/с. Такой вынос эквивалентен кондуктивным теплопотерям на площади примерно 2400 км^2 при плотности теплового потока в этой части Камчатки около 2×10^{-6} кал/с · см^2. Как уже отмечалось, на нагрев вод расходуется лишь пятая часть этого тепла [Поляк, 1962] и площадь нагрева должна быть еще больше – 12000 км^2. С точки зрения общих гидрогеологических условий, подобная площадь формирования данной гидротермальной системы маловероятна. Поэтому объяснить нагрев подземных вод этого месторождения только региональным тепловым полем Земли не представляется возможным, и следует считать, что на этом участке имеет место дополнительный привнос тепла, обусловленный на глубине локальным тепловым очагом. Присутствие CO_2 в газовом составе рассматриваемых парогидротерм может быть истолковано как результат существования этого очага.

Таблица 30

Химический состав Нижнекошелевских углекислых парогидротерм, мг/л

Компоненты	Пароводяная смесь	Береговые термы, скв. 8*	Компоненты	Пароводяная смесь	Береговые термы, скв. 8*
Li^+	0,5	0,8	SO_4^{2-}	321,0	61,0
Na^+	10,0	–	F^-	–	2,5
K^+	7,5	1000,0	Br^-	–	71,0
Na + K	–	7900,0	I^-	–	4,2
Rb^+	0,02	4,0	H_4SiO_4	150,0	6,0
Cs^+	Не обн.	1,8	H_3BO_3	0,3	431,0
NH_4^+	100,0	12,0	As	0,01	4,0
Ca^{2+}	12,0	4359,0	*M*	601,0	32200,0
Sr^{2+}	4,3	45,0	pH	4,8	7,0
Mg^{2+}	7,0	Не обн.	$T°$, C	96	100
Fe^{2+}	4,3	–	Формула	SO_4 99	Cl 99,6
HCO_3^-	Не обн.	62,0		NH_4 81 Ca 9 Mg 8	(Na + K) 61 Ca 39
Cl^-	2,0	19249,0			

*Выброс пароводяной смеси с глубины 1500 м [Сережников, 1981].

Третий выделенный в регионе по газовому составу тип флюидов – углекислый – объединяет несколько разновидностей, различающихся главным образом тепловым потенциалом, а также составом растворенных солей. На Курильских островах таким составом газа отличаются 14, а на Камчатке 30 групп разнообразных источников. Из них 2 группы относятся к парогидротермам (Нижнекошелевские и Северо-Мутновские), 23 – к горячим и теплым источникам (Налычевские, Пущинские, Щапинские и др.), а остальные – к холодным минеральным источникам (Малкинские холодные и др.).

Раздельная локализация этих трех подтипов углекислых флюидов отражает специфику геолого-структурной обстановки и геотермического режима в разных районах Камчатского сегмента зоны новейшего вулканизма.

Углекислые парогидротермы, аналогичные известным и в других вулканических провинциях (Лардерелло и т.п.), на Камчатке приурочены к наиболее активным участкам Восточного вулканического пояса и наиболее тесно ассоциированы с сероводородно-углекислыми термами. Это в основном маломинерализованные (< 1–4 г/л) сульфатные аммонийные высокотемпературные ($\sim 231°C$) термы с преобладанием пара.

Другая разновидность углекислых парогидротерм – группа минерализованных ($\leqslant 32{,}5$ г/л) хлоридных натриево-кальциевых терм, впервые обнаруженных на Камчатке А.И.Сережниковым. Это так называемые береговые термы Нижнекошелевского месторождения (табл. 30), аналоги которых широко известны также и в Японии.

Углекислые термы, как и парогидротермы, встречаются в Восточном вулканическом поясе, но приурочены в целом к менее активным его участкам. Принято считать, что термы такого типа формируются обычно в восстановительной обстановке на значительных глубинах в закрытых или полузакрытых структурах с замедленным водообменом, и приписывать насыщающей их углекислоте чисто термометаморфическое происхождение [Иванов, 1960; Вартанян, 1977]. Однако в мощных углекислых парогидротермах CO_2, скорее всего, поступает из магматического очага. Кажется, что и в менее горячих углекислых термах CO_2 может в той или иной степени иметь магматическое происхождение, но вопрос этот пока остается открытым. Разгружаясь, углекислые термы выносят на дневную поверхность в десятки и сотни раз меньше тепла,

Таблица 31

Химический состав углекислых терм, мг/л [Сережников, 1981]

Компоненты	1	2	3	4
NH_4^+	3,0	3,0	Не опр.	Не опр.
Li^+	4,2	5,5	0,9	3,0
Na^+	1000,0	2000,0	475,0	1570,0
K^+	110,0	200,0	27,0	48,0
Rb^+	0,64	0,86	0,15	0,20
Cs^+	0,8	0,84	0,03	0,17
Mg^{2+}	28,0	33,0	68,0	54,0
Ca^{2+}	230,0	625,0	157,0	168,0
F^-	0,7	2,5	0,4	0,17
Cl^-	1445,0	3560	448,0	1440,0
Br^-	3,9	11,3	1,9	4,0
I^-	0,1	0,4	–	0,4
SO_4^{2-}	509,0	974,0	399,0	387,0
HCO_3^-	5100	350	1021,0	2145,0
As	8,0	7,5	0,1	0,01
H_3BO_3	412,0	583,6	14,3	171,6
H_2SiO_3	136,6	133,0	Не опр.	142,0
CO_2 св	189,0	258,0	396,0	300,0
M	3845,0	7762,0	2598,0	5820,0
pH	6,4	6,2	6,1	6,7
T°, C	70	55	45	38,6
Формула	$\frac{Cl63SO_4 18HCO_3 14}{(Na + K)77Ca19Mg4}$	$\frac{Cl79SO_4 16}{(Na + K)74Ca24}$	$\frac{HCO_3 44Cl34SO_4 22}{(Na + K)64Ca21Mg15}$	$\frac{Cl48HCO_3 42SO_4 10}{(Na + K)85Ca10Mg5}$

Примечание: 1 – Налычевские источники, скважина; 2 – Краеведческие источники, Ванна; 3 – Тимоновские источники, Большой грифон; 4 – Пущинские источники, Ванна.

чем рассмотренные выше парогидротермы, и характеризуются температурой, не превышающей 75°С. Их газовый состав представлен в основном CO_2 (обычно более 95%), но иногда в нем присутствует примесь N_2 и CH_4. Содержание растворенной CO_2 в водах этих терм не превышает 0,6 г/л. По ионному составу среди них выделяются три основные группы флюидов. Первая – хлоридные натриево-кальциевые термы, характеризующиеся сравнительно высокими температурами и минерализацией (до 8 г/л), а также близким к морскому отношением Cl/Br и повышенным содержанием бора. Вторая группа – гидрокарбонатно-хлоридные натриевые термы – отличается меньшими температурами (до 50° С) и минерализацией (2–6 г/л). Третья группа – гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные воды с различными соотношениями катионов Na, Ca и Mg – имеет наименьшую температуру и минерализацию и является как бы переходной к холодным углекислым водам (табл. 31).

При разгрузке углекислых вод из них в результате дегазации и вызванного этим нарушения карбонатного равновесия, выпадает в осадок $CaCO_3$, формируя прожилки вторичного кальцита или травертиновые купола. Иногда выделяющаяся из таких флюидов CO_2 достигает поверхности земли в виде сухих газовых струй или растворяется в грунтовых водах, образуя вторичные углекислые воды.

Рассмотрим подробнее некоторые термопроявления, представляющие различные подтипы углекислых флюидов.

Северо-Мутновское месторождение углекислых парогидротерм сейчас интенсивно

разведуется. Лучше изучены пока парогидротермы Кошелевского вулканического массива, в особенности Нижнекошелевское месторождение, где было пробурено 7 скважин [Вакин и др., 1976 а, б; Сережников, Спиченкова, 1978]. Эти парогидротермы выносят 25000 ккал/с (общая тепловая мощность Кошелевской гидротермальной системы 75000 ккал/с). Температура струй на поверхности составляет 96°С, а на глубине возрастает до 231°С (436 м) и даже до 253°С (1201 м). Экстраполяцией по скв. Зп для глубин 2–3 км были рассчитаны температуры 300–350°С.

Кошелевский массив расположен в крупной структурной депрессии над живущей уже более миллиона лет зоной поступления в верхние горизонты земной коры магматического материала. Предполагают [Вакин и др., 1976а], что здесь существует несколько разноглубинных магматических очагов, являющихся источниками тепла для современных тепловых аномалий Кошелевского массива. Как и на других долгоживущих вулканических массивах Камчатки, тут наблюдаются излияния как основных, так и кислых магм. Гидротермальные процессы протекали здесь вместе с вулканической деятельностью в течение всего четвертичного времени. Сейчас мощные выходы пара приурочены к участку пересечения нескольких крупных тектонических нарушений. Паровой "столб", отделяясь от вскипающих на большой глубине перегретых вод "протыкает" вышележащие водоносные горизонты, нагревая последние и изменяя их химический состав. В гидрогеологическом разрезе Кошелевского массива выделяются водообильные четвертичные вулканиты, которые отделены от залегающих ниже дочетвертичных лав водоупором из измененных пород. В зонах открытой трещиноватости этих дочетвертичных лав возникают локальные скопления высокотемпературных вод. Породы обводнены неравномерно – вокруг потока сольфатарных гидротерм приуроченного к одному из радиальных разломов Западно-Кошелевского вулкана, существует массив нагретых "сухих" пород. Этот массив прослеживается скважинами вплоть до Охотского моря.

Химический состав рассматриваемых гидротерм неоднороден. В их газовом составе, помимо CO_2, в заметных количествах присутствует CH_4 (до 11–14%). На Верхнекошелевском месторождении отмечаются также и повышенные содержания сероводорода (до 10% об). Парогидротермы основного восходящего потока имеют сульфатный аммонийный состав с минерализацией до 4 г/л. В конденсатах пара и дериватных термах в анионном составе преобладает HCO_3, а среди катионов, помимо NH_4, появляются Na и Ca. С удалением от восходящего потока и связанного с ним массива пропилитов сульфатность вод понижается и устанавливается обычная гидрохимическая зональность: вверху залегают гидрокарбонатные воды, внизу – хлоридные, а между ними – переходные гидрокарбонатно-хлоридные разности [Сережников, Спиченкова, 1978].

В прибрежной части Нижнекошелевского месторождения скважинами вскрыты минерализованные до 32,5 г/л "береговые" термы хлоридного натриевого-кальциевого состава (см. табл. 30).

В качестве наиболее яркого примера углекислых терм рассмотрим Налычевскую группу, которая находится в одноименной структурной депрессии. Геологический разрез последней представлен рыхлыми верхнечетвертичными отложениями мощностью до 100 м, под которыми залегают нижнемиоценовые и более древние вулканиты и интрузивные породы среднего – основного состава. Широко развиты массивы рудоносных пропилитов и вторичных кварцитов [Сережников, 1981]. Налычевские источники состоят из нескольких групп термопроявлений, отстоящих друг от друга на 0,5–1,0 км. Температура воды в них колеблется от 42 до 75°С. Общий расход с учетом разгрузки из скважин достигает 110 л/с. По химическому составу это хлоридные натриево-кальциевые термы с минерализацией 3,8 г/л и pH 6,4 (см. табл. 31). Температура воды в них 75°С. В местах выхода гидротерм отмечаются значительные скопления травертинов. В отложениях Налычевских терм, помимо $CaCO_3$, содержатся также (в %) Al_2O_3 – 19,41, Fe_2O_3 – 12,2 и As_2O_5 – 10,24.

О происхождении различных компонентов ионно-солевого состава углекислых гидротерм нет единого мнения. На наш взгляд, наиболее реалистичным выглядит пред-

ставление о том, что основная масса хлора не имеет эндогенной природы, а поступает из морского солевого комплекса седиментационных бассейнов (в случае же "береговых" терм – непосредственно из морских вод).

При взаимодействии H_2O и CO_2 с силикатами и в меньшей степени с карбонатами, которые встречаются здесь в гидротермально измененных породах, в раствор переходят HCO_3^-, Ca^{2+}, Na^+, Mg^+ и кремниевая кислота.

Четвертый тип – азотные щелочные термы – распространен главным образом в районах раннечетвертичного вулканизма. К термам этого типа относятся в регионе более 70 групп источников. Среди них наиболее известные на Камчатке Паратунские, Начикинские и Малкинские (горячие) источники, а на Курилах – Добрый ключ на о. Кунашир. Такие термы формируются в глубинной восстановительной обстановке, вне зоны заметного влияния магматических и термометаморфических процессов, обычно в зонах глубоких тектонических разломов. Дебит большинства источников не превышает обычно 10 л/с. Температура воды на выходе ниже точки кипения (обычно 60–80°С). Общий вынос тепла в отдельных очагах разгрузки 1000–2000 ккал/с. На Паратунском и Начикинском месторождениях были пробурены скважины, после чего суммарный дебит терм на первом из них составил 270 л/с при температуре вод 75–88°С (максимальная температура в скв. 49 106°С), на втором – 12,5 л/с (75–82°С).

Термы этого типа имеют низкое газосодержание, незначительную минерализацию (до 1,5 г/л), сульфатно-хлоридный натриевый состав, повышенное содержание H_2SiO_3 (до 150 мг/л), щелочную реакцию (pH ⩾ 8,0) (см. табл. 18–20).

Генетически это инфильтрационные воды, ионно-солевой состав которых формируется в результате выщелачивания вулканических пород.

Типичным примером азотных терм являются Начикинские источники. Они разгружаются на борту Начикинской депрессии среди метаморфизованных вулканогенных пород и диоритов – гранодиоритов нижнего (?) миоцена. Термы приурочены к зоне разлома и характеризуются трещинно-жильными условиями циркуляции. После бурения 20 скважин глубиной до 370 м их общий дебит составил 12,5 л/с. Такая величина дебита этих вод была предсказана нами еще до начала бурения на основании гидрохимических расчетов (по содержанию Cl в ручье, дренирующем термальные воды). Максимальная температура вод 84°С. Газовый состав Начикинских терм целиком представлен азотом. В ионно-солевом составе среди анионов преобладает сульфат, а среди катионов – натрий. Общая минерализация терм составляет 1189 мг/л, а pH ⩾ 8,4 (см. табл. 19). Специфической чертой микрокомпонентного состава вод Начикинских источников являются высокие (~ 120 мкг/л) концентрации вольфрама. Сульфатный тип минерализации этих терм, по-видимому, связан с их циркуляцией среди пропилитизированных пород и выщелачиванием из них сульфидов.

Пятый тип – метановые термальные воды – широко распространен в глубоких горизонтах палеоген-неогеновых осадочных отложений Западно-Камчатского и Центрально-Камчатского прогибов, а также в некоторых других районах Камчатки, не затронутых новейшими вулканическими процессами. На Камчатке известны три группы источников этого типа (Саванские, Нижнеголыгинские и Пиначевские). Кроме того, метановые термы вскрыты глубокими скважинами в пределах Богачевской, Воямпольской и Хромовской разведочных площадей. Существуют такие термы и на Курильских островах, о чем свидетельствуют метановые источники Горячие Ключи на о. Итуруп.

По химическому составу рассматриваемые термы довольно однообразны: это хлоридные натриевые воды с обычно невысокой минерализацией (до 12 г/л). В их газовом составе преобладает метан. В Саванских источниках, например, CH_4 составляет 79% об., а в Пиначевских – 75,5% об. [Лебедев, Декусар, 1980]. Для вод типично присутствие брома, иода, нафтеновых кислот, морское хлор-бромное отношение [Иванов, 1976]. Характерным представителем метановых терм являются Голыгинские источники, описание которых дано нами по А.И. Сережникову [1981]. Эти источники расположены

у подножия древнечетвертичного вулкана в долине р. Голыгиной. Грабен, к которому приурочена эта долина, ограничен серией разломов и заполнен рыхлыми четвертичными отложениями, а также голоценовыми базальтами. Фундаментом грабена служат неогеновые вулканиты, выходящие на дневную поверхность по его бортам. Выходы источников сосредоточены в трех группах, из которых западная имеет наибольший дебит (до 6 л/с) и температуру (60–75° С). Состав вод во всех группах одинаковый – хлоридный натриево-кальциевый с минерализацией от 2,6 до 3,2 г/л и pH около 7,5 (см. табл. 16, 17). В составе газа, кроме CH_4 (до 55%), содержатся также CO_2 (3–13,4%), C_2H_6 (1,4–3,5%), а также N_2 и инертные газы.

Микрокомпоненты. Наиболее полные сведения о микрокомпонентах в термальных водах Курило-Камчатского региона приведены в работах Е.А. Баскова, С.Н. Сурикова [1975], Г.А. Голевой, [1974], Л.П. Никитиной [1978], Г.А. Карпова [1976], Ю.П. Трухина, В.В. Петровой [1976], Л.М. Лебедева [1975], Л.М.Лебедева и др. [1980], И.А. Меняйлова и др. [1980б], С.И. Набоко [1980] и других исследователей. Установлено, что содержание микроэлементов существенно различается в различных типах терм[1] областей современного вулканизма (табл. 32).

В то же время в термах рассматриваемого региона в целом повышены концентрации B, As, Sb, Hg, Rb, Cs, Ge (для некоторых типов вод еще и Mn, Sr), а в конденсатах вулканических газов – Zn, Pb, Cu, Sn и Hg.

Рассмотрим распределение в гидротермах Курило-Камчатского региона наиболее характерных компонентов, не останавливаясь на формах их миграции, поскольку они уже были описаны выше (глава четвертая).

Редкие щелочные металлы присутствуют в различных типах термальных вод. При этом наиболее высокими их содержаниями отличаются хлоридные натриевые термы, характеризующиеся в общем соотношением $Li / Rb / Cs \approx 100 / 9 / 8$. Концентрация Li в таких камчатских гидротермах составляет 0,5–6 мг/л, в курильских – 0,5–1,2 мг/л [Набоко, 1980], а содержания Rb и Cs пропорциональны указанному отношению. Выше концентрации Rb и Cs в конденсатах вулканических газов. Так, на вулкане Эбеко в них содержалось (в мг/л) Rb – 0,07, Cs – 0,003 [Арсанова, 1974], а в парогазовых струях Большого трещинного Толбачинского извержения еще больше: Rb – 0,78, Cs – 0,38 [Меняйлов и др., 1977]. В кислых термах содержание лития обычно не превышает 0,3 мг/л, и лишь в единичных случаях (кальдера Узон) его концентрация на порядок выше. С зоной вскипания парогидротерм совпадает образование кварц-адуляровых метасоматитов, что сопровождается переходом калия, лития и рубидия из термальных вод в породу и, напротив, натрия и цезия из породы в воду [Набоко, 1980].

Мышьяк, сурьма и ртуть широко распространены в термальных водах Курило-Камчатского региона. Как отмечает С.И. Набоко [1980], химический состав терм и их отложений подтверждает As–Sb–Hg специализацию идущего здесь гидротермального процесса. В термальных водах мышьяк определяется повсеместно. Максимальные его концентрации были отмечены С.И. Набоко в хлоридных натриевых термах кальдеры Узон (25 мг/л). Высокие содержания мышьяка (7–13,5 мг/л) определены также в горячих углекислых Налычевских термах [Набоко, 1980]. Меньше концентрации As в других типах терм. Так, в кислых сероводородно-углекислых термах, в анионном составе которых преобладает хлор, мышьяк содержится обычно в количествах 0,2–2 мг/л, а в сульфатных термах – 0,005–0,6 мг/л. Однако в глубинных хлоридно-сульфатных кислых гидротермах вулкана Менделеева также были зафиксированы довольно высокие (0,5–10 мг/л) содержания мышьяка [Лебедев и др., 1980]. В азотных и метановых термальных водах концентрация As в целом еще более низкая – 0,002–0,05, хотя в отдельных случаях и достигает 2,5–3,2 мг/л (см. табл. 32).

Концентрация сурьмы в термальных водах достигает 4,1 (в кислых хлоридных термах вулкана Эбеко), но обычно ниже 1 мг/л.

---

[1] О содержании редких элементов в метановых водах нет данных.

Таблица 32

Состав микрокомпонентов в гидротермах Камчатки и Курильских островов [Гидрогеология..., 1972; Набоко, 1980; Никитина, 1978; Басков, Суриков, 1975; Меняйлов и др., 1980а, б]

Тип гидротерм	Источники	Содержание микрокомпонентов, мг/л												
		Br	I	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	As	Sb	V	Cr	Mn
N_2		< 0,1–2,7	< 0,1–0,8	0,12–1,5	< 0,01–0,06	< 0,01–0,047	< 0,01–0,7	< 0,01–15,2	0,002–3,2	< 0,0001	< 0,0001	< 0,002–1,74	< 0,01–2,9
	Начикинские	0,55	–	0,24	0,058	0,047	–	–	0,5	–	–	–	–
CO_2 термы		1,9–10,5	< 0,1–2,7	0,6–6,0	0,08–0,57	0,023–0,84	< 0,01	< 0,01–15,0	0,03–13,5	< 0,0001–0,225	< 0,0001–0,5	< 0,002–0,9	< 0,01–50
	Налычевские	7,8	–	5,15	0,46	0,71	–	–	7–13,5	0,225	–	0,005	2,4
N_2–CO_2		0,8–3,7	< 0,1–1,2	0,55–6,1	0,04–0,59	0,02–0,47	< 0,01–0,084	< 0,01–0,45	0,5–25	< 0,0001–0,84	< 0,0001–0,84	< 0,002–0,32	< 0,01–4,5
	Паужетские	3,7	0,8	3,45	0,23	0,37	0,029	0,037	7,5	0,285	0,64	0,32	0,04
	Большебанные	0,8	–	1,63	0,08	0,175	–	–	0,5	–	–	–	0,06
CO_2 парогидротермы		< 0,1–2,0	–	–	< 0,01–0,02	–	< 0,01–0,21	< 0,01–6	0,01–0,15	< 0,0001–3	< 0,0001–0,012	0,003–0,207	0,04–0,4
	Верхнекошелевские	2,0	–	–	0,02	–	0,21	0,06	0,15	–	0,086	0,207	1,2
H_2S–CO_2		< 0,1–29	< 0,1–0,7	< 0,01–2	0,018–0,78	< 0,01–0,38	< 0,01–2,2	< 0,01–2,6	0,005–19	< 0,0001–11	0,003–7,5	< 0,002–0,249	0,1–23
	Толбачик, конденсат	29	–	–	0,78	0,38	–	–	19	11	–	0,02	0,24
	Эбеко	–	–	0,05	0,07	0,03	2,2	2,6	0,6	4,1	0,5	0,225	19
	Нижнемендeлеевские	7,4	0,7	0,98	0,50	0,18	–	–	10,0	0,012	–	–	23,2

Таблица 32 (окончание)

Тип гидротерм	Источники	Содержание микрокомпонентов, мкг/л												
		Hg	Cu	Zn	Pb	Cd	Sn	Ag	Mo	Co	Ni	W	Ge	
N_2		<0,001–0,5	<0,1–68	<0,1–350	<0,1–86	<0,1–11	<0,1–5	<1–38	<1–100	<0,01–7	<0,1–90	<0,5–120	<0,5–30	
	Начикинские	–	5	25	10	–	–	–	30	–	–	120	–	
CO_2 термы		<0,001	<0,1–50	<0,1–37	<0,1–21	<0,1–17	<0,1–36	<1–5	<1–1350	<0,01–360	<0,1–204	<0,5	<0,5–27	
	Налычевские	–	2–6,3	5–37	1–17	2–17	36	5	1350	360	45	–	27	
N_2–CO_2		2,5–50	0,1–83	5–90	0,9–78	<0,1–160	<0,1–47	<1–30	14–140	<0,01–70	<0,1–100	<0,5–80	<0,5–84	
	Паужетские	0,4	32	–	29	–	30	30	29	22	64	64	14	
	Большебанные	–	–	5	40	–	–	8	20	–	–	7–16	2	
CO_2 парогидротермы		–	12–310	83–200	0,4–166	<0,1–3	<0,1–6	3–20	<1–1	<0,01–13	3–20	–	<0,5–3	
	Верхнекошелевские	–	207	83	166	–	6	14	1	13	14	–	–	
H_2S–CO_2		<0,001–72	10–4700	200–8000	10–32000	<0,1–400	<0,1–110	<9–20	0,7–300	2–138	3–260	–	<0,5–15	
	Толбачик, конденсат	1,5	4700	7700	450	400	110	16	–	14	260	–	–	
	Эбеко	–	350	1780	970	1,4	–	4	119	138	–	–	–	
	Нижнемендeлеевские	–	2000	8000	750	120	–	–	–	–	–	–	–	

Ртуть – довольно распространенный компонент термальных флюидов Камчатки и Курильских островов. Максимальное содержание Hg (0,072 мг/л) было установлено в конденсатах высокотемпературных (500° С) фумарол вулкана Мутновского. В конденсатах фумарольных газов вулканов Безымянного, Шивелуч, Авачинского, а также в газах базальтового расплава Толбачика содержания ртути колеблются от 0,001 до 0,006 мг/л. Вообще ртуть, как показали исследования Н.А. Озеровой с соавторами [1971], часто присутствует в газовой фазе вулканических эксгаляций вулканов Камчатки ($3 \cdot 10^{-7} - 4 \cdot 10^{-6}$ г/м^3) и во включениях в эксгаляционной сере. Высокие концентрации ртути обнаружены в щелочных термах кальдеры Узон (до 0,05 мг/л) и в углекислых газах Налычевских источников ($1{,}8 \cdot 10^{-5}$ г/м^3). Обычно же концентра-

ции Hg в водах региона не превышают 0,002–0,005 мг/л. Несмотря на такие низкие концентрации, в осадках термальных вод и в гидротермально измененных породах ртуть накапливается вплоть до образования рудных минералов.

Мышьяково-сурьмяно-ртутная сульфидная рудная залежь, связанная с разгрузкой современных гидротерм, найдена в кальдере Узон [Набоко, 1980]. Этому рудопроявлению свойственны и повышенные концентрации серебра, характерные также и для кремнистых осадков термальных вод и метасоматитов других гидротермальных систем, где на выходе термальных вод формируются мышьяково-сурьмяно-ртутные сульфидные рудопроявления. Серебро и золото переносились в парах воды и галоидных кислот и сохранялись в солянокислом конденсате летучих базальтового расплава Большого трещинного Толбачинского извержения. Содержание Au в этом конденсате достигало 0,05 мг/л [Меняйлов и др., 1980б]. В кислых (pH = 0,65) сульфатно-хлоридных термах вулкана Эбеко обнаружено 0,0016 мг/л Au [Голева, 1974]. Серебро довольно часто содержится в термальных водах региона в концентрациях от 0,0003 до 0,038, лишь в единичных случаях достигая 0,2–0,3 мг/л [Басков, Суриков, 1975; Набоко, 1980].

М е д ь, ц и н к, с в и н е ц и другие халькофильные элементы содержатся во всех типах гидротерм Камчатки и Курильских островов в незначительном количестве (обычно < 100 мкг/л), в то время как в конденсатах вулканических фумарол их концентрация сравнительно высока. Так, в ультракислых (pH = 0,4–0,6) галоидных конденсатах газов Большого трещинного Толбачинского извержения содержание (в мг/л) Cu достигало 4,7, Zn – 7,7, Pb – 0,45, а в кислых термах вулкана Эбеко – соответственно 0,35, 1,78, 0,97. Аномально высокое содержание свинца (32 мг/л) обнаружено здесь в конденсатах фумаролы Ревущей [Басков, Суриков, 1975]. Повышенные концентрации Cu, Zn, Pb отмечаются и в глубинных хлоридно-сульфатных кислых гидротермах вулкана Менделеева. Так, по данным Л.М. Лебедева и др. [1980], содержание Zn в этих термах составляет (в мг/л) 3,5–8, Cu – 2 и Pb – 0,15–0,75, причем концентрации Pb и Zn в водах увеличивались в периоды сейсмической активности или перед извержением вулкана Тятя.

Концентрации Cu и Zn в осадках находятся обычно на уровне кларка или ниже, в то время как Pb более активно переходит в осадок с сульфатами и гидроокислами. В ярозитах и лимонитах, откладываемых кислыми водами вулкана Менделеева, содержится до 0,5% вес. Pb [Набоко, 1980].

Ж е л е з о, м а р г а н е ц, т и т а н широко распространены в термальных водах областей современного вулканизма. Содержания железа колеблются от 1–3 мг/л до 3 г/л. Наибольшие его концентрации наблюдаются в кислых фумарольных термах (до 1–3 г/л). В углекислых термах концентрации железа составляют 10–20, а в щелочных азотных и азотно-углекислых термах обычно не превышают 1–2 мг/л.

Марганец в кислых фумарольных термах содержится обычно в количествах от 0,1 до 2, иногда до 23 мг/л. Аномально высокие концентрации Mn (50 мг/л) отмечаются в углекислых Таловых источниках ($pH \approx 6,5$). В щелочных термах его содержание в пределах 0,01–3 мг/л [Набоко, 1980].

Содержание титана в щелочных термах хлоридного состава от 0,018 до 2,6, а в сульфатных термах – от 0,005 до 0,5 мг/л. В кислых фумарольных водах его содержание колеблется в широком диапазоне – от 0,008 до 37,6 мг/л в конденсате фумарольного газа на северо-восточном поле вулкана Эбеко [Басков, Суриков, 1975].

В очагах разгрузки горячих углекислых хлоридных натриевых Нальчевских терм формируется карбонатный железо-мышьяковый гидроокисный тип рудопроявления. В этих отложениях, помимо мышьяка, отмечается повышенное содержание железа и марганца, а $(Fe + Mn)/Ti$ модуль составляет 209–382. Высокие значения этого модуля отмечаются в сульфатных и железистых осадках, а также в осадках кислых хлоридно-сульфатных и сульфатных термальных вод активных вулканов и особенно в минеральных взвесях кислых речек на вулкане Эбеко [Набоко, 1980].

М о л и б д е н встречается во всех типах вод, характерных для вулканических рай-

онов Камчатки и Курильских островов. Его содержания в кислых фумарольных термах от 0,0007 до 0,3, а в щелочных термах – в пределах 0,02–0,06 мг/л. Сравнительно высокое содержание Mo наблюдается в углекислых Налычевских термах – 1,35 мг/л (см. табл. 32).

Никель и кобальт обнаружены в очень незначительных количествах в кислых фумарольных термах (в мг/л): Co – 0,002–0,138, Ni – 0,003–0,26; в азотно-углекислых щелочных хлоридных натриевых термах Co – до 0,07, а Ni – до 0,1; больше Co в углекислых хлоридных натриевых термах – до 0,36, Ni – до 0,2.

Германий встречается как в кислых, так и в щелочных термах. В первых его содержание обычно не превышает 0,015, а во вторых – 0,03 мг/л. Аномально большие его значения (0,084 мг/л) определены С.И. Набоко [1980] в Нижнеапапельских термах.

Ванадий в наибольших количествах (0,5–0,84 мг/л) обнаружен в сероводородно-углекислых и азотно-углекислых термах, генетически связанных с магматическими процессами. В.Н. Холодов [1973, 1975] выделил ванадиевую провинцию тихоокеанского побережья. В частности, на Курильских островах и в Японии эта провинция представлена многочисленными современными прибрежно-морскими россыпями ванадиеносных титаномагнетитов.

Вольфрам встречается в повышенных количествах в щелочных гидротермах, формирующихся на участках развития пород кислого состава. Наибольшие его значения (~120 мкг/л) обнаружены в Начикинских азотных щелочных термальных источниках. Повышенными концентрациями W (до 64 мкг/л) характеризуются аналогичные по составу и температуре Верхнепаратунские термы, а также азотно-углекислые Паужетские парогидротермы.

В целом гидротермы Камчатки и Курильских островов обнаруживают определенную специализацию по содержанию различных микрокомпонентов.

Для сероводородно-углекислых фумарольных терм, а также конденсатов углекислоаммонийных парогидротерм наиболее характерными компонентами являются Zn, Sn, Pb, Cu, Hg, Fe, Mn, Al, As, Sb.

В азотно-углекислых хлоридных натриевых термах отмечаются повышенные содержания B, Br, Sb, Hg, Li, Cs, Rb, Ge, As и пониженные концентрации Cu, Zn, Pb и других халькофильных элементов. В парогидротермах сульфатно-хлоридного натриевого состава отмечаются повышенные содержания F, As, Sb, V, W, Cd и Ge.

Горячие углекислые хлоридные натриевые термы (налычевского типа) содержат в повышенных концентрациях Rb, Cs, Sr, As, Sb, Br, B, Mn, Mo, Co, Ni и в низких – Cu, Zn, Pb, Cd.

Для азотных терм характерно присутствие As, B, Li, Cs, Rb, Ge, W, но в более низких концентрациях, чем в рассмотренных ранее типах вод. Однако для некоторых гидротерм этого типа (Начикинских, Верхнепаратунских) отмечаются необычно высокие концентрации вольфрама.

Изотопный состав компонентов гидротерм. В последние годы в Курило-Камчатском регионе накоплен довольно большой материал по стабильным изотопам некоторых главных и второстепенных компонентов (H, O, C, S, He, Ar) термальных вод и газов. Рассмотрим из этих данных наиболее информативные для решения генетических проблем.

Гелий и его изотопный состав был проанализирован благодаря усилиям в основном ленинградских исследователей (И.Л. Каменский, И.Н. Толстихин, Б.А. Мамырин, Е.А. Басков и др.) при участии сотрудников ГИН АН СССР (Б.Г. Поляк, В.А. Ильин и автор), а также камчатских вулканологов (Е.А. Вакин, А.М. Рожков, Ю.П. Трухин). При этом исследовались как гидротермальные и вулканические флюиды, так и газы региональных пластово-трещинных водонапорных систем, а также некоторые газопроявления неясного генезиса. Всего было опробовано 39 объектов и сделано 85 определений изотопного состава гелия [Толстихин и др., 1972; Каменский и др. 1976; Polak et al., 1976]. Большинство исследованных объектов находится на Камчатке (рис. 21), один на о. Парамушир и по три – на островах Итуруп и Кунашир.

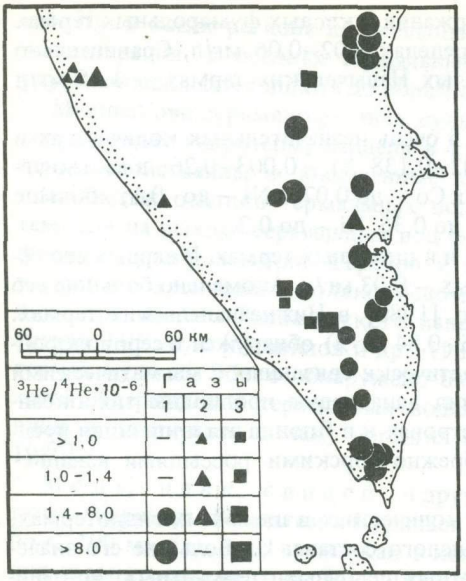


Рис. 21. Изотопный состав He в газах Камчатки, по И.Н. Толстихину, Б.А. Мамырину, Е.А. Баскову и др. [1973], с добавлениями

1–3 – пункты отбора проб: в термальных флюидах (1), в подземных водах регионального распространения (2), в газах неизвестного генезиса (3)

Было установлено, что в пределах Центральной и Восточной Камчатки все флюиды, независимо от особенностей их газового состава и генезиса, содержат гелий с высоким изотопным отношением (табл. 33). В среднем $^3He/^4He = 7{,}4 \cdot 10^{-6}$ [Поляк, Толстихин, Якуцени, 1979], а максимальные значения достигают $1{,}1 \cdot 10^{-5}$. Это свидетельствует о присутствии во флюидах гелия современной мантии, где $^3He/^4He \approx (3 \pm 1) \times 10^{-5}$. Такой гелий выносится из мантии магматическими расплавами и летучими эманациями в процессе формирования земной коры и впоследствии поступает в свободные подземные флюиды[1]. Высокая величина гелиевого изотопного отношения, наблюдающаяся во фронтальной части дуги, говорит об отсутствии здесь зрелого континентального гранитно-метаморфического слоя – поставщика радиогенного корового гелия с низким изотопным отношением $^3He/^4He = (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$. Это заключение полностью согласуется с данными новейшего тектонического анализа, согласно которым эти районы Камчатки считаются зоной современного формирования континентальной коры. Напротив, в вулканически пассивных сегодня районах Западной Камчатки, где, по тем же геологическим данным, становление континентального гранитно-метаморфического слоя закончилось не позднее позднего мела, величина $^3He/^4He$ в подземных флюидах гораздо ниже – до $(0{,}5–1{,}0) \cdot 10^{-7}$. Это отражает процесс постепенного стирания мантийной изотопной метки исходного вещества коры генерацией радиогенного гелия. Резкий спад значений отношения $^3He/^4He$ с востока на запад хорошо виден на рис. 21.

С е р а и ее изотопный состав в Курило-Камчатском регионе изучались В.И. Виноградовым [1970, 1980]. На Камчатском полуострове им исследовались вулканы Мутновский, Авача, Безымянный, Шивелуч и гидротермальные системы Паужетская, Узон, Гейзерная и Паратунская, на Курильских островах – вулканы Эбеко, Менделеева, Головнина, Алаид и гидротермы Горячего Пляжа на о. Кунашир. Кроме Безымянного и Алаида, все вулканы опробовались в межпароксизмальную стадию активности. Обычно исследовались термальные флюиды кратерных полей, но на вулкане Менделеева были изучены еще и термопроявления на внешних склонах и у его подножия.

Как видно из табл. 34, в вулканах Курило-Камчатского региона окисленные формы серы содержат довольно много тяжелого изотопа. На шести из этих вулканов $\delta^{34}S$ окисленной серы лежит в диапазоне $+9{,}0 \div +29^0/_{00}$ (30 определений) и лишь на двух – Мутновском и Менделеева – в диапазоне $-7{,}0 \div +20^0/_{00}$ (10 определений). Такое понижение значений $\delta^{34}S$ в этих вулканах может быть связано с интенсивной переработкой фундамента построек древней гидротермальной деятельностью, приведшей к образованию в породах сульфидов с облегченным относительно исходного изотопным составом, сера которого ныне опять вовлекается в вулканический процесс. В целом

[1] В газах Большого трещинного Толбачинского извержения [Меняйлов и др., 1980б] были зафиксированы более низкие значения $^3He/^4He = (1{,}0–1{,}8) \cdot 10^{-6}$, близкие к атмосферным. Но концентрация гелия в этих породах на порядок выше, чем в атмосфере. Очевидно, в процессе извержения вулканические эманации с высоким изотопным отношением сильно загрязняются (разбавляются) здесь коровым гелием.

Таблица 33

Изотопный состав гелия в термальных флюидах Камчатки

Тип гидротерм	Источники	$^3He/^4He \cdot 10^{-6}$
H_2S-CO_2	Семячинские	7,4–9,9
	Узонские	6,3–11,3
	Кихпинычевские	9,2
	Северо-Камбальные	7,8–11
	Мутновские	10
N_2-CO_2	Долина Гейзеров	9
	Паужетские	6,9–9,1
CO_2	Нижнекошелевские	8,7–10,7
	Северо-Мутновские (Дачные)	7,4
CO_2	Налычевские	8
	Пущинские	8,2–10,3
CO_2	Малкинские (холодные)	6,6
N_2	Паратунские	6,9–8,7
	Опальские	6,0
	Ходуткинские	9,5
	Озерновские	8,3
	Малкинские (горячие)	6,2–8,0
	Апачинские	6,5
CH_4	Пиначевские	4,9
	Саванские	6,0–7,0
	Голыгинские	8,3

же имеющиеся данные свидетельствуют, что в Курило-Камчатском звене системы островных дуг в вулканический процесс вовлечена "коровая" сера с изотопным составом серы морского сульфата.

На месторождении Горячий Пляж у подножия вулкана Менделеева происходит даже подтягивание современных морских вод в гидротермальную систему. В результате $\delta^{34}S$ сульфатной серы здесь $+17 \div +29^0/_{00}$. Очевидно, по той же причине на о. Атласова в источниках литорали, обнаруженных при изучении извержения вулкана Алаид, $\delta^{34}S$ сульфатной серы составляет $+17^0/_{00}$ (в высокотемпературных же возгонах на свежей лаве этого извержения, собранных Е.А. Вакиным, $\delta^{34}S = 12^0/_{00}$).

В других камчатских вулканах, достаточно удаленных от моря, чтобы предполагать возможность прямого подсоса морских вод к тепловому очагу, состав окисленной серы еще более "тяжелый".

Исследования, проведенные в Новой Зеландии [Steiner, Rafter, 1966; Wilson, 1966], показали, что и в этой островодужной структуре в вулканический и гидротермальный процесс активно вовлекается "коровая" сера. По-видимому, в процессе становления континентальной коры в пределах островных дуг вулканогенно-осадочные формации ассимилировали серу морского солевого комплекса. В настоящее время она вовлекается в гидротермальный и вулканический процессы в таком количестве, что не удается надежно выделить на ее фоне ювенильную компоненту [Поляк и др., 1977].

Аргон и его изотопный состав в Курило-Камчатском регионе упоминаются в ряде работ [Чердынцев, Шитов, 1967; Волынец и др., 1971; Каменский и др., 1976; Басков, Суриков, 1975; Меняйлов и др., 1980а; Смелов, 1980].

В большинстве проб газов как фумарольных струй, так и термальных источников аргон по изотопному составу идентичен воздушному.

В газах кальдеры Головнина В.В. Чердынцев и Ю.В. Шитов [1967] обнаружили избыток ^{36}Ar по сравнению с его содержанием в атмосферном аргоне, что, по мнению этих исследователей, говорило о мантийном происхождении этих газов. Однако проведенные здесь же более поздние исследования С.Б. Смелова [1980], проанализировавшего изо-

Таблица 34

Изотопный состав серы в окисленных ее соединениях Курило-Камчатского региона [Виноградов, 1980]

Объект исследования	$\delta^{34}S$	Число определений
Вулканы		
Шивелуч, парогазовая струя	+12 ÷ + 29	8
Безымянный, то же	+11 ÷ +22	6
Авачинский, "	+9 ÷ +28	4
Мутновский, "	−7 ÷ +11	7
Эбеко, "	+10 ÷ +28	8
Алаид, возгоны на лаве	+12	1
Алаид, воды источников литорали	+17	1
Менделеева, вода источника	+10 ÷ +18	7
Головнина, парогазовая струя	+11 ÷ +20	3
Термальные воды		
Паужетка	+10,6 ÷ +13,7	7
Долина Гейзеров	+11,3 ÷ +14,4	4
Узон	−0,5 ÷ +22,4	8
Паратунка	+6,8 ÷ + 12,1	6
Горячий Пляж	+17 – +29	6

топный состав аргона в 30 пробах, показали, что его можно объяснить фракционированием изотопов воздушного аргона. Некоторые термальные флюиды Камчатки и Курильских островов оказались по сравнению с воздухом обогащенными ^{40}Ar [Каменский и др., 1976]. Особенно велико отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ в газах Большого трещинного Толбачинского извержения, где оно достигало 372 [Меняйлов и др., 1980а]. Считается, что в мантийном аргоне это отношение близко к 500. Но, поскольку аргон коры тоже обогащен (по сравнению с воздухом) ^{40}Ar из-за распада содержащегося в ней ^{40}K, сделать однозначные выводы о генезисе газов, отличающихся избытком этого изотопа, основываясь только на этой их особенности, нельзя.

Карты минеральных и термальных вод Камчатки и Курильских островов

Анализ геологических, геотермических, гидрогеологических и гидрохимических особенностей Камчатки и Курильских островов позволил нам составить и для этого района карты минеральных и термальных вод (рис. 22, см. вкл., 23). Эти карты составлены по той же легенде, что и международная Карта минеральных и термальных вод Европы, исландский фрагмент которой был описан в главе четвертой.

На территории Камчатки выделяется ряд гидрогеологических структур, к которым приурочено пять провинций термоминеральных вод различного генезиса.

Провинция азотных терм. Эти термы распространены в пределах наложенных вулканических бассейнов восточной и центральной Камчатки и гидрогеологических массивов Кроноцкого, Камчатского и Шипунского полуостровов. Формирование таких терм считается следствием глубокой циркуляции вод в фоновом геотемпературном поле. Их температура у дневной поверхности ниже точки кипения, а вынос тепла в очагах разгрузки не превышает обычно 10^6 кал/с.

По особенностям ионно-солевого состава в провинции азотных терм выделяются воды атмосферного и смешанного происхождения.

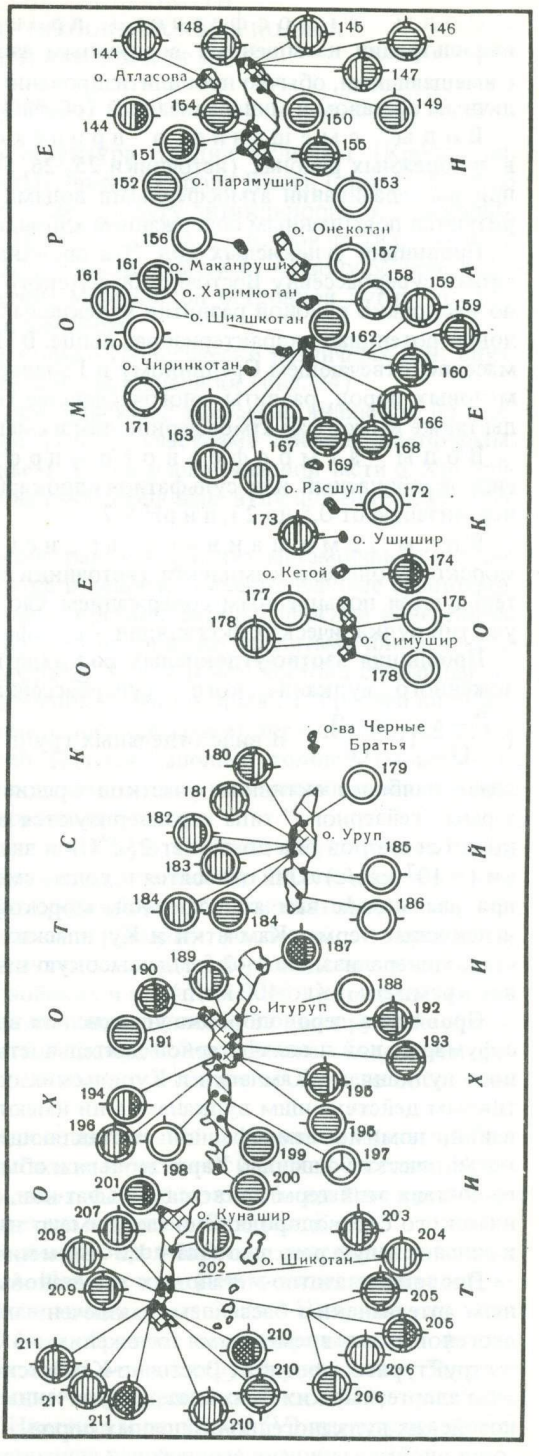


Рис. 23. Карта термальных и минеральных вод Курильских островов масштаба 1: 2 500 000. Составили В.И. Кононов и С.В. Козловцева

Условные обозначения см. на рис. 22. Термопроявления: 144 – вулкан Алаид, 145 – Эбекские, кратерные, 146 – Эбекские, восточный склон, 147 – Белый Ключ, 148 – Верхнеюрьевские, 149 – Северянский, 150 – Левашинский, 151 – вулкан Чикурачка, 152 – вулкан Фусса, 153 – р. Рудной, 154 – вулкан Татаринов, 155 – вулкан Карпинского, 156 – о. Маканруши, 157 – Креницина, 158 – о. Харимкотан, 159 – Западно-Синарские, 160 – Восточно-Синарские, 161 – Башмачные, 162 – Агламератовые, 163 – Двухконусные, 164 – Водопадные, 165 – Дробные, 166 – Закатные, 167 – Обвальные, 168 – Кунтоминерские, 169 – Красные озера, 170 – Иваною, 171 – Чиринкотанские, 172 – Банноподобные, 173 – Янкичевские, 174 – Кетойские, 175 – Иканмикотский, 176 – Бирюзовые, 177 – Обрывистые, 178 – Мильновские, 179 – Трезубецкие, 180 – Марьинские, 181 – Петушковские, 182 – Отливные, 183 – мыса Непройдешь, 184 – Ключевые, 185 – р. Нигорн, 186 – р. Половодной, 187 – Меньший Брат, 188 – мыса Евгения, 189 – Рейдовские, 190 – Лососевые, 191 – Чиринские, 192 – Баранские, 193 – Глухие, 194 – Горячий Ключ, 195 – Мачеха, 196 – Дачные, 197 – Крабовые, 198 – Буревестник, 199 – Стокапские, 200 – Берутарубские, 201 – Нескученские, 202 – Добрый Ключ, 203 – Кислый Ключ, 204 – Горячий Пляж, 205 – Менделеева, 206 – Кислореченские, 207 – Столбовские, 208 – Третьяковские

Воды атмосферного происхождения формируются в результате инфильтрации насыщенных воздушным азотом метеорных вод и их взаимодействия с вмещающими, обычно пропилитизированными породами. Воды характеризуются различным составом и минерализацией (обычно меньше 10 г/л) и pH ~8,0.

Воды смешанного происхождения встречаются главным образом в прибрежных районах (источники 25, 26, 50, 68, 106, 107, 108 и др.). Они образуются при выщелачивании атмосферными водами морского солевого комплекса и характеризуются повышенным содержанием хлоридов и минерализацией.

Провинция углекислых вод. Эта провинция приурочена к наложенному вулканическому супербассейну Восточно-Камчатского антиклинория, в пределах которого известно несколько районов развития углекислых термальных вод и парогидротерм. Их тепловой потенциал охарактеризован выше. В Малкинско-Ганальском гидрогеологическом массиве, отвечающем Срединному и Ганальскому выступам кристаллических доверхнемеловых пород, развиты многочисленные холодные углекислые воды. Углекислые воды также имеют как атмосферное, так и смешанное происхождение.

Воды атмосферного происхождения имеют преимущественно гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав, минерализацию от 0,5 до 2 г/л и pH ≈ 7.

Воды смешанного происхождения, формирующиеся при участии морского солевого комплекса (источники 80, 81, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 103), характеризуются повышенным содержанием хлора и более высокой минерализацией, а при участии вулканических эксгаляций – сульфата и аммония (источники 126, 149).

Провинция азотно-углекислых вод охватывает главным образом многие районы наложенного вулканического супербассейна Восточно-Камчатского антиклинория ($\frac{Д-8}{Q}$; $\frac{Д-9}{Q}$). В виде отдельных групп воды этого типа встречаются также и в пределах наиболее активных участков Срединного хребта (источники 19, 20, 115). Эти термы "гейзерного" типа характеризуются высокой температурой (на глубине несколько сотен метров она достигает 250° С) и значительным выносом тепла в очагах разгрузки (~ 10^7 кал/с). Они относятся к водам смешанного происхождения, формирующимся при взаимодействии атмосферной, морской и вулканической составляющих. Азотно-углекислые термы Камчатки и Курильских островов имеют хлоридный натриевый состав, минерализацию 1–2,5 г/л, высокую щелочность (pH ⩾ 8) и повышенное содержание кремнезема (до 400 мг/л).

Провинция сероводородно-углекислых вод. Она в виде отдельных небольших полей с фумарольной и сольфатарной деятельностью протягивается по всей области современного вулканизма Камчатки и Курильских островов. Воды этого типа приурочены к активным действующим вулканам. Они имеют смешанное происхождение: в их формировании, помимо атмосферной составляющей, всегда принимают участие глубинные магматические флюиды. Характерным и обычно преобладающим компонентом анионного состава этих терм является сульфат-ион, образующийся благодаря окислению вулканического сероводорода. Они часто имеют высокую минерализацию (до 20 г/л), кислую и сильнокислую реакцию (pH = 1,0–6,0 и ниже).

Провинция азотно-метановых и метановых вод. Эта провинция приурочена к крупным артезианским бассейнам, заключенным в прогибах (заполненных осадочными палеогеновыми-современными отложениями) Западной и Центральной Камчатки, а также в структурных прогибах Восточно-Камчатской зоны. Воды этого типа встречаются также в адартезианских бассейнах, приуроченных к поднятым блокам верхнемеловых–кайнозойских вулканогенно-осадочных пород.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА (ЯПОНИЯ, НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ И ДР.)

Япония

Геологическое строение. Тектоническая структура Японии включает [Кропоткин, Шахварстова, 1965] : 1) Главную дугу, охватывающую острова Кюсю, Сикоку и Хонсю и сопровождаемую с востока глубоким желобом; 2) дугу антиклинория о. Хоккайдо, продолжающуюся в структуре о. Сахалин; 3) зону складок восточной части о. Хоккайдо, представляющую собой юго-западную часть Курильской дуги; 4) зону островов Идзуситито и Бонин, составляющую продолжение Марианской островной дуги; 5) дугу островов Рюкю с параллельным ей глубоким желобом.

В пределах Главной дуги выделяется несколько геологически различных зон: внутренняя (ближайшая к Японскому морю), срединная и внешняя (рис. 24).

Острова Оки и п-в Ното, сложенные докембрийскими гнейсами, являются, по мнению П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой [1965], участками древней платформы.

Во внутренней зоне на западном побережье о. Хонсю и юго-западной части о. Хоккайдо развиты складчатые мезозойские и палеоген-неогеновые вулканогенно-осадочные отложения.

В срединной зоне выделяются пояса распространения древних метаморфических пород (гнейсы и кристаллические сланцы силура и девона), инъецированные гранитами, а также верхнепалеозойские отложения (туфы, кремни, сланцы, прослои известняка, граувакки карбона и перми), смятые в складки и прорванные гранитами или перекрытые лавами неогенового и четвертичного возраста. С юга и юго-востока срединная зона сопровождается прогибом Идзуми, ограниченным с юга разрывом "средней линией", по которому палеозойские породы и раннемезозойские гранитоиды надвинуты на палеозойские породы внешней зоны. Прогиб Идзуми заполнен толщей (мощностью 1,5–12 км) верхнемеловых песчаников и конгломератов, трансгрессивно залегающих на гранитах, гранодиоритах или метаморфизованных породах.

Внешняя зона делится на две подзоны – палеозойскую и мезозойскую. Южнее "средней линии" протягивается внешняя палеозойская подзона Титибу. В своей северной части она сложена более древними, вероятно протерозойскими и нижнепалеозойскими, метаморфическими вулканогенными и терригенными породами, а в южной – средне- и верхнепалеозойскими песчано-глинистыми и вулканогенными породами типично геосинклинального облика. Внешняя подзона мезозойских и кайнозойских отложений (в основном глинистых сланцев и песчаников) также подразделяется на две крупные области, называемые геосинклиналями Симанто и Накамура. Эта подзона охватывает южную часть островов Кюсю и Сикоку и полосу южного и северо-восточного побережья о. Хонсю.

К Главной дуге причленяется поперечный пояс дислокаций, называемый Великий Грабен (Fossa magna), на продолжении которого лежит вулканическая цепь островов Идзуситито. Складки срединной и внешней зоны испытывают вблизи этого грабена крутой изгиб. Немного восточнее расположена сравнительно крупная депрессия Канто.

Рассматривая Японию как область кайнозойской складчатости с участками и зонами древней консолидации, П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова [1965] выделяют в ее структуре несколько этажей, отвечающих различным этапам ее развития. Наиболее древние досилурийские гнейсы и кристаллические сланцы образуют метаморфизованный фундамент складчатых сооружений и представляют собой первый структурный этаж. Три последующих этажа составляют комплексы средне- и верхнепалеозойских (II), мезозойских (III) и кайнозойских (IV) отложений. Наконец, к верхнему (V) структурному этажу отнесены четвертичные отложения, заполняющие наложенные впадины в районе внутреннего моря и заливов на о. Хонсю и центрального антиклинория на о. Хоккайдо.

К кайнозойским структурам приурочены все известные гидротермальные системы Японии. Эти структуры представляют собой разнообразные геоантиклинальные подня-

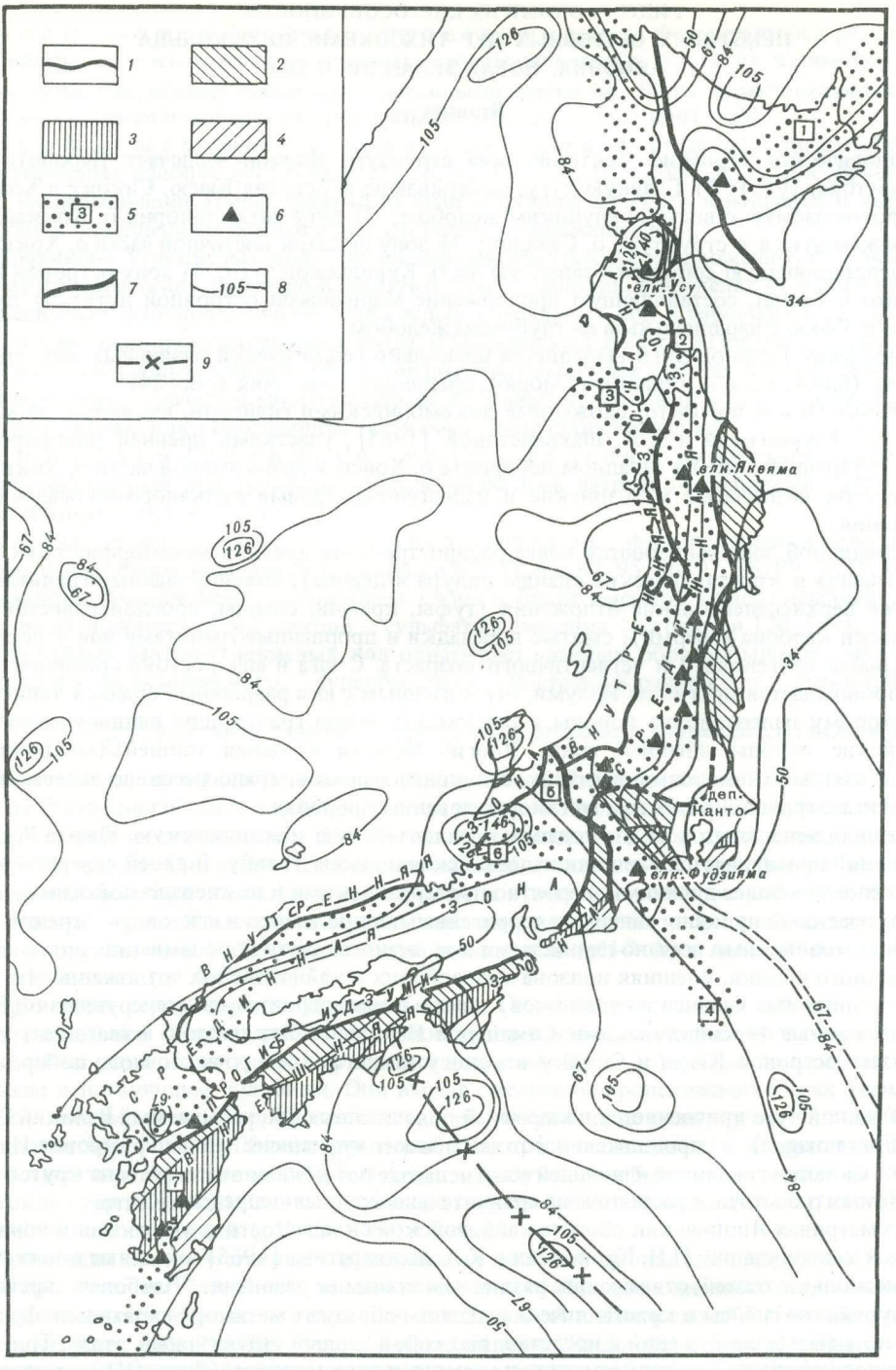


Рис. 24. Схема геологического строения и теплового поля Японии [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Смирнов, Сугробов, 1981]

1 – границы структурных зон; *2–4* – структурные подзоны: *2* – Титибу-Нагаторо (PR и PZ), *3* – Симанто (MZ), *4* – Накамура (KZ); *5* – вулканические зоны: 1 – Тисима, 2 – Насау, 3 – Текаи, 4 – Фудзи, 5 – Норикура, 6 – Дайсен, 7 – Рюкю; *6* – действующие вулканы; *7* – главнейшие глубинные разломы; *8* – изолинии теплового потока, мВт/м²; *9* – ось положительных аномалий теплового потока

тия и депрессии с малой мощностью и слабой дислоцированностью заполняющих их пород в срединной зоне и глубоко прогибавшиеся геосинклинали по краям Японской дуги, испытавшие складчатость в неогене.

Вулканизм на территории Японии активно проявлялся в течение всего кайнозоя, но наибольшей интенсивности он достигал в миоцене. Вулканическая деятельность в это время происходила на дне моря, которое расширялось одновременно с геосинклинальным прогибанием. После излияний андезитовых, риолитовых и базальтовых лав начали формироваться осадочные бассейны с нефтеносными формациями. На некоторых участках мощность этих вулканитов и морских осадков достигала нескольких тысяч метров. Вулканогенно-осадочные породы подверглись гидротермальному изменению и местами сильному смятию в складки. В результате они превращались в так называемые зеленые туфы. Участки, расположенные вдоль берега Тихого океана, во время вулканической деятельности были сравнительно спокойны. Здесь морские осадки не смяты в складки и маломощны.

В четвертичном периоде на большей части территории Японии вулканическая деятельность происходила на суше. В начале четвертичного периода вулканизм здесь был более активным, чем в настоящее время (рис. 24).

Вдоль Главной дуги в ее южной части протягивается потухший сейчас вулканический пояс Дайсен. Он сливается на о. Кюсю с вулканическим поясом, составляющим продолжение островной дуги Рюкю. В поясе Рюкю имеется много действующих вулканов, изливающих лавы базальтового и андезитового составов. В северной части Главной дуги проходят два параллельных пояса – пояс потухших вулканов Текаи с андезито-дацито-риолитовыми лавами и пояс Насу, идущий по оси срединной зоны и переходящий в южную часть о. Хоккайдо. Вулканы этого пояса извергали в основном лаву андезитового и базальтового состава. В средней части о. Хонсю Главная дуга пересекается с вулканическим поясом Фудзи, который тянется по Великому Грабену и островной дуге Идзуситито–Бонин, продолжающейся на Марианских островах. Это главным образом действующие вулканы центрального типа с излиянием лав базальтового и андезитового состава.

В восточной части о. Хоккайдо имеется ряд действующих и потухших вулканов, извергавших лавы андезито-базальтового состава. Этот вулканический пояс принадлежит к Курильской дуге.

Всего на территории Японии насчитывается более 200 крупных вулканов, из которых около 50 действовали в историческое время.

Геотермические условия. Значения теплового потока в различных геотектонических областях Японии существенно различаются между собой. Они аномально высоки ($>$ 80 мВт/м^2) в геосинклинальных котловинах окраинных морей и вулканических поясах островных дуг и аномально низки (менее 40 мВт/м^2) в тектонических желобах (палеожелобах, по определению Ю.М. Пущаровского). Нормальные значения теплового потока (40–48 мВт/м^2) отмечаются в глубоководных желобах и прилегающих океанических плитах.

Граница зон высокого и низкого теплового потока в целом проходит по так называемым средней линии и линии Fossa magna (см. рис. 25). Ширина перехода от аномально высоких значений тепловых потоков к аномально низким очень невелика – от 20 до 50 км. Поэтому горизонтальные градиенты температуры достигают здесь 2–4 мВт/м^2 на 1 км. Тонкая структура поля тепловых потоков в рассматриваемом регионе довольно сложная [Смирнов, Сугробов, 1980; Nakamura et al., 1977]. Так, на о. Хоккайдо тепловой поток выше 80 мВт/м^2 охватывает две зоны – складчатую систему, отвечающую продолжению Курильской дуги, и полуостров на юге острова, где в районе вулкана Усу выделяется аномалия теплового потока (выше 160 мВт/м^2), распространяющаяся в сторону Японского моря. Между ними расположена зона аномально низкого теплового потока (25–46 мВт/м^2), совпадающая с позднемезозойским синклинорием Исикари.

На о. Хонсю тепловой поток выше 80 мВт/м^2 пространственно совпадает с областью развития зеленых туфов. Но здесь также встречаются и участки с пониженным тепло-

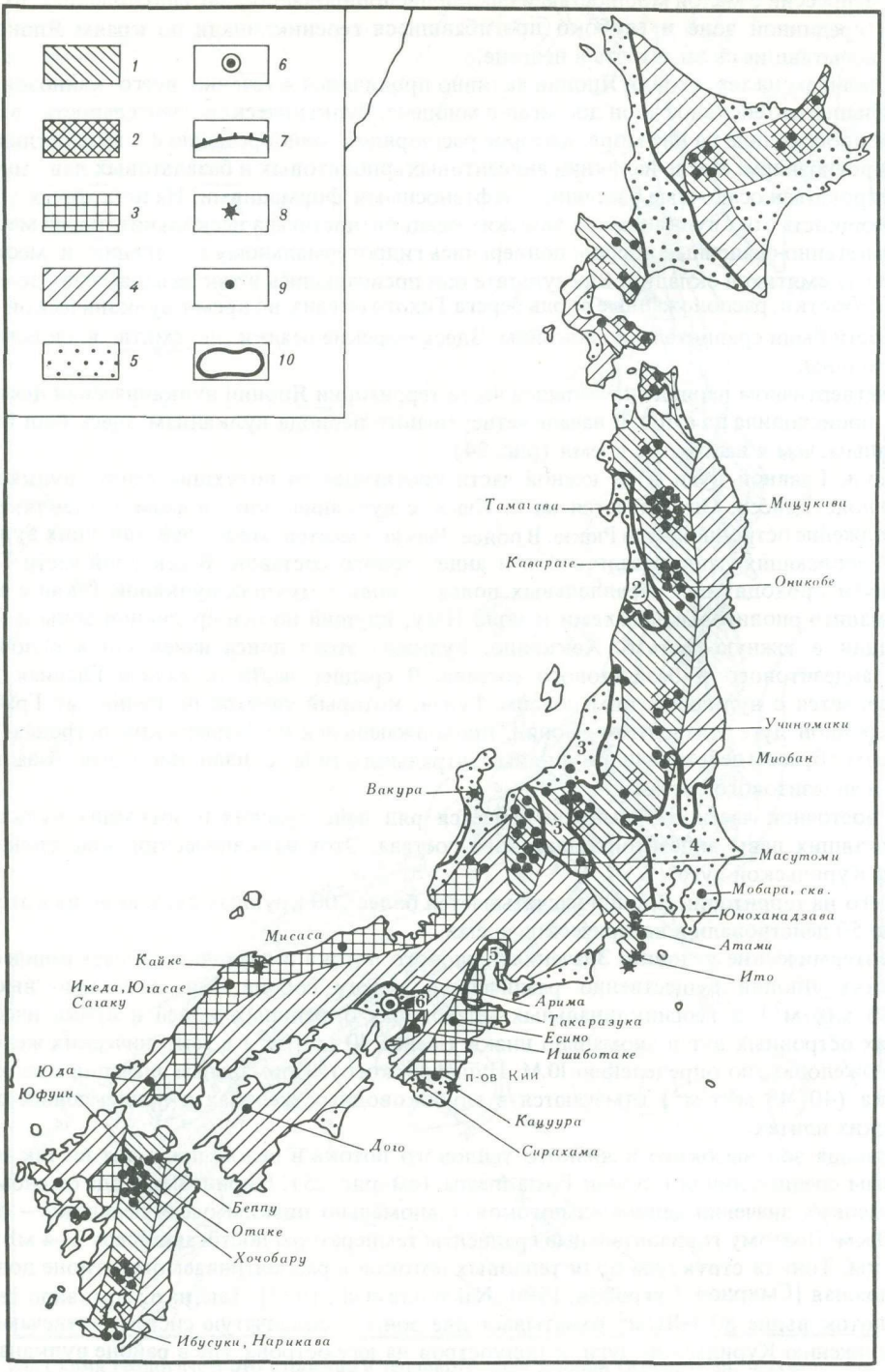


Рис. 25. Схема гидрохимической зональности Японии

1 – азотно-углекислые хлоридные натриевые парогидротермы областей современного вулканизма; *2* – сероводородно-углекислые хлоридные (со сложным катионным составом и минерализацией до 20 г/л) и сульфатные термы областей современного вулканизма; *3* – углекислые, гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые маломинерализованные (< 5 г/л) и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые высокоминерализованные

вым потоком (до 54–67 мВт/м^2), в частности на северо-западе о. Хонсю. Зоны высокого теплового потока отмечаются на о. Хонсю по линии Fossa magna и далее на Идзуситито-Бонинской дуге, а также по зоне, трассируемой цепочкой подводных вулканов и примыкающей к восточному побережью острова в районе гидротермального месторождения Арима. Кроме того, высокие значения теплового потока прослеживаются в сторону дуги Рюкю и геосинклинальной впадины Окинава.

В пределах японских островов нормальные значения теплового потока (50–68 мВт/м^2) фиксируются в палеозойском ядре срединной зоны, а аномально низкие (20–40 мВт/м^2) в палеозойских массивах внешней подзоны. Мезозойские складчатые сооружения внешней подзоны имеют промежуточные значения теплового потока порядка 60–75 мВт/м^2.

На этом фоне кондуктивного теплового потока выделяются многочисленные локальные термоаномалии, связанные с вулканической и гидротермальной деятельностью.

Гидрогеологические особенности. На японских островах широко распространены малые артезианские бассейны пластовых вод, приуроченные обычно к небольшим впадинам, выполненным палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями. Трещинные воды характерны для интрузивных пород, среди которых преобладают гранодиориты и кварцевые диориты. Однако из-за слабой трещиноватости водоносность таких пород обычно невысока. Лишь в зонах крупных тектонических нарушений имеются родники с дебитами, достигающими нескольких десятков литров в секунду.

Подземные воды палеогеновых отложений не изучены. Эффузивно-осадочные породы миоцена (зеленые туфы) отличаются слабой проницаемостью и водоносностью. Более благоприятными условиями для накопления подземных вод характеризуются пески и песчаники плиоцена (дебиты пробуренных в них скважин составляют около 10 л/с). Высокой водопроницаемостью характеризуются четвертичные вулканические образования, в связи с чем у подножий вулканических конусов и оснований лавовых покровов выходят многочисленные родники, часто с высокими дебитами [Ткаченко, 1974].

Гидротермальная активность приурочена в основном к площадям развития зеленых туфов, интрузивов и морских осадочных пород неогена, плиоцен-четвертичным осадочным бассейнам и районам четвертичного вулканизма. Существует более сотни гидротермальных систем с температурой воды выше 80° С (рис. 25).

Как уже отмечалось, площади развития зеленых туфов характеризуются обычно повышенным температурным градиентом (до 7,0° С/100 м). К ним приурочены многие крупные гидротермальные системы (Хачимантай, Оникобе и др.). В то же время в некоторых бассейнах этого типа, расположенных вдоль побережья Японского моря, геотермический градиент лишь немного выше нормального.

В областях развития изверженных пород неогена геотермический градиент местами также повышен. В таких районах тоже встречаются горячие источники, например на п-ове Кии (о. Хонсю) или в некоторых районах о. Хоккайдо, где они разгружаются из позднемиоценовых кварцевых порфиров.

В плиоцен-четвертичных осадочных бассейнах (например, Канто, Ноби) температурный градиент не превышает 2–3° С на 100 м, т.е. близок к нормальному, но в некоторых бассейнах северо-восточной Японии увеличивается до 5° С на 100 м.

Основное количество гидротермальных систем приурочено к области четвертичного вулканизма. Вблизи действующих вулканов отмечаются максимальные значения геотер-

←

Р и с. 25 (окончание)

(до 20 г/л) воды областей молодой магматической деятельности; *4* – азотные гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные натриевые термы с минерализацией менее 1,5 г/л участков тектонических нарушений; *5* – метановые и азотно-метановые хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные с повышенной минерализацией (до 32 г/кг) термы артезианских бассейнов; *6* – углекисло-водородные термы; *7–8* – хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией менее 35 г/кг береговые термы: одиночные (*8*) и групповые (*7*) выходы; *9* – термальные источники; *10* – впадины, выполняемые палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями: 1 – Центрального Хоккайдо, 2 – Акита, 3 – Ниигата-Нагано, 4 – Канто, 5 – Ноби, 6 – Кинки

мического градиента и встречаются как фумарольные источники и парогазовые струи, так и парогидротермы.

Химический состав. Термальные воды Японии можно подразделить на шесть основных гидрохимических типов (см. рис. 25).

К первому относятся сероводородно-углекислые термы поверхностного и глубинного формирования, распространенные в районах современного вулканизма и тесно связанные с выходами вулканических газов.

Термы глубинного формирования (кислые хлоридные со сложным катионным составом) широко развиты на японских островах. Их минерализация колеблется от нескольких до десятков граммов на литр и часто превышает 20 г/л. Дебит таких источников обычно небольшой – менее 0,3 л/с, но расход менее минерализованных (до 5 г/л) вод этого типа часто составляет более 8 л/с [Nakamura et al., 1977].

Типичными представителями кислых хлоридных минерализованных вод являются термы района Хачимантай. Геологический разрез его сложен мезозойскими гранитами (фундамент), зелеными туфами и морскими осадками миоцена (водоносный комплекс) и уплотненными туфами плиоцена (покрышка). Наиболее известна в этом районе гидротермальная система Тамагава, расположенная на склоне действующего вулкана Якеяма. При разгрузке ее образуются кислые ручьи, содержащие HCl. Крупнейший из источников – Обуки – имеет температуру 98°С и расход почти 90 л/с. Его осадки содержат радиоактивный минерал хокутолит. Было замечено, что с усилением эксплозивной деятельности вулкана Якеяма расход этого источника возрастает [Геология..., 1961]. К этому же гидрохимическому типу относятся и расположенные несколько южнее термы Кавараге (табл. 35).

Примерами терм поверхностного формирования, в анионном составе которых преобладает сульфат, могут служить находящиеся в том же районе Хачимантай фумарольные источники Кагамизава (разгружающиеся из приповерхностных горизонтов гидротермальной системы Тамагава) и флюиды широко известного парогидротермального месторождения Мацукава (см. табл. 35). На этом месторождении естественная разгрузка была крайне незначительной (несколько малодебитных низкотемпературных источников). Но в недрах этого участка содержится мощная гидротермальная система с преобладанием пара (аккумулированного в морских осадках миоцена), изолированная от поверхностных вод покрышкой плиоценовых уплотненных туфов. Из пробуренных здесь шести скважин с глубины 900–1500 м был выведен сначала горячий раствор $FeSO_4^{\bullet}$, а затем на дневную поверхность стал выходить лишь сухой пар (240 т/ч) с высокой концентрацией H_2S, максимальной температурой 280°С и давлением 3,6 кг/см^2 [Nakamura et al., 1977].

Углекисло-водородные термы представлены единственным известным в Японии термопроявлением такого типа – гидротермами Арима, расположенными в прибрежной полосе юго-восточной части о. Хонсю. В газовом составе этих терм преобладает (в % об.) H_2 – 51,4, CO_2 – 46,7, N_2 и редкие газы – 1,5 и O_2 – 0,4. Как уже отмечалось выше, "водородные" термы обычно приурочены к глубинным рифтогенным разломам. Прибрежные термы Арима также, вероятно, находятся в зоне примыкания к о. Хонсю глубинного разлома, о чем свидетельствует имеющаяся на океаническом дне цепь вулканов и термоаномалий. Месторождение расположено на северном склоне гор Рокко, сложенных верхнемеловыми гранитами и риолитами. Гидротермальная система приурочена к крупному разлому, секущему риолиты. В пределах рассматриваемого месторождения отмечается три типа вод: 1) хлоридные высокотемпературные рассолы (температура на выходе составляет 97, а на глубине 168 м – 133°С), сосредоточенные в узкой (300 м) зоне; 2) горячие (18–60°С) рассолы с высоким содержанием карбонатов ($HCO_3^- + CO_2$); 3) слабоминерализованные холодные воды с высокой концентрацией CO_2. Минерализация термальных рассолов 1-й группы достигает 72,5 г/л. Состав вод хлоридный натриево-кальциевый с высокой концентрацией K, Li, Fe, Mn, H_3BO_3; величина pH изменяется от 6,1 до 6,6. Вода термальных источников Аримы имеет наиболее высокое в Японии содержание радия ($3 \cdot 10^{-10}$ г/л).

Таблица 35

Химический состав некоторых сероводородно-углекислых терм Японии, мг/л [Sato, 1961]

Компоненты	1	2	3
H^+	63,50	1,7	63,5
K^+	54,87	1,8	45,2
Na^+	157,4	13,4	62,2
NH_4^+	0,17		
Ca^{2+}	138,8	16,3	134,7
Mg^{2+}	44,24	7,3	137,0
Fe^{2+}	64,17	0,3	72,6
Mn^{2+}	2,72	1,6	2,2
Al^{3+}	26,11	12,6	100,6
Cl^-	2559	13,3	1296,9
F^-	65,49		
HSO_4^-	536,9	163,3	
SO_4^{2-}	506,1	150,4	957,2
$HS_2O_3^-$	5,88		
$H_2AsO_4^-$	2,13		
H_2SO_4	85,43		
H_2SiO_3	358,0	127,8	330,2
HBO_2	87,68		
H_2S	1,6	9,6	0,5
M	4763,39	519,4	3202,8
T, °C	97,8	55	92
pH	1,15	2,49	1,2

Примечание. 1–2 – Тамагава: 1 – Обуки, 2 – Кагамизава, 3 – Кавараге.

В гидротермально измененных породах обнаружены новообразованные галенит и сфалерит (на глубине) и сидерит (вблизи поверхности).

Высокое содержание водорода и другие особенности химического состава гидротерм Арима, по мнению Х. Накамуры и К. Маеда [Nakamura, Maeda, 1961], говорят о том, что эти термы являются конденсатом магматических эманаций, почти не разбавленным атмосферными водами. Более поздние исследования [Matsubaya et al., 1973], основанные на изотопных данных, свидетельствуют о том, что гидротермы Аримы являются смесью местных метеорных вод ($\delta^{18}O = -8{,}2^0/_{00}$, $\delta D = -50{,}0^0/_{00}$) и хлоридных рассолов, содержащих Cl^- 43,7 г/кг, $\delta^{18}O = +8^0/_{00}$ и $\delta D = -30 \div -25^0/_{00}$. Рассолы же эти, как считают О. Мацубая и его соавторы, являются, вероятно, остаточными магматическими, метаморфическими или геотермальными флюидами, заключенными в верхнемеловых риолитах, гранитах и метаморфических породах серии Риока.

Азотно-углекислые парогидротермы широко распространены в Японии. Они, как обычно, приурочены к крупным кальдерам и вулкано-тектоническим депрессиям зоны современного вулканизма. Температура воды, на выходе близка к точке кипения, а на глубине достигает 200–300° С. По химическому составу это хлоридные натриевые термы с близким к нейтральным значениям pH. Типичными их представителями являются гидротермы Оникобе, Отаке, Хачобару (см. рис. 25).

Месторождение Оникобе расположено в северной части о. Хонсю. Согласно Х. Накамура, К. Суми и Т. Озава [Nakamura et al., 1977], оно приурочено к кальдере, заполненной озерными отложениями, конгломератами, песчаниками, аргиллитами, дацитовыми

Таблица 36

Химический состав некоторых азотно-углекислых терм Японии, мг/л [Nakamura et al., 1977]

Компоненты	1	2	3	4
K^+	130	980	108	289
Na^+	895	4250	805	1396
Ca^{2+}	124	950	20	10
Mg^{2+}	2,2	553	0,05	0,16
Cl^-	1364	11588	1243	2327
SO_4^{2-}	120	180	202	98
HCO_3^-	–	–	65	58
H_2SiO_3	356	237	662	1418
pH	8,3	2,5	8,4	8,1
T, °C	Кип.	Кип.	Кип.	Кип.
M	2999,5	18740,5	3113,45	5604,26

Примечание. 1–2 – Оникобе: 1 – верхний комплекс, 2 – зеленые туфы, 3 – Отаке, 4 – Хачобару.

туфами, андезитовыми туфобрекчиями и потоками лавы. Юго-восточную часть этого бассейна занимает действующий четвертичный дацитовый вулкан Наруго. Из озерных отложений вытекают кипящие источники. В геологическом разрезе гидротермальной системы Оникобе бурением обнаружены: до глубины 600–700 м – андезитовые туфобрекчии и потоки лавы, ниже до глубины 1200 м – зеленые туфы, а под ними – мезозойские граниты. В верхней части разреза на глубине 190–350 м был вскрыт сухой перегретый пар, конденсат которого имеет нейтральную или слабощелочную реакцию. В зеленых туфах были найдены термальные флюиды, но повышенной кислотности (pH = 2–3).

Азотно-углекислые источники обнаружены и в северной части о. Кюсю в крупной депрессии Беппу – Асу. В этой депрессии находятся гидротермальные системы Беппу, Отаке, Хачобару и др. Депрессия заполнена андезитовой туфобрекчией и потоками лавы четвертичного возраста мощностью свыше 1000 м. На месторождении Отаке резервуаром горячих вод является верхняя часть этой формации (до глубин 450 м). В то же время на месторождении Хачобару термальные воды приурочены к ее нижней части (глубинам свыше 1000 м), подстилаемой водоупорными породами неогена.

Химический состав типичных представителей азотно-углекислых терм Японии приведен в табл. 36. Бóльшая часть азотно-углекислых термальных вод имеет атмосферное происхождение. Однако, как отмечают японские исследователи, обогащение хлоридно-сульфатных терм тяжелыми сульфатами с характерными значениями $\delta^{34}S$ (+20 ÷ ÷ +28‰) указывает на то, что их источником являются, вероятно, сульфаты морских вод, погребенных в зеленых туфах [Matsubaya et al., 1973]. Содержащиеся в зеленых туфах хлоридно-сульфатные (иногда сульфатно-хлоридные) натриевые термы с нейтральными значениями pH и сравнительно высокой соленостью являются смесью метеорных и погребенных вод с некоторой долей глубинного высокотемпературного магматического флюида. На присутствие последнего указывают близкий к мантийному изотопный состав гелия в этих флюидах [Matsubayashi et al., 1979] и их высокие тепловые параметры.

Углекислые воды встречаются в Японии в областях молодой магматической деятельности как в виде маломинерализованных (< 5 г/л) холодных (Иосино) или термальных (Масаса, Сагаку) вод, так и в виде минерализованных растворов (до 20 г/л), приуроченных к межгорным впадинам (Такаразука, Ишиботаке, Масутоми,

Икеда, Югасае). По химическому составу воды первого типа гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и (или) натриево-кальциевые с температурой до 50°С и pH около 6,5 (см. табл. 11). Минерализованные углекислые воды обычно хлоридно-гидрокарбонатные натриевые (иногда со значительным содержанием кальция и величиной pH от 6,4 до 7,3). Температура этих вод обычно невысока и колеблется от 20 до 40°С.

Углекислые гидрокарбонатные растворы найдены в южной части о. Хонсю в меловых метаморфических породах Риоке, перекрытых четвертичными песками. Здесь на месторождениях Ишиботаке и Кавашинагано были пробурены скважины для промышленной добычи углекислого газа. По данным О. Матсубая и др. [Matsubaya et al., 1973], значения $\delta^{13}C$ в CO_2 из этих растворов колеблется в довольно узком интервале – от $-2{,}9$ до $-8{,}0‰$ PDB и связаны, вероятно, с углеродом, образующимся при разложении морских известняков и гидротермальных карбонатов ($\delta^{13}C$ органического углерода обычно ниже $-25‰$).

А з о т н ы е т е р м ы встречаются в центральных частях о. Хоккайдо и о. Кюсю, а также в восточной и южной частях о. Хонсю. Наиболее типичными их представителями являются источники Камегава, Учиномаки, Миобан, Юфуин, Юда, Асама, Сюнзендзи. По химическому составу эти воды гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные натриевые, щелочные (pH 8,4–8,8), с минерализацией менее 1,5 г/л (см. табл. 20). Их температура на выходе ниже точки кипения и обычно колеблется в интервале 40–80°С. Термы этого типа приурочены обычно к тектоническим нарушениям в магматических и метаморфических породах. Они считаются водами атмосферного происхождения, проникающими на большую глубину, где нагреваются за счет съема части кондуктивного теплового потока. Их солевой состав формируется в основном в результате взаимодействия этих терм с вмещающими породами.

М е т а н о в ы е и а з о т н о-м е т а н о в ы е т е р м ы вскрыты в Японии в пределах крупных депрессий и сравнительно небольших впадин, выполненных палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями. Среди них следует упомянуть впадину центрального Хоккайдо, впадины Акита, Ямагата и Ниигата – Нагано на западном побережье о. Хонсю и Канто и Ноби на восточном, а также впадину Кинки, открывающуюся во Внутреннее Японское море (см. рис. 25). В неогеновых отложениях отмечаются проявления нефтегазоносности. Воды, приуроченные к этим отложениям, отличаются высокой минерализацией и повышенной температурой, среди растворенных газов преобладает метан (92–93% об.).

В пределах впадины Исикари на о. Хоккайдо в отложениях плиоцена вскрыты воды с температурой 48,4°С и минерализацией от 8 до 30 г/кг хлоридного натриевого состава. В районе Ниигата на глубине свыше 2000 м находятся хлоридно-гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые воды с минерализацией 32–35 г/кг и температурой до 61,5°С. Во впадине Акита в северо-западной части о. Хонсю в миоцен-плиоценовых отложениях на глубине 226–1100 м температура воды колеблется от 25,6 до 40,2°С. Состав вод хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, минерализация 22–32 г/кг, pH 7,2. В плиоценовых отложениях бассейна Канто выявлено несколько водоносных горизонтов, содержащих минерализованные воды. Их температура в интервале 525–2107 м возрастает от 26 до 55°С. Минерализация воды колеблется от 15 до 25 г/кг, состав хлоридный натриевый с повышенными концентрациями I, Br, B [Nakamura et al., 1977; Ткаченко, 1974].

Метановые и азотно-метановые минерализованные хлоридные натриевые (или натриево-кальциевые) термы имеют в основном седиментогенное происхождение. Образование метана в этих водах связано, по-видимому, с биохимическими процессами, обусловленными присутствием в породах рассеянного органического вещества и наличием нефтяных и газовых месторождений.

Б е р е г о в ы е т е р м ы встречаются на южном побережье о. Кюсю, а также на юго-западном и восточном побережье о. Хонсю (см. рис. 25). Термы этого типа имеют разный газовый состав, но довольно однообразны по ионно-солевому составу. Это хло-

Таблица 37

Химический состав некоторых береговых терм Японии, мг/л [Matsubaya et al., 1973]

Источники	T°, C	pH	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+
Вакура	95	8, 0	12480	162	–	4300
Атами	85	7,5	10970	1038	–	3730
Кацуура	56,5	8,8	886	64	71	426

Таблица 37 (*окончание*)

Источники	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	H_2S	*M*, г/л
Вакура	14,0	3450	14,3	–	20,4
Атами	87,0	2990	239	–	19,0
Кацуура	9	126	3,1	24,3	1,6

ридные натриево-кальциевые термы с минерализацией меньше 35 г/кг. К береговым термам относятся гидротермальные системы Ибусуки и Нарикава в Кагосима-Кен (о. Кюсю), Сирахама и Кацуура на п-ове Кии, Атами и Ито на п-ове Идзу, Кайке в Тоттори-Кен и Вакура на п-ове Ното (о. Хонсю) (табл. 37).

По мнению О. Матсубая и др. [Matsubaya et al., 1973], эти термы образуются в результате смешения современных морских вод с местными атмосферными осадками. Это подтверждается такими же, как в морских водах, значениями $\delta^{34}S$, а также сходными величинами $\delta^{18}O$ и δD в термах и метеорных водах данного района. Так, в термах Вакура $\delta^{34}S$ составляет в сульфате $+22{,}7^0/_{00}$ (т.е. близка к SMOW), а $\delta^{18}O$ – +8,7, в то время как в воде величины $\delta^{18}O$ $(-4{,}7^0/_{00})$ и δD $(-17{,}6^0/_{00})$ похожи на их значения в местных атмосферных водах. В некоторых береговых термах (например, на п-ове Идзу) отмечалась, согласно изотопным данным, примесь седиментогенных вод. Кроме того, по нашему мнению, в их формировании принимает участие и какое-то количество магматического флюида, на что указывает специфическое отношение $^3He/^4He$ во всех этих термах [Matsuabyashi et al., 1979].

Как видно из рис. 24, 25, площади распространения рассмотренных типов терм тесно увязываются с геологическим строением и геотермическими особенностями японских островов.

На участках современного вулканизма развиты сероводородно-углекислые фумаролы и азотно-углекислые термы. Причем если первые встречаются только на действующих вулканических аппаратах, то вторые формируются как поблизости от них, так и на значительном удалении (но всегда приурочены к термоаномалиям с высоким температурным режимом недр). Углекисло-водородные термы Аримы находятся в месте примыкания к береговой зоне глубинного разлома, секущего океаническое дно. Углекислые воды, приуроченные обычно к областям молодой магматической деятельности, встречаются в Японии в основном лишь на о. Хонсю.

Азотные и метановые термы формируются вне сферы влияния активных вулканических и магматических очагов. Азотные термы широко развиты на всех островах Японии. Они приурочены обычно к зонам глубоких тектонических нарушений в магматических и метаморфических породах. Метановые (и азотно-метановые) термы, напротив, развиты в основном в пределах крупных депрессий и сравнительно небольших впадин, заполненных осадочными породами.

Специфические береговые термы формируются лишь там, где создаются условия по-

ступления в глубь суши современных морских вод. Такие условия возникают обычно на участках крупных тектонических дроблений, секущих океаническое дно и береговую зону (или при наличии в последней хорошо проницаемого пласта), при существовании в прибрежной зоне очагов разгрузки подземных вод.

Новая Зеландия

Геологическое строение. В строении Северного острова Новой Зеландии, на котором сосредоточена интересующая нас современная вулканическая и гидротермальная деятельность, участвуют породы верхнепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста (рис. 26). Наиболее древние из них – верхнепалеозойские сланцы – выходят в ядре антиклинали на западе п-ова Окленд, остальная часть которого сложена мезозойской терригенной формацией, заполняющей крупный структурный прогиб. На востоке острова дислоцированные верхнепермские, триасовые и юрские вулканогенно-осадочные породы образуют ряд хребтов, вытянутых субпараллельно береговой линии. В западной части острова находится крупная структурная депрессия Таранаки, заполненная дислоцированными меловыми и кайнозойскими образованиями. Считают [Кропоткин, Шахварстова, 1965], что западная часть острова относится к области герцинской складчатости, а восточная – к альпийской. В северной и центральной части острова обособляется тектоническая зона Таупо, являющаяся продолжением островной дуги Тонга–Кермадек. Внутри нее выделяются плато Кайнгароа, в пределах которого породы мезозойского фундамента (граувакки, аргиллиты, филлиты, сланцы) находятся выше уровня моря, и структурная депрессия Таупо (или Таупо–Белый остров), где фундамент, разбитый многочисленными разрывными нарушениями на отдельные блоки, опускается до глубины 3700 м ниже уровня моря. Эта депрессия заполнена вулканогенным материалом неоген-четвертичного возраста – лавами (риолитами, дацитами, андезитами) и их туфами, пемзами и игнимбритами.

Вулканическая деятельность в современную эпоху проявлялась на Северном острове в зоне Таупо и ее ближайшей периферии. Здесь расположены крупные стратовулканы Руапеху, Нгаурухоэ, Тонгариро, Таравера, Уайт, продуцировавшие почти исключительно кислый материал. Общий объем такого материала, накопившегося в зоне Таупо за позднеплиоцен-четвертичное время, превышает 16 тыс. км^3. За пределами зоны Таупо из молодых вулканических аппаратов известны лишь базальтовые и андезитовые конусы п-ова Окленд, действовавшие в течение последних 2000 лет, и андезитовый вулкан Эгмонт в депрессии Таранаки (см. рис. 26).

С кислым вулканизмом зоны Таупо ассоциирует большое количество кипящих источников, гейзеров, фумарольных струй, площадей гидротермально измененных пород. В вулканической зоне Таупо находятся 9 из 10 самых крупных гидротермальных систем Новой Зеландии и лишь одна система – Нгава – расположена на п-ове Окленд (рис. 27).

Геотермические условия. В разных частях Северного острова геотермические условия различны (см. рис. 26). Как следует из материалов О.П. Панди [Pandey, 1981], тектоническая провинция п-ова Окленд характеризуется близким к нормальному для мезозойских структур тепловым потоком (63 мВт/м^2). В структурах Восточного берегового хребта наблюдаемый тепловой поток намного ниже нормального для альпид, в среднем всего 38 мВт/м^2. Это ясно указывает на нестационарность теплового поля в этом районе, связанную, очевидно, с нисходящими тектоническими движениями. В зоне Таупо фоновый кондуктивный тепловой поток в среднем невысок (50 мВт/м^2), но разброс его частных значений здесь очень велик. Вместе с высокими его величинами, достигающими 209 мВт/м^2, встречаются и очень низкие – вплоть до 0. Восходящее движение гидротерм создало в верхней части разреза очень высокие температуры – до 250–300°С (табл. 38). Такое распределение температур и теплового потока вообще типично для районов гидротермальной активности и связано с интенсивной вертикальной циркуляцией подземных вод. Как видно из табл. 38, общий вынос тепла

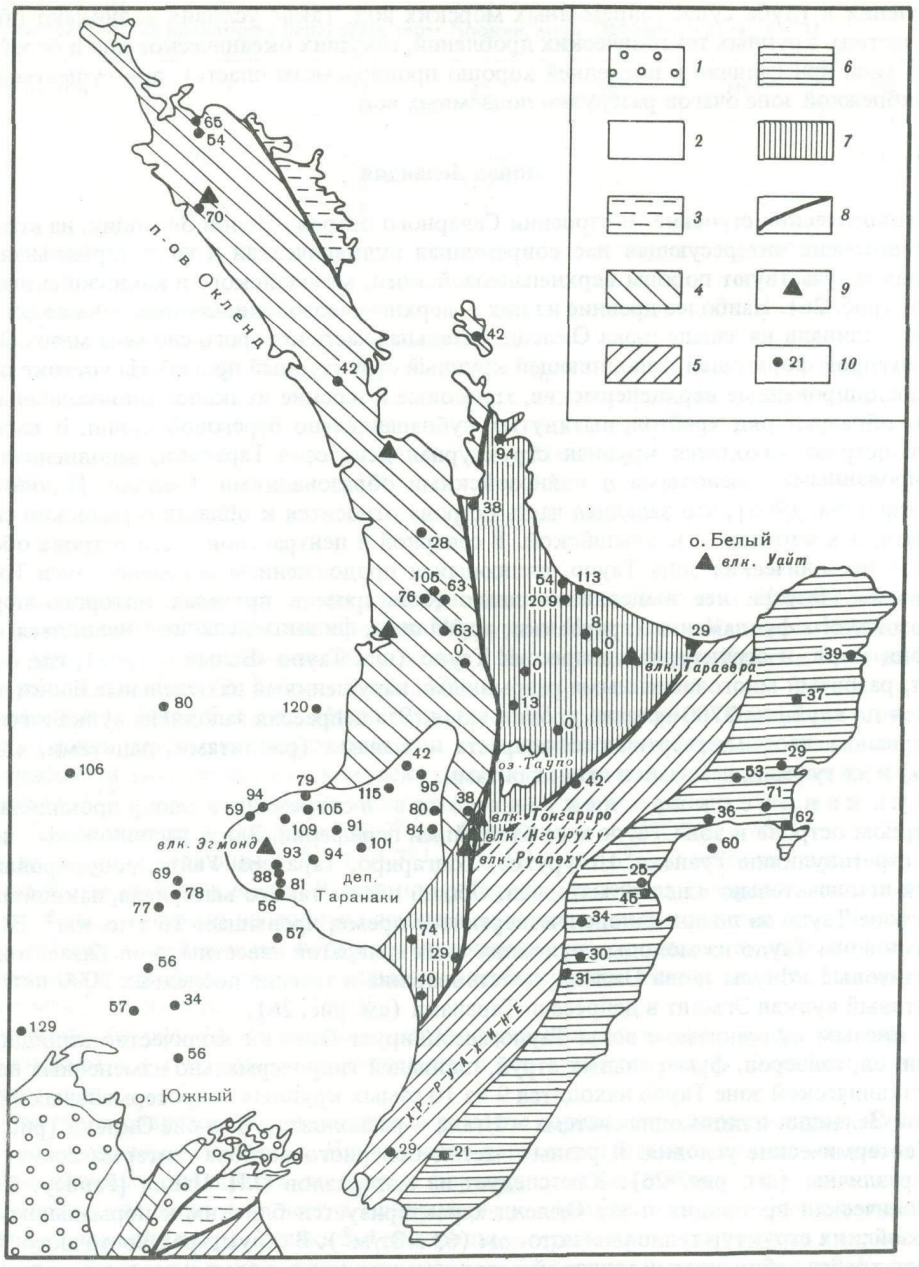


Рис. 26. Геологическое строение и тепловой поток Новой Зеландии [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Pandey, 1981].

1–2 – зона герцинид, переработанная мезозойской складчатостью: палеозойские структуры (*1*), впадины, выполненные меловыми и кайнозойскими дислоцированными отложениями (*2*); *3–6* – зона кайнозойской складчатости: ядро антиклинория Южного и Северного островов (*3*), мезозойские геосинклинальные прогибы (*4*), зона пермских и мезозойских отложений восточного крыла антиклинория (*5*), зона собственно альпийской складчатости – дислоцированные отложения мела, палеогена и неогена (*6*); *7* – впадины, выполненные кайнозойскими отложениями; *8* – разрывные нарушения; *9* – вулканы; *10* – пункты определения теплового потока и его величина, мВт/м^2

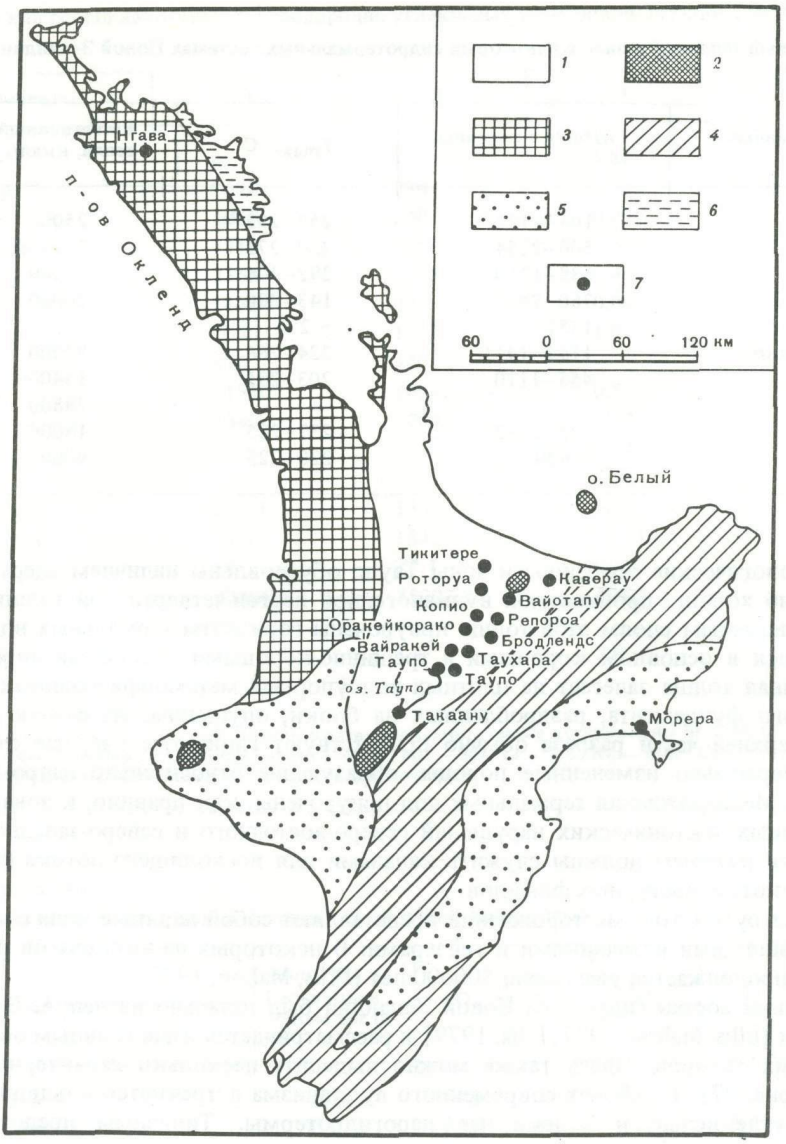


Рис. 27. Схема гидрохимической зональности Новой Зеландии

1 – углекислые хлоридные натриевые с минерализацией от 0,6 до 8 г/л парогидротермы областей современного вулканизма; *2* – сероводородно-углекислые сульфатно-хлоридные и сульфатные (с пестрым катионным составом) и содовые гидрокарбонатно-сульфатные натриевые термы областей современного вулканизма; *3* – углекислые горячие и холодные гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды областей четвертичного вулканизма; *4* – азотные сульфатно-натриевые с минерализацией около 1 г/л термы участков тектонических нарушений; *5* – метановые хлоридные натриевые с минерализацией до 25 г/кг артезианских бассейнов; *6* – районы, где термальные воды неизвестны; *7* – крупнейшие гидротермальные системы

гидротермами в зоне Таупо составляет около $5 \cdot 10^8$ кал/с. Характерно, что общие кондуктивные теплопотери на ее площади (~ 20 тыс. км^2) примерно вдвое меньше.

Наибольший фоновый кондуктивный тепловой поток наблюдается в депрессии Тараноки. Здесь он почти стабилен и равен в среднем 80 мВт/м^2. Это указывает на значительный прогрев недр депрессии, вызванный, очевидно, внедрением больших масс магматического материала, открытая разгрузка которого сформировала вулкан Эгмонт.

Таблица 38

Естественный тепловой вынос в некоторых гидротермальных системах Новой Зеландии [Ellis, Mahon, 1977]

Гидротермальная система	Глубина скважины, м	T_{max}, °C	Естественный вынос тепла, ккал/с
Таухара	1047–1227	257–292	25000
Вайракей	500–2254	250–274	101000
Ротокауа	888–1210	292–306	50000
Бродлендс	760–2418	143–300	20000–45000
Репороа	1351	~ 234	–
Оракейкорако	1157–1411	224–266	82000
Вайотапу	455–1110	203–295	134000
Тикитере	–	–	28800
Каверау	433–1233	237–285	18000
Нгава	~ 600	220–225	9000

Гидрогеологические особенности зоны Таупо обусловлены наличием здесь мощной относительно хорошо проницаемой вулканогенной неоген-четвертичной толщи. К наиболее проницаемым слоям этой толщи приурочены горизонты термальных вод, характеризующиеся в основном коровыми и трещинно-коровыми условиями циркуляции. Вулканогенная толща залегает на плотных водоупорных метаморфизованных породах мезозойского фундамента, раздробленных на блоки, опущенные на разную глубину. В самой верхней части разреза обычно присутствуют глинистые озерные отложения или гидротермально измененные породы, образующие относительно непроницаемую покрышку. Месторождения термальных вод приурочены, как правило, к зонам пересечения крупных тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Эти разломы должны служить каналами для восходящего потока более глубоких высокотемпературных флюидов.

Очаги разгрузки этих месторождений представляют собой парящие поля с многочисленными кипящими источниками и гейзерами. В некоторых из этих очагов разгрузка гидротерм продолжается уже около 500000 лет [Ellis, Mahon, 1977].

Химический состав гидротерм Новой Зеландии был детально изучен А. Эллисом и У. Махоном [Ellis, Mahon, 1977; Ellis, 1979] и рассматривается нами главным образом по данным этих авторов. Здесь также можно выделить несколько характерных типов терм (см. рис. 27). В районах современного вулканизма встречаются в основном сероводородно-углекислые и углекислые парогидротермы. Типичным представителем сероводородно-углекислых терм, тесно связанных с выходами вулканических газов, могут служить фумаролы, выходящие в кратере андезитового вулкана Уайт (Белый остров). В одной из них – известной фумароле Биг Дональд – температура достигает 800° С, а в составе парогазовой смеси отмечаются высокие содержания H_2S, SO_2, HCl, а также NH_3, HF и H_3BO_3 [Ellis, Mahon, 1977]. Рядом с фумаролой образовалось кислое кратерное озеро с высокой минерализацией и специфическим составом раствора (табл. 39).

При насыщении грунтовых вод парогазовыми струями и окислении в них сульфидов образуются кислые сульфатно-хлоридные и сульфатные термы с низким содержанием хлора и пестрым катионным составом (см. табл. 39).

Другой разновидностью сероводородно-углекислых терм являются нейтральные горячие содовые гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды, которые формируются обычно в приповерхностных условиях, хотя в отдельных случаях (Бродлендс) могут существовать и на значительных глубинах (600–700 м). Такие воды тоже образуются

Таблица 39

Химический состав некоторых сероводородно-углекислых терм Новой Зеландии, мг/л [Wilson, 1953]

Компоненты	1	2	3	4
H^+	–	–	1,6	9,1
Na^+	7670	790	2,76	22,22
K^+	1000	220	0,09	1,18
Mg^{2+}	7310	1050	2,34	0,41
Ca^{2+}	2560	1155	3,8	1,82
Fe	11480	925	0,04	0,40
Al^{3+}	2030	1515	1,0	1,24
F^-	870	445	–	–
Cl^-	61840	10912	0,5	19,31
SO_4^{2-}	2340	17830	25,32	12,22
HSO_4^-	–	–	1,54	4,27
H_2S	–	–	0,92	2,4
H_2SiO_3	151,9	188	2,7	350
H_3BO_3	36,6	154,5	43,91	105
NH_4	18	17,7	20,73	20,2
M	97306,5	35202,2	107,3	549,8
T, °C	100	50		
pH	1	1,1	2,8	2,4

Примечание. 1 – Белый остров, кратерное озеро: также установлено Br – 40,0, I – 6, As – 6,3; 2 – вулкан Руапеху, кратерное озеро: I – 1,5, Mn – 3,4, Li – 1,6, Rb – 0,4, Cs – 0,1, H_2SiO_3 – 1196,7; 3 – Кететахи, источник; 4 – Ротокава, источник.

Таблица 40

Состав газов гидротерм Новой Зеландии, % об. [Ellis, Mahon, 1977]

Гидротермальная система	Моли газа на 1 кг воды в общем расходе	CO_2	H_2S	CH_4*	H_2	N_2 + ред.
Каверау, скв. 8	0,11	94,0	2,6	2,1	0,3	1,0
Вайракей, скв. 27	0,012	90,0	4,1	2,1	0,5	2,4
Вайракей, Карапити, фумарола	0,012	94,5	2,3	1,1	1,0	1,1
Вайотапу, скв. 6	0,026	88,0	10,3	0,2	1,0	0,5
Бродлендс, скв. 2	0,25	94,4	1,6	2,2	0,2	1,5
Нгава, скв. 1	0,5	93,9	0,7	3,9	0,5	1,0
Таухара, парогазовая струя	0,01	96,4	1,3	0,5	0,4	1,4

*Сумма углеводородов.

при насыщении водоносных горизонтов парогазовыми струями, содержащими H_2S и CO_2, но возникающие при окислении H_2S кислые сульфатные воды затем нейтрализуются из-за взаимодействия с породами. Поскольку при высоких температурах $CaSO_4$ и $MgSO_4$ имеют низкую растворимость, то в катионном составе этих терм преобладает Na^+

Таблица 41

Химический состав углекислых парогидротерм Новой Зеландии, мг/л [Ellis, Mahon, 1977]

Гидротермальная система	$T_{глуб}$, °C	pH	Li	Na	K	Rb	Cs	Ca	Mg	F	Cl	Br	I	As
Вайракей, скв. 44	244	8,6	14,2	1320	225	2,8	2,5	17	0,005	8,3	2260	6,0	0,3	4,8
Вайотапу, скв. 6	240	8,9	6,6	860	155	2,4	0,8	10	0,06	7,5	1450	4,7	0,2	3,1
Каверау, скв. 8	262	9,0	5,5	740	130	0,9	0,5	1,1	0,39	5,2	1262	6,2	0,2	–
Роторуа, скв. 137	160	9,4	1,4	565	31	0,26	0,31	1,0	0,22	4,0	632	2,1	0,7	0,3
Оракейкорако, скв. 3	234	9,0	3,1	254	40	0,18	0,27	1,0	0,15	17,0	301	0,6	0,2	0,6
Бродлендс, скв. 2	260	8,5	11,4	1075	222	2,2	1,9	2,9	0,08	7,25	1844	6,4	0,3	5,6
Бродлендс, скв. 10	250	8,9	9,6	890	150	1,2	1,2	2,1	0,1	6,5	1262	3,9	0,4	3,1
Таухара, скв. 1	255	8,0	13,8	1275	223	2,5	1,9	14	0,07	6,8	2222	4,2	2,1	4,1
Ротокауа, источник 6	100 (258)	2,5	7,8	990	102	1,7	2,0	12	10	1,0	1433	4,0	0,5	–
Нгава, скв. 1	225	8,1	10,7	900	78	–	–	29	1,4	–	1658	–	–	–
Токаану, источник 6	100	7,25	22,3	1750	165	1,1	2,8	36	0,5	1,5	3064	5,0	2,4	5,6

Таблица 41 (окончание)

Гидротермальная система	ΣCO_2	SO_4	ΣH_2S	ΣNH_3	ΣSiO_2	ΣHBO_2	M
Вайракей, скв. 44	19	36	1,4	0,15	640	117	4572,5
Вайотапу, скв. 6	65	52	2	0,9	620	56	3296,3
Каверау, скв. 8	17	10,5	4	0,5	815	248	3247
Роторуа, скв. 137	143	30	74	0,05	314	32,3	1831,6
Оракейкорако, скв. 3	50	64	5	0,1	546	14,4	1297,6
Бродлендс, скв. 2	100	3,5	1,0	1,6	848	216	4349,1
Бродлендс, скв. 10	400	6,0	2,0	1,2	695	2205	5639,3
Таухара, скв. 1	13	30	1,0	0,1	726	153	4692,6
Ротокауа, источник 6	144	520	0,2	1,6	340	183	3752,8
Нгава, скв. 1	14,5	20	1,0	55	475	4800	8042,6
Токаану, источник 6	1,5	65	1,0	1,2	305	364	5794

Углекислые парогидротермы широко распространены в зоне Таупо и встречаются в единичном случае на п-ове Окленд (месторождение Нгава). К ним относятся все наиболее мощные гидротермальные системы Новой Зеландии, которые ранее В.В. Иванов [1960] относил к азотно-углекислому типу. Однако полученные здесь новые данные показали, что содержание азота не превышает в них 2,4% об., в то время как углекислый газ составляет обычно более 90% об. (табл. 40). Хотя температуры флюидов в этих системах примерно одинаковы, концентрация газов в них существенно варьирует. Наивысшие ее значения отмечаются на месторождении Нгава и в восточной части месторождения Бродлендс, где развиты осадочные породы. В составе газов на этих месторождениях относительно увеличивается содержание CH_4, NH_3 и H_3BO_3. Напротив, в гидротермальных системах, приуроченных к вулканическим породам, концентрация газов в паровых струях довольно низкая (см. табл. 40). Давление газа в глубоких водоносных горизонтах колеблется от 1 атм на месторождении Вайракей до десятков атмосфер в гидротермальных системах Бродлендс, Каверау и Нгава.

По ионно-солевому составу почти все углекислые парогидротермы хлоридные натриевые с близнейтральными значениями pH. Минерализация этих терм изменяется от 0,6 до 8,0 г/л (табл. 41). Содержание в водах этого типа Na колеблется от 100 до 1750, а K – от 20 до 250 мг/л. Наибольшие концентрации калия отмечаются во вскрытых скважинами гидротермах Вайракей, Таухара и Бродлендс (см. табл. 41). Содержание Li колеблется от < 1 до 23 мг/л в водах источника Токаану. Rb и Cs присутствуют в термальных водах в концентрациях 0,01–0,001 мг/л, и лишь в водах, разгружающихся из скважин на гидротермальных системах Вайракей, Бродлендс и Вайотапу, их содержания выше (до 3 мг/л). Концентрация Mg в глубоких водоносных горизонтах довольно низка (0,001–1,0 мг/л), причем минимальна она в областях, где развиты риолиты. Содержание Ca не превышает 50 мг/л и обычно меньше. Оно зависит от температуры воды, величины pH и количества CO_2.

Содержание B в высокотемпературных водах области современного вулканизма Новой Зеландии существенно варьирует в зависимости от состава вмещающих пород (см. табл. 41). Оно меньше всего в гидротермальных системах, приуроченных к вулканогенным толщам (Каверау, Роторуа и др.), и значительно выше в областях развития осадочных пород (Нгава, восточная часть месторождения Бродлендс). Можно согласиться поэтому с мнением А.В.Щербакова [1961] о преимущественно осадочном генезисе B. Помимо B, из осадочных пород в термальные воды месторождения Нгава поступают NH_3, CO_2, а также Hg [Ellis, Mahon, 1977].

Концентрации F лежат в интервале 1–17 мг/л, увеличиваясь в наиболее высокотемпературных водах. Постоянно низким является содержание I (0,1–1 мг/л). Высокие значения концентраций I и Br встречаются иногда в водах некоторых источников (например, Токаану), где эти элементы накапливаются растительной органикой.

Концентрации сульфатов в углекислых парогидротермах довольно разнообразны. В глубоких водоносных горизонтах они редко превышают 100 мг/л, причем самые низкие концентрации встречаются обычно в наиболее высокотемпературных водах. Например, в Бродлендсе и Каверау при температурах около 300°C содержание SO_4 в гидротермах лежит в интервале 5–20 мг/л. Однако там, где горячие хлоридные натриевые воды проходят через осадки, содержащие серу (месторождение Ротокава), формируются своеобразные сульфатно-хлоридные воды.

Содержание микрокомпонентов в углекислых парогидротермах сравнительно невелико (табл. 42), но оно резко увеличивается в осадках, выпавших из термальных флюидов (табл. 43).

На Северном острове в районах четвертичного вулканизма п-ова Окленд развита провинция горячих и холодных углекислых вод гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава.

Вне областей современного и четвертичного вулканизма встречаются азотные

Таблица 42

Состав микрокомпонентов в некоторых парогидротермах Новой Зеландии, мкг/л [Weissberg et al., 1979]

Гидротермальная система	Mn	Fe	Ni	Mo	Cu	Pb	Zn
Бродлендс*, скв. 2	0,133	360	0,2	–	0,9	1,3	1
Бродлендс, скв. 25	–	360	0,05	–	1,3	5,5	0,6
Вайракей**	0,7	12	1	14	1,9	4,5	2,2

* Также установлено Ti – 7, W – 87, V – 2,3, Sn – 2,1, Bi – 0,3.

** Средние значения по нескольким скважинам

Таблица 42 (окончание)

Гидротермальная система	Cd	Ag	Au	Hg	Sb	Al	Be	Ge
Бродлендс*, скв. 2	0,01	0,7	0,04	–	220	–	0,23	4
Бродлендс, скв. 25	0,02	0,25	–	–				
Вайракей**	0,55	–	–	12	100	0,35	0,05	8

Таблица 43

Содержание металлов в осадках, выпавших из термальных флюидов, г/т [Weissberg et al., 1979]

Гидротермальная система	As	Sb	Au	Ag	Hg	Tl	Cu
Бродлендс							
Скв. 2	50	1000	50	2000	600	150	$0{,}25 \cdot 10^5$
	250	$0{,}8 \cdot 10^5$	55	200	200	1000	–
Охаки							
Бассейн	400	$1 \cdot 10^5$	85	500	2000	630	–
Скв. 7	500	500	–	100	250	250	500
Ротокава							
Скв. 2	4000	$3 \cdot 10^5$	70	30	15	5000	–
Вайотапу							
Чампанге, бассейн	$0{,}2 \cdot 10^5$	$0{,}2 \cdot 10^5$	80	175	170	320	–

Примечание. Первая строка – на внутренней стороне глушителя, вторая – на внешней стороне глушителя (Бродлендс, скв. 2).

Таблица 43 (окончание)

Гидротермальная система	Pb	Zn	Mn	Fe	Ga	Be	Sn	V
Бродлендс								
Скв. 2	400	50	200	1000	700	400	40	25
Охаки	–	–	–	–	–	–	–	–
Бассейн	25	70	–	–	–	–	–	–
Скв. 7	50	500	250	–	150	100	5	10
Ротокава								
Скв. 2	50	100	–					
Вайотапу								
Чампанге, бассейн	15	50	–					

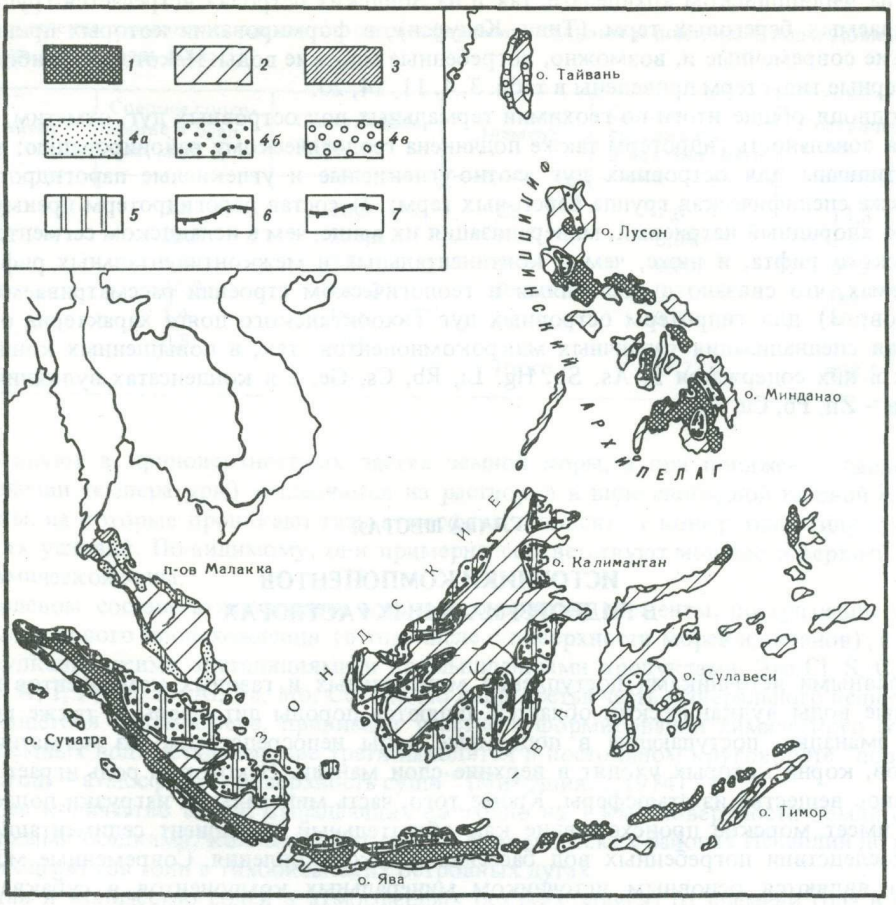


Рис. 28. Схематическая карта гидрохимической зональности Индонезии, Филиппин и Тайваня, по Р.И. Ткаченко [1974]

1–5 – провинции термоминеральных вод: *1* – сероводородно-углекислых и азотно-углекислых терм областей современного вулканизма, *2* – азотных терм областей новейших тектонических движений, *3* – азотно-углекислых и азотных береговых терм, *4* – азотно-метановых и метановых вод артезианских бассейнов с минерализацией, г/л: *а* – до 10, *б* – 10–35, *в* – > 35, *5* – районы предполагаемого распространения метановых вод; *6–7* – границы бассейнов термальных вод в осадочном чехле: *6* – установленные, *7* – предполагаемые

гидротермы с температурой ниже точки кипения, преимущественно сульфатно-натриевого состава, с минерализацией около 1 г/л. Они приурочены к тектоническим нарушениям в дислоцированных образованиях, слагающих хребет Руахине.

В депрессиях, заполненных осадочными кайнозойскими породами, развиты метановые хлоридные натриевые термы с температурой обычно менее 50°С и минерализацией до 25 г/кг (см. табл. 15–17).

К сожалению, по другим островным дугам не имеется столь же полных гидрогеохимических данных, как по Курило-Камчатскому региону, Японии и Новой Зеландии. Составленная Р.И.Ткаченко [1974] схема, учитывающая все имеющиеся на этот счет довольно разрозненные материалы, относящиеся к Зондским островам, Филиппинскому архипелагу, о. Тайвань (рис. 28), дает лишь общее представление о распределении здесь различных гидрохимических типов вод. Однако видно, что и здесь выделяются те же типы вод: формирующиеся под воздействием магматических и вулканических очагов (сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термы) и формирующиеся в региональном тепловом поле (азотные, углекислые и метановые термы). Кроме того,

как на Филиппинском архипелаге, так и на Зондских островах встречается группа так называемых береговых терм (Тиви, Капуран), в формировании которых принимают участие современные и, возможно, погребенные морские воды. Некоторые наиболее характерные типы терм приведены в табл. 3, 4, 11, 14, 20.

Подводя общие итоги по геохимии термальных вод островных дуг, отметим: 1) газовая зональность гидротерм также подчинена геологическому районированию; наиболее типичны для островных дуг азотно-углекислые и углекислые парогидротермы, а также специфическая группа береговых терм; 2) состав парогидротерм преимущественно хлоридный натриевый, минерализация их выше, чем в исландском сегменте океанического рифта, и ниже, чем в континентальных и межконтинентальных рифтовых системах, что связано с различиями в геологическом строении рассматриваемых регионов; 3) для гидротерм островных дуг Тихоокеанского пояса характерна определенная специализация различных микрокомпонентов: так, в повышенных концентрациях в них содержатся B, As, Sb, Hg, Li, Rb, Cs, Ge, а в конденсатах вулканических газов – Zn, Pb, Cu, Sn.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ИСТОЧНИКИ КОМПОНЕНТОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

Главными источниками поступления минеральных и газовых компонентов в подземные воды вулканических областей являются породы литосферы, а также глубинные эманации, поступающие в подземные воды непосредственно из магматических очагов, корни которых уходят в верхние слои мантии. Некоторую роль играет также привнос вещества из атмосферы. Кроме того, часть минеральной нагрузки подземных вод имеет морское происхождение как обязательный компонент седиментационных и впоследствии погребенных вод бассейна осадконакопления. Современные морские воды являются основным источником минеральных компонентов в субаквальных гидротермальных системах океанического рифта, а также на участках развития береговых терм.

ИСТОЧНИКИ И МАСШТАБЫ ПОСТУПЛЕНИЯ ЛЕТУЧИХ И ЛИТОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РАСТВОРЫ

Рассмотрим источники и масштабы поступления летучих и литофильных элементов в гидротермальные растворы в трех разновидностях районов современного вулканизма, различающихся своей геотектонической позицией (в рифтовых зонах океана, в континентальных рифтовых системах и на островных дугах), и попытаемся выявить их специфику.

Атмосфера

По сравнению с другими источниками, поступление минеральных компонентов в подземные воды из атмосферы относительно невелико. Лишь некоторые компоненты газового состава термальных флюидов (N_2, редкие газы[1], в некоторых случаях O_2 и др.) имеют преимущественно воздушное происхождение. Эти газы проникают в породы вместе с атмосферными осадками. Растворенные в инфильтрационных водах, они

[1] Обычно, кроме гелия.

Таблица 44

Поступление химических элементов с атмосферными осадками в подземные воды Долины Гейзеров (на площадь 40 км²)

Элемент	Среднее содержание в осадках, мг/л	Поступление, т/год	Элемент	Среднее содержание в осадках, мг/л	Поступление, т/год
Cl	3,8	50,6	Ca	1,0	13,3
S	26,5	353,3	F	0,09	1,2
C	2,0	2,7	I	0,002	0,03
Na	40,3	537,3	Br	0,015	0,2
K	1,4	18,6	Si	0,83	10,7
Mg	0,8	10,6			
			Итого	76,737	998,53

циркулируют в приповерхностных частях земной коры, а при понижении давления (увеличении температуры) выделяются из растворов в виде свободной газовой фазы. Глубины, на которые проникают газы атмосферы, зависят от конкретных гидрогеологических условий. По-видимому, они примерно соответствуют мощности верхней гидродинамической зоны.

В солевом составе атмосферных осадков содержатся элементы, поступающие туда с пылью эолового происхождения (в том числе с поверхности морей и океанов), а также с вулканическими эксгаляциями и промышленными продуктами. Это Cl, S, C, Na, Ca, Mg, K, I, F, Sc, Si, Al, Fe, Mo, Cu, Zn. Но лишь третья часть минерального вещества, содержащегося в атмосфере, принимает участие в формировании химического состава подземных вод. Остальные две трети находятся в постоянном круговороте "поверхность суши – атмосфера – поверхность суши" [Миграция..., 1974].

Общее количество солей, выпадающих ежегодно на 1 км² поверхности Земли с атмосферными осадками, колеблется от ~ 3 т в вулканических районах Исландии до нескольких десятков тонн в тихоокеанских островных дугах.

Состав и количество солей в атмосферных осадках зависят от времени года и местоположения точки отбора пробы. Они существенно различаются даже в пределах одного региона. К сожалению, для рассматриваемых нами регионов достаточно полные данные имеются лишь по некоторым их участкам. Так, согласно В.П.Звереву [Миграция..., 1974], средний химический состав атмосферных осадков в Курило-Камчатском звене зоны современного вулканизма следующий (в мг/л): минерализация – 65,21, Na^+ – 16,3, K^+ – 1,26, Ca^{2+} – 2,18, Mg^{2+} – 0,67, Cl^- – 2,3, SO_4^{2-} – 32,2, HCO_3^- – 10,3 и pH – 5,24. Общим в составе атмосферных осадков вулканических районов островных дуг является их сравнительно кислая реакция и повышенное содержание SO_4^{2-}; вблизи действующих вулканов осадки в повышенных количествах содержат также Cl^-.

На Камчатке наибольшей минерализацией характеризуются осадки, выпадающие иногда в районе Долины Гейзеров (до 158 мг/л). Однако с учетом средневзвешенного содержания элементов в дожде и снеге средняя минерализация осадков в годичном цикле здесь 76,8 мг/л. Среднегодовое количество осадков в этом районе около 1000 мм. Поскольку только третья часть содержащегося в них минерального вещества поступает в подземные воды, легко подсчитать, что в гидротермальную систему Долины Гейзеров, которая занимает площадь 40 км², с атмосферными осадками за год приносится около 1000 т различных элементов (табл. 44). При этом основная доля принадлежит Na и S.

Важным источником целого ряда минеральных компонентов и повышенной минерализации термальных вод является океан: 1) современные океанические или морские воды, непосредственно поступающие в гидротермальные системы; 2) седиментационные поровые воды донных осадков; 3) морской солевой комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных пород; 4) соленосные (эвапоритовые) отложения, встречающиеся в резервуарах некоторых гидротермальных систем.

При наличии хотя бы одного из таких источников формируются хлоридные натриевые (или натриево-кальциевые) термальные воды с повышенной минерализацией и различным газовым составом. Часть компонентов газового состава (CH_4, CO_2, H_2S) может также иметь "морской" генезис, образуясь в результате метаморфических преобразований морских осадков или в процессе биохимической редукции сульфатных ионов, содержащихся в них или морской воде.

Как известно [Самарина, 1977], средняя концентрация главных компонентов в океанической воде составляет (в г/кг): Cl^- – 19,35, SO_4^{2-} (а также $NaSO_4^-$, $MgSO_4^0$ и $CaSO_4^0$) – 2,71, HCO_3^- (CO_3^{2-}, $H_2CO_3^0$) – 0,142, Na^+ – 10,76, Mg^{2+} и $MgSO_4^0$ – 1,29, Ca^{2+} ($CaSO_4^0$, $CaCO_3^0$) – 0,413, K^+ – 0,39. Таким образом, формула среднего химического состава воды океана может быть записана следующим образом:

$$M_{35}\ \frac{Cl\,90\ SO_4\,9\ HCO_3\,0{,}4}{Na\,77\ Mg\,18\ Ca\,3\ K\,1{,}6}.$$

Остальные компоненты, содержащиеся в океанической воде, имеют значительно меньшие концентрации (в мг/кг): Br^- – 66,0, F^- – 1,3, Li^+ – 0,18, Sr^{2+} ($SrSO_4^0$) – 8,0 I (IO^{-3}) – 0,05, а также B – 4,6, который находится в виде $H_3BO_3^0$ и $H_2BO_3^-$. Еще 78 элементов обнаружены в гораздо меньших количествах ($\leqslant$ 1 мкг/кг).

Погружаясь по рифтогенным и иным разломам в глубь океанического дна, воды современного океана нагреваются в региональном тепловом поле и, смешавшись в некоторых случаях с глубинным высокотемпературным флюидом, несколько изменяют свой состав и плотность. Это приводит к возникновению восходящего тока термальных вод к поверхности океанического дна или прилегающих участков суши. Подводная разгрузка высокотемпературных флюидов (360–400°С) обнаружена, например, в Калифорнийском (21° с.ш.) и Галапагосском рифтах на глубинах 2000–2800 м (см. главу четвертую).

Поступление минеральных компонентов, содержащихся в *современных морских водах*, в гидротермальные системы подробно рассмотрено выше на примере формирования термальных рассолов, разгружающихся в прибрежных районах суши. Так называемые береговые термы широко развиты в тихоокеанских островных дугах (например, Горячий Пляж и Нижнекошелевские термы в Курило-Камчатском регионе, Вакура, Атами и Арима в Японии, Урун Дака и Крахал в Индонезии, и др.) и исландском надводном участке океанического рифта (Рейкьянес, Рейкир Исафьордур и др.). Хотя резервуары береговых терм находятся в самых разнообразных породах, все эти термы имеют сходный хлоридный натриево-кальциевый состав и минерализацию обычно ниже 35 г/кг (хотя в некоторых случаях в результате процессов концентрирования при выпаривании она может даже превышать 50 г/кг). Содержания отдельных компонентов в этих высокоминерализованных водах в результате их метаморфических преобразований отличаются от существующих в морской воде (уменьшается количество SO_4 и Mg и несколько увеличивается Ca, K, H_2SiO_3 и др.).

О масштабах поступления минеральных веществ в гидротермальную систему из морского источника можно более или менее обоснованно судить, изучая береговые термы. Согласно приведенным выше данным, в гидротермальную систему Рейкьянес поступает в год свыше 200 тыс. минеральных компонентов морского генезиса, в том числе Cl ~ 124 и Na ~ 66 тыс. т.

В формировании субаквальных и береговых терм могут также принимать участие,

хотя и в меньших масштабах, морские воды донных осадков. Согласно С.И.Смирнову [1974], концентрации Cl и Na в поровых водах на первой стадии диагенеза близки к содержанию этих элементов в морской воде, в то время как концентрации большинства других элементов в поровых водах выше, чем в морских (особенно Li, Sr, Ca, меньше B и K и еще меньше Br). Концентрации Mg и SO_4 в поровых водах ниже, чем в морской воде.

Для седиментационных вод морского генезиса, находящихся на стадии континентального (островного) развития в бассейнах, заполненных послемезозойскими осадками, также характерны преобладание хлор-иона, отсутствие или пониженное содержание сульфатов, высокая концентрация карбонатов, йода и брома [Смирнов, 1974]. Согласно С.И.Смирнову, минеральное вещество поровых вод выносится по механизму концентрационной диффузии. Добавим также, что на участках тепловых аномалий должны активно проявляться и процессы термодиффузии. Кроме того, седиментационные воды могут смешиваться с метеорными водами (и даже замещаться ими), передавая им часть своей минеральной нагрузки.

В условиях высоких температур процессы массопереноса и химических реакций резко интенсифицируются. Все это и обусловливает окончательный химический состав формирующихся в таких условиях термальных вод. В результате в районах развития осадочных и вулканогенно-осадочных пород, накапливавшихся в морских бассейнах (Курило-Камчатского, Японского, Филиппинского, Новозеландского и других звеньев системы островных дуг), формируются термальные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 10–30 г/кг.

Галогенные формации встречаются в отдельных районах континентальной рифтовой зоны Африкано-Аравийской системы (Данакильская впадина, район Красного моря) и наземной части Калифорнийского рифта (Солтон Трог).

В результате процессов концентрационной и термодиффузии компоненты, генетически связанные с эвапоритовыми формациями (Cl, Na, K, Ca, Mg, SO_4, Br, B, I, NH_4, Li, Sr и некоторые другие), переходят из твердой фазы во внутрисолевые термальные рассолы.

В подсолевые и надсолевые термальные воды, скорость движения которых во много раз превышает скорость диффузии, массопередача осуществляется вследствие процессов выщелачивания и растворения эвапоритовых отложений. Именно в районах развития галогенных формаций в осадочном чехле упомянутых выше районов современного вулканизма и встречаются наиболее высококонцентрированные (150–300 г/кг и более) термальные рассолы, в основном хлоридного натриевого состава. Лишь в районе Чезано (Италия) обнаружены уникальные высокотемпературные (210° С) углекислые рассолы сульфатно-натриево-кальциевого состава с минерализацией 356 г/кг.

Общее количество минеральных компонентов, поступающих из эвапоритовых толщ в термальные рассолы, по сравнению с другими источниками минеральной нагрузки терм наивысшее. Термальные рассолы такого генезиса, разгружающиеся во впадине Атлантис II (Красное море), ежегодно выносят от 3 до 6 млн. т растворенного вещества. Однако подобные термальные рассолы встречаются сравнительно редко.

Таким образом, океан в той или иной форме активно участвует в формировании состава термальных вод во всех рассматриваемых нами регионах. В пределах океанического рифта минеральные компоненты морского генезиса, и в первую очередь хлор, поступают в субаквальные гидротермальные системы вместе с современными морскими водами или же выделяются из поровых вод донных осадков. В островных дугах и континентальных рифтовых зонах, где развиты морские осадочные и вулканогенно-осадочные формации, термальные воды также обогащаются морским солевым комплексом. Кроме того, на многих островных дугах, как и в надводных участках рифто-океанических структур (Исландия), встречаются береговые термы, частично содержащие современные морские воды. Наконец, в осадочном чехле некоторых районов континентальных (и межконтинентальных) рифтовых зон развиты галогенные формации, наиболее сильно изменяющие химический облик термальных вод.

Основным поставщиком минеральной нагрузки в термальные воды в большинстве случаев являются вмещающие их породы. Повышенные температуры недр в рассматриваемых регионах способствуют тому, что из пород литосферы в водную фазу переходят как все главные и второстепенные компоненты солевой нагрузки термальных растворов, так и летучие, содержащиеся в породах литосферы в виде газовой фазы в микровключениях и более крупных скоплениях или связанные в составе различных соединений (CO_2 карбонатных толщ, H_2, NH_3, N_2 и углеводороды органического вещества) и выделяющиеся из них при термометаморфизме.

По способности к выносу из породы и миграции в водной среде природные соединения подразделяются [Гинзбург, 1957] на следующие группы: 1) весьма легкорастворимые и выносимые в сотнях и десятках граммов на 1 л – галоидные, сульфатные, азотные, углекислые, фтористые, борные и кремнистые соли K и Na (вероятно, также Cs и Rb); 2) растворимые – галоидные, сульфатные и бикарбонатные соли Ca, Mg, Ni, галоидные и сульфатные соли Zn, Co, Fe, Mn, Cu и сульфат Ag; 3) труднорастворимые (слабовыносимые) – сульфат Sr, карбонаты Ba, Sr, Zn, Ag и SiO_2; 4) весьма труднорастворимые (малоподвижные) – карбонаты Pb, кремнистые соли Zn и Ca, Mg, почти нерастворимые основные карбонаты Cu, сульфаты Ba, AgCl; 5) нерастворимые (неподвижные) – гидроокислы Fe, Mn, Ti, Co.

Такая градация была предложена И.И.Гинзбургом для взаимодействия этих соединений с дистиллированной водой. В природных термальных водах растворимость указанных соединений может быть выше. На растворимость пород влияют как гидродинамический режим подземных вод, так и состав последних (присутствие других ионов, степень ионизации раствора, pH, Eh), а также парциальное давление газов (особенно H_2S, CO_2 и др.). Так, резко усиливается вынос из пород калия, если в действующем водном растворе содержится натрий. Возрастает почти в 3 раза содержание кремнезема в водяном паре при добавлении в последний NaOH [Хитаров, 1944]. При поступлении в систему алюмосиликаты – вода углекислоты и хлора из породы извлекаются щелочи и щелочные земли в количестве, пропорциональном массе введенных летучих [Рыженко и др., 1981]. Некоторые другие аспекты взаимодействия воды и породы рассмотрены в главе седьмой.

В рассматриваемых нами регионах можно выделить три главных типа изверженных пород, с которыми довольно сходны по составу и находящиеся там вулканогенно-осадочные образования.

К первому типу относятся породы преимущественно толеитового ряда, характерные для океанического рифта. Ко второму – породы щелочного ряда, широко развитые в пределах континентального рифта (Восточно-Африканская система). Третий тип вулканитов, свойственных островным дугам, представляют породы известково-щелочного ряда.

По сравнению с другими породами толеиты обеднены Na, K, Fe, P и F, а также редкими литофильными элементами – Be, Li, Rb, Ba, Sr, Zn, TR, U, Th. В то же время в них достаточно велико содержание Ti, Nb, Ta, V, Cr, Ni. В этих породах Na> K, а Ca > > Mg. Содержание хлора в них обычно невелико. В базальтах Исландии, например, оно составляет 50–720 г/т [Sigvaldason and Oskarsson, 1976].

Толеитовые базальты широко распространены в островных дугах. В то же время для этих структур характерны породы известково-щелочной серии (щелочной оливиновый базальт, андезито-базальт, андезит, дацит, риолит), отличающиеся от пород толеитового ряда более высокой щелочностью, повышенным содержанием щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных компонентов с несколько пониженным содержанием Ti, Zn, Nb, Ta, V, Cr и Ni [Лутц, 1980].

Породы щелочного ряда, особенно характерные для Восточно-Африканской рифтовой системы, где среди них выделяют натриевую и калиевую серии, по сравнению с толеитами значительно обогащены Sr и Ba, а также редкоземельными элементами, Zr, Hf,

Nb, Ta. Характерным элементом африканских вулканитов является титан. Напротив, концентрация Li, Rb, Be и Ga в них меньше, чем в щелочных породах, развитых в других регионах. Со щелочными породами в Африканском рифте связаны эффузивные и интрузивные карбонатиты, обогащенные редкими землями, Ba, P, F и бедные V, Cr, Ni, Co, Sc, Rb и Ga [Герасимовский, Поляков, 1974]. Видно, что в породах этих трех типов содержания основных компонентов несколько различаются. На этом фоне проявляются также и определенные различия в составе основных и кислых членов каждого ряда. Так, в кислых породах содержание некоторых породообразующих (Si, Al, Na, K) и рудных (Rb, Ba, Zr, Li, Y, La и др.) элементов выше, чем в основных и ультраосновных, а концентрация Ca, Ti, Fe, Ni, Co, Sc, Zn, Mn, C, наоборот, ниже [Виноградов, 1956].

Эти различия приводят к определенной специфике в составе термальных растворов, формирующихся в контакте с теми или иными породами. При взаимодействии в условиях высоких температур и давлений как кислых, так и основных пород с водой и хлоридными растворами натрия, кальция и калия интенсивность их разложения остается приблизительно одинаковой, хотя и несколько падает для щелочных растворов [Хитаров и др., 1970].

Рассматриваемые регионы различаются не только по петрохимическому составу исходных изверженных пород, но и по мощности осадочного чехла, содержащего, естественно, и продукты биосферы и гораздо более подверженного выщелачиванию, чем изверженные породы фундамента.

В океанических рифтах местами наблюдаются сравнительно мощные пачки осадочных пород, заполняющие впадины рифтовой долины (например, бассейн Гуаймас, впадина Атлантис II и др.). Но обычно такие отложения в этих структурах маломощны, а местами, как в верхних частях склонов осевых гряд срединно-океанических хребтов, вообще практически отсутствуют. В надводном участке Срединно-Атлантического хребта – Исландии, как уже отмечалось, осадочные отложения образуют только сейсмический слой 0 в Срединной зоне (мощностью от 0 до 1 км), маломощные горизонты в слоях 1 и 2 и небольшие поля морских образований в прибрежных районах юго-западной и северной частей острова.

Континентальные рифтовые зоны (Восточно-Африканская рифтовая система) характеризуются большой мощностью осадочного чехла, представленного известняками, мергелями, сланцами, ангидритами с прослоями каменной соли, конгломератами, песчаниками, глинами, покровами основных лав и их туфов.

На островных дугах осадочный чехол, представленный в основном вулканогенно-осадочными образованиями, как правило, имеется, но он менее мощный, чем в пределах континентальных рифтовых зон.

Гидротермы вулканических районов выносят на поверхность огромное количество вещества. К примеру, гидротермами Долины Гейзеров на Камчатке с общим дебитом 270 кг/с за все время существования (~ 10 000 лет), если считать дебит и состав гидротерм постоянным, было вынесено на дневную поверхность около 100 млн. т различных элементов (табл. 45).

Эксперименты А. Эллиса и У.Махона [Ellis, Mahon, 1964, 1967, 1977] показали, что практически вся минеральная нагрузка гидротерм может быть обеспечена выносом элементов из вмещающих пород. Исходя из химического состава гидротерм и пород, в которых они циркулируют, эти исследователи подсчитали, какой объем пород подвергается выщелачиванию для обеспечения выноса минеральных компонентов парагидротермами новозеландского месторождения Вайракей (табл. 46). Из этих данных следует, что за 100 000 лет гидротермальному выщелачиванию должно было подвергнуться около 500 км^3 пород. Однако, учитывая, что растворением и выщелачиванием будет охвачена не вся порода, а только ее трещиноватая часть, объем этого блока надо существенно увеличить.

В разных районах современного вулканизма масштабы поступления минеральных компонентов в гидротермальные растворы из литосферы существенно различны.

Таблица 45

Вынос гидротермами химических элементов из вмещающих пород Долины Гейзеров

Элемент	Содержание в гидротермах ($C_ж$), мг/кг	Содержание в парогазовых струях ($C_{пг}$) мг/кг	$\frac{C_{пг}}{C_ж}$	Вынесено на дневную поверхность, 10^4 кг	
				за год	за 10000 лет
Cl	860,0	3,0	0,004	543,1	$5 \cdot 10^6$
S	50,0	958,9	19	243,1	$2 \cdot 10^6$
C	26,6	923,2	35	205,5	$2 \cdot 10^6$
Na	597,0	13,5	0,02	380,8	$4 \cdot 10^6$
K	60,0	0,75	0,01	3,9	$4 \cdot 10^4$
Mg	3,7	2,4	0,65	2,9	$3 \cdot 10^4$
Ca	25,6	4,0	0,15	17,1	$2 \cdot 10^5$
F	1,0	10,0	10,0	2,4	$2 \cdot 10^4$
I	1,2	0,062	0,05	0,8	$1 \cdot 10^4$
Br	2,5	0,026	0,01	1,6	$2 \cdot 10^4$
Si	133,0	2,9	0,02	84,6	$1 \cdot 10^6$
Итого	1760,6	1918,74		1485,78	$1 \cdot 10^8$

Таблица 46

Вынос гидротермами химических элементов из вмещающих пород на месторождении Вайракей [Ellis, Mahon, 1977]

Элемент	Вынос гидротермами, 10^4 кг/год	Пределы концентрации элементов в вулканических породах, мг/кг	Требуемый объем породы, $км^3$/год
Cl	2000	200–1000	0,01–0,05
B	100	10–25	0,02–0,05
F	8	100–400	0,0001–0,0004
Li	15	20–80	0,001–0,004
Cs	2,5	0,5–2	0,005–0,02
As	6	2–5	0,007–0,002

На островах с корой океанического типа (например, в Исландии) это поступление невелико. На это указывают низкая минерализация термальных флюидов (< 1 г/л) и соответственно довольно слабый химический сток, а также отсутствие сколько-нибудь значительных рудопроявлений в очагах древней и современной разгрузки гидротерм.

По-видимому, значительно больше минеральных компонентов поступает из литосферы в нагретые морские воды, проникающие в глубь базальтовой океанической коры и нагревающиеся там. В местах их разгрузки на океаническом дне отмечаются скопления железистых и марганцевых конкреций. Продукты подводных гидротерм характеризуются также высоким содержанием As, Hg, U, B. Такие образования встречаются на вершинах и склонах активных океанических поднятий срединных хребтов и иногда в смежных впадинах. В этих же структурах обычно наблюдаются относительно высокие значения теплового потока [Варенцов, 1976].

Наконец, в таких специфических участках мировой системы рифтов, как депрессия Солтон Трог, лежащая на континентальном продолжении рифта Калифорнийского залива и содержащая мощную толщу осадков с прослоями эвапоритов, благодаря взаимодействию вод и пород возникают очень высокоминерализованные хлоридно-натриевые термальные рудоносные рассолы. Аналогичная ситуация наблюдается и в депрессии Афар, где сопрягаются Восточно-Африканский континентальный рифт и межконтинен-

тальный рифт Красного моря. Там минерализация хлоридных рассолов достигает 300 и даже 400 г/кг, а во впадинах Красноморского рифта разгружаются сходные с калифорнийскими горячие рудоносные рассолы.

В чисто континентальных звеньях рифтовой системы Восточной Африки, где в осадочном чехле нет галогенных отложений, состав гидротерм иной. По типу минерализации это карбонатно-натриевые термы, формирующиеся благодаря выщелачиванию столь типичных для этой зоны карбонатитов. Содержание растворенных солей лежит обычно в диапазоне 1–7 г/л, хотя на отдельных участках повышается до 30 г/кг. Столь высокой минерализацией отличаются флюиды, разгружающиеся по берегам специфических содовых озер, вода которых представляет собой довольно концентрированный рассол с минерализацией до 330 г/кг. Условия формирования поверхностных и подземных (термальных) рассолов в таких аридных областях рассмотрены нами выше. В этих районах Восточной Африки встречаются месторождения соды. Какие-либо рудопроявления и месторождения редких и рудных элементов (кроме небольших скоплений серы на фумарольных полях) в Африканском рифте отсутствуют.

На островных дугах, в геологическом разрезе которых осадочных пород больше, чем на островах с корой океанического типа, масштабы поступления минеральных компонентов в гидротермы выше. Минерализация термальных вод составляет здесь 2–5 г/л. В пределах островных дуг встречаются как древние месторождения полезных ископаемых, содержащие Cu, Ag, Au, Hg, Sb, Cr, Pb, Zn, Sn, Ba, так и скопления рудных элементов (As, Sb, Cu, Zn, Pb), формирующиеся в результате деятельности современных гидротерм [Басков, Суриков, 1975; Набоко, 1980]. Значительные количества железа (35 т/сут) и алюминия (35 т/сут) выносятся и откладываются в море р. Юрьева (о.Парамушир). Согласно К.К.Зеленову, эта речка (pH = 1,72) образуется за счет кислых терм глубинного формирования, выщелачивающих фундамент и склоны вулкана Эбеко. Некоторые другие компоненты, содержащиеся в воде р. Юрьевой (Cl, S, B, F), поступают, вероятно, не только из пород литосферы, но и из вулканических эксгаляций [Зеленов, 1972].

Магма

Магматические расплавы содержат разнообразные летучие компоненты, которые при подъеме этих расплавов к поверхности Земли интенсивно выделяются из них и могут переходить в состав подземных термальных флюидов.

Внешние проявления вулканической активности в разных тектонических обстановках различаются прежде всего соотношением эксплозивных и эффузивных продуктов, что считается следствием разного содержания летучих в исходном расплаве. Это соотношение выражается коэффициентом эксплозивности $E=V_{п}/V_{п+л}$, где $V_{п}$ – объем пирокластического материала, а $V_{п+л}$ – общий объем вулканитов (пирокластики и лав), продуцированных за определенное геологическое время. Наиболее точно определены региональные величины E для самого последнего, исторического этапа проявлений вулканической активности, охватывающего лишь несколько столетий [Ритман, 1964]. Согласно этим оценкам, наибольшей эксплозивностью отличается современный вулканизм внутренних частей океанов. Так, на Гавайях E = 1–3%. На островах Атлантики этот индекс выше – на Канарских E = 20%, на Азорских E = 65%. В Исландии он оценивается в 30%, но, в свете детальных литостратиграфических исследований [Исландия..., 1977–1979], эта цифра кажется выше средней за последние 10–15 млн. лет. Исторический вулканизм в континентальных рифтах как будто более эксплозивный, чем в океанических: в Восточной Африке E = 40% (но и эта цифра, по-видимому, дает несколько преувеличенное представление о степени эксплозивности кайнозойского вулканизма в этом регионе). Наиболее эксплозивен вулканизм островных дуг, где E = 85–99%. Здесь подъем магм сопровождается выделением огромных масс летучих, частично поступающих в подземную гидросферу.

Считается [Лутц, 1980], что генерация базальтовой магмы в недрах океанического

рифта происходит при простом селективном плавлении мантийного вещества и минимальной доле летучих, которые образуются в процессе такого плавления. О составе этих летучих можно судить, анализируя газовую фазу в лавах, а также в газово-жидких включениях в минералах ультраосновных нодулей в базальтах. Этот состав довольно постоянен и включает H_2, CH_4, N_2, CO, CO_2 и в небольших количествах H_2O и редкие газы. В рифтовых зонах на глубинах ниже аномальной мантии, характеризующихся, как считают, восстановительными условиями, флюид представляет, скорее всего, H_2 и N_2 и, возможно, еще CH_4, CO и отчасти H_2O [Жариков и др., 1980; Летников и др., 1977 а,б; Лутц, 1980]. Синтез воды и образование CO_2 осуществляется, по-видимому, выше, на глубинах 35–40 км, при температуре около 1200–1250°С, соответствующей P–T условиям слоя низких скоростей в областях рифтогенеза, где происходит зарождение базальтовой магмы [Грачев, 1977].

По данным В.Г.Моисеенко и др. [1978], в среднем составе газовой фазы в базальтах океанических рифтов содержится (в % об. без учета H_2O): CO_2 – 68,1, H_2 – 21,4, CO – 9,2, CH_4 – 1,3. В парогазовых струях активных вулканов океанических рифтов при высоком содержании H_2 и CO_2 присутствует также значительное количество серных газов (табл. 47). Они составляют не менее 15% (если исключить H_2O и O_2) объема всех газов, выделявшихся из лавы во время извержения вулкана Эльдфедль на о. Хеймаэй вблизи Исландии в 1973 г. (Б.Арнасон, личное сообщение), и больше половины в газовых продуктах извержения вулкана Суртсэй [Sigvaldason, Ellisson, 1968]. Исследование изотопного состава серы в этих газах показало, что как восстановленные (H_2S), так и окисленные (SO_2) ее формы, а также элементарная сера характеризовались "нулевым" изотопным составом, что указывает на ее ювенильное происхождение. Важно отметить отсутствие или весьма незначительное содержание HCl и HF в газах вулканов, расположенных в океаническом рифте. Это объясняют высокой растворимостью хлора и фтора в базальтовых расплавах: в них остается до 90% хлора, и лишь незначительная его часть отделяется в газовую фазу [Sigvaldason, Oskarsson, 1976; Грачев, Мартынова, 1980].

Генерация магм щелочного ряда происходит, по-видимому, на бóльших глубинах, чем образование толеитовых серий. Специфической особенностью первичного флюида является его максимальная окисленность и большее содержание H_2O, чем во флюидах океанического рифта. Для всех пород Восточно-Африканского рифта характерны также высокие содержания в газах CO_2, CH_4 и CO [Летников и др., 1977а,б]. Углекислый газ преобладает в высокотемпературных (~ 1000°С) эксгаляциях лавового озера вулкана Ньирагонго, где, кроме CO_2 и CO, в относительно небольших количествах присутствуют H_2 и SO_2 (см. табл. 47). Галоидные соединения в вулканических газах отсутствуют. Однако фтором обогащены все разновидности пород и особенно натриевые щелочные [Герасимовский, Поляков, 1974; Ткаченко и др., 1978]. В составе газов гидротермальных систем рифтовых зон Африки также преобладает CO_2; в меньших количествах встречаются N_2, He, CH_4, H_2S.

В островодужном механизме генерации магмы особая роль отводится глубинным флюидам, поскольку выплавление магм происходит здесь, как полагают, в фильтрующем потоке газовых флюидов – продуктов глубокой дегазации земного вещества [Жариков и др., 1980; Лутц, 1980]. В отличие от флюидов рифтовых зон здесь в составе газов, кроме перечисленных выше компонентов (H_2O, H_2, N_2, CH_4, CO, CO_2), присутствуют хлор и фтор. Это может объясняться более активным переходом Cl и F в газовую водную фазу из кислых расплавов [Когарко, Рябчиков, 1978], а также более интенсивной экстракцией хлора и фтора из вмещающих пород коры континентального и субконтинентального типа.

Высокое содержание галоидов было обнаружено в газах многих вулканов Камчатки, Курильских островов и Японии.

Масштаб выноса газов и минерального вещества на различных стадиях вулканической деятельности меняется. Но данные такого рода имеются только для вулканов островных дуг.

Таблица 47

Состав газов, отобранных из жидкой базальтовой лавы, % об.

№ п.п	Местоположение, вулкан	Число проб	H_2O	CO_2	CO	CH_4	H_2	N_2+ред.
1	Гавайи, Килауэа и Мауна Лоа	28	73,5	11,8	0,5	–	0,4	4,9
2	Исландия, Суртсэй	9	84,52	4,92	0,35	–	3,42	1,62
3	Африка, Ньирагонго	1	43,2	40,9	2,4	–	0,8	8,3
4	Камчатка, Толбачик							
	Северный прорыв		78,56	4,87	0,39	0,44	3,01	11,81
	Южный прорыв	92	97,77	0,08	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$	0,76	0,16

Примечание. 1 – E. S. Shepherd [1938]: 2 – G. E Sigvaldason, G. Ellisson [1968]; 3 – M.Chaigneau et al. [1960]; 4 – И.А. Меняйлов и др. [1980б].

Таблица 47 (окончание)

№ п.п	Местоположение, вулкан	NH_3	$H_2S(S_2)$	SO_2+SO_3	HCl	HF	O_2
1	Гавайи, Килауэа и Мауна Лоа	–	(0,2)	8,7	0,05	–	–
2	Исландия, Суртсэй	–	(3,56)	4,50	0,6	–	–
3	Африка, Ньирагонго	–	–	4,4	–	–	–
4	Камчатка, Толбачик						
	Северный прорыв	0,11	0,16	0,03	0,57	0,056	0,01
	Южный прорыв	$7 \cdot 10^{-4}$	0,11	0,13	0,74	0,22	0,024

Во время Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975–1976 гг. на дневную поверхность, по подсчетам И.А.Меняйлова, Л.П.Никитиной и В.Н. Шапаря [1980б], поступило около $3,2 \cdot 10^9$ т изверженных продуктов, из которых $0,7 \cdot 10^9$ т пеплов и $1,78 \cdot 10^8$ т газов (состав последних приведен в табл. 48). По общему количеству силикатного вещества и газов это извержение сопоставимо с ежегодной нормой поступления изверженных горных пород и газообразных продуктов на поверхность в результате деятельности всех вулканов мира. Общее количество веществ, вынесенных при этом извержении только в составе воднорастворимого комплекса пеплов по данным упомянутых исследователей, достигало (в т): Cl – $2 \cdot 10^5$, Ca – $9,5 \cdot 10^4$; S – $7,1 \cdot 10^4$, K – $3,1 \cdot 10^4$, Mg – $2 \cdot 10^4$, F – $1,5 \cdot 10^4$, C – $5,6 \cdot 10^3$, B – $2,1 \cdot 10^3$, Na – $1,3 \cdot 10^3$. Еще выше, по их подсчетам, был масштаб выноса элементов в составе эксгаляций. Так, всего во время извержения было вынесено (в т): H_2O – $1,4 \cdot 10^8$; N_2 – $1,6 \cdot 10^7$; NH_3 – $9,0 \cdot 10^4$; CO_2 – $1,0 \cdot 10^7$; CO – $5,2 \cdot 10^5$; CH_4 – $3,4 \cdot 10^5$; HCl – $2,3 \cdot 10^6$; SO_2 – $5,0 \cdot 10^5$; H_2S – $4,3 \cdot 10^5$; H_2 – $3,7 \cdot 10^5$; HF – $2,7 \cdot 10^5$; O_2 – $1,8 \cdot 10^4$; Na – $3,7 \cdot 10^4$; Al – $1,2 \cdot 10^4$; Ca – $1,4 \cdot 10^3$; B – $9,0 \cdot 10^3$; Mg – $1,0 \cdot 10^3$; Fe – $4,5 \cdot 10^3$; Br – $5,5 \cdot 10^3$; Cs – $2,1 \cdot 10^3$; As – $1,2 \cdot 10^3$; Rb – 252; Li – 48; Hg – 20 и целый ряд других редких элементов.

В межэруптивный период вулканической деятельности в кальдерах, кратерах, на склонах вулканов также происходит выделение эксгаляций из глубинных магматических очагов. Вместе с тем газы начинают выделяться и на поверхности из лавовых и агломератовых потоков, оторвавшихся от выводного канала.

Если в момент пароксизма точный состав эксгаляций установить не удается, то в перерыве между извержениями за составом фумарол ведутся постоянные наблюдения. Установлено, что в широком диапазоне температур (от 800 до 100°С) в парах воды в летучем состоянии переносятся галоидные и сернистые соединения щелочных

Таблица 48

Состав газов Большого трещинного Толбачинского извержения, % об. [Меняйлов и др., 1980]

Компоненты	Северный прорыв	Южный прорыв	Компоненты	Северный прорыв	Южный прорыв
H_2O	78,56	97,77	NH_3	0,11	$7 \cdot 10^{-4}$
CO_2	4,87	0,08	N_2	11,81	0,16
CO	0,39	$7 \cdot 10^{-4}$	HCl	0,57	0,74
SO_2	0,03	0,13	HF	0,056	0,22
H_2S	0,16	0,11	O_2	0,01	0,024
H_2	3,01	0,76	$T_{изм}$, °C	900–1000	1000–1135
CH_4	0,44	$2 \cdot 10^{-6}$			

и щелочноземельных металлов, железа, алюминия и многих тяжелых металлов. Фумарольные струи и в меньшей степени сольфатары выносят такие элементы, как As, Cu, Li, Sc, Be, Zn, Mo, Ag, Mn, Sn, Bi, Cd, Ti, Ni, Pb, Zr, Cr, V, Ba, Sr и др. Состав летучих зависит от состава лавы и продолжительности фумарольной деятельности [Набоко, 1959; Бащарина, 1963].

Общее количество газов, выделяющихся из глубинных магматических очагов в межэруптивный период вулканической деятельности, достигает значительной величины. Так, в 1963 г. Е.А.Вакин, И.Т.Кирсанов и Б.Г. Поляк непосредственными измерениями определили дебит газопаровых струй в нижнем кратере Мутновского вулкана в 252 т/ч. По данным тех же исследователей, в год с газами выносятся десятки тысяч тонн минеральных компонентов, в том числе около 30 тыс. т углерода, 5 тыс. т хлора и 2,5 тыс. т серы. Из остальных элементов на дневную поверхность поступают (в т) Ca ~ 200, Na ~ 30, Mg ~ 15, Fe ~ 9, F — 8 и K — 4. Химический состав фумарольных газов Мутновского вулкана определялся Е.К.Серафимовой [1966]. Соединения алюминия в конденсате парогазовых струй (pH = 1) не определялись, хотя известно, что в ряде случаев содержание алюминия достигает нескольких десятков процентов от суммы металлов, летевших в высокотемпературных струях.

Значительное количество эксгаляций выделяется из лав и агломератовых потоков, находящихся на дневной поверхности. Активно действующие фумаролы возникали на агломератовых потоках при взаимодействии горячих пирокластических образований с атмосферными осадками, грунтовыми водами и отчасти воздухом. В результате часть летучих галоидных, сернистых и прочих соединений разнообразных петрогенных и рудных элементов выносилась вместе с парами воды и газами в атмосферу, а часть — в виде возгонов — покрывала поверхность вулканического пепла и крупных глыб. Например, на огромном агломератовом потоке Долины Десяти Тысяч Дымов, возникшем при извержении вулкана Катмай в 1912 г., в течение многих лет существовала активная фумарольная деятельность. В 1919 г. общий объем паров воды и газов, выделившихся из агломератового потока, достиг 800 км^3. А объем только кислых газов составил $2{,}26 \cdot 10^3$ м^3 (CO_2 — 800, HCl — 960, HF — 260, H_2S — 240). Температура фумарол на потоке в 1919 г. составляла от 650 до 100°С. В возгонах фумарол были обнаружены разнообразные сульфаты, хлориды, фториды и сера. Химическими анализами установлены Pb, Zn, Mo, Cu, As, Sb, Sn, Ag, Ni, Co, Ti, Bi, Se, Te [Allen, Zies, 1923].

Таким образом, количество вещества, поступающего из магмы в подземные воды, как было показано, довольно велико; однако не следует забывать, что формирование самой магмы часто происходит при тесном взаимодействии с породами и летучими литосферы. Неодинаковый механизм генерации магмы в океаническом и континентальном рифте и на островных дугах, различное количество и разный состав образующихся при этом газов и глубинных флюидов и, как следствие, разное соотношение эффу-

зивных и эксплозивных проявлений современного вулканизма – все это (совместно с другими источниками минеральной нагрузки) предопределяет специфику состава термальных вод в рассматриваемых регионах.

Взаимодействие термальных флюидов с вмещающими породами сказывается не только на составе первых, но порой существенно изменяет и состав вторых.

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД

В районах современного вулканизма при взаимодействии горячих ($>50^{\circ}C$), насыщенных газами, природных растворов с вмещающими породами образуется формация гидротермально измененных пород с фациями вторичных кварцитов, гидротермальных глин и пропилитов.

Размеры полей гидротермальных пород довольно значительны. В современном эрозионном срезе такие поля нередко занимают десятки квадратных километров площади Разнообразие формирующихся метасоматических фаций определяется составом гидротермальных растворов, их кислотностью–щелочностью, P–T условиями, составом и количеством газов, проницаемостью и составом вмещающих пород, интенсивностью водообмена и продолжительностью взаимодействия вод и пород.

В глубоких зонах гидротермальной системы, где реакция среды обычно слабокислая, химическое изменение пород, как правило, незначительно – в них увеличивается лишь содержание воды, серы и углекислоты. Для этих зон в породах основного типа характерна хлорит-альбит-кальцит-эпидотовая пропилитизация. В приповерхностных зонах, где вследствие процессов вскипания и дегазации терм происходит ощелачивание и концентрирование растворов, преобладает адуляровая и цеолитовая пропилитизация. Из растворов в породы добавлялись калий и кремнезем, а натрий и кальций, наоборот, извлекались из пород и поступали в воды. В условиях окисления растворов и их охлаждения развивается процесс аргиллизации пород и образуются гидротермальные глины. При этом происходит активный вынос из породы большинства петрогенных и рудных компонентов, на месте же остаются кремнезем и титан. Отдельным зонам свойствен привнос калия с образованием богатых калием алунитов и гидрослюд [Набоко, 1963, 1969]. Гидротермальные глины обычно сорбируют малые элементы. По сравнению с неизмененными породами С.И.Набоко в них дополнительно определила Zn, Sc, Be, V, Sr. В Долине Гейзеров, например, вблизи Верхнегейзерных источников, кислые лавы содержат Pb, Zn, Cr, V, Ba, а каолинитовые глины – еще и Ni, Zr, B, Mo, In. В то же время в алунитовых глинах сорбции не наблюдается, а в опалолитовых глинах в результате сорбции обнаружены только следы Zr и Ba.

Глубина переработки пород термальными водами, а также образование и устойчивость вторичных минералов зависят от перечисленных выше факторов, которые могут быть сходными или существенно различными в геотектонически разных районах современного вулканизма.

Рассмотрим типичные гидротермальные изменения пород, которые происходят в некоторых гидротермальных системах этих районов.

Океанические рифты

Гидротермальные изменения пород особенно хорошо изучены в надводном участке Срединно-Атлантического рифта – в Исландии [Sigvaldason, 1963; Tomasson, Kristmannsdottir, 1972; Palmason et al., 1980 и др.].

Здесь, как уже отмечалось выше, можно выделить три основных типа гидротермальных флюидов: низкотемпературные ($<150^{\circ}C$) щелочные (pH = 7,5–10) маломинерализованные (< 1 г/л) азотные термы; высокотемпературные (до $350^{\circ}C$) маломинерализованные (< 1 г/л) углекисло-водородные парогидротермы (pH = 7–8) и, наконец, высокотемпературные ($250–290^{\circ}C$) минерализованные (32–52 г/кг) углекисло-водородные хлоридные натриево-кальциевые (pH = 5,3–6,2) береговые термы.

Последовательность гидротермального изменения в низкотемпературных гидротермальных системах детально рассмотрена в районах Эвьяфьорда [Palmason et al., 1980] и Рейкьявика [Sigvaldason, 1963].

Гидротермальное изменение базальтовых толщ начинает проявляться при температурах свыше 50°С. В геологическом разрезе, сложенном в обоих районах миоцен-нижнеплиоценовыми платобазальтами, преобладают минеральные новообразования цеолитовой фации. По данным бурения, на глубинах от 500 до 2200 м ниже уровня моря здесь регионально развита ломонтитовая зона. Лишь в пределах центральных вулканов вокруг интрузий отмечается зона пропилитовых изменений с присутствием хлорита, кальцита, пирита и эпидота, но она возникла, по-видимому, в результате более древней гидротермальной деятельности.

На месторождении Рейкьявик гидротермальное преобразование пород подробно изучено во вскрытом скважиной непрерывном разрезе до глубины 2200 м. Изменение базальтов начинается с появления монтмориллонита, кальцита и цеолитов. При температуре 120°С встречается морденит (птилолит). От глубины ~ 200 м до забоя скважины наиболее широко распространен обогащенный железом хлорит, сопровождаемый ломонтитом, кальцитом и альбитом. В самой горячей зоне с температурой 145°С на глубинах 1000–2000 м найден эпидот, образующий прожилки и замещающий другие минералы. Однако его присутствие связано, вероятно, с существовавшими здесь ранее более высокими температурами.

В высокотемпературных гидротермальных системах, заключенных в базальтовых толщах Срединной неовулканической зоны Исландии, изменение пород происходит более полно. Здесь, как и на других парогидротермальных месторождениях, на дневной поверхности формируется зона кислотного выщелачивания, охватывающая на глубину лишь первые метры разреза. К парящим площадкам приурочены превращенные в глины каолинитизированные и алунитизированные породы. Из-за разной примеси в них гидрогематита или пирита глины имеют белую, бурую, красную или голубую окраску. Ниже приповерхностной зоны кислотного выщелачивания в базальтовых толщах появляются минеральные ассоциации цеолитовой фации. При этом наблюдается определенная температурная зональность. Так, при реально измеренных температурах 50–100°С в измененных породах доминируют низкотемпературные цеолиты и смектитовые образования, а также ломонтит; между изотермами 100 и 200°С среди минеральных ассоциаций преобладают межслойные смектиты, ломонтит, вайракит. В температурном интервале от 200 до 230°С находится зона смешаннослойных глинистых минералов, от 230 до 280°С – зона преимущественного распространения хлорита и эпидота, а при бóльших температурах – хлорита и актинолита. В последней наиболее высокотемпературной зоне плагиоклаз обычно альбитизирован (табл. 49). Таким образом, в нижних частях разреза при температурах около 260°С цеолитовая метаморфическая фация сменяется фацией зеленых сланцев.

На месторождении Хверагерди, которое также относится к высокотемпературным гидротермальным системам Исландии, преобразованию подверглись базальтовые туфы и находящиеся здесь в подчиненном количестве интрузии риолитов. Разрез гидротермально измененных пород начинается с близповерхностной зоны кислотного выщелачивания, ниже которой на глубину до 100 м прослеживается зона монтмориллонита. Кроме того, ниже зоны кислотного выщелачивания встречаются кальцит и цеолиты, главный из которых ломонтит устойчив до самых высоких температур (~ 230°С) и распространен ниже 250 м. Ему сопутствуют эпидот, пумпеллит и клиноцоизит. На более глубоких уровнях самым распространенным минералом является хлорит. Гидротермальное изменение пород происходит на глубине под воздействием термальных вод с pH ~ 8,3 и $m_{CO_2} \approx 2 \cdot 10^{-4}$ [Ellis, 1979].

Гидротермальное изменение базальтов в береговой зоне мыса Рейкьянес минерализованными морскими высокотемпературными хлоридными натриево-кальциевыми растворами можно, по-видимому, сравнивать с гидротермальными изменениями пород, происходящими на морском дне [Коссовская и др.,

Таблица 49

Связь зон гидротермального изменения с температурами в активных гидротермальных системах [Palmason et al., 1980]

T,°C	Зоны гидротермального изменения	Минералогическая характеристика	Региональные метаморфические фации
50		Низкотемпературные цеолиты и смектитовые образовния	Цеолитовые
100	I. Смектит-цеолитовая	Низкотемпературные цеолиты→ломонтит	
150		Межслойные смектиты, ломонтит→вайракит	
200	II. Смешанослойных глинистых минералов	Смектит→смешанослойные глинистые минералы	
250	III. Хлорит-эпидотовая	Смешанослойные глинистые минералы → хлорит, эпидот – постоянное присутствие	Зеленых сланцев
300	IV. Хлорит-актинолитовая	Актинолитовые образования, плагиоклаз, обычно альбитизированный	

1981; Коссовская, 1982]. От рассмотренных выше высокотемпературных гидротермальных систем Исландии эта система отличается значительным содержанием в измененных породах калиевого полевого шпата (особенно в верхних 150 м разреза) и ангидрита. В целом же общая картина изменения пород высокотемпературными флюидами сохраняется. Гидротермальному изменению подвергались прежде всего базальтовые стекла, затем оливин, пироксен и плагиоклаз. Под зоной окисления в верхах разреза найден гематит, до глубины 300 м распространен опал. В зоне, где температуры не превышают 200–230° С, развиты также различные цеолиты (главным образом морденит, стилбит, анальцим, в меньшей степени его кальциевый аналог вайракит) и монтмориллонит. Ниже цеолитовой зоны на глубине свыше 350 м обнаружен пренгит, а эпидот встречен на глубине 450–650 м, где температуры существенно превышают 200° С.

С ростом температуры происходит переход зоны распространения монтмориллонита через смешаные слои монтмориллонита и хлорита к зоне, где полностью преобладает хлорит. Ниже зоны кислотного выщелачивания по всему разрезу распространены кварц, пирит, кальцит (особенно в верхних 600 м) и ангидрит. Температура глубинного флюида составляет 250–290° С, р Н ~ 5,5, а $m_{CO_2} \approx 0{,}02$ [Björnsson et al., 1972; Tomasson, Kristmannsdottir, 1972; Ellis, 1979].

Межконтинентальные рифты

Преобразование пород гидротермами межконтинентальных рифтов изучено пока достаточно детально только в гидротермальной системе Солтон Си, находящейся на продолжении рифта Калифорнийского залива в глубь Американского континента. Геологический разрез этой системы сложен преимущественно осадочными породами. Они представлены речными песками, илами, глинами, а также алевролитами и глинистыми сланцами. С ними взаимодействует высокотемпературный (до 340° С) хлоридный натриево-кальциевый рассол с минерализацией свыше 275 г/кг. Установлено [Muffler, White, 1969], что еще при температурах ниже 100° С начинается постепенный переход монтмориллонита в иллит (через смешанослойное минеральное образование), становящийся полным при 210° С. При температуре ниже 180° С в результате взаимодействия горячего рассола с доломитом, каолинитом и анкеритом образуются хлорит, кальцит

и CO_2. При более высоких температурах (свыше 290–310°С) в породах в изобилии были встречены богатый железом эпидот а также К-полевой шпат, обнаруженный как в жилах, так и при переотложении плагиоклаза. Кроме того, при температурах свыше 300°С распространенными минералами глубинного изменения пород являются хлорит, калиевая слюда, кварц, пирит и альбит. Термальные рассолы имели pH около 4,7 и $m_{CO_2} \approx 0{,}01$ [Ellis, 1979].

Метаморфические изменения пород – переход от слабокристаллических и карбонатных осадочных минералов к вторичным полевым шпатам, эпидоту, хлориту, CO_2 и воде – приводят к минеральной ассоциации, сходной с той, что возникает при тех же температурах в результате гидротермального изменения кристаллических и изверженных пород [Muffler, White, 1969].

К сожалению, данные о гидротермальном изменении пород в континентальных рифтовых зонах пока отсутствуют.

Островные дуги

Гидротермальные изменения пород в островодужных районах зоны современного вулканизма мы рассмотрим на примере нескольких характерных парогидротермальных систем азотно-углекислого, углекислого и сероводородно-углекислого типов.

К первому типу относится Паужетское гидротермальное месторождение, подробно изученное, с этой точки зрения, С.И.Набоко, Г.А.Карповым и А.П.Розниковой [1965] и другими исследователями. Гидротермальный метаморфизм и минералообразование развиваются здесь по всей толще андезитовых и дацитовых пород, слагающих резервуар системы и вскрытых скважинами до глубины 800 м.

Зона кислотного выщелачивания встречена на самой поверхности Земли обычно на глубинах менее 1 м.

Мощность зоны аргиллизации и цеолитизации с анальцимом и птилолитом зависит от прогретости пород и контролируется изотермами 50 и 150°. При более высоких температурах анальцим и птилолит вытесняются ломонтитом. Развитие монтмориллонита сопровождается обогащением породы магнием, а также железом и водой. Ниже этой зоны вскрывается зона распространения ломонтита и фельдшпатизации (адуляр, альбит). Цеолитизация и фельдшпатизация с глубиной ослабевают, и ведущими вторичными минералами становятся кальцит, хлорит, пирит, серицит, реже встречаются альбит, кварц, цеолиты, ангидрит, эпидот, адуляр и монтмориллонит. В самой глубокой зоне гидротермально измененные породы наиболее обогащены серой и углекислотой, что выражается в обилии пирита и кальцита. Современная пропилитизация на Паужетском месторождении протекает под воздействием слабокислых (pH ≈ 6) сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных растворов с H_2S при температурах 100–200°С на глубинах 300–800 м [Набоко и др., 1965].

Аналогичным образом происходит гидротермальное изменение андезитовых лав и туфов камчатской Долины Гейзеров, где изучена лишь верхняя зона аргиллизации. Здесь также вблизи источников, гейзеров и парогазовых струй породы разложены и превращены в белые и цветные глины. В районе Верхнегейзерных источников под воздействием кислых и слабокислых сульфатных терм вулканиты превратились в глинистые массы, содержащие алунит. В районе Гейзерной группы изменение пород происходит уже под воздействием хлоридных натриевых слабощелочных вод. Кислые туфы превращены здесь в глинистые породы, состоящие, по данным С.И.Набоко [1954] из галлуазита, гидроокислов железа, опала и самородной серы. Минералогический состав измененных пород, изученный В.А.Ерощевым-Шаком, В.А.Ильиным и другими исследователями, в районе слияния руч. Водопадного и р. Гейзерной изменяется сверху вниз от каолинит-монтмориллонитовых и монтмориллонитовых ассоциаций до смешанослойных хлоритов. При температуре вскипания гидротерм наряду с монтмориллонитом развиваются цеолиты. Таким образом, минералы, обнаруженные в приповерхностных частях Долины Гейзеров, характеризуют зону аргиллизации, видимая мощность кото-

рой не менее 10 м [Ильин, 1977; Тимофеев и др., 1979]. Очень часто парящие площадки измененных пород покрываются пленками или корками выцветов, образующихся при выпадении солей из парогазовых струй. Вокруг гейзеров возникают террасы, площадки и конусы, сложенные отложениями кремнезема.

На месторождении Вайракей (Новая Зеландия), относящемся ко второму типу, гидротермальному изменению подверглись в основном риолитовые вулканиты (андезиты встречаются лишь в глубоких частях разреза в западной части поля). Последовательность смены минералов ниже зоны выщелоченных кислотами каолиновых глин начинается с монтмориллонитовых глин, развитых на участках вскипания растворов (pH < 7) и понижения температур до 130–150°С. Ниже наблюдаются зоны цеолитизации, состоящие сначала из морденита, затем из более высокотемпературных ломонтита (150–200°С) и вайракита. Далее с ростом температур наблюдается переход к зонам адуляра и гидрослюд, развиты хлорит, вайракит, кварц и эпидот. Адуляр и обогащенная калием гидрослюда сосуществуют при температурах вод 250–260°С. Хлорит, слюдистые глины, так же как пирит и пирротин, встречаются по всему разрезу ниже зоны монтмориллонита. Кальцит в основном был встречен в андезитовых породах. Гидротермальное изменение пород происходит на глубине под воздействием термальных вод с pH ≈ 6,5 и $m_{CO_2} \approx 0{,}01$ [Ellis, 1979].

На месторождении Мацукава (Япония), представляющему третий тип терм, гидротермальному изменению подверглись андезитовый и дацитовый спекшийся туф и андезиты. В отличие от рассмотренных выше гидротермальных систем термальный флюид с температурой 250–280°С, поступающий в нижнюю часть резервуара, имеет pH 3–4. Такие кислые воды содержат высокие концентрации SO_4 (500–1500 мг/л). В верхних 150 м разреза в измененных породах обнаружены сапонит, хлорит и серицит. В зоне активного восходящего потока с глубиной наблюдается определенная последовательность зон гидротермального изменения пород, в которых преобладают сначала хлорит, затем монтмориллонит и, наконец, каолинит и алунит. С верхней частью зоны распределения хлорита ассоциируют ломонтит, гидрослюда, кальцит, кварц, пирит, ангидрит и гипс. В зоне развития монтмориллонита находятся гидрослюда, кальцит и ангидрит. Кварц и пирит встречены в зонах каолинитизации и алунитизации пород (Ellis, 1979].

Сходная картина наблюдается и на месторождении Матсао (о. Тайвань), относящемся к тому же сероводородно-углекислому типу, где гидротермальное изменение андезитовых пород также связано с поступлением высокотемпературных (~ 290°С) кислых (pH < 3) флюидов. Кислотное выщелачивание пород приводит здесь к преобладанию в них каолинита, кварца (или опала), пирофиллита, и в приповерхностных условиях алунита. Промежуточные зоны с несколько бо́льшим pH вод содержат гипс (или ангидрит), пирит, иллит и кальцит. Повышение pH до 5–6 при температурах 250–290°С и $m_{CO_2} \approx 0{,}02$ вызывает появление таких вторичных минералов, как эпидот, К-полевой шпат, иллит, магниевый хлорит, кварц и пирит. Кварц, кальцит, пренит, пирротин и халькопирит откладывались в жилах [Chen, 1970].

Таким образом, в рассматриваемых регионах можно выделить три основных типа гидротермальных изменений пород, происходящих в глубоких частях водоносных систем при температурах 150–300°С.

Первый тип, примером которого являются метасоматиты исландских высокотемпературных месторождений парогидротерм, характеризуется преобладанием среди вторичных минералов кальцита, ломонтита, хлорита и эпидота, образованных под воздействием на породы маломинерализованных гидрокарбонатно-сульфатных (обычно с небольшим количеством хлора) флюидов.

Второй тип характеризуется высокой активностью калия, т.е. интенсивным образованием в процессе гидротермального изменения пород К-полевого шпата и К-гидрослюды, а также вайракита и ангидрита. Он обычно проявляется в резервуарах береговых терм и, по-видимому, гидротерм океанического дна. Этот тип гидротермального изменения пород широко развит также в других системах с высокой минерализацией

термальных флюидов (Солтон Си), состав которых, как и во всех перечисленных случаях, хлоридный натриево-кальциевый.

Третий тип гидротермального изменения пород обусловлен воздействием сильнокислого термального флюида, в составе которого в значительном количестве присутствует сульфат, а среди газов преобладают H_2S и CO_2. Такое воздействие приводит к активному кислотному выщелачиванию пород по всему разрезу и образованию в них каолинита, кварца, алунита, а также ангидрита, гипса и пирита (Мацукава, Матсао).

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА И ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Материалы, изложенные в предыдущих главах, показывают, что гидротермы, встречающиеся в вулканических районах рифтовых зон и островных дуг, чрезвычайно разнообразны по минерализации, солевому и газовому составу, окислительно-восстановительному потенциалу и прочим геохимическим особенностям. В этой главе мы попытаемся систематизировать все имеющиеся данные, представив их в виде формально-генетической классификации разновидностей гидротерм этой крупной специфической группы.

Основные черты состава термальных вод и газов в зоне современного вулканизма довольно сходны. Однако, как показало изучение геологически различных районов этой зоны (Исландии, Камчатки, Восточной Африки и др.), а также отдельных гидротермальных систем в пределах каждого района, в геохимическом облике конкретных гидротерм имеются и существенные различия. Эти различия определяются пространственным положением гидротермальной системы относительно вулканического очага, условиями ее теплового питания, первоначальным составом вод, пород и магматических эксгаляций, интенсивностью поступления последних в гидротермальные системы, геохимическими процессами взаимодействия вулканических газов, подземных вод и водовмещающих пород в глубинных высокотемпературных условиях и, наконец, приповерхностными процессами дегазации, окисления, минералообразования, конденсации паров и газов, концентрирования вод и др.

Различные сочетания перечисленных выше факторов в конкретных районах обусловливают формирование в их пределах специфических разновидностей гидротерм, примеры которых подробно описаны. Это обстоятельство предопределило неоднократные попытки создания универсальной классификации гидротерм (мы рассмотрели их в главе первой). С.А. Брусиловский [1979] проанализировал научно-методологические трудности, возникающие при решении этой задачи. Он подчеркнул статистический характер границ между группами подземных вод, обособляющимися по генезису и/или химическому составу, и указал, что классификация, подходящая для одной геохимической провинции или генетической группы подземных вод, может быть непригодной для другой их совокупности.

Выбрав в качестве объекта исследований гидротермы вулканических областей, мы пришли к выводу, что наиболее существенные различия между ними определяются набором гидрохимических и геотермических характеристик. Первая группа характеристик учитывает различия в минерализации, солевом и газовом составе гидротерм, а вторая – их физическое состояние, отражающее термодинамические условия недр. Использование второй группы факторов в качестве объективного классификационного критерия стало возможным лишь после широкого применения методов оценки глубинных температур по геохимическим показателям (см. главу восьмую), разработан-

ным только в последнее десятилетие. Базирующаяся на этих критериях классификация, которую мы предлагаем вниманию читателя (табл. 50, см. вкл.), представляет, как нам кажется, и определенный практический интерес, позволяя правильно организовать работу по выявлению гидротермальных ресурсов для их использования как источника энергии в различных областях народного хозяйства.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КЛАССИФИКАЦИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

По газовому составу все реально существующие в областях современного вулканизма термальные и минеральные воды можно подразделить на сероводородно-углекислые, углекисло-водородные ("водородные"), углекислые, азотно-углекислые, азотные, метановые и азотно-метановые.

Каждая выделенная по составу газов группа терм, в свою очередь, подразделяется по анионному составу на три подгруппы: гидрокарбонатную, сульфатную и хлоридную. Внутри подгрупп проводится деление по величине минерализации, которое позволяет судить о составе вмещающих пород или участии в формировании изучаемых терм современных или погребенных вод морского генезиса.

Новым в предлагаемой классификации является подразделение термальных вод и парогазовых струй по тепловым параметрам. При этом используется несколько характерных температурных точек, разделяющих холодные минеральные воды, гидротермы, парогидротермы и парогазовые струи.

При разграничении холодных и термальных вод в предлагавшихся ранее классификациях [Овчинников, 1947; Щербаков, 1956, 1979 а, б; Макаренко, 1961; Иванов, 1961; Мавричкий, 1971; Дворов, 1972; Толстихин, 1975; и др.] используются разные температурные рубежи: 10, 20 и 35° С, принимаемые большей частью достаточно условно. С нашей точки зрения, объективнее для этой цели было бы использовать температуру "нейтрального" слоя для данной местности и считать термальными все воды, температура которых выше. В разных климатических зонах температура "нейтрального" слоя неодинакова. Она меняется от отрицательных значений в районах распространения многолетней мерзлоты до +28° С в экваториальной Африке. Температурный режим подошвы слоя годовых температурных амплитуд был подробно рассмотрен Н.М. Фроловым [1966, 1976], который отметил также его недостаточную региональную изученность. Поэтому мы пока вынуждены тоже условно принять за границу между холодными и термальными водами температуру 20° С.

В подземной гидросфере выделяются следующие характерные температурные точки:

100° С – температура кипения воды при атмосферном давлении, у молекул воды разрывается 20% водородных связей [Haggis et al.,1952];

150° С – разделяет гидротермы, находящиеся при существующих на глубине давлениях только в жидкой фазе, и парогидротермы (это также максимальная "базовая" температура азотных вод);

180° С – отделяет фумарольные струи от сольфатарных (обычно при более высокой температуре в составе газов появляется HCl), парогидротермы с такой температурой при современном уровне техники уже могут быть использованы для выработки электроэнергии;

240° С – начальная температура системы с преобладанием пара, определяемая максимальной энтальпией насыщенного пара (2780 Дж/г при давлении 3,18 МН/м^2); молекулы воды имеют 34% разорванных водородных связей [Haggis et al., 1952];

400° С – критическая температура для минерализованных растворов, когда у воды разрываются все водородные связи и при небольших давлениях вода переходит в газообразное состояние. Отдельные нестойкие ассоциаты молекул воды могут существовать лишь при давлениях в несколько тысяч атмосфер [Смит, 1968];

700° С – происходит полное исчезновение димерных ассоциатов, и вода находится

исключительно в газообразном состоянии, это – максимальная температура фумарольных струй в межпароксизмальный период активности действующих вулканов;

1200° С – температура, характерная для базальтовых расплавов, при которой молекулы H_2O начинают разрушаться, т.е. идет процесс в значительной степени термической диссоциации воды.

По своей температуре и физическому состоянию различные типы газоводопроявлений областей современного вулканизма объединяются в три основных класса: гидротермы, парогидротермы и парогазовые выделения.

Комбинация перечисленных признаков (газовый состав, преобладающие анионы, минерализация, температура) определяет отнесение реально встречающихся в вулканических районах разновидностей гидротерм к той или иной клетке предложенной классификации. Как выясняется, такая классификация имеет определенный генетический смысл, если принять во внимание конкретные условия формирования внесенных в таблицу изученных разновидностей гидротерм. Эти условия определяются различными процессами и факторами, подробно рассмотренными Е.В. Пиннекером [1977]. Из всего их многообразия перечислим те, которые играют ведущую роль именно в областях современного вулканизма. Главное значение здесь имеют три группы факторов: 1) геологические (магматизм, тектоника, состав пород, генерация газов и др.); 2) физические (температура, давление, пространство и время); 3) физико-химические и химические свойства элементов, растворимость химических соединений, кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия). Две последние группы факторов тесно связаны между собой. Так, изменение P–T условий неминуемо сказывается на величине других термодинамических параметров среды (pH, Eh, $P_{газ}$ и др.).

ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ

Процессы, определяющие формирование гидротерм областей современного вулканизма, объединяются в пять больших групп, из которых первая является специфической именно для этих регионов. Каждая группа включает в себя широкий набор процессов, часть которых имеет место и в других районах, а некоторые характерны только для вулканических областей. Для удобства передачи этой информации в графическом виде каждому из процессов припишем определенный индекс.

I. Процессы, определяющие фазовое состояние подземных вод

1. Нагрев вод в региональных (нормальных, фоновых) геотермических условиях:
   1_1 – когда вода находится в гидротермальной системе только в жидкой фазе;
   1_2 – когда происходит кипение в приповерхностных условиях.
2. Нагрев вод в аномальных геотермических условиях (при внедрении в водоносную систему глубинного высоко-температурного флюида или магматической интрузии):
   2_1 – когда кипение идет только в приповерхностных условиях, что приводит к концентрированию растворов, благодаря удалению части молекул H_2O;
   2_2 – при котором происходит кипение в пласте и образование гидротермальных систем с преобладанием пара.

II. Процессы поступления вещества в раствор

3. Газонасыщение подземных вод (с частичной диссоциацией активных газов):
   3_{1-2} – магматогенными мантийными газами (H_2S, CO_2, H_2, HCl, HF, NH_3 и др.);
   3_1 – в глубоких водоносных горизонтах;
   3_2 – в приповерхностных и поверхностных водах ("остаточными", т.е. профильтровавшимися через глубокие водонапорные горизонты газами – H_2S, CO_2);

3_3 – метаморфогенными газами (CO_2 и отчасти H_2S);
3_4 – атмогенными газами (N_2, Ar, O_2);
3_5 – биогенными газами (CH_4, CO_2, N_2);
3_6 – радиогенными газами (He, Ar и др.).

4. Выщелачивание и растворение неизмененных вулканогенных и осадочных пород:
4_1 – кислыми термальными растворами (с обогащением вод Fe, Al, Ca, Na, K, H_2SiO_3);
4_2 – углекислыми водами (с обогащением их Ca, Mg, Na, K, Fe, H_2SiO_3);
4_3 – нейтральными и щелочными термальными водами (с обогащением растворов H_2SiO_3);
4_4 – хлоридными натриевыми рассолами (с обогащением последних Na, K, Ca, Fe, HCO_3, H_2SiO_3).

5. Выщелачивание и растворение гидротермально измененных пород (с обогащением вод SO_4, Ca, K, Mg, Li, Rb, Ba и др.):
5_1 – холодными пресными водами;
5_2 – термальными водами различного состава.

6. Выщелачивание и растворение эвапоритов с обогащением термальных рассолов Cl, Na, K, Ca, Mg, Li, Sr, B и др.

7. Окислительные процессы в системе порода–раствор:
7_1 – окисление сульфидных минералов (кислородом подземных вод и другими природными окислителями) с образованием кислых растворов, насыщенных сульфатом и тяжелыми металлами;
7_2 – окисление органического вещества с образованием слабо углекислых растворов.

III. Процессы, выводящие вещество из раствора

8. Дегазация терм (CO_2, H_2, H_2S, N_2 и др.):
8_1 – удаление свободной (растворенной) CO_2 и связанное с этим выпадение в осадок $CaCO_3$;
8_2 – удаление свободного (растворенного) H_2S и связанное с этим процессом выпадение в осадок сульфидов;
8_3 – снижение газосодержания CO_2 и H_2S при взаимодействии с породами.

9. Кристаллизация солей:
9_1 – выпадение в осадок SiO_2 (при изменении P–T условий);
9_2 – выпадение в осадок $CaSO_4$ (при пересыщении раствора в результате нагревания свыше 40° C);
9_3 – выпадение в осадок $CaSO_4$, S^0, Fe_2O_3, MnO, $BaSO_4$ и других на "окислительном барьере";
9_4 – выпадение в осадок сульфидов на "восстановительном барьере";
9_5 – выпадение в осадок $CaCO_3$, $CaSO_4$, Na_2SO_4, NaCl, $MgSO_4$ и KCl на "концентрационном барьере".

10. Десульфатизация подземных вод:
10_1 – абиогенная десульфатизация вод в результате восстановления SO_4^{2-} до H_2S, в породах происходит сульфидообразование;
10_2 – биогенная десульфатизация и сопутствующее ей выделение из раствора H_2S (в условиях умеренных температур и наличия органических веществ).

IV. Процессы обмена веществом между раствором и породой (привнос ⇌ вынос вещества)

11. Метасоматоз и ионный обмен:
11_1 – сернокислотный метасоматоз (образование серных кварцитов–алунитов) с удалением из раствора Si, Al, S, Fe и поступлением в него Na, Ca, Mg, K и др.;

11_2 – кальциевый углекислый метасоматоз (ломонтитизация – цеолитизация) с удалением из раствора Ca с привносом Na, в результате чего образуются содовые воды;

11_3 – обмен между раствором и глинистыми породами ионами Na, K, Mg, Ca, Fe, Al, Li, Rb, Cs, Ba, Cu, Pb, Zn, Co и др.

12. Гидратация пород (удаление из раствора молекул H_2O):

12_1 – с образованием природных кристаллогидратов (гипс, цеолиты);

12_2 – с образованием глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит);

12_3 – мембранный эффект.

13. Дегидратация пород (обогащение раствора молекулами H_2O):

13_1 – в результате разрушения кристаллогидратов;

13_2 – в результате метаморфизма глинистых толщ.

14. Валентные обмены в растворе:

14_1 – окисление H_2S до H_2SO_4 кислородом подземных вод и другими природными окислителями с образованием кислых, насыщенных сульфатом растворов.

V. Процессы массопереноса и смешения вод

15. Диффузионное перераспределение вещества внутри водоносной системы (под влиянием градиентов *T, P, C*):

15_1 – термодиффузия;

15_2 – бародиффузия;

15_3 – концентрационная диффузия;

15_4 – самодиффузия (трансляционное движение молекул H_2O под воздействием ионов).

16. Диффузионно-конвективный (фильтрационный) массоперенос:

16_1 – естественная конвекция (под влиянием градиента температуры и вызванной им разницы плотностей раствора);

16_2 – вынужденная конвекция (под влиянием напорного градиента).

17. Смешение вод различного состава и минерализации:

17_1 – метеорные (пресные);

17_2 – метеорные озерные (минерализованные);

17_3 – магматические;

17_4 – метаморфогенные;

17_5 – седиментогенные;

17_6 – современные морские;

17_7 – кондуктивно охлажденные (разного генезиса).

Как уже отмечалось в главе первой, с учетом генезиса "аномального" тепла гидротермальные системы можно подразделить на два основных типа – развитые в вулканических и невулканических районах, а по условиям циркуляции вод и характеру резервуара – на пластовые и трещинно-жильные:

ВП – "вулканические" гидротермальные системы пластовой и трещинно-пластовой циркуляции;

ВТ – "вулканические" гидротермальные системы трещинные и трещинно-жильные;

РП – региональные ("невулканические") гидротермальные системы в осадочном чехле (пластовые);

РТ – региональные гидротермальные системы в зонах разломов (трещинно-жильные).

Кроме того, в тех же районах встречаются холодные минеральные воды:

ХП – холодные минеральные воды пластовые;

ХТ – холодные минеральные воды трещинные.

Такая индексация дает возможность охарактеризовать условия формирования каждой из известных на сегодня в вулканических областях разновидностей термальных и минеральных вод и тем самым выявить генетический смысл особенностей их химического состава и тепловых параметров.

Например азотные термы Рейкьявика (скв. G-4, Исландия), имеющие следующую формулу химического состава:

$$\text{РТ } N_2\ 98M_{0,3}\ \frac{CO_3 55Cl26SO_4 13HCO_3 5}{Na94}\ T\ 120^\circ C, \text{pH } 9{,}4, H_2SiO_3\ 221,$$

формируются вне прямого влияния вулканических процессов в условиях трещинной циркуляции вод под воздействием процессов, обозначенных по нашей системе индексами 1_1, 3_4, 4_2, 11_3, 16_2, $17_{1,4}$. Это значит, что нагрев этих вод происходит в региональных фоновых геотермических условиях и вода находится в гидротермальной системе только в жидкой фазе. Насыщение этих терм азотом (и аргоном) происходит за счет атмогенных газов. Их солевой состав формируется вследствие выщелачивания и растворения вмещающих вулканогенных пород (в данном случае – базальтов) нейтральными и щелочными термальными водами (с обогащением растворов H_2SiO_3), а также в результате обмена между растворами и глинистыми породами ионов Na, K, Mg, Ca, Fe, Al, Li, Rb, Cs, Ba, Cu, Pb, Zn, Co и др. На их окончательный состав влияют также процессы массопереноса, идущие под влиянием напорного градиента, и смешения метеорных и метаморфогенных вод.

Аналогичным образом, глядя на формулу химического состава и индексы, обозначающие процессы, можно расшифровать условия формирования и других характерных типов терм, встречающихся в рассматриваемых областях:

$$\text{ВП (ВТ) } CO_2, H_2S\ M_{<20}\ \frac{SO_4, Cl}{H, Al, Fe}\ T \leqslant 100^\circ \text{ pH } 0{,}8–5,\ 2_2, 3_2, 4_1, 8_{1,2}, 9_4, 11, 14, 16_2, 17_{1,3,4}$$

$$\text{ВП (ВТ) } CO_2, H_2S\ M_{<35}\ \frac{Cl, SO_4}{Fe, Al, H, Ca, Na, K}\ T \leqslant 100^\circ \text{ pH } 0{,}4–3{,}2_2, 3_1, 4_{1,3}, 7_1, 9_{1,4}, 11_1, 12_2, 14, 16_2, 17_{1,3}$$

$$\text{ВП } CO_2, H_2S\ M_{<1}\ \frac{HCO_3, SO_4}{Na, Ca, NH_4}\ T \leqslant 100^\circ \text{ pH } 5–7,\ 2_2, 3_2, 8_{1,2}, 12_2, 16_2, 17_{1,3,4}$$

$$\text{ВТ } H_2,\ CO_2,\ M_{<1}\ \frac{H_3SiO_4, HS, SO_4}{Na, K}\ T \leqslant 350^\circ \text{ pH } 7–9{,}2_2, 3_1, 4_2, 8, 9_{1,2,3}, 11_3, 12_2, 14, 16_2, 17_{1,3,4}$$

$$\text{ВП } CO_2 (H_2, CH_4)\ M_{14-23}\ \frac{Cl}{Na, Ca, K}\ T \sim 350^\circ \text{ pH } 5–6{,}5,\ 2_2, 3_{2,3}, 4_{3,4}, 8_{1,3}, 9_{1,3}, 10, 11_{1,3}, 12_2, 16, 17_{1,3,4,6}$$

$$\text{ВТ } CO_2, H_2, H_2S\ M_{30-50}\ \frac{Cl}{Na, Ca}\ T \leqslant 300^\circ \text{ pH } 5–6{,}5,\ 2_2, 3_1, 4_3, 5_2, 8, 9_{1,2,3}, 11_3, 12_2, 16, 17_{1,3,6}$$

$$\text{ХТ } CO_2\ M_{<5}\ \frac{HCO_3, Cl}{Na, Ca}\ T < 20^\circ \text{ pH } 5–7,\ 1_1, 3_3, 4_4, 8_{1,3}, 16_2, 17_{1,4}$$

$$\text{РП } CO_2\ M_{<40}\ \frac{HCO_3, Cl}{Na}\ T < 50^\circ \text{ pH } 9,\ 1_1, 3_3, 4_4, 8_{1,3}, 11_2, 16_2, 17_{1,4}$$

$$\text{ВТ } CO_2\ M_{<5}\ \frac{HCO_3}{Na}\ T \geqslant 180^\circ \text{ pH } 8–9,\ 2_2, 3_{2,3}, 4_4, 8_{1,3}, 10_1, 11_3, 12_2, 16_2, 17_{1,3,4}$$

$$\text{ВТ } CO_2 (H_2S)\ M_{<1}\ \frac{SO_4}{NH_4, Ca}\ T \geqslant 240^\circ \text{ pH } 3–7,\ 2_2, 3_{2,3}, 8_1, 12_{1,2}, 16_2, 17_{1,3,4}$$

ВТ CO_2 $M_{<5}$ $\frac{Cl}{Na,K}$ $T \leqslant 260°$ pH 6–9, 2_2, $3_{2,3}$, $4_{2,4}$, $8_{1,3}$, $9_{1,3}$, 10_1, $11_{1,3}$, 12_2, 16_2, $17_{1,3,4,5}$

ВП CO_2 $M_{\sim 300}$ $\frac{Cl}{Na,\ Ca,\ K,\ Li,\ Me}$ $T \leqslant 360°$ pH 5–6,5, 2_2, 3_2, $4_{3,4}$, 6, 8, 9, $11_{1,3}$, 12_2, $15_{1,3}$, 16, $17_{1,2,3,4,5}$

ВТ N_2, CO_2 $M_{<5}$ $\frac{Cl,\ SO_4}{Na,\ Ca}$ $T < 100°$ pH 6,5–9, 2_2, $3_{3,4}$, 4_2, 7, 9_1, 11_3, 12_2, 16_2, $17_{1,3,4,6}$

ВТ CO_2, N_2 $M_{<1,5}$ $\frac{HCO_3,\ SO_4,\ Cl}{Na}$ $T \leqslant 200°$ pH $\leqslant 9$, 2_2, $3_{2,3,4}$, 4_2, 9_1, 11_3, 12_2, 16_2, $17_{1,3,4}$

ВТ N_2, CO_2 $M_{<1,5}$ $\frac{SO_4,\ Cl,\ HCO_3}{Na}$ $T < 200°$ pH $\leqslant 9$, 2_2, $3_{2,3,4}$, 4_2, 5_2, 7_1, 9_1, $11_{1,3}$, 12_2, 16_2, $17_{1,3,4}$

ВП(ВТ) CO_2, N_2 $M_{<3}$ $\frac{Cl}{Na}$ $T \sim 250°$ pH $\leqslant 9$, 2_2, $3_{2,3,4}$, 4_2, 9_1, 10_1, $11_{1,3}$, $12_{1,2}$, 16_2, $17_{1,3,4,5}$

ВТ CO_2, N_2, $M_{<20}$ $\frac{Cl}{Na,\ Ca}$ $T < 200°$ pH $\leqslant 8$, 2_2, $3_{2,3,4}$, 4_3, $9_{1,2,3}$, 10_1, $11_{1,3}$, 12_2, 16_2, $17_{1,3,4,6}$

РТ N_2, He $M_{<1}$ $\frac{HCO_3, CO_3, Cl, SO_4}{Na,\ Ca}$ $T < 150°$ pH 6,5–9, $1, 3_{4,6}, 4_2, 11_3, 16_2, 17_{1,4}$

РТ N_2 $M_{<1,5}$ $\frac{SO_4,\ Cl, HCO_3}{Na}$ $T < 150°$ pH 8–10, $1, 3_4, 4_2, 7_1, 9_1, 11_3, 12_2, 16_2, 17_{1,4}$

РТ N_2 $M_{<5}$ $\frac{Cl,\ SO_4}{Na,\ Ca}$ $T < 100°$ pH 7–9, $1, 3_4, 4_2, 7_1, 9_1, 10_2, 11_3, 16_2, 17_{1,4,5}$

ВП CH_4 (CO_2, N_2) $M_{<300}$ $\frac{Cl}{Na,\ Ca}$ $T \sim 200°$, 2_2, 3_5, 4_3, 6, $9_{2,4}$, 10_1, 11_3, 12_1, 13_1, $15_{2,3}$, 16, $17_{1,3,5}$

ВТ CH_4 (N_2, CO_2) $M_{<300}$ $\frac{Cl}{Na,\ Ca,Me}$ T 60–200° pH ~5, 2, 3_5, 4_3, 6, $9_{2,3}$, 10_1, 11_3, 12_2, 13_1, $15_{2,3}$, 16, $17_{1,3,5,6}$

РП CH_4N_2 $M_{<3}$ $\frac{SO_4Cl HCO_3}{Na,\ Ca,\ Mg}$ $T < 75°$ pH $\leqslant 8$, 1_1, $3_{4,5}$, 4_2, 7_1, $9_{2,3}$, 11_3, 16_2, $17_{1,5}$

В выделенных нами по газовому составу типах термальных флюидов можно легко обнаружить несколько специфических подтипов.

Так, среди сероводородно-углекислых фумарольных флюидов четко выделяются кислые минерализованные сульфатные термы поверхностного и хлоридные (хлоридно-сульфатные) термы глубинного (по В.В. Иванову) формирования. В образовании этих терм основную роль играют процессы взаимодействия магматических газов с водоносными горизонтами и процессы выщелачивания вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород кислыми флюидами. В тех случаях, когда вмещающие породы содержат значительные количества серы, при взаимодействии их с высокотемпературными флюидами формируются необычные кислые парогидротермы

(Мацукава, Матсао). Маломинерализованные гидрокарбонатные термы образуются иногда при конденсации пара, содержащего много CO_2 в приповерхностных водоносных горизонтах.

В районах развития галогенных формаций при внедрении в водоносную систему магматических эксгаляций формируются кислые высококонцентрированные хлоридные натриево-кальциевые термальные рассолы. Среди процессов, определяющих химический облик этих рассолов, важную роль играют выщелачивание и растворение эвапоритов, кристаллизация солей, диффузионный и диффузионно-конвективный массоперенос (например, рассолы Даллола).

Углекисло-водородные ("водородные") термы, характерные для рифтовых зон, делятся на три группы. К первой относятся высокотемпературные маломинерализованные щелочные гидрокарбонатно-натриевые и кремнисто-гидросульфидные натриевые парогидротермы, развитые в районах современного вулканизма с океаническим типом земной коры. В их формировании важное значение имеют процессы смешения метеорных, метаморфогенных и магматических вод, насыщения их магматическими эксгаляциями, ионный обмен между раствором и вмещающими породами, выщелачивания последних в условиях высоких температур, а также процессы дегазации и пароотделения (Наумафьядль–Крабла). Ко второй группе терм относятся более минерализованные, преимущественно хлоридные натриево-кальциевые парогидротермы, в формировании которых принимают участие те же процессы, но протекающие в иной геологической обстановке (гидротермальные системы заключены в осадочной толще, легче поддающейся выщелачиванию и растворению). К третьей группе термальных минерализованных хлоридных натриево-кальциевых растворов относятся так называемые береговые термы, в формировании которых ведущую роль играют процессы смешения вод разного генезиса (в первую очередь поступление в гидротермальную систему современных морских вод), а также процессы массопереноса и выведения вещества из раствора (рассолы Рейкьянес).

Среди углекислых терм также выделяются несколько характерных подтипов. Гидрокарбонатные и карбонатные углекислые парогидротермы образуются в некоторых высокотемпературных гидротермальных системах с преобладанием пара и высоким содержанием CO_2 в местах концентрации пара. Воды такого облика (со слабокислым и нейтральным pH) встречаются и на больших глубинах в системах, резервуар которых заключен в метаморфических или осадочных породах. Основные процессы, формирующие их состав, – диссоциация CO_2, выщелачивание и растворение вмещающих пород углекислыми водами, смешение вод метеорного, метаморфогенного и магматического происхождения. Преобладание Na^+ в катионном составе объясняется слабой растворимостью $CaCO_3$ при высоких температурах и фиксацией Mg^{2+} и K^+ во вновь образованных глинистых минералах. В высокотемпературных гидротермальных системах с преобладанием пара, содержащего H_2S, при конденсации пара в приповерхностных горизонтах сероводород окисляется до H_2SO_4 кислородом подземных вод и другими природными окислителями с образованием маломинерализованных сульфатных растворов. Благодаря нейтрализующему воздействию карбонатсодержащих пород pH этих растворов близок к нейтральному.

Необычно высокая минерализация и состав высокотемпературных сульфатно-натриевых рассолов Чезано (Италия) можно объяснить внедрением магматических флюидов в локализованный седиментационный бассейн, в котором отлагался туфовый материал. Вместе с флюидом поступали Na^+, K^+ и Ca^{2+}, выносимые из щелочных вулканических пород. Существенно сульфатный характер термальных рассолов обусловлен, на наш взгляд, длительным поступлением и окислением сероводородсодержащих газовых струй, поступавших с магматическим флюидом в седиментационный бассейн. Благодаря испарению в условиях аридного климата происходило концентрирование этих рассолов, что привело к увеличению содержания SO_4^{2-} до 160 г/кг и выпадению в осадок кальция в виде $CaSO_4$ (триасовые эвапориты).

Углекислые хлоридно-натриевые (иногда натриево-кальциевые) слабощелочные

парогидротермы с минерализацией < 5 г/л, характерные для большинства областей современного вулканизма островных дуг (например, новозеландские термы), формируются в толще вулканогенно-осадочных пород, с которыми они взаимодействуют в условиях высоких температур. Выпадение в осадок кремнезема при изменении P–T условий, а также S^0, Fe_2O_3 и других на "окислительном барьере" в сочетании с процессами метасоматоза и ионного обмена, гидратации пород, массопереноса и смешения метеорных, магматических и метаморфогенных вод приводит к их окончательному химическому составу. Хлоридные термы приурочены к районам развития осадочных и вулканогенно-осадочных пород, накапливавшихся в морских бассейнах. Вместе с тем, судя по расчетам состава глубинной жидкой фазы в высокотемпературных гидротермальных системах (см. ниже), какая-то часть хлора может иметь и магматическое происхождение.

Более минерализованные ($\leqslant 35$ г/кг) хлоридные натриево-кальциевые растворы относятся к специфической группе береговых терм, процессы формирования которых были рассмотрены выше.

Термальные хлоридные натриево-кальциевые углекислые рассолы (до 300 г/кг и более) установлены только в районах развития в осадочных породах галогенных формаций. Основные процессы их формирования сходны с определяющими состав уже рассмотренных выше сероводородно-углекислых эвапоритовых рассолов. Для объяснения происхождения парогидротермальных рудообразующих рассолов Солтон Си дополнительно привлекались "мембранный эффект" глинистых сланцев, отделявших молекулы воды от рассола, а также поступление в гидротермальную систему вод озера Солтон Си и магматического флюида. Источником тяжелых металлов, обнаруженных в данном термальном растворе, служат осадочные породы, а происхождение CO_2 связывалось в основном с процессом термометаморфизма осадков и разрушения содержащихся в них карбонатов.

А з о т н о - у г л е к и с л ы е т е р м ы также делятся на три основные группы. К первой относятся термы, в анионном составе которых преобладает гидрокарбонат. Они формируются под влиянием тех же процессов, что и гидрокарбонатные углекислые термы, а специфика их химического состава обусловлена составом вмещающих пород: карбонатных толщ (индонезийский подтип), карбонатитовых лав (африканский подтип) и толеитовых базальтов (исландский подтип).

Формирование второй группы азотно-углекислых терм – сульфатных – связано в основном с процессами окисления серусодержащих соединений, находящихся в гидротермально измененных породах.

К третьей группе относятся хлоридные слабощелочные маломинерализованные термы Восточно-Африканского рифта (Аллалобеда) и островных дуг (Паужетка). Они формируются под воздействием тех же процессов, что и описанные выше углекислые новозеландские термы.

Минерализованные хлоридные натриево-кальциевые термы образуются в результате внедрения в гидротермальные системы современных морских вод или, как в случае с береговыми термами оз. Афрер (Данакиль, Восточная Африка), высокоминерализованных озерных вод.

Среди м е т а н о в ы х и а з о т н о - м е т а н о в ы х ф л ю и д о в, формирующихся в породах осадочного чехла, встречаются гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные подтипы, причем последние преобладают. Все они насыщены газами биогенного и отчасти атмогенного происхождения. Специфика химического состава этих терм определяется составом вмещающих пород, интенсивностью биогенной десульфатизации, процессами массопереноса и смешения вод. В образовании рассолов Африканского рифта (Найваша, Красное море) и Калифорнийского залива активную роль играют также процессы выщелачивания и растворения эвапоритов и дегидратации пород. В формировании рассматриваемых гидротерм могут принимать участие воды самого различного генезиса – метеорные, метаморфогенные, современные морские, седиментогенные и магматические.

А з о т н ы й т и п гидротерм формируется в основном в региональном тепловом поле при взаимодействии атмосферных вод с вмещающими породами. В зависимости от состава последних образуются щелочные маломинерализованные гидрокарбонатные, сульфатные или хлоридные термы. Минерализованные хлоридные натриево-кальциевые (натриево-калиевые) растворы возникают при поступлении в гидротермальную систему современных морских или соленых озерных вод. Процессы формирования таких береговых терм рассмотрены выше. Рассматриваемые термы содержат атмогенный азот. Лишь в некоторых источниках вблизи оз. Виктория (Африка) в составе газов существенное количество (до 17% об.) занимает радиогенный гелий.

Таким образом, по особенностям химического состава и минерализации терм, а также основным формирующим их процессам можно выделить несколько наиболее распространенных характерных типов (подтипов) термальных вод.

1. Сероводородно-углекислые фумарольные термы:

а) поверхностного формирования – кислые сульфатные со сложным катионным составом и минерализацией до 20 г/кг;

б) глубинного формирования – кислые и ультракислые хлоридные (хлоридно-сульфатные) со сложным катионным составом и минерализацией до 35 г/кг.

2 Углекисло-водородные ("водородные") высокотемпературные (до 350° С) маломинерализованные (< 1 г/л) кремнистые гидрокарбонатные или сульфатные флюиды, практически не содержащие хлора.

3 Углекислые или азотно-углекислые маломинерализованные, гидрокарбонатные и сульфатные натриевые (иногда аммонийные) парогидротермы с температурой до 240° С.

4. Углекислые или азотно-углекислые маломинерализованные (< 5 г/л) щелочные хлоридные натриевые флюиды с температурой до 300° С.

5. Метановые и азотно-метановые хлоридные натриевые минерализованные (до 10–30 г/кг) термы седиментационных бассейнов.

6. Азотные щелочные маломинерализованные (< 5 г/кг) сульфатные, гидрокарбонатные, реже – хлоридные натриевые термы с температурой на выходе ниже точки кипения, а на глубине менее 150° С.

7. "Содовые" щелочные термы.

8. Береговые термы хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией около 35 г/кг.

9. Эвапоритовые термальные рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 300 г/кг и более.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОВЕДЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДАХ

В настоящее время благодаря многочисленным экспериментальным исследованиям и теоретическим расчетам выяснена растворимость и электролитическая диссоциация самых различных веществ в воде и паре в широком диапазоне температур (0–800° С) и давлений (1–5000 бар), отвечающих условиям существования природных гидротермальных растворов. Наиболее важные результаты в этом направлении получили в СССР Н.И. Хитаров, В.А. Жариков, С.Д. Малинин, Г.Б. Наумов, М.И. Равич, Б.Н. Рыженко, И.Д. Рябчиков, И.Л. Ходаковский, а за рубежом – Р.М. Гаррелс, Х.Д. Голланд, К.В. Краускопф, Г. Хельгесон, Г. Кеннеди, А.Дж. Эллис и другие исследователи. В результате этих работ определены условия перехода в раствор, формы существования и пределы накопления многих компонентов реальных гидротерм в зависимости от солевого и газового состава этих флюидов, минералогического состава вмещающих пород, температуры и давления. Выявление общих физико-химических закономерностей формирования термальных растворов дало возможность использовать многочисленные

данные о составе разгружающихся гидротерм для объективных реконструкций (на количественной основе) состава глубинных термальных флюидов.

Рассмотрим в этом свете поведение главных компонентов химического состава высокотемпературных растворов.

Как известно [Ellis, 1979], концентрации большинства элементов, находящихся в термальных водах (Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn), ограничиваются устанавливающимися между минералами и водой в данных P–T условиях равновесиями, которые в общем способствуют удержанию этих элементов в минеральных фазах. Но имеются и такие элементы (Cl, Br, B, As, Cs), которые предпочитают находиться в водной фазе, попадая в нее в результате процессов растворения и выщелачивания минералов или с летучими.

Хлор. Природные водные растворы являются в основном ненасыщенными относительно хлора. В маломинерализованных растворах преобладает Cl^-, а в концентрированных – комплексные соединения хлора с катионами щелочных и щелочноземельных элементов. С ростом температуры закомплексованность хлора увеличивается. Минералами-осадителями хлора являются галит и сильвин. Равновесная концентрация хлора в растворе над этими минералами, согласно Б.Н. Рыженко [1981], составляет 5–6 моль/кг H_2O при 25° С и может еще возрасти с увеличением температуры. При недостатке щелочных элементов (и большом количестве щелочноземельных) концентрация хлора в природных растворах может составить $n \cdot 10^2$ моль/кг H_2O, но обычно она не достигает величины равновесной концентрации над осадками кристаллических хлоритов. И действительно, максимальные концентрации хлора (312 г/кг) наблюдаются в магниевых термальных рассолах соляного купола Черная Гора (Данакильская впадина), в хлоридных натриево-кальциевых парогидротермах Солтон Си они достигают 184 г/кг. Обычно же содержание хлора в термах островных дуг 1–2 г/кг.

Хлоридный тип водных растворов устойчив как в приповерхностных, так и в глубинных условиях земной коры при любых реальных температурах и давлениях. В случае вскипания парогидротерм в подземном резервуаре хлор остается в жидкой фазе. Лишь в очень кислой среде HCl становится летучим и переносится с паром.

Фтор. Концентрация фтора в природных термальных водах лимитируется растворимостью флюорита. Как показал А.Дж. Эллис [1970], при температурах до 230° С эта реакция имеет вид $CaF_2 \rightleftarrows Ca^{2+} + 2F^-$, а при более высоких температурах – $CaF_2 + 2H_2O \rightleftarrows Ca(OH)_2 + 2HF$. В присутствии кремния может иметь место реакция типа $CaF_2 + H_2O + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + 2HF$. Предельные концентрации фтора в обычных подземных водах ограничены величиной 10^{-3} моль/кг H_2O. При недостатке в растворе катионов щелочных земель содержание фтора увеличивается до $n \cdot 10^{-1}$ моль/кг H_2O. Так, высокая концентрация фтора (до 10 мг/л) отмечается в гидротермах Новой Зеландии в системах, где вмещающие породы характеризуются низким содержанием кальция. Общее распределение фтора может возрасти также в кислых растворах, в которых увеличивается содержание неионизированного HF и возможно образование SiF_6^{2-} или AlF_6^{3-}. Фтор находится в кислых растворах в виде HF, а в щелочных как простой ион F^-; в нейтральных растворах преобладают комплексные соединения фтора. Повышение температуры приводит к расширению полей существования комплексных форм [Рыженко, 1971].

Сера. Основными формами нахождения серы в термальных растворах будут сульфатные комплексы щелочей и щелочных земель, которые стабильны вплоть до очень высоких значений щелочности. Лишь сульфатные комплексы железа и алюминия разрушаются в щелочных растворах с образованием гидроксокомплексов этих элементов. В кислых растворах возрастает роль HSO_4^-. Тиосульфатные и политионатные ионы, по данным А.Дж. Эллиса [1970; Ellis, 1979], неустойчивы при высоких температурах (200–300° С):

$$S_2O_3^{2-} + H_2O \rightarrow H_2S + SO_4^{2-},$$

$$2S_5O_6^{2-} + 8H_2O \rightarrow 5SO_4^{2-} + 6H^+ + 5H_2S.$$

Они могут существовать при более низких температурах и нейтральных значениях pH раствора, когда равновесные концентрации сульфидных компонентов близки к точке сосуществования с серой. В этом случае в растворе встречаются ион S_4^{2-} и продукты его диссоциации S_2^- и S_3^-, придающие голубой цвет остывающим и частично окисленным термальным водам в грифонах и источниках. В маломинерализованных термальных водах преобладает SO_4^{2-}. Содержание сульфата в большинстве термальных вод с невысокой минерализацией, температурой 200–300°С и близнейтральным pH колеблется от 10 до 100 мг/л. В условиях высоких температур и особенно в присутствии H_2 происходит восстановление сульфатной серы [Малинин, Хитаров, 1969]. Минералом-осадителем сульфата даже из не очень концентрированных растворов является $CaSO_4$. Осаждение сульфатов других элементов может происходить лишь при существенном недостатке Ca^{2+} в растворе. Величина равновесной концентрации SO_4^{2-} в растворе над осадками сульфатов убывает с ростом температуры. Поэтому обычно очень высокотемпературные или высокоминерализованные гидротермальные системы имеют особенно низкие концентрации сульфата [Рыженко, 1981]. Исключением являются лишь высокотемпературные рассолы Чезано, где содержание SO_4^{2-} достигает 160 г/кг.

Углерод. Основными формами существования четырехвалентного углерода в водных растворах являются H_2CO_3, HCO_3^- и бикарбонатные комплексы щелочноземельных и щелочных элементов. Форма нахождения углерода в растворе зависит от величины pH. В нейтральных растворах преобладают бикарбонатные комплексы щелочноземельных и щелочных элементов и ассоциированные формы угольной кислоты HCO_3^- и H_2CO_3. При подкислении раствора растет содержание H_2CO_3, а с увеличением щелочности возрастает значение карбонатных комплексов. В кислых и слабощелочных растворах H_2CO_3 преобладает над HCO_3^-, причем тем сильнее, чем выше температура. Суммарные концентрации ионных и молекулярных форм ($CO_2 + HCO_3^- + CO_3^{2-}$) часто приводятся как ΣCO_2. Основными минералами-осадителями ΣCO_2 могут быть кальцит и доломит. Осаждение карбонатов натрия и калия возможно только при очень большом недостатке кальция или магния, а осаждение карбоната железа требует восстановительной обстановки. Равновесная концентрация ΣCO_2 в растворе, содержащем двухвалентные катионы, имеет порядок $n \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O, а в растворе над осадком карбонатов щелочных металлов – n·моль/кг H_2O. Поэтому карбонатными природные растворы могут становиться только при недостатке катионов щелочноземельных элементов [Рыженко, 1981]. Максимальная концентрация карбонатов (около 20 г/кг) отмечена в карбонатно-натриевых термальных растворах, разгружающихся по берегам содовых озер Восточно-Африканской рифтовой системы. Обычно же содержание гидрокарбонатов (или карбонатов) в термах составляет около 0,1–0,5 г/л и не превышает 1,5 г/л.

Натрий и калий. Основными формами их существования в термальных растворах являются ионы Na^+, K^+ и комплексные соединения этих элементов с хлором, сульфатом, гидрокарбонатом. В нейтральных растворах карбонатные и гидрокарбонатные комплексы натрия и калия не играют большой роли, но при подщелачивании раствора их содержание возрастает. Соотношение между другими комплексами зависит от концентрации в растворе SO_4^{2-}, F^-, Cl и др. Равновесные концентрации натрия и калия над осадками фторидов, фосфатов, сульфатов, карбонатов, хлоридов настолько высоки, что большинство природных растворов не насыщено относительно Na и K. Накопление щелочей в термальных водах ограничено растворимостью слюд и каркасных алюмосиликатов. В результате гидротермального изменения вмещающих пород происходит образование К-полевого шпата, К-слюды и альбита. При этом, согласно А.Дж. Эллису [Ellis, 1979], может осуществляться как простой ионный обмен калия раствора на натрий плагиоклазового полевого шпата, так и насыщение калием полевого шпата:

K^+ + альбит $\rightleftarrows Na^+$ + К-полевой шпат,

K + NaxCay-полевой шпат $\rightleftarrows x Na^+ + y Ca^{2+}$ + К-полевой шпат,

$2K^+ + 6SiO_2 + Al_2O_3 + H_2O \rightleftarrows 2KAlSi_3O_8 + 2H^+$,

$3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \rightleftarrows KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2K^+ + 6SiO_2$.

До образования К-слюды щелочи накапливаются параллельно, но затем происходит преимущественное обогащение раствора натрием, так что $Na/K \geqslant 10^1 - 10^2$ при отношении порода/вода, равном 10 [Рыженко, 1981]. Во всех гидротермальных системах (кроме кислых терм) наблюдается определенная зависимость между величиной отношения Na/K и температурой (с ростом температуры это отношение, как правило, уменьшается).

Концентрации щелочей в природных водных растворах могут, согласно Б.Н. Рыженко, достигать $n\cdot$ моль/кг H_2O. Минералами-осадителями щелочных элементов являются алюмосиликаты (при повышенных температурах) и хлориты. Максимальные концентрации натрия и калия были отмечены в термальных рассолах рифтовых зон. Так, на участках развития эвапоритовых толщ на соляном куполе Далол в рассоле были обнаружены концентрации натрия до 101 г/кг. В гидротермах, формирующихся в седиментационных бассейнах или в береговых зонах, куда внедряются современные морские воды, а также по берегам содовых озер концентрации натрия составляют обычно 10–15, а калия – менее 1,5 г/кг. В областях современного вулканизма, где отсутствуют морские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения или галогенные формации, содержание натрия в термах не превышает 0,5–1,5, а калия – 0,05–0,2 г/л.

Магний и кальций. В маломинерализованных термальных водах преобладают в основном Ca^{2+} и Mg^{2+}. С ростом минерализации растворов элементы образуют сульфатные, хлоридные и бикарбонатные комплексы. При этом в щелочных растворах возможно существование лишь карбонатных и гидроксокомплексов, а в нейтральных (при значительном парциальном давлении CO_2) – бикарбонатных комплексов. В более минерализованных термальных растворах основными формами нахождения магния и кальция являются сульфатные и хлоридные комплексы щелочноземельных элементов. Минералами-осадителями кальция служат фториды, карбонаты, сульфаты и фосфаты, а магния – фториды, карбонаты и силикаты. Над осадками этих минералов концентрации кальция и магния составляют, согласно Б.Н. Рыженко, $n\cdot(10^{-3} \div 10^{-4})$ моль/кг H_2O. В хлоридных растворах возможно существенное накопление Ca и Mg до концентрации $n\cdot 10^2$ моль/кг H_2O. Максимальные количества магния (104 г/кг) отмечены в термальных рассолах, разгружающихся на эвапоритовом куполе Черная Гора в Данакильской впадине. В высокотемпературных маломинерализованных водах концентрации магния обычно чрезвычайно низки – 0,01–10 мг/л. Как полагает А.Дж.Эллис [Ellis, 1979], они контролируются реакцией $xCa^{2+} + Mg\text{-силикат} + (2-2x)H^+ \leftrightarrow \rightleftarrows Mg^{2+} + xCa\text{-силикат} + ySiO_2$.

Максимальное количество кальция отмечается в высокотемпературных хлоридных рассолах Солтон Си – до 40 г/кг. В высокотемпературных маломинерализованных водах концентрации кальция невелики, обычно менее 100 мг/л.

Условия и механизм образования природных карбонатов гидротермального генезиса был подробно рассмотрен С.Д. Малининым [1979]. Им было показано, что растворимость $CaCO_3$ зависит от концентрации CO_2, температуры, давления, концентрации солевых компонент и pH раствора. Некоторые из этих параметров тесно связаны между собой. Так, pH функционально связан с концентрациями Ca^{2+} и CO_3^{2-}, в то время как содержание CO_2 в растворе, в свою очередь, является функцией давления и ионной силы электролита.

Растворение и осаждение $CaCO_3$ определяется в первую очередь режимом CO_2. Большинство термальных вод на глубине почти насыщено кальцитом. Поэтому, когда вода начинает кипеть и теряет CO_2, происходит осаждение $CaCO_3$ в природных каналах и скважинах. На растворимость карбонатов существенное влияние оказывает и температура, так как произведение активности $CaCO_3$ (как и других карбонатов) уменьшается с ростом температуры. Поэтому по мере подъема раствора в менее нагретые структуры растворимость карбонатов возрастает и лишь у самой дневной поверхности из-за активного отделения CO_2 резко падает. Растворимость карбонатов возрастает с увеличением концентрации (ионной силы) электролитов. В маломинерализованных растворах минимальная растворимость $CaCO_3$ отмечается при температурах 350–500° С.

Однако в высокоминерализованных углекислых растворах (6% NaCl) растворимость карбонатов при температурах более 350–450° С начинает резко возрастать.

Алюминий и кремний. Основными формами существования в термальных водах алюминия являются гидроксокомплексы (в кислых растворах возможно также присутствие хлоридных и сульфатных комплексов). Кремний в щелочных растворах встречается преимущественно в форме $H_3SiO_4^-$, а в кислых и нейтральных растворах – $H_4SiO_4^0$ [Рыженко, 1981]. Концентрации алюминия в термальных растворах определяются растворимостью гидроокиси и каолина (в присутствии кварца) или каркасных алюмосиликатов. Концентрации же кремнезема в растворе определяются растворимостью кварца и увеличиваются с ростом pH. Минералами-осадителями кремния и алюминия при высоких температурах являются алюмосиликаты при менее высоких температурах – кварц и гидроокислы алюминия. Равновесные концентрации кремнезема в растворах составляют, согласно Б.Н. Рыженко [1981], $n\cdot(10^{-2}\div10^{-4})$ моль/кг H_2O. В щелочных растворах возможно некоторое увеличение концентраций кремния, а в кислых – алюминия. Так, в щелочных исландских термах содержание кремнезема достигает 662 мг/г. Наибольшие концентрации алюминия (до 5 г/кг) были обнаружены К.К. Зеленовым [1972] в ультракислых рассолах кратерного оз. Кава Иджен. Обычно же в высокотемпературных маломинерализованных парогидротермах содержание алюминия не превышает 1 мг/л.

Железо. В высокотемпературных растворах с нейтральными значениями pH предельное содержание Fe^{2+} не превышает $n\cdot10^{-3}$ моль/кг H_2O. Оно возрастает с увеличением кислотности и щелочности раствора, а также в присутствии органического вещества. В приповерхностных условиях происходит окисление Fe^{2+} в Fe^{3+}. В нейтральных и щелочных растворах Fe^{3+} преобладает в виде гидроксокомплексов, а в слабокислых – фосфатных комплексов. Минералом-осадителем Fe^{3+} является гидроокись железа, и равновесные концентрации Fe^{3+} не должны превышать $n\cdot10^{-3}$ моль/кг H_2O. С повышением температуры равновесная концентрация Fe^{3+} в растворе увеличивается. Возрастает она и в очень кислых растворах, где гидроксокомплексы сменяются сульфатными или хлоридными комплексами железа [Рыженко, 1981]. Максимальные концентрации Fe^{3+} (~6 г/кг) отмечены в кислых (pH = 0,5) водах, разгружающихся на эвапоритовом куполе Даллол. Обычно же концентрации железа в кислых маломинерализованных термах не превышают 0,5 г/кг.

Общие закономерности растворения и отложения минералов. С повышением температуры значения произведений активности проходят через максимум (для разбавленных растворов обычно при температурах ниже 100° С), а затем резко уменьшаются. В присутствии электролитов эффект ионной силы, усиливающийся с температурой, приводит к повышению растворяющей способности раствора. Принципиальная диаграмма растворимости минерала в растворе электролитов при различных температурах и разной величине ионной силы, по С.Д. Малинину [1979], приведена на рис. 29. Образование в растворе электролитов ионных ассоциатов, возрастающее с температурой, также повышает температурный коэффициент растворимости (причем влияние ионных ассоциатов на повышение растворимости может намного превышать вклад ионного эффекта). Склонность электролитов к ассоциации с повышением температуры проявляется и у кислот, диссоциация которых в этих условиях резко уменьшается. В результате сильные кислоты при высоких температурах становятся слабыми, и на растворимость образованных ими соединений существенное влияние оказывает pH раствора.

Изменение P–T условий влияет на величину растворимости минералов в хлоридных натриевых растворах. Охлаждение раствора в определенном диапазоне величин общего давления и концентрации NaCl (ионной силы раствора) может вызвать как осаждение минералов (кварца, флюорита, ангидрита, барита, карбонатов), так и переход их в раствор. Вскипание растворов, сопровождающееся потерей CO_2, ведет к выпадению в осадок кальцита и доломита. Важную роль в осаждении многих минералов (за исключением, может быть, барита) играют реакции замещения карбонатных силикатных и сульфатных минералов с участием водородного метасоматизма [Holland, Malinin, 1979].

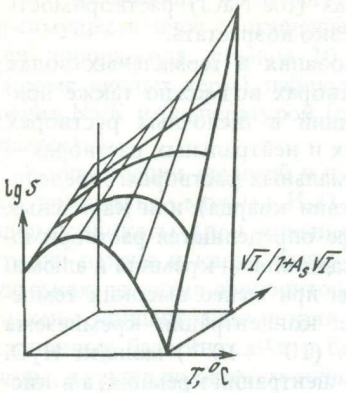


Рис. 29. Диаграмма растворимости минерала в растворе электролита при различных температурах и разной величине ионной силы, по С.Д. Малинину [1979]

S – растворимость вещества в растворе; A_S – коэффициент растворимости в уравнении фазовых равновесий в бинарных системах; I – ионная сила; T– температура, °С

В условиях земной коры в водной фазе, как было показано Б.Н. Рыженко, Г.Л. Мельниковой и Ю.В. Шваровым [1977, 1981], могут накапливаться Cl, S (VI), C (IV), Na, K, Ca, Mg и Si. В растворах, не имеющих общих ионов с твердой фазой, растворимость последней возрастает с увеличением концентрации растворенного электролита при одних и тех же значениях температуры и давления. При постоянной концентрации растворенного электролита растворимость карбонатов слабо зависит от температуры, а растворимость сульфатов уменьшается с ростом температуры (причем особенно существенно в маломинерализованных растворах).

Появление над раствором углекислоты и создание избыточного парциального давления CO_2 приводят к смещению pH растворов в околонейтральную область, увеличению растворимости твердых фаз и расширению поля существования сульфатов за счет поля карбонатов, особенно в приповерхностных условиях.

Взаимодействие воды и алюмосиликатов в присутствии CO_2 и хлоридов приводит к обогащению водной фазы щелочами и щелочноземельными элементами, накоплению кальция и магния и выведению последнего из раствора с ростом температуры. В алюмосиликатных породах формируется карбонатно-натриевый тип растворов, поле существования которых с ростом температуры увеличивается за счет сульфатно-натриевых растворов. Как отмечалось выше, ионы SO_4^{2-}, поступающие в раствор в приповерхностных условиях, удаляются из него при погружении вод в область высоких температур. Хлоридный же тип раствора устойчив при любых температурах.

Таким образом, согласно Б.Н. Рыженко и его соавторам, преобладающими компонентами минеральной составляющей водных растворов в условиях земной поверхности должны быть Na, Mg, Ca, Cl, C (IV), S (IV), а на глубине, где температуры существенно выше, – Na, Ca, K, Cl, C (IV), Si.

Растворимость различных химических компонентов в воде и насыщенном паре неодинакова. Растворимость газов заметно изменяется, уменьшаясь (при постоянном давлении) с ростом температуры и концентрации растворов. При вскипании бо́льшая часть газов переходит в свободную (паровую) фазу (исключение составляет NH_3). Так, при вскипании 250-градусной воды в эту фазу перейдет (при определенном сепарационном давлении) около 5% H_2O, но до 75% CO_2 и H_2S, первоначально растворенных в воде. В то же время водная фаза сохраняет около 85% NH_3 [Ellis, 1979].

В гидротермальных системах с преобладанием пара концентрация CO_2, H_2S, CH_4, H_2 и N_2 зависит от количества пара, отделившегося от воды, т.е. от сепарационного давления, при котором отбирается пар на выходе. Содержание газа в паре из скважин в различных гидротермальных системах широко варьирует от 0,007% об. (Ахуачапан) до многих десятков (Монте Амиата). Помимо газов, при температурах ниже 300° С в паре присутствуют SiO_2, H_3BO_3, HF, а также HCl (в кислых системах).

ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ ГЛУБИННОГО ФЛЮИДА

В приповерхностной зоне очагов разгрузки гидротерм вследствие процессов парообразования, дегазации и охлаждения вод нарушаются химические равновесия и первоначальный глубинный состав гидротерм может существенно измениться. Так, вода с температурой 250° С при давлении в 1 атм переходит в пароводяную смесь, содержа-

щую 70,3% воды (с температурой 100° С) и 29,7% пара. При этом бо́льшая часть растворенных газов (среди которых главное влияние на геохимическую обстановку оказывают H_2S и CO_2) отделяется вместе с паром, а в остаточной водной фазе возрастает концентрация солей. С потерей CO_2 и H_2S и постепенным повышением pH происходят соответствующие изменения в различных кислотно-щелочных равновесиях ионизации и в комплексообразовании:

$H_2CO_3^0 = H^+ + HCO_3^-$
$HCO_3^- = H^+ + CO_3^{2-}$
$H_2S = H^+ + HS^-$
$HS^- = H^+ + S^{2-}$
$HSO_4^- = H^+ + SO_4^{2-}$
$NaSO_4^- = Na^+ + SO_4^{2-}$
$KSO_4^- = K^+ + SO_4^{2-}$
$CaSO_4^0 = Ca^{2+} + SO_4^{2-}$
$MgSO_4^0 = Mg^{2+} + SO_4^{2-}$
$H_3BO_3 = H^+ + H_2BO_3^-$
$H_4SiO_4 = H^+ + H_3SiO_4^-$
$HF = H^+ + F^-$
$NH_4OH = NH_4^+ + OH^-$
$CaCO_3^0 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}$
$MgCO_3^0 = Mg^{2+} + CO_3^{2-}$
$KCl^0 = K^+ + Cl^-$
$NaCl^0 = Na^+ + Cl^-$
H_2S (пар) $= H_2S$ (вода)
CO_2 (пар) $= CO_2$ (вода)
SiO_2 (кварц) $= SiO_2$ (вода)

Чтобы реставрировать глубинный состав гидротерм, необходимо количественно учесть все компоненты системы вода–пар–газ. Из буровой скважины для химического анализа отбираются при известном давлении пробы жидкой и паровой фаз и измеряется энтальпия пароводяной смеси на поверхности (она не должна быть выше максимальной температуры в скважине, если туда поступает только жидкая фаза, – в противном случае реконструкция состава глубинного флюида невозможна). На основании этих данных с учетом констант равновесия можно вычислить составы однофазных глубинных горячих растворов в ионной и молекулярной формах и их pH. Значения констант равновесия при различных температурах приведены во многих известных работах [Наумов и др., 1971; Рыженко, 1974, 1981; Гаррелс, Крайст, 1968; Helgeson, 1969; Truesdell, Singers, 1974; Ellis, Mahon, 1977]. В двух последних работах, а также в монографии Б.Н. Рыженко описаны программы для ЭВМ, в которых учтены вариации констант равновесий комплексных ионов, газовых и растворенных компонентов для различных значений кислотности – щелочности. Коэффициенты ионной активности подсчитаны по уравнению Дебая–Хюккеля с учетом стандартных термодинамических свойств воды и пара.

Примером реконструкции состава глубинных флюидов путем термодинамических расчетов на основании химического анализа разгружающихся водной и паровой фаз и газов являются данные, полученные для гидротерм Исландии. Изучение состава термальных вод, пара, газа и конденсата в 14 пароводяных скважинах наиболее детально исследованных гидротермальных систем (Рейкьянеса, Свартсенги, Несьяведлира и Наумафьядля) позволило рассчитать глубинный состав термальных флюидов каждого месторождения [Arnorsson et al., 1978]. Для этого исландскими исследователями были подсчитаны активности 26 химических соединений и сделана количественная оценка химических равновесий в системах раствор–раствор и минерал–раствор (табл. 51). Расчеты производились с учетом вероятной глубинной температуры, определенной с помощью Si-термометра в предположении о равновесии воды с кварцем и одноактном адиабатическом вскипании гидротерм. Эти равновесия определяют pH раствора и подвижность восьми из десяти главных компонентов в термальных водах (Si, Na, K, Ca, Mg, $CO_{2\,общ}$, SO_4, F). Два оставшихся компонента Cl и $H_2S_{общ}$ ведут себя несколько иначе. Концентрация хлора в воде определяется только его поступлением в термальный раствор либо из морской воды, либо из пород в результате процессов выщелачивания. Этот консервативный элемент не переходит из раствора в гидротермально измененные породы. Что касается $H_2S_{общ}$, то его активность, вместе с активностью S^{2-} определяется растворимостью пирротина в термальных водах и реакцией их ионного обмена.

Таблица 51

Химический состав разгружающейся пароводяной смеси на месторождении Наумафьядль [Arnorsson et al., 1978]

Компоненты	мг/кг	мг-экв	экв-%
$H_4SiO_4^0$	632,6	6,59	
$H_3SiO_4^-$	421,8	4,44	40,8
Na^+	161,0	7,603	90
K^+	28,2	0,719	9
Ca^{2+}	1,6	0,080	1
Mg^{2+}	0,12	0,011	
HCO_3^-	24,7	0,405	3,8
SO_4^{2-}	122,1	2,54	23,3
HS^-	94,8	2,872	26,4
Cl^-	18,9	0,53	4,9
F^-	1,8	0,095	0,9
M	1507,62		
	Основные компоненты в конденсате, мг/кг		
CO_2		184,8	
H_2S		366,4	
	Газовая фаза, идущая с конденсатом, % об.		
CO_2		28,7	
H_2S		16,3	
H_2		41,6	
	л газа/кг конденсата/°С		
		0,63/20	
$P_{бар}$		10,4	

$$H_4SiO_4\,0{,}63M_{1,5}\,\frac{H_3SiO_4\,41\,HS\,26\,SO_4\,23\,Cl\,5\,HCO_3\,4\,F\,1}{Na\,90\,K\,9\,Ca\,1}$$

$pH/^\circ C = 9{,}20/15$

Как известно, pH высокотемпературных глубинных вод (до вскипания) определяется ионно-обменными равновесиями всех главных катионов. Активность одного катиона при данной температуре определяет активности всех других главных катионов и водород-иона. Нейтральное pH для высокотемпературных вод Наумафьядля и Несьяведлира, определенное по Si-температуре, составляет 5,7. Поэтому рассчитанные здесь значения pH 7,2–7,5 свидетельствуют о явно щелочной реакции этих вод. Как предполагают С. Арнорссон и др. [Arnorsson et al., 1978], на глубине (в однофазной системе) содержание главных компонентов во флюидах определяется, во-первых, их температурой, с которой связаны величины констант равновесий, и, во-вторых, присутствием в них хлора, определяющим абсолютные концентрации главных катионов. Согласно расчетам этих исследователей, в глубоких водоносных горизонтах рассматриваемых гидротермальных систем сульфаты присутствуют в виде соединений $NaSO_4^-$, $CaSO_4^0$, а свыше половины образуют свободный ион SO_4^{2-}. HSO_4^- диссоциирована полностью. Температура насыщения маломинерализованных терм Исландии ангидритом равна 320–340° С для Наумафьядля и около 300° С для Несьяведлира и Хверагерди.

CO_3^{2-} присутствует в значительно более низких концентрациях, чем $CaCO_3^0$ и $MgCO_3^0$, его подвижность зависит от растворимости кальцита. В рассматриваемых системах

Таблица 52

Химический состав глубинного флюида на месторождении Наумафьядль [Arnorsson et al., 1978]

Компоненты	мг/кг	мг·экв	экв·%	Компоненты	мг/кг	мг·экв	экв·%
$H_4SiO_4^0$	854,24	8,89		Cl^-	15,73	0,443	8
$H_3SiO_4^-$	25,86	0,272	5	F^-	1,71	0,090	1,6
Na^+	125,58	5,46	90,5	HF^0	0,02	0,001	
K^+	22,05	0,564	9,3	$NaCl^0$	0,205	0,0035	
Ca^{2+}	0,22	0,011		KCl^0	0,0149	0,0002	
Mg^{2+}	$1{,}32\cdot10^{-3}$	$5{,}42\cdot10^{-5}$		$NaSO_4^-$	44,65	0,392	7
HCO_3^-	57,71	0,946	17	KSO_4^-	5,40	0,040	0,6
CO_3^{2-}	0,006	0,0001		$CaSO_4^0$	2,995	0,022	
$H_2CO_3^0$	88,66	1,43		$MgSO_4^0$	0,48	0,004	
SO_4^{2-}	28,93	0,603	11	$CaCO_3^0$	0,030	0,0003	
HS^-	92,07	2,79	50	$MgCO_3^0$	$1{,}15\cdot10^{-4}$	$1{,}36\cdot10^{-6}$	
S^{2-}	$1{,}11\cdot10^{-3}$	$3{,}48\cdot10^{-5}$		M	1436,51		
HSO_4^-	0,291	0,003		$T_{расч.\ по\ кварцу}$	253,3		
H_2S^0	67,66	1,99					

$$H_4SiO_4\ 0{,}85\ M_{1,4}\ \frac{HS\ 50\ HCO_3\ 17\ SO_4\ 11\ Cl\ 8\ NaSO_4\ 7\ H_3SiO_4\ 5\ F\ 2}{Na\ 91\ K\ 9}$$

pH/°C = 7,48/253,3

Таблица 53

Состав парогазовой смеси в очагах разгрузки термальных флюидов, % об. [Ellis, 1979]

Гидротермальные системы	Доля пара в разгружающейся смеси*	Общее количество газов в паре, % об.	Общее количество газов в глубинном флюиде, % об.	CO_2	H_2S	CH_4	H_2	N_2+Ar	NH_3	H_3BO_3
Вайракей (среднее по всем скважинам)	0,32	0,063	0,020	91,7	4,4	0,9	0,8	1,5	0,6	0,05
Бродлендс, скв. 11	0,35	0,61	0,22	94,8	2,1	1,2	0,2	1,5	0,2	–
Матсао, скв Е205	~0,3	0,15	0,045	92	5	0,7	0,8	1,5	–	–

* При атмосферном давлении.

воды с температурой ниже точки кипения всегда полностью насыщены кальцитом. Пароотделение и дегазация приводят к перенасыщению $CaCO_3$ в водной фазе.

Незначительно диссоциирует в термальных водах кремневая кислота (1–3%), в то время как угольная кислота и сероводород диссоциируют наполовину.

Как видно из табл. 52, основными компонентами глубинного раствора Наумафьядль являются Na^+, K^+, HS^-, $NaSO_4^-$, SO_4^{2-}, HCO_3^-, $H_3SiO_4^-$, а также недиссоциированные формы кремневой и угольной кислот. Такой маломинерализованный высокотемпературный флюид кремнисто-гидросульфидного натриевого состава и характерен, по-видимому, для глубинных частей базальтового разреза областей современного вулканизма с океаническим типом земной коры.

В районах активного вулканизма островных дуг состав глубинных флюидов иной.

Таблица 54

Химический состав глубинного флюида на некоторых парогидротермальных месторождениях островных дуг

Местоположение, гидротермальная система	$T°$ C	pH	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-
Вайракей, скв. 24	20	8,3	1241,46 54,005 89,9	211,151 5,402 9,0	12,024 0,599 1,0	–	2198,086 61,987 96,5
Вайракей, глубинный флюид	250	6,6	850,63 36,997 90,0	144,68 3,701 9,0	8,016 0,399 1,0	–	1524,479 42,991 96,9
Бродлендс, скв. 13	20	8,6	981,673 42,710 88,9	199,42 5,1 10,6	2,405 0,12 0,2	–	1673,382 47,19 90,8
Бродлендс, глубинный флюид	255	6,3	657,514 28,598 88,3	136,86 3,502 10,8	1,603 0,08 0,2	–	1120,315 31,593 90,4
Матсао, скв. E 205	20	2,4	5586,57 242,995 68,8	899,35 23,006 6,5	1482,960 74,002 21,10	131,185 10,798 3,1	13684,858 385,945 98,7
Матсао, глубинный флюид	245	2,9	3655,4 158,997 67,2	625,63 16,0 6,8	1082,160 54,002 22,8	75,367 6,201 2,6	9182,327 258,941 99,3

Примечание. Первая строка – в мг/л, вторая – в мг·экв.%, третья – в %.

Таблица 54 (окончание)

Местоположение, гидротермальная система	$H_3SiO_4^-$	$H_4SiO_4^0$	HS^-	SO_4^{2-}	HSO_4^-	$NaSO_4^-$	KSO_4^-
Вайракей, скв. 24	39,554 0,50 0,8	857,231	0,992 0,03 –	24,976 0,52 0,8		3,572 0,03 –	–
Вайракей, глубинный флюид	0,791 0,01 –	632,909	2,315 0,07 0,2	6,724 0,139 0,3	0,097 0,001 –	14,286 0,12 0,3	1,352 0,01 –
Бродлендс, скв. 13	83,853 1,06 2,0	921,323	–	5,764 0,121 0,2	–	1,191 0,01 –	–
Бродлендс, глубинный флюид	0,791 0,01 –	697,001	3,638 0,11 0,3	0,961 0,021 0,1	0,097 0,001 –	3,572 0,03 0,1	–
Матсао, скв. E 205	–	873,254	–	195,962 4,081 1,0	19,414 0,20 0,1	70,240 0,59 0,2	6,758 0,05 –
Матсао, глубинный флюид	–	624,897	–	5,764 0,121 –	151,426 1,56 0,6	14,286 0,12 –	1,352 0,01 –

Это объясняется наличием здесь коры субконтинентального и даже континентального типа с вулканогенно-осадочными породами, часто содержащими солевой комплекс, а также присутствием хлора в магматических эксгаляциях.

А.Дж. Эллис [Ellis, 1979] рассчитал по той же схеме, что была рассмотрена выше, состав глубинного высокотемпературного флюида для двух хорошо изученных гидро-

HCl	F^-	HF	CO_3^{2-}	HCO_3^-	$H_2BO_3^-$	$H_3BO_3^0$	NH_4^+
–	8,359 0,442 0,7	–	0,6 0,02 –	23,186 0,38 0,6	18,855 0,31 0,5	148,397	1,624 0,089 0,1
–	5,509 0,289 0,7	0,6	–	44,542 0,729 1,6	–	117,481	0,18 0,01 –
–	4,560 0,242 0,5	–	4,801 0,16 0,3	158,031 2,29 4,4	54,742 0,90 1,7	219,504	1,804 0,1 0,2
–	2,470 0,132 0,4	0,8	–	187,319 3,070 8,8	–	189,824	0,361 0,2 0,6
–	1,710 0,089 –	5,802	–	–	–	618,32	39,686 2,2 0,6
21,147	–	5,402	–	–	–	445,190	27,059 1,502 0,6

$CaSO_4^0$	$MgSO_4^0$	$NaCl^0$	KCl^0	*M*, мг/л	Формула химического состава
–	–	17,533	–	4807,600	$M_{4,8}\frac{Cl\ 96}{Na\ 90\ K\ 9\ Ca\ 1}$
1,361	–	70,132	7,456	3433,545	$M_{3,4}\frac{Cl\ 97\ HCO_3\ 2}{Na\ 90\ K\ 9\ Ca\ 1}$
–	–	1,753	–	4314,215	$M_{4,3}\frac{Cl\ 91\ HCO_3\ 4\ H_3SiO_4\ 2}{Na\ 89\ K\ 11}$
–	–	54,936	7,456	3065,518	$M_{3,1}\frac{Cl\ 90\ HCO_3\ 9}{Na\ 88\ K\ 11}$
106,189	13,241	52,599	7,456	23795,654	$M_{23,8}\frac{Cl98SO_4\ 1}{Na69Ca21K6Mg3}$
17,698	98,7	935,088	74,555	17043,453	$M_{17,0}\frac{Cl99HSO_4\ 1}{Na67Ca23K7Mg2}$

термальных систем Новой Зеландии – Вайракей и Бродлендс, а также для месторождения Матсао на о. Тайвань (табл. 53, 54). Температура глубинного флюида в новозеландских гидротермальных системах была им определена тоже по Si-термометру и составляла 250–255° С, а значения pH, согласно расчетам, колебались от 6,3 до 6,6 (в то время как у нейтральных вод при такой температуре pH ~5,6).

В вулканической области Татун в районе Масао были вскрыты на глубине 300–1500 м углекислые парогидротермы с преобладанием воды над паром, с высокой минерализацией (до 23,8 г/кг), хлоридным натриевым составом и pH 2,4 [Ellis, Mahon, 1977].

В Матсао глубинный флюид с температурой 245°С и минерализацией до 17 г/кг содержит значительные концентрации кислот HF, HCl и HSO_4^- (см. табл. 53). Здесь pH = 2,9, и его величина контролируется, согласно А. Эллису, следующими равновесиями:

$$4S + 4H_2O \rightleftarrows H^+ + HSO_4^- + 3H_2S,$$
$$Mg^{2+} + HSO_4^- \rightleftarrows Mg(SO_4)_в + H^+.$$

Подобные своеобразные кислые парогидротермы встречаются довольно редко. Таким образом, глубинный состав термальных флюидов несколько отличается от их состава на поверхности, но тоже имеет региональную специфику, отражающую геолого-тектонические различия глубинного строения рифтовых зон и островных дуг. Так, недра районов с океаническим типом коры содержат маломинерализованный щелочной кремнисто-гидросульфидный натриевый высокотемпературный глубинный флюид, в составе газов которого содержатся H_2, N_2, CH_4, CO и CO_2. Островным дугам присущ несколько более минерализованный хлоридный натриевый обычно слабощелочной (иногда, как в Матсао, кислый) высокотемпературный глубинный флюид, в газовом составе которого присутствуют также HCl и HF. Состав глубинного флюида в континентальном рифте пока не подсчитан, но известно [Летников и др., 1977], что для всех пород и вулканов Восточно-Африканской системы характерно высокое содержание в газах CO_2, CH_4 и CO. Различный состав глубинных газов обусловлен разным механизмом генерации магмы в недрах океанического и континентального рифта, а также островных дуг.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

ЗАДАЧИ ГИДРОГЕОХИМИИ В СВЯЗИ С ОСВОЕНИЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

Новый источник энергии – глубинное тепло Земли – привлекает сейчас внимание ученых многих стран. Использование тепловой энергии, аккумулированной в подземных водах и парогидротермах, в практических целях (в основном для выработки электроэнергии) уже успешно осуществляется в 15 странах (табл. 55). Исследования и разведочное бурение с целью строительства ГеоТЭС проводятся еще в ряде стран – Чили, Индонезии, Тайване, Индии, Турции, а также в Эфиопии, Кении, Заире, Никарагуа, Гваделупе. Использование внутриземного тепла для теплофикации и горячего водоснабжения в наибольших масштабах осуществляется в СССР, Исландии и Венгрии, оно проводится также в Японии, Франции, США, Новой Зеландии, Италии и Румынии. Намечается сооружение систем теплоснабжения в Чехословакии и Югославии (рис. 30).

Использование гидротерм в практических целях определяется их тепловым потенциалом, ресурсами, глубиной залегания, давлением, химическим составом, влиянием на окружающую среду, а также экономическими особенностями района.

Тепловой потенциал подземных вод зависит от степени напряженности геотермического режима в данном регионе. Как известно [Поляк, Смирнов, 1968; и др.], величина фонового теплового потока зависит от возраста тектогенеза (времени консолидации земной коры и ее активизации). В мобильных поясах наблюдается резкая дифференциация теплового потока, что характеризует различные стадии и энергетику геосинклинального процесса.

Таблица 55

Действующие и строящиеся ГеоТЭС [Ellis, Mahon, 1977; Truesdell, 1975; Fanelli, Taffi, 1980; Берман, 1978; Кениг, 1975]

Местоположение, гидротермальная система	Средняя (максимальная) глубина скважины, м	Средняя (максимальная) T° C	Тип флюида			Мощность ГеоТЭС, МВт	
						Получаемая в 1979 г.	Планируемая дополнительно к 1985 г.
США							
Гейзеры Сонома	1500 (3120)	250 (285)	Пар (CO_2-H_2)	SO_4-Na	M 1,33	908	300
Империал Валли	1500 (2470)	300 (360)	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 260,0	10	50
Ист Меза	(2448)	200	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 28,0	–	10
Филиппины							
Тиви	950 (2300)	250	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 13,7	220	110
Мак Бан		250	ПВС (CO_2)	Cl–Na		165	55
Тонгонан	305	196 (224)	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 3,2	3	110
Италия							
Лардерелло	650 (1600)	170–220 (240)	Пар (CO_2)	SO_4-Na	M 0,5	380,6	–
Монте Амиата	780 (1500)	140–170 (190)	Пар (CO_2)	SO_4-Na, NH_3	M 1,0	25	–
Тревале	690 (1370)	200 (264)	Пар (CO_2)	SO_4-Na	M 1,0	18	–
Флегрейские поля	(1800)	(300)	Пар (CO_2)	Cl–Na	M 3,6	–	20
Альфина						–	15
Искья		175	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 20,0	0,5	–
Новая Зеландия							
Вайракей	800 (2300)	230 (260)	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 4,6	192	–
Каверау	800 (1250)	250 (285)	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 3,0	10	Увеличение
Бродлендс	1100 (2420)	255 (300)	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 4,1	–	150
Япония							
Мацукава	1000 (1500)	220 (280)	Пар (H_2S-CO_2)	SO_4-Na, Fe	M 0,8	22	Увеличение
Отаке	500 (900)	230 (250)	ПВС (CO_2-N_2)	Cl–Na	M 3,1	11	Увеличение
Хачобару	500 (800)	250 (300)	ПВС (CO_2-N_2)	Cl–Na	M 3	50	–
Оникобе	1000 (1350)	230 (288)	ПВС (CO_2-N_2)	Cl–Na	M 1,5	25	–
Онума	800 (1750)	200	ПВС (CO_2-N_2)	Cl–Na	M 3	10	–
Каконда		200	ПВС (CO_2-N_2)	Cl–Na	M2	50	–
Мори, Нигорикава							50
Мексика							
Серро Прието	1300 (2630)	300 (388)	ПВС (CO_2)	Cl–Na	M 27,6	150	250
Патэ	(530)	175	ПВС (CO_2)	Cl–Na		3,5	Демонтирована
Лос Азуфрес	(2000)	240	Пар (CO_2)	HCO_3-SO_4-Na	M < 1	–	50
Сальвадор							
Ахуачапан	1000 (1400)	230 (250)	ПВС (CO_2-H_2)	Cl–Na	M 19,3	60	40
Исландия							
Наумафьядль	1000 (1400)	250 (289)	ПВС (H_2-CO_2)	HCO_3-SO_4-Na	M 0,9	2,5	–
Крабла	1200 (2000)	250 (350)	ПВС (H_2-CO_2)	HCO_3-SO_4-Na	M 0,9	11,5	55
СССР							
Паужетка	350 (480)	200 (256)	ПВС (CO_2-N_2)	Cl–Na	M 1–3,9	11,0	22
Паратунка	500 (900)	80	Вода (N_2)	$SO_4-Cl-Na$	M 1,4	(0,7)	Демонтирована
Турция							
Кизилдере	700 (1000)	190 (220)	ПВС (CO_2)	HCO_3-Na	M 4,2	0,5 (5)	10
Китай							
Юангбайцзян,	26 (600)	150 (175)	ПВС (CO_2-N_2)			1,0	2,0
Хутанг		92	ПВС (CO_2-N_2)			0,3	
Фенгшунь, Вентанг, Юнькоу, Хуайлай		67–91	Вода (N_2)			0,7	Среднее по 4 станциям

Таблица 55 (окончание)

Местоположение, гидротермальная система	Средняя (максимальная) глубина скважины	Средняя (максимальная) $T°$, С	Тип флюида			Мощность ГеоТЭС, МВт	
						Получаемая в 1979 г.	Планируемая дополнительно к 1985 г.
Кения							
Олькария	(1300)	220 (286)	ПВС (CH_4)	$Cl-HCO_3-Na$		–	30
Никарагуа							
Момотомбо	400	230					30
Индонезия							
Кава Камоджанг	650 (761)	220 (238)	Пар (CO_2)	SO_4-Na	М 0,7	–	43
Чили							
Эль Татио	1000 (1820)	230 (265)	ПВС (CO_2)	$Cl-Na$	М 15,6	–	30

Распределение термальных вод на территории СССР было детально рассмотрено Б.Ф. Маврицким [1971]. Оно определяется региональными, геотермическими и гидрогеологическими особенностями, такими, как характер циркуляции, интенсивность водообмена, величина статических и динамических запасов и химический состав. С учетом гидрогеологических и геотермических показателей территория СССР подразделяется нами на 9 районов с различными перспективами использования термальных вод. Как видно из рис. 31 и табл. 56, в районах современного вулканизма Курило-Камчатского региона возможны все виды использования термальных вод. Здесь отмечаются высокие региональные средние значения глубинного теплового потока – до 92 мВт/м^2 и имеется множество термоаномалий – естественных выходов гидротерм самого различного состава и температуры. Наибольший практический интерес представляют здесь гидротермальные системы "гейзерного" типа с температурой, достигающей 250°С на глубине первых сотен метров. Это азотно-углекислые термы, в составе которых преобладают хлориды натрия; их минерализация составляет от 2 до 5 г/л. Системы этого типа заключены в вулкано-тектонических депрессиях или обширных кальдерах (например, источники Паужетки, Узона, Долины Гейзеров, Горячего Пляжа). Их расход достигает нескольких десятков литров в секунду и значительно увеличивается при бурении скважин.

В настоящее время в СССР наиболее эффективным направлением применения глубинного тепла Земли является теплоснабжение домов и теплиц, а также использование термальных вод в курортном деле.

На Камчатке, где пока работает небольшая опытно-промышленная ГеоТЭС на Паужетке (11 МВт), ведутся изыскания под строительство крупной (200 МВт) ГеоТЭС в районе Мутновского вулкана.

Использование гидротермальных ресурсов нашей страны может быть резко увеличено, так как по оценке Министерства геологии СССР [Нуршанов и др., 1977] возможно ежесуточное извлечение из недр 22 млн. м^3 термальных вод и 0,43 т пароводяных смесей. Однако для успешного освоения этих ресурсов необходимо решение нескольких важных гидрогеохимических проблем. К таким проблемам прежде всего могут быть отнесены: 1) коррозия скважин и труб, а также оборудования ГеоТЭС и индустриальных объектов термальными водами; 2) солеотложение в скважинах и трубопроводах; 3) загрязнение окружающей среды компонентами, содержащимися в термальных флюидах; 4) выяснение глубинных температур по особенностям состава поверхностных термопроявлений.

Вопросам борьбы с коррозией и солеотложением, а также с загрязнением окружаю-

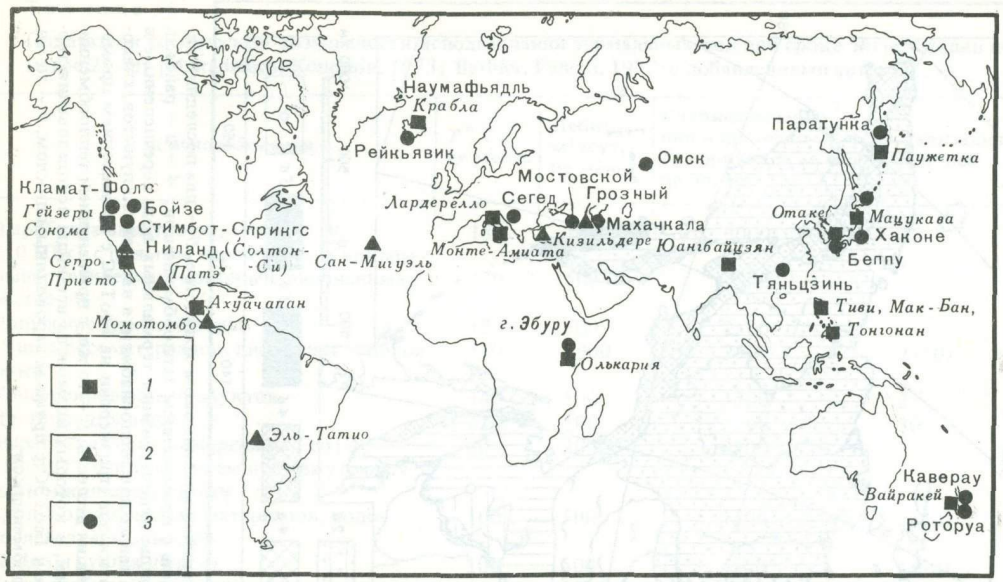


Рис. 30. Использование глубинного тепла Земли, аккумулированного в термальных водах и парогидротермах

1 – действующие ГеоТЭС; *2* – строящиеся и экспериментальные ГеоТЭС; *3* – теплоснабжение городов, индустриальное или сельскохозяйственное использование

щей среды, возникшим уже при первых попытках использования термальных и минеральных вод, посвящено много специальных работ [например, Сборник ..., 1981; Proceedings ..., 1970, 1975; и др.], и поэтому мы здесь на них не будем останавливаться. Значение третьей проблемы – борьбы с химическим, тепловым и акустическим загрязнением окружающей среды при практическом освоении гидротермальных ресурсов – в полной мере выяснилось лишь в последние годы, и мы рассмотрим ее подробнее.

Влияние гидротерм на окружающую среду. Использование парогидротерм для выработки геотермальной энергии сопровождается меньшим воздействием на окружающую среду, чем влияние на нее тепловых или атомных станций. Все же в ряде случаев оно довольно заметно. Так, при выбросе из скважин пароводяной смеси резко увеличивается уровень шума, превышая иногда 120 дБ. Водяная пыль покрывает деревья и траву, отлагая на них кремнезем и другие соли. В результате окружающие леса и поля могут быть уничтожены, как это случилось на гидротермальных месторождениях Вайракей и Ахуачапан. Иногда на значительные расстояния протягиваются трубопроводы, меняя местный ландшафт.

При сбросе на дневную поверхность отработанных термальных вод может происходить химическое загрязнение водоемов. Как уже отмечалось выше, гидротермы часто содержат большое количество солей и среди них F, B, As и тяжелые металлы. Простые расчеты показывают, что ГеоТЭС мощностью 100 МВт использует в год 10 млн. т геотермального флюида или около 100 млн. т горячей воды, которая может вынести из недр до 100 тыс. т солей хлора, от 50 до 1700 т аммиака, значительные количества фтора, серной кислоты, брома, мышьяка и других компонентов (табл. 57).

Конкретные гидротермальные системы, как правило, различаются некоторыми специфическими особенностями химического состава горячих вод и конденсата пара. В одних случаях (как, например, на месторождении Серро Прието) термальные воды характеризуются повышенной минерализацией, в других – высокими концентрациями какого-либо элемента (NH_4 и B в геотермальном флюиде Гейзеров Сонома и Ларде-

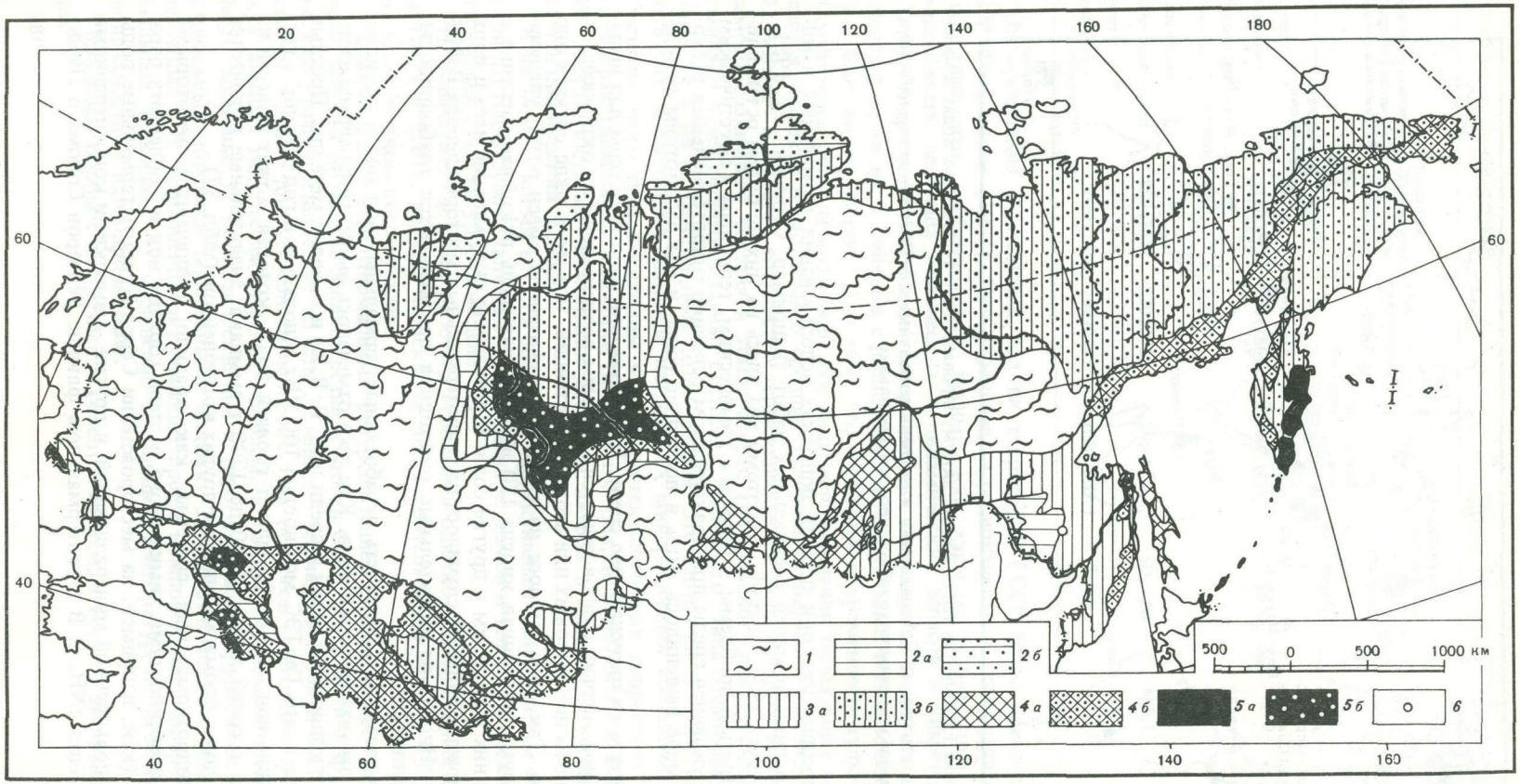


Рис. 31. Схема перспективного использования термальных вод СССР в практических целях

1 – районы, где использование термальных вод при современном уровне техники экономически не выгодно (на отдельных участках могут быть использованы термальные воды, извлеченные попутно при глубоком бурении на нефть); *2 – а* – районы возможного использования термальных вод в бассейнах и душевых павильонах, для обогрева грунта, оттаивания мерзлых пород и теплового орошения, *б* – то же, кроме последнего вида использования; *3 – а* – районы, где возможны все виды использования термальных вод, перечисленные в пункте 2, *а*, и, кроме того, для горячего водоснабжения и в теплично-парниковом хозяйстве, *б* – два последних вида использования лишь с применением теплообменников; *4 – а* – районы, где возможны все виды использования термальных вод, перечисленные в пунктах *2, а* и *3, а*, а также для теплоснабжения населенных пунктов, хладоснабжения и выработки электроэнергии на ГеоТЭС с применением промежуточных низкокипящих веществ, *б* – то же, с применением теплообменников; *5 – а* – районы, в которых возможны все виды использования термальных вод, включая ГеоТЭС с прямым пароводяным циклом, *б* – то же, с применением теплообменников

Таблица 56

Показатели технической возможности использования термальных вод при сроке эксплуатации не менее 25 лет [Макаренко, Кононов, 1973; Barbier, Fanelli, 1977; с добавлениями автора]

Вид использования	T ° С, не менее	Дебит, м³/сут, не менее	Глубина залегания водоносного горизонта, м, не более	Минерализация, г/л, не более
Выработка электроэнергии ГеоТЭС (10 МВт) с прямым пароводяным циклом	180	10000	3000	15
Выпаривание высококонцентрированных растворов	170	500	2500	
Получение тяжелой воды	170	500	2500	
Сушка лесоматериалов, диатомита, рыбной муки	160	1000	2500	2 (50)
Консервирование продуктов	140	500	1500	2
Дистилляция воды	120	500	2500	300
Выработка электроэнергии на ГеоТЭС (10 МвТ) с применением промежуточных низкокипящих веществ	80	20000	2500	
Сушка органических материалов, водорослей, травы, овощей	100	500	1500	2 (50)
Мойка и сушка шерсти	100	500	1500	2 (50)
Теплоснабжение населенных пунктов	65	1000	2500	5 (50)
Хладоснабжение	70	500	1500	50
Животноводство	45	500	1500	2
Теплично-парниковое хозяйство (обогрев воздуха и почвы)	60	500	1500	10 (50)
Горячее водоснабжение	50	1000	1500	1 (50)
Выращивание грибов	50	–	–	2
Подогрев почвы	40	500	1500	2 (50)
Бассейны для плавания	30	250	1000	50
Брожение и производство ферментов	30	–	–	2
Оттаивание мерзлых пород	30	250	2000	
Разведение рыбы	20	500	1000	1

Примечание. В скобках указана допустимая минерализация вод для геотермальных установок с теплообменником.

релло, As в термах Эль Татио). Они часто содержат и такие вредные для здоровья человека, сельского хозяйства и рыбоводства компоненты, как F, B, As, Zn, Cd, Pb, Hg, Se (табл. 58, 59).

Особенно большое загрязнение водоемов тяжелыми металлами наблюдается при сбросе геотермальных флюидов с высокой минерализацией, а при выходе на дневную поверхность маломинерализованных терм оно очень незначительно.

Концентрация в гидротермах фтора обычно ниже разрешенной для питьевых вод (1,5 мг/л) и лишь в редких случаях превышает этот уровень, достигая 20 мг/л.

Содержание в них бора тоже обычно ниже максимальной нормы для питьевых вод (20 мг/л). Однако на некоторых месторождениях (Лардерелло, Гейзеры Сонома, Ахуачапан) отмечаются более высокие его концентрации в водах, сбрасываемых в ирригационную сеть.

Свинец и кадмий в повышенных (опасных для здоровья) количествах встречаются лишь в очень соленых или кислых водах (Солтон Си, Серро Прието и Матсао). Проблема загрязнения пресных вод этими элементами, а также марганцем и железом возникает лишь когда минерализация термальных вод превышает 10 г/кг.

Концентрация мышьяка в гидротермах составляет обычно несколько, но иногда достигает 40–50 мг/л. Превышение допустимой нормы содержания его в водах (0,05 мг/л) уже в несколько раз может привести к отравлению, и поэтому удаление

Таблица 57

Общее количество химических компонентов, выносимых на дневную поверхность при работе некоторых ГеоТЭС, мощностью 100 МВт, т/год [Ellis, 1978; с добавлениями автора]

Компоненты	Серро Прието	Вайракей	Бродлендс	Крабла*	Гейзеры Сонома	Паужетка*
Li	320	350	300	20	–	300
Na	$1{,}5 \cdot 10^5$	$3{,}5 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4$	$2{,}1 \cdot 10^4$	–	$1 \cdot 10^5$
K	$4 \cdot 10^4$	5500	5000	2490	–	8000
Ca	$1 \cdot 10^4$	500	80	170	–	5900
F	40	200	200	120	–	200
Cl	$3 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^4$	$1{,}3 \cdot 10^3$	–	$1{,}7 \cdot 10^5$
Br	500	150	150	–	–	370
SO_4	170	700	200	$1{,}9 \cdot 10^4$	–	$4{,}7 \cdot 10^3$
NH_4	800	50	500	–	1700	60
B	400	750	1100	56	200	$4{,}1 \cdot 10^3$
SiO_2	$4 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^4$	$2{,}8 \cdot 10^4$	–	$1 \cdot 10^4$
As	30	100	100	–	–	375
Hg	–	0,025	0,035	0,03	0,04	0,04
CO_2	$1{,}5 \cdot 10^5$	8000	$4 \cdot 10^5$	$1{,}1 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^3$
H_2S	4000	300	6000	–	2000	–

* Из расчета увеличения мощности действующей ГеоТЭС до 100 МВт и соответствующего потребления термальных флюидов.

Таблица 58

Общий состав термальных вод и конденсатов пара, выходящих из скважин на геотермальных месторождениях, мг/л [Ellis, 1978; с добавлениями автора]

Компоненты	Содержание в воде	Содержание в конденсате	Допустимые концентрации в питьевой воде
Соленость (как NaCl)	500–200000	0–1	Cl–350 (200*)
pH	2,5–9 (обычно 6–9)	5–8	
SO_4	0–200	20–1700	500 (200*)
F	1–40	–	0,7–1,5 (1,3*)
B	1–1000 (часто 20–50)	0,01–1 (редко 20–200)	20
SiO_2	500–1500	–	
NH_3	1–100 (часто 1–10)	1–50 (редко 100–1000)	10
As	1–50 (часто 2–10)	0,002–0,05	0,05
Hg	0,00005–0,001 (в рассолах до 0,06)	0,001–0,06	0,001 (0,0008 в воздухе)
Cd	10^{-5}–1	–	0,01
Pb	0,004–100	–	0,03

* Наивысший желательный уровень.

мышьяка из таких термальных вод становится одной из важнейших задач. Один из методов ее решения, разработанный Г. Ротбаумом и Б. Андертоном [Rothbaum, Anderton, 1975], успешно применяется на месторождении Бродлендс. Термальная вода там перед сбросом остывает до 90°С, что позволяет осуществиться процессу полимеризации кремнезема. Затем в нее добавляют небольшие количества хлора, чтобы оки-

Таблица 59

Содержания хлора (в мг/л) и тяжелых металлов (в мкг/л) в термальных водах

Гидротермальная система	Cl	Fe	Mn	Cu	Pb
Вайракей*	2200	12	0,7	2	4
Бродлендс*	1740	360	13	1	4
Матсао*	9000	148000	28000	35	500
Серро Прието*	21000	200	640	5	5
Солтон Си*	184000	$2{,}3 \cdot 10^6$	$1{,}4 \cdot 10^6$	8000	$1 \cdot 10^5$
Крабла-Наумафьядль	20	21	$< 1{,}0$	40	24
Рейкьянес	29100	192	4200	26	2,6
Аллалобеда	710	–	5	$\leqslant 1$	4
Паужетка	1665	–	40	32	29
Долина Гейзеров	919	–	–	1,9	0,9
Большие Банные	150	300	60	–	40

*По А. Дж. Эллису [Ellis, 1978].

Таблица 59 (окончание)

Гидротермальная система	Zn	Cd	Ti	As	Sb	Hg
Вайракей*	2	0,5	–	4700	100	0,1
Бродлендс*	1	0,02	7	5700	200	0,1
Матсао*	8800	–	–	–	–	–
Серро Прието*	6	–	–	2000	400	–
Солтон Си*	$5 \cdot 10^5$	2000	1500	12000	400	6
Крабла-Наумафьядль	< 2	–	1,4	–	40	0,3
Рейкьянес	88	–	6,1	40	–	–
Аллалобеда	25	–	–	$\leqslant 100$	–	$\leqslant 1$
Паужетка	–	–	–	7500	285	0,4
Долина Гейзеров	70	–	–	1700	35	–
Большие Банные	5	–	–	500	–	–

слить арсенит в менее токсичный арсенат. Кроме того, добавляют небольшие количества гашеной извести, в результате чего образуется осадок силикатов кальция, в котором также содержится много мышьяка, извлеченного из воды. Для удаления мышьяка из термального раствора в последний можно также добавлять кислый раствор $FeSO_4$.

Концентрация ртути в термальных водах почти всегда ниже допустимой нормы для питьевых вод (1 мкг/л). Например, в системе Бродлендс, по данным А. Дж. Эллиса [Ellis, 1968], где с паром выносится около 5 г/ч ртути, ее концентрация в паровой шапке над месторождением составляет 0,2 мкг/л, а в воде, естественно, еще ниже (около 0,1 мкг/л). *Исключение составляют лишь высокоминерализованные рассолы* Солтон Си, где содержание Hg составляет 6 мкг/л. В отличие от термальных вод конденсаты пара более обогащены ртутью (1–5 мкг/л), а в кислых сульфатных конденсатах месторождения Мацукава ее содержание достигает даже 50–60 мкг/л.

Некоторые термальные воды, разгружаясь на дневной поверхности, откладывают сульфиды (главным образом сурьмы и мышьяка), которые содержат примеси и других тяжелых металлов – Hg, Tl, Au, Ag. Эти сульфидные осадки, содержащие до 100 и даже 1000 мг/кг ртути, в небольших объемах могут накапливаться в реках и озерах. Биологическое образование соединения ртути с метилом в осадках может вызвать

местное загрязнение вод и заражение ртутью рыб. Так, в Новой Зеландии в р. Вайкато, куда сбрасывает термальные воды ГеоТЭС, в тканях рыбы, выловленной ниже станции по течению, оказалось в 4,5 раза больше ртути, чем в рыбе, пойманной выше по течению. Однако в целом загрязнение вод Hg незначительно, так как растворимость ртути в термальных водах низка.

Вокруг действующих ГеоТЭС происходит также загрязнение воздуха. Выходящий на поверхность пар содержит от 0,5 до 6% вес. неконденсирующего газа (CO_2, H_2S, H_2, CH_4 и NH_4). Подсчитано, что для ГеоТЭС мощностью 1000 Мвт требуется 195 тыс. т пара/сут. Концентрация H_2S в природном паре колеблется в значительных пределах – от 30 мг/л в Отаке и на Вайракее до 400 мг/л в Серро Прието и 500–1000 мг/л в паре Бродлендса. На последнем месторождении ежесуточный дебит H_2S составляет 12–24 т. Здесь около 3 мг/л H_2S выделяется в паровой султан над охлаждающей башней. В атмосфере запах сероводорода ощущается уже при его концентрации 0,002 мг/л. Если содержание H_2S возрастает до 10 мг/л, то происходит раздражение глаз, а при 20 мг/л – легких. Запах сероводорода при содержании его в воздухе свыше 50 мг/л парализует человека, а при бо́льших концентрациях H_2S может наступить смерть. К сожалению, такие скопления сероводорода на геотермальных полях имеют место (например, в понижениях около скважин, труб, в канавах и термальных бассейнах), и несколько несчастных случаев было отмечено на Роторуа и других месторождениях [Ellis, 1968].

Способы удаления H_2S из газов рассмотрел Дж. Ласло [Laszlo, 1976]. Один из них – сжигание горючих газов, выделяющихся из газоотделителя, и последующее очищение остатка газов конденсатом пара с низким pH. При этом удаляется около 50% H_2S. Другой способ – добавка раствора $FeSO_4$ к воде, охлаждающей парогазовую смесь. Ион железа реагирует с растворенным H_2S, образуя серу. Ионы железа восстанавливаются заново при аэрации раствора в градирне. Конденсатор выводит газы в башню охлаждения, чтобы очистить их раствором. При этом удалялось около 90–92% H_2S, однако увеличился процесс коррозии, а оборудование и задвижки труб покрылись осадком FeS. Третий способ – непрямая конденсация. Вода, циркулирующая в градирне, отделяется от конденсата пара и газов в конденсорах из нержавеющей стали. Геотермальные газы, включая H_2S, не разбавляются воздухом и в высококонцентрированной форме извлекаются при процессе Стретфорда, который заключается в промывании газов раствором соды, натрий-аммоний-поливанадатом и антрохинондисульфоновой кислотой. Сульфиды окисляются ванадатом до серы. Восстановление ванадиевых растворов происходит путем восстановления ванадата на воздухе, а сера извлекается в виде высококачественного продукта.

Выделение в атмосферу углекислого газа хотя и не оказывает непосредственного влияния на здоровье человека, тем не менее может привести к так называемому тепловому загрязнению среды за счет парникового эффекта. Увеличение концентраций CO_2 в атмосфере над крупными ГеоТЭС по той же причине также приводит к увеличению средней температуры воздуха. Кроме того, на градирнях испаряется существенное количество воды (около 60 млн. $м^3$ воды в год на ГеоТЭС мощностью 1000 МВт), что может сказаться на климате данной местности.

Наконец, сброс отработанных термальных вод и конденсата пара в близлежащие водоемы может, повышая их температуру, существенно изменить экологическую обстановку. Чтобы этого не произошло, отработанные флюиды должны направляться в водоемы, расход которых превышает дебит сброса не менее чем в 30–100 раз. При таком разбавлении большинство химических компонентов термальных флюидов будет находиться в концентрациях, не представляющих опасности для здоровья человека.

Самым лучшим, хотя и сопряженным с дополнительными затратами способом борьбы с загрязнением окружающей среды при использовании гидротермальных ресурсов является закачка отработанного флюида обратно в пласт. Такие эксперименты успешно ведутся сейчас на месторождениях Серро Прието, Ахуачапан, Отаке, Гейзеры Сонома, Империал Валли и некоторых других. Конструируются специальные акустические камеры и звукогасители для снижения уровня шума действующих скважин.

Разрабатывается технология, не допускающая выброса газов в атмосферу, и ведутся исследования по извлечению из термальных вод как вредных, так и полезных компонентов.

Все эти мероприятия позволят свести к минимуму воздействие использованных термальных флюидов на окружающую среду, охране которой придается сегодня первостепенное значение, и тем самым повысить конкурентоспособность геотермальных ресурсов по сравнению с другими источниками энергии.

При развертывании работ по освоению этих ресурсов со всей остротой встает вопрос о выборе наиболее перспективных участков, их разведки и добычи в пределах выделенных выше различных гидрогеотермальных районов. Одним из путей решения этого вопроса является разработанный недавно гидрохимический метод определения глубинных температур подземных флюидов, весьма экономичный по сравнению с другими способами их оценки.

Гидрохимический метод определения глубинных температур подземных флюидов. В последние годы этот метод получил особенно большое распространение за рубежом [White, 1970; Fournier, Truesdell, 1973, 1974; Fournier, 1977; и мн. др.]. Предпосылкой для такого использования гидрохимических данных является установленная экспериментальными и полевыми исследованиями зависимость содержания ряда характерных компонентов гидротерм от температуры. Выраженная графически или аналитически, такая зависимость позволяет по концентрациям того или иного компонента или величине их отношения в поверхностных водопроявлениях оценить глубинную температуру гидротермальной системы. Опыт разбуривания современных гидротермальных систем показывает, что прогнозные температуры относятся к интервалу глубин от нескольких сотен метров до 1–2 км в зависимости от конкретной гидрогеологической обстановки.

Данный метод в принципе позволяет выявить наиболее перспективные участки гидротермального месторождения без проведения на нем буровых работ. Поэтому во многих странах он широко используется в практике гидрогеологических исследований при поисках и разведке термальных вод. К сожалению, в СССР этот метод еще только начинает осваиваться [Ильин и др., 1979; Ильин, Кононов, 1979; Барабанов и др., 1979].

Применение гидрохимического метода для расчета глубинных температур требует определенных допущений. Во-первых, предполагается, что ход химических реакций в системе "вода–порода" зависит в основном от температуры. Во-вторых, считается, что реакции достигают равновесия при базовой температуре, существующей в питающих горизонтах гидротермальной системы. В-третьих, во время миграции флюида к месту опробования не должно теряться значительных количеств тепла и растворенных на глубине компонентов или же приобретаться новых, характеризующих иные условия равновесия. Очевидно, что надежность того или иного гидрохимического индикатора глубинных температур (геотермометра) целиком обусловлена полнотой соблюдения этих допущений. Поэтому следует выбирать такой геотермометр, который будет меньше реагировать на нарушение перечисленных условий в верхних горизонтах гидротермальной системы.

Рассмотрим с этой точки зрения все существующие в настоящее время гидрохимические геотермометры, разделив их на качественные и количественные. Первые дают лишь сравнительную относительную характеристику глубинных температур. Вторые позволяют рассчитать или графически оценить температуру с точностью ± 20°С. Как те, так и другие гидрохимические индикаторы могут быть подразделены на ионные, газовые и изотопные; с той же целью используются и некоторые нейтральные ионные пары (слабодиссоциированные соединения).

К качественным геотермометрам (рис.32) относятся: а) содержание ионов Ca, Mg, HCO_3, Cl; б) величины ионных отношений Mg/Ca, Na/Ca, Cl/F; в) эквивалентное отношение $Cl/(HCO_3^- + CO_3^{2-})$; г) отношение H_2/другие газы; д) наличие отложений кремнезема и травертина.

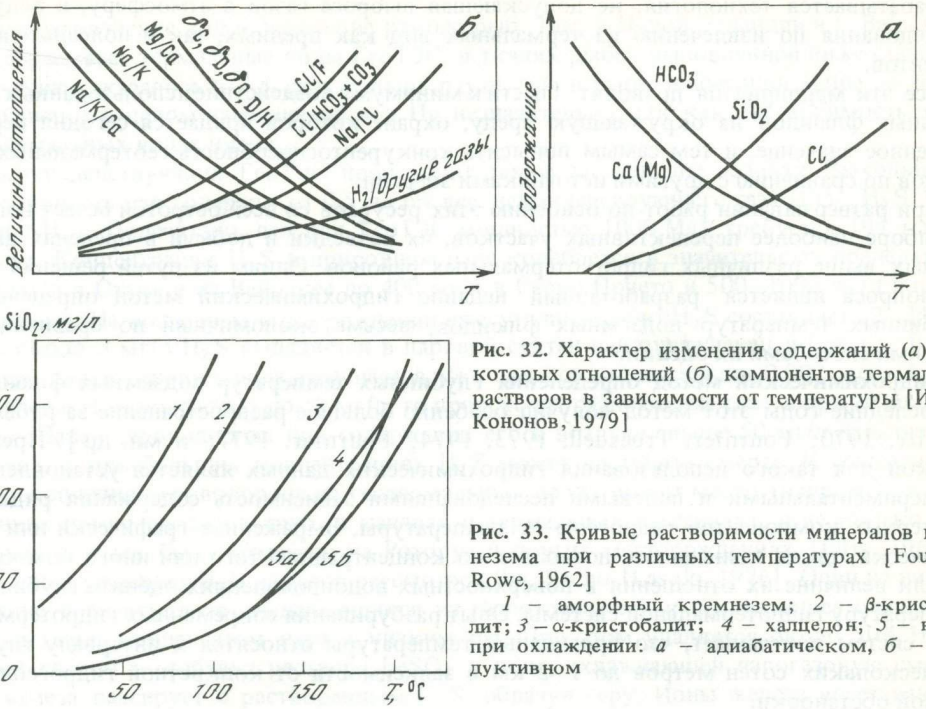


Рис. 32. Характер изменения содержаний (*а*) и некоторых отношений (*б*) компонентов термальных растворов в зависимости от температуры [Ильин, Кононов, 1979]

Рис. 33. Кривые растворимости минералов кремнезема при различных температурах [Fournier, Rowe, 1962]

1 – аморфный кремнезем; *2* – β-кристобалит; *3* – α-кристобалит; *4* – халцедон; *5* – кварц при охлаждении: *а* – адиабатическом, *б* – кондуктивном

Количественными геотермометрами (рис. 33, 34) служат: а) содержание растворенного кремнезема; б) величины атомных и ионных Na/K отношений; в) Na/K/Ca – мольное отношение; г) изотопные отношения (δD, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$). Физико-химическая сущность наиболее популярных в настоящее время Na/K и Si-геотермометров подробно рассмотрена в работе В.А. Ильина и др. [1979].

На показания геотермометров оказывают влияние физические и химические факторы. К первым относятся температура, давление, скорость потока гидротерм, время существования системы и др. Ко вторым – минералогический и химический состав пород, парциальные давления газов, pH и др.

Воздействие температуры на ионные геотермометры установлено как экспериментальными, так и натурными наблюдениями (см. рис. 34). Поскольку давления в гидротермальных системах обычно невелики (менее 40 атм), то они не могут оказывать существенного влияния на точность расчета (кроме расчетов по газовым геотермометрам). Увеличение раздробленности вмещающих пород, способствующее повышению скорости потока гидротерм и более активному химическому взаимодействию между водой и породой, должно привести к росту концентрации растворенных компонентов. Однако для введения соответствующей поправки пока нет достаточных данных. Искажающее влияние физических факторов в оценке температуры можно свести к минимуму, используя величины отношений компонентов – геотермометров. При этом следует иметь в виду, что с увеличением времени существования гидротермальных систем в наиболее древних из них (существующих более 100 тыс. лет) эти величины в растворах должны приближаться к таковым в породах вне зависимости от базовой температуры и, следовательно, не могут быть использованы в наших целях. Сложнее обстоит дело с учетом воздействия химических факторов. Здесь в каждом отдельном случае дожна вводиться поправка, установленная при натурных наблюдениях или экспериментально.

О надежности того или иного геотермометра можно судить, сравнивая рассчитанные по нему температуры с измеренными в скважинах в уже изученных геотермальных

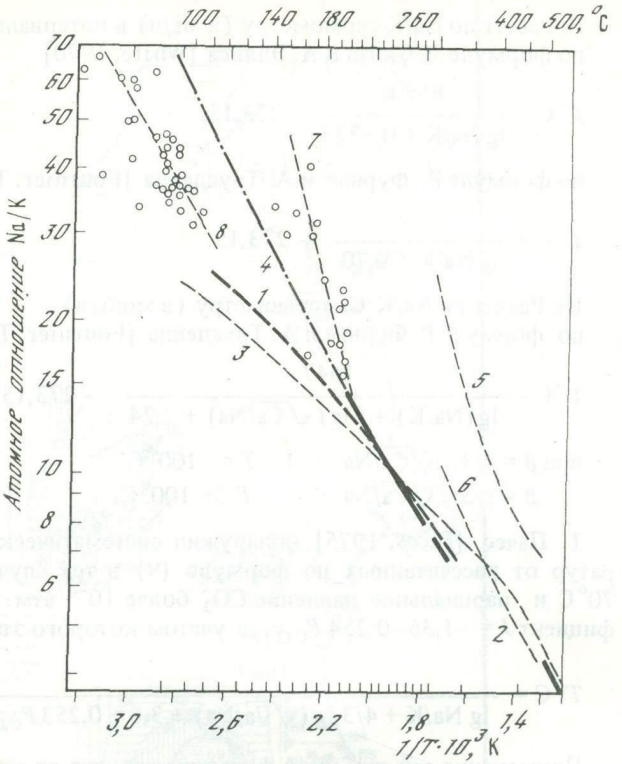


Рис. 34. Кривые зависимости величины атомного отношения Na/K в растворах от температуры [White, 1970; Ильин и др., 1979]

Зависимости: *1* – по Д. Уайту, *2* – по М.П. Орвиллу, *3* – по А.Дж. Эллису и У. Махону, *4* – по А.Дж. Эллису, *5–6* – по Дж. Хемли; *7* – Паужетская гидротермальная система (Камчатка); *8* – Паратунская гидротермальная система (Камчатка)

месторождениях. Статистическая обработка таких данных по ряду детально изученных месторождений показала, что наиболее надежен Si-геотермометр [Ильин и др., 1979]. Другие геотермометры могут быть использованы лишь в определенных условиях. Так, предложенное нами в качестве геотермометра отношение K/SiO_2 с успехом может применяться для расчета температур на Паужетском месторождении и верхнем участке Паратунского. Для остальных же участков последнего месторождения, а также целого ряда других геотермальных систем использование этого отношения не дает хороших результатов.

Количественная оценка глубинных температур с помощью геотермометров производится по следующим формулам.

I. Расчет по Si-геотермометру в интервале температур от 0 до 250°C (при SiO_2 мг/H_2O кг) по формулам Р. Фурнье [Fournier, 1977]

по аморфному кремнезему

$$T^\circ C = \frac{731}{4{,}52 - \lg C} - 273{,}15 \qquad (1)$$

β-кристобалиту $T^\circ C = \dfrac{781}{4{,}51 - \lg C} - 273{,}15,$ (2)

α-кристобалиту $T^\circ C = \dfrac{1000}{4{,}78 - \lg C} - 273{,}15,$ (3)

халцедону $T^\circ C = \dfrac{1032}{4{,}69 - \lg C} - 273{,}15,$ (4)

кварцу (при кондуктивном охлаждении раствора)

$$T^\circ C = \frac{1309}{5{,}19 - \lg C} - 273{,}15, \qquad (5)$$

кварцу (при адиабатическом охлаждении раствора)

$$T^\circ C = \frac{1522}{5{,}75 - \lg C} - 273{,}15. \qquad (6)$$

II. Расчет по Na/K-термометру (в мг/л) в интервале температур 100–245° С по формуле Д. Уайта и А. Эллиса [White, 1970]

$$T^\circ\mathrm{C} = \frac{855{,}6}{\lg \mathrm{Na/K} + 0{,}8573} - 273{,}15, \qquad (7)$$

по формуле Р. Фурнье и А. Трусделла [Fournier, Truesdell, 1973]

$$T^\circ\mathrm{C} = \frac{777}{\lg \mathrm{Na/K} + 0{,}70} - 273{,}15. \qquad (8)$$

III. Расчет по Na/K/Ca-термометру (в моль/л) по формуле Р. Фурнье и А. Трусделла [Fournier, Truesdell, 1973]

$$T^\circ\mathrm{C} = \frac{1647}{\lg(\mathrm{Na/K}) + \beta \lg(\sqrt{\mathrm{Ca}}/\mathrm{Na}) + 2{,}24} - 273{,}15 \qquad (9)$$

при $\beta = 4/3$; $\sqrt{\mathrm{Ca}}/\mathrm{Na} > 1$; $T < 100^\circ$ С;
$\beta = 1/3$; $\sqrt{\mathrm{Ca}}/\mathrm{Na} < 1$; $T > 100^\circ$ С.

Т. Пачес [Paces, 1975] обнаружил систематическое отклонение измеренных температур от рассчитанных по формуле (9) в тех случаях, когда температура источника 70° С и парциальное давление CO_2 более 10^{-4} атм. Им предложен поправочный коэффициент $J = -1{,}36 - 0{,}254\, P_{CO_2}$, с учетом которого эта формула примет вид:

$$T^\circ\mathrm{C} = \frac{1647}{\lg \mathrm{Na/K} + 4/3 \lg(\sqrt{\mathrm{Ca}}/\mathrm{Na}) + 3{,}6 + 0{,}253\, P_{CO_2}} - 273{,}15. \qquad (10)$$

Применение той или иной формулы зависит от температуры, газонасыщенности и дебита исследуемых источников. Выбор наиболее подходящей формулы можно производить по разработанной нами [Ильин, Кононов, 1979] схеме:

Для кипящих источников	Рекомендуемая формула
1. С низким дебитом (< 3 л/с)	
с низким газовым фактором (< 0,06 %)	(4)
с высоким газовым фактором (> 0,06 %)	(5)
2. С высоким дебитом (> 3 л/с)	
с низким газовым фактором	(6)
с высоким газовым фактором	(5), (7), (8), (9) или (10)
Для некипящих источников	
1. С низким дебитом	
с низким газовым фактором	(7), (8)
с высоким газовым фактором	(1), (2), (3), (9)
2. С высоким дебитом	
с низким газовым фактором	(9)
с высоким газовым фактором	(7), (8)

Остывание гидротерм по пути их движения к очагу разгрузки может происходить как в результате их медленного кондуктивного охлаждения, так и вследствие смешения вод, резко различающихся по температуре. В первом случае для выбора менее разбавленного холодными водами источника применяется там, где это возможно, хлор-карбонатное отношение (оно будет выше в менее разбавленных водах), а оценку температуры проводят по формулам (5) и (6), беря среднюю. Во втором случае глубинную температуру оценивают по формуле (5).

Прогноз температур с помощью геотермометров наименее точен в случае низкотемпературных малодебитных вод, поскольку здесь будет сказываться влияние всех факторов, приводящих к охлаждению раствора. В таких случаях желательно привлечение и других признаков, указывающих на глубинную температуру, и в частности качественных геотермометров. Так, наличие гейзерита вокруг источника может служить свидетельством высоких температур недр в настоящее время или в недалеком прошлом.

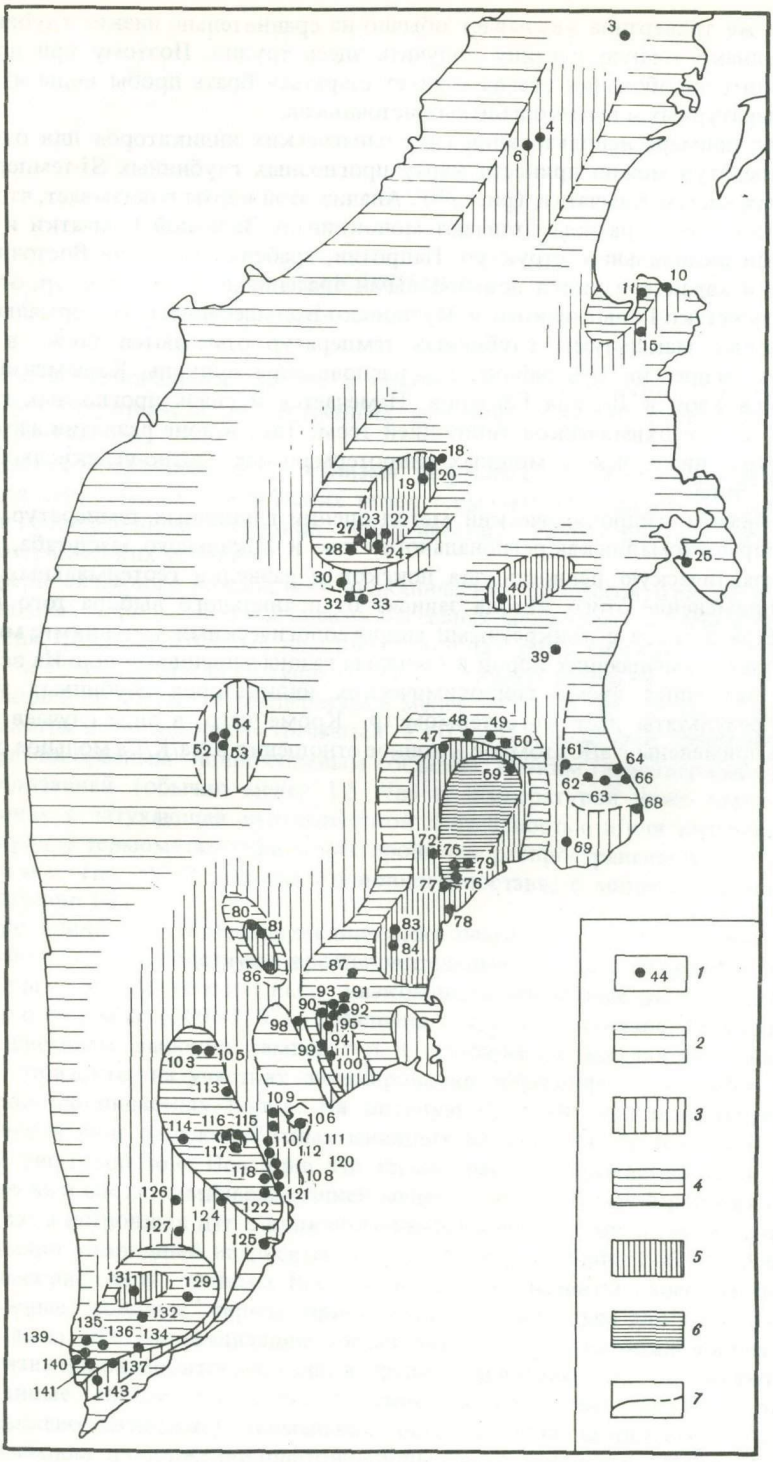


Рис. 35. Карта прогнозных глубинных Si-температур гидротермальных систем Камчатки. Составили В.И. Кононов, В.А. Ильин, С.В. Козловцева, Б.Г. Поляк

1 – исследованные источники (*номера соответствуют* рис. 20; *2–6* – зоны с температурой, °С: *2* – < 100, *3* – 100–125, *4* – 125–150, *5* – 150–200, *6* – > 200; *7* – предполагаемые границы зон

Присутствие же травертина указывает обычно на сравнительно низкие глубинные температуры. Однако точную картину получить здесь трудно. Поэтому при проведении геохимического опробования всегда следует стараться брать пробы воды из наиболее высокотемпературных и высокодебитных источников.

В качестве примера использования гидрохимических индикаторов для оценки глубинных температур можно привести карту прогнозных глубинных Si-температур гидротермальных систем Камчатки (рис. 35). Анализ этой карты показывает, что наименьшие прогнозные температуры отличают моноклиналь Западной Камчатки и бóльшую часть горст-антиклинальных структур. Напротив, грабен-синклинали Восточной и Южной Камчатки характеризуются повышенными значениями Si-температур, особенно в пределах Паужетско-Голыгинского и Мутновско-Большебанного геотермальных районов. Локальные максимумы глубинных температур отмечаются также в пределах Налычевской депрессии и в районе, где расположены вулканы Карымский и Семячик, Кальдера Узон и Долина Гейзеров. Намечается и связь прогнозных глубинных температур с геохимической типизацией терм. Так, в зоне развития азотных терм Si-температуры ниже, чем в мощных гидротермальных азотно-углекислых системах "гейзерного" типа.

Таким образом, гидрохимический метод оценки глубинных температур позволяет выделять термоаномалии как регионального, так и локального масштаба, что имеет большую практическую ценность для поисков и разведки геотермальных ресурсов. Успешное применение этого метода зависит от правильного выбора того или иного геотермометра в связи с конкретными гидрогеологическими условиями, минералогическим составом вмещающих пород и степенью газонасыщенности вод. Из всех предложенных в настоящее время гидрохимических индикаторов глубинных температур наилучшие результаты дает Si-геотермометр. Кроме него, в ряде случаев с успехом могут быть применены Na/K атомное и ионное отношения и Na/K/Ca мольное отношение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный региональный анализ и обобщение геохимических закономерностей формирования гидротерм в рассмотренных вулканических областях позволяют констатировать следующее.

I. В областях современного вулканизма рифтовых зон и островных дуг можно выделить ряд характерных генетических типов термальных флюидов, формирующихся только при определенном сочетании геологических, гидрогеологических, геохимических и геотермических условий.

1. Вне сферы активного воздействия вулканических процессов, в районах с мощным чехлом осадочных пород – в артезианских бассейнах межгорных впадин и более крупных депрессий, развиты крупные пластовые водонапорные системы азотно-метановых и метановых преимущественно хлоридных натриево-кальциевых терм с минерализацией до 25 г/кг и температурой менее 50°С. На периферии вулканических районов, а иногда и внутри них встречаются азотные щелочные трещинно-жильные термы с разнообразным ионно-солевым составом, низким газосодержанием, небольшой минерализацией (обычно менее 1,5 г/л) и температурой ниже точки кипения.

2. В районах с затухающей вулканической деятельностью и/или интенсивным развитием на глубине термометаморфических процессов распространены углекислые гидротермы (до 75°С) различного ионного состава, с минерализацией, не превышающей обычно 10 г/л.

3. В сфере влияния активных вулканических очагов в зонах глубоких тектонических нарушений, где господствуют восстановительные условия, возникают азотно-углекислые и углекислые низкоминерализованные высокоэнтальпийные парогидротермы (200–350°С) различного солевого состава. Они формируются под воздействием высоких температур и газопаровых эксгаляций, насыщающих водоносные горизонты на участках экранирования их от инфильтрационных вод покрышкой плохопроницаемых пород. На дневную поверхность такие термы разгружаются обычно в виде высокодебитных кипящих источников и в том числе гейзеров. В Срединной рифтовой зоне Исландии эти термы имеют гидрокарбонатный или сульфатный натриевый состав с минерализацией менее 1,5 г/л и pH $\leqslant$ 9. В районах современного вулканизма островных дуг с вулканогенно-осадочным чехлом такие термы имеют преимущественно хлоридный натриевый состав и минерализацию 1–6 г/л. В континентальных звеньях рифтовой системы Восточной Африки развиты своеобразные карбонатные натриевые "содовые" термы, приуроченные к типичным для этой зоны карбонатитовым лавам. Их минерализация составляет 1–7 г/л, достигая иногда 30 г/кг. В областях развития эвапоритовых толщ в пределах рифтовых зон возникают высокоминерализованные (более 300 г/кг) углекислые хлоридные натриево-кальциевые (иногда кальциево-магниевые) термальные рассолы. Они встречены в Эфиопском рифте и на наземном продолжении рифтовой зоны Калифорнийского залива.

Кроме того, в сфере влияния активных вулканических очагов к отдельным аппаратам (а в редких случаях и к гидротермальным системам) приурочены сероводородно-углекислые термы. Они образуются в окислительных условиях в местах поступления в подземные и поверхностные воды фумарольных и сольфатарных

газов и последующего взаимодействия сильнокислых (pH < 1) растворов с вулканическими породами. Сероводородно-углекислые термы имеют два характерных подтипа – поверхностного и глубинного формирования. В анионном составе первых преобладают сульфаты, а вторых – хлориды; их катионный состав сложный (Fe, Al, H и др.), минерализация достигает 20–35 г/кг.

Помимо этих хорошо известных в вулканических областях типов термальных флюидов, нами выделяются и три новых.

В океанических рифтах или в зонах примыкания этих структур к континентальным блокам под влиянием мантийных расплавов и выделяющихся из них высокотемпературных эманаций формируются "водородные" парогидротермы, в газовом составе которых в значительном, а иногда господствующем количестве присутствует H_2. Они образуют самые крупные высокотемпературные (до 300° С и более на глубинах первых сотен метров) гидротермальные системы, разгружающиеся на дневную поверхность в виде мощных газопаровых струй. В подводных условиях "водородные" термы, приуроченные к базальтам океанической коры, по-видимому, представляют собой в основном нагретые морские воды. В надводной же части рифта (Исландия) это преимущественно метеорные маломинерализованные (< 1 г/л) гидрокарбонатные или сульфатные растворы, отличающиеся отсутствием в анионном составе хлора и повышенным содержанием кремнезема.

В вулканических районах рифтовых зон с мощным чехлом осадочных пород при внедрении магматических расплавов в артезианские бассейны с метановыми водами (или поступления в них глубинного высокоэнтальпийного флюида) образуются необычные метановые гидротермы и парогидротермы, часто с высокой минерализацией (свыше 200 г/кг) и температурой, с повышенным содержанием рудных элементов – термальные рассолы Красного моря и подводные парогидротермы Калифорнийского рифта (в последних отмечаются особенно большие концентрации метана, возможно не только биогенного, но и абиогенного генезиса).

4. Третья выделенная нами специфическая гидрогеохимическая разновидность термальных вод, так называемые береговые термы, в рассматриваемых районах встречается локально. Эти термы образуются при внедрении современных морских (или минерализованных озерных) вод в находящиеся в береговой зоне гидротермальные системы того или иного из перечисленных выше типов. Состав терм морских побережий всегда хлоридный натриево-кальциевый, минерализация обычно не превышает 35 г/кг. По берегам содовых озер Восточной Африки встречаются минерализованные (до 66 г/кг) гидрокарбонатные натриевые термы.

II. Источниками тепла в гидротермальных системах являются локализованный тепломассопоток из мантии и/или региональное тепловое поле.

1. Тепловые параметры азотных углекислых и метановых гидротерм (температура на выходе ниже точки кипения, вынос тепла в локальных очагах разгрузки до 10^5–10^6 кал/с) согласуются с моделью нагрева этих вод в фоновом геотемпературном поле в пределах верхних 2–2,5 км разреза вмещающих их гидрогеологических структур.

2. Тепловая мощность высокоэнтальпийных водородных, сероводородно-углекислых, углекислых, азотно-углекислых и метановых парогидротерм (в очагах разгрузки 10^7–10^8 кал/с) не может быть обеспечена только за счет съема подземными водами фонового кондуктивного теплопотока. В этих случаях, по-видимому, имеет место либо поступление в гидротермальную систему высокоэнтальпийного глубинного флюида, либо ее дополнительный кондуктивный прогрев от неглубоко залегающих магматических очагов.

III. Источниками самой воды и содержащихся в термальных растворах минеральных компонентов и газов являются атмосфера, океан, земная кора и мантия.

1. В питании гидротерм (судя по изотопии водорода и кислорода) принимают участие главным образом инфильтрационные метеорные воды, но в некоторых гидротермальных системах преобладают седиментогенные или современные морские воды. Доля магматических флюидов в водном балансе гидротермальных систем обычно не

больше 5–10% и только в исключительно мощных высокотемпературных парогидротермах достигает, по-видимому, 20–25%.

2. Основная часть растворенных в воде веществ заимствуется из вмещающих пород земной коры либо поступает в гидротермальную систему вместе с седиментогенными и современными морскими водами. Аномально большие концентрации рудных элементов, обнаруженные в термальных рассолах Красного моря и района оз. Солтон Си, также связаны прежде всего с выщелачиванием вмещающих пород высокоминерализованными хлоридными натриево-кальциевыми рассолами в условиях высоких температур.

В то же время специфика изотопного состава гелия, аргона и серы в некоторых термопроявлениях в сочетании с высокими тепловыми параметрами, а иногда и с "водородным" газовым составом гидротерм указывает на поступление здесь к поверхности Земли мантийного вещества.

IV. Реконструкция глубинного состава термальных флюидов (выполненная на основании балансовых подсчетов всех компонентов системы вода–пар–газ в очагах разгрузки гидротерм, а также определения глубинных температур с помощью гидрохимических индикаторов) показала, что глубинный состав термальных флюидов имеет региональную специфику, отражающую геолого-тектонические различия рассмотренных областей современного вулканизма.

1. Недра районов с океаническим типом земной коры содержат маломинерализованный щелочной кремнисто-гидросульфидный натриевый глубинный высокотемпературный флюид, в составе газов которого содержатся H_2, N_2, CH_4, CO и CO_2.

2. Островным дугам присущ несколько более минерализованный хлоридный натриевый слабощелочной высокотемпературный глубинный флюид, в газовом составе которого присутствуют также HCl и HF.

V. Главными факторами, определяющими характер и масштаб газогидротермальной деятельности, являются следующие: а) геологическое строение и состав пород; б) гидрогеологические особенности гидротермальной системы; в) существующие в ней P–T условия; г) состав, температура и давление глубинных магматических эксгаляций и интенсивность их поступления в подземные воды.

Важнейшие процессы, ответственные за формирование термальных флюидов: а) определяющие фазовое состояние подземных вод; б) регулирующие поступление вещества в раствор (газонасыщение вод, выщелачивание и растворение вмещающих пород); в) окислительные в системе порода – раствор; г) выводящие вещества из раствора (дегазация терм, кристаллизация солей, десульфатизация вод и образование сульфидов металлов); д) заключающиеся в обмене веществом между раствором и породой (метасоматоз и ионный обмен, гидратация и дегидратация пород, мембранный эффект, валентные обмены в растворе); е) массопереноса (диффузионные, диффузионно-конвективные); ж) смешение вод различного генезиса, состава и минерализации.

VI. Сравнительный анализ газового и анионного состава терм, их минерализации и температуры позволил предложить классификацию термальных флюидов областей современного вулканизма. Она включает шесть различных типов, выделенных по газовому составу (H_2S–CO_2, H_2–CO_2, N_2–CO_2, CO_2, N_2, N_2–CH_4), каждый из которых подразделяется на три подтипа по преобладающему аниону (Cl, SO_4, HCO_3), а те в свою очередь на четыре – пять градаций по величине минерализации (< 1, 1–5, 5–35, 35–300, > 300 г/кг). Все выделенные типы термальных флюидов делятся также по тепловым параметрам и своему физическому состоянию на три группы (гидротермы, парогидротермы, газопаровые выделения), которые в свою очередь подразделяются по температурному диапазону. Объединение разных термопроявлений в одной клетке указывает на общность условий образования и процессов формирования этих флюидов.

VII. С учетом геотермических и гидрогеохимических показателей оценена перспективность использования различных типов терм в практических целях..

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В.В. Особенности динамики пароводяных скважин. – Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18, с. 113–122.

Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. – Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 80–89.

Аверьев В.В. О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью. – В кн.: Материалы ко II Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. изд-во, 1964, с. 251–253.

Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Вакин Е.А. Пилипенко Г.Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячинского геотермального района на Камчатке. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 207–211.

Аверьев В.В., Вакин Е.А. Термальные поля вулканического массива Большой Семячик. – Бюл. вулканол. ст., 1966, № 42, с. 3–16.

Арнорссон С., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии. – Геохимия, 1974, № 12, с. 1747–1766.

Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск: Наука, 1974. 111 с.

Барабанов Л.Н. Химические равновесия и зональность термальных вод Курильских островов. – В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 155–162.

Барабанов Л.Н. Систематизация термальных вод Курильской вулканической области по их химическому составу. – В кн.: Вопросы изучения лечебных минеральных вод, грязей и климата. М., 1979, с. 80–90. (Тр. ЦНИИКФ; Т. 39).

Барабанов Л.Н., Кирсанова Т.П., Пилипенко Г.Ф., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. Использование гидрохимических данных для изучения гидротермальных систем. – В кн.: Изучение и использование гидротермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979, с. 124–152.

Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Металлоносность верхней мантии Земли и проблема рудообразования. – В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 203–210.

Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д. Об источнике рудного вещества. – Геохимия, 1980, № 10, с. 1439–1449.

Басков Е.А. Основные закономерности распределения и формирования важнейших типов термальных вод областей современного вулканизма. – В кн.: II симпоз.: Соврем. вулканизм и связанные с ним геол., геофиз. и геохим. явления. Тезисы докл. Тбилиси, 1980, с. 155–156.

Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975. 172 с.

Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис Э.С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. – Океанология, 1969, т. 9, вып. 3, с. 442–451.

Башарина Л.А. Эксгаляции на побочных кратерах Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. – В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 169–227.

Белоусов В.В. Некоторые общие проблемы рифтообразования. – В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 254–269.

Белоусов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3, с. 81–98.

Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в области современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 174 с.

Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеологическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки. – В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 5–22.

Берман Э. Геотермальная энергия. М.: Мир, 1978. 411 с.

Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 76–95.

Брусиловский С.А. О научно-методологических основах гидрогеохимических класси-

фикаций. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 84–87.

Брусиловский С.А., Гурский Ю.Н., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев Н.В. Изотопный состав иловых растворов Красного моря. – В кн.: Тезисы VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1980, с. 213–214.

Бугельский Ю.Ю. Особенности миграции рудных компонентов в высокоминерализованных водах. В кн.: Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М.: Наука, 1974, с. 194–205.

Бутузова Г.Ю., Лисицина Н.А., Александрова В.А., Шурыгина Е.В. Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис-II (Красное море). – Литология и полез. ископаемые, 1980, № 3, с. 26–41.

Вакин Е.А. Условия обводненности некоторых вулканических сооружений юго-восточной Камчатки. – В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, т. 1, с. 161–167.

Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива. – В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976а, с. 58–84.

Вакин Е.А., Дрознин В.А., Краевой Ю.А., Масуренков Ю.П., Сугробов В.М. К вопросу о бурении поисково-разведочных скважин с целью строительства геотермальных станций в районе Петропавловска-Камчатского. – Геотермия, 1976б, ч. 2, с. 246–274.

Вакин Е.А., Кирсанова Т.П., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Термальные воды юго-восточной Камчатки и перспективы их использования. – В кн.: Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1962, вып. 1, с. 84–91.

Вакин Е.А., Кутыев Ф.Ш. Глубины генерации флюидной составляющей современных гидротерм. – В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979, с. 15–25.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке. – В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979, с. 36–45.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Пономарев В.В., Рожков А.М., Чирков А.М. Возникновение новой группы термальных источников на вулкане Алаид (Северные Курилы). – В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 73–83.

Вакин Е.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М. Основные проблемы геотермии вулканических областей. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 197–202.

Вакин Е.А., Сугробов В.М. Гидрогеологические особенности вулканических структур и современные гидротермальные системы. – В кн.: Гидрогеология СССР. Т. 29. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1972, с. 169–195.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Садыков Л.З. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1966. 72 с.

Варенцов И.М. Геохимия переходных металлов в процессе формирования железомарганцевых руд в современных бассейнах. – В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 79–96. (МГК, XXV сес. Докл. сов. геол.).

Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М.: Недра, 1977. 285 с.

Вержбицкий Е.В., Золотарев В.Г. Исследование теплового потока в рифтовой зоне Красного моря. – Океанология, 1980, № 5, с. 882–886.

Вернадский В.И. О классификации и химическом составе природных вод. – Природа, 1929, № 9, с. 735–758.

Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. – Геохимия, 1956, № 1, с. 6–52.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.

Виноградов В.И. Изотопный состав серы в термопроявлениях Камчатки и Курильских островов и его генетическое значение. – В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., 1970, с. 258–271.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии. – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 1149–1152.

Власов Г.М. Основные черты геологического строения Камчатки и ее районирование. – В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964а, т. 31, ч. 1, с. 46–54.

Власов Г.М. Типы минеральных вод вулканических районов и их генезис. – В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964б, т. 31, ч. 1, с. 352–357.

Влодавец В.И. Вулканы Земли. М.: Наука, 1973. 168 с.

Волынец В.Ф., Задорожный И.К., Флоренский К.П. Изучение изотопного состава компонентов вулканических эксгаляций в связи с проблемой их генезиса. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 364–368.

Воронов А.Н., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. Соотношения радиогенных изотопов аргона в газовых залежах. – Геохимия, 1974, № 12, с. 1842–1855.

Восточно-Африканская рифтовая система/ В.В. Белоусов, В.И. Герасимовский, А.В. Горячев и др. М.: Наука, 1974, т. 1, 264 с.; т. 2. 266 с.; т. 3. 288 с.

Гавриленко Е.С., Дерпгольц В.Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наук. думка, 1971. 272 с.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с.

Геология и минеральные ресурсы Японии. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 287 с.

Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. – В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3. 288 с.

Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А., Барсуков В.Л., Кравцова Р.П. – В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.

Германов А.И. О возможном участии органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в областях новейшего и современного вулканизма. – Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 165–181.

Германов А.И., Маврицкий Б.Ф., Питьева К.Е., Поляков В.А., Селецкий Ю.Б., Швец В.М. Проблема глубинного происхождения термальных подземных вод в свете современной информации о верхней гидросфере. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8, с. 113–123.

Гидрогеология Африки/Н.А.Маринов, Р.И.Ткаченко, Л.И. Флерова и др. М.: Недра, 1978. 371 с.

Гидрогеология СССР. Т. 29. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1972. 364 с.

Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Голева Г.А. Металлоносность гидротерм областей активного вулканизма. – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974, с. 77–81.

Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 216 с.

Голева Г.А., Торикова М.В., Алексинская Л.Н., Солодов Н.А. Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов. М.: Недра, 1981. 263 с.

Грабовников В.А., Рубейкин В.З., Самсонова Л.М., Самсонов Б.Г. Формирование и строение ореолов рассеяния вещества в подземных водах. М.: Недра, 1977. 136 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.

Грачев А.Ф., Мартынова М.А. О вероятном составе воды первичного океана. – Вестн. ЛГУ, 1980, № 12, с. 17–25.

Гуцало Л.К. О закономерностях и факторах, определяющих изменение изотопного состава рассолов в процессе испарения (в связи с критериями генезиса подземных рассолов). – Геохимия, 1980, № 11, с. 1734–1746.

Дворов В.И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.

Дворов И.М. Глубинное тепло Земли. М.: Наука, 1972. 205 с.

Дерпгольц В.Ф. Гидросфера и хлор. – Литология и полез. ископаемые, 1963, № 1, с. 43–57.

Дзоценидзе Г.С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. – Геология руд. месторождений, 1972, т. 14, № 5, с. 3–21.

Емельянов Е.М. Содержание Fe, Mn, Cu и Hg в водах вулканических островов Северной Атлантики: Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеоиздат, 1973, т. 59, с. 94–101.

Жариков В.А., Алехин Ю.В. Фильтрационный эффект как причина эволюции гидротермальных растворов. – В кн.: I Междунар. геохим. конгр. М., 1973, т. 2, с. 346–363.

Жариков В.А., Имбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях. – Тр. ИГ и Г СО АН СССР, 1980, вып. 403, с. 8–18.

Зарембо В.И., Федоров М.И. Плотность растворов хлористого натрия в интервале температур 25–350°С и при давлениях до 1000 кг/см². – Журн. прикл. химии, 1975, т. 13, № 9.

Зверев В.П. Об энергетическом эффекте геохимических процессов. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 144–154.

Зверев В.П. Гидрохимический баланс территории СССР. – В кн.: Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М.: Наука, 1974, с. 119–132.

Зверев С.М., Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Михота Г.Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований (НАСП-72). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3, с. 99–115.

Зеленов К.К. Алюминий и титан в кратерном озере вулкана Кава Иджен (Индонезия). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 32–45.

Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 216 с.

Зотов А.В., Ткаченко Р.И. Алехинские источники на о. Кунашир как пример образования "щелочных" гидротерм путем нейтрализации первичных кислых растворов. – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 52–57.

Иванов В.В. Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 12, с. 197–217.

Иванов В.В. Современная гидротермальная деятельность в пределах Курило-Камчатской островной дуги и ее связь с явлениями

вулканизма. – В кн.: Тезисы докл. на II Генерал. ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. союза Междунар. ассоциации вулканологии. М.: Госгеолтехиздат. 1957, с. 25–29.

Иванов В.В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. – Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13, с. 186–211.

Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР. – В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Медгиз, 1960, с. 171–260.

Иванов В.В. Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. – В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М., Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 21–32.

Иванов В.В. Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма. – В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 240–259.

Иванов В.В. О роли подземных вод в современной газогидротермальной деятельности областей современного вулканизма. – В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, т. 1, с. 174–185.

Иванов В.В. Камчатско-Курильская складчатая область. – В кн.: Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1976, вып. 1, с. 320–361.

Иванов В.В. Генетическая классификация минерализованных вод земной коры. – В кн.: Вопросы гидрогеологии минеральных вод. М., 1977, с. 3–58. (Труды ЦНИИК и Ф; Т. 34).

Иванов В.В., Кононов В.И. Проблемы генезиса терм регионов активного вулканизма. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 131–143.

Иванов В.В., Кононов В.И. Основные геохимические закономерности формирования состава термальных вод областей современного активного вулканизма. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. М., 1979, с. 47–52.

Ильин В.А. Исследования энергетического баланса современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1977. 106 с.

Ильин В.А., Кононов В.И. Оценка температур глубинных теплоносителей по геохимическим особенностям поверхностных термопроявлений. – Вулканология и сейсмология, 1979, № 5, с. 98–102.

Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г., Козловцева С.В. Оценка глубинных температур с помощью гидрохимических показателей. – Геохимия, 1979, № 6, с. 888–901.

Исландия и срединно-океанический хребет. М., Наука, 1977. Т. 1; 1978. Т. 2; 1979. Т. 3.

Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М., Бескровный Н.С., Кудрявцева Е.И., Ануфриев Г.С., Павлов В.П. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C). – Геохимия, 1976, № 5, с. 682–695.

Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. О ювенильных компонентах в природных газах Сахалина. – Геохимия, 1974, № 8, с. 1220–1225.

Карасик А.М., Десимон А.И., Позднякова Р.А., Сочеванова Н.А., Шрейдер А.А. Палеомагнитные аномалии Мирового океана. – В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наук. думка, 1981.

Карпов Г.А. Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976. 171 с.

Каталог минеральных вод СССР. М., 1969. 287 с.

Кениг Дж.Б. Состояние разработок геотермальных месторождений в мире. – В кн.: Геотермальная энергия. М.: Мир, 1975, с. 22–68.

Киссин И.Г., Пахомов С.И. О влиянии повышенных температур на формирование ионного и газового состава глубинных хлоридных натриево-кальциевых вод. – В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968.

Кобаякава М. Изотопный состав природных вод. Сообщение 3. Содержание дейтерия в воде горячих источников. – Нихон кагаку дзасси, 1960, т. 81, № 1, с. 1682–1687.

Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах. – Геохимия, 1978, № 9, с. 1293–1321.

Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 147 с.

Кононов В.И. Сравнительная характеристика главнейших типов гидротермальных месторождений Камчатки и Исландии. – В кн.: Lucrările simpozionului international de ape minerale si termale. Ser. E. Hidrogeologie, N 12. Bucuresti, 1975, p. 95–101.

Кононов В.И. Гидрогеология Исландии. – Изв. АН СССР. Сер. геолог., 1978, № 4, с. 128–143.

Кононов В.И. Термальные рассолы Рейкьянес в рифтовой зоне Исландии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 138–151.

Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, вып. 1, с. 172–175.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Большие Банные источники на Камчатке. – В кн.: Гидрогеотермические условия в верхней части земной коры. М.: Наука, 1964, с. 52–71.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения. – Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 163–165.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Гидротермальная активность Исландии. – В кн.: Исландия

и срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность и геотермальная активность. М.: Наука, 1977, с. 7–82.

Кононов В.И., Ткаченко Р.И. Береговые термы и особенности их формирования. – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 38–46.

Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. – Геология руд. месторождений, 1962, № 15, с. 3–12.

Коссовская А.Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов. – Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 3–10.

Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. – В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М., 1981, с. 5–16.

Краевой Ю.А., Охапкин В.Г., Сережников А.И. О некоторых вопросах формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем. – В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977, с. 65–73.

Крайнов С.Р. О геохимии фтора, вольфрама и германия в азотных термальных водах кристаллических пород. – Геохимия, 1965, № 11, с. 1335–1345.

Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 296 с.

Крайнов С.Р., Волков Г.А., Королькова М.Х. Особенности распространения и формы микроэлементов Zn, Cu, Hg, Li, Rb, Cs, As, Ge в углекислых водах Эльбрусского вулканического района. – Геохимия, 1966, № 2, с. 180–196.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н. Использование физико-химического моделирования для изучения взаимодействий в системе вода–порода и гидродинамические условия его приложения к реальным гидрогеохимическим процессам. – Литология и полез. ископаемые, 1981, № 4, с. 72–84.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 285 с.

Красинцева В.В. Закономерности накопления и рассеяния хлора и брома в подземных водах. – В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., 1968, с. 104–105.

Краускопф К.Б. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам. – В кн.: Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, с. 333–357.

Крейг Г. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 96–140.

Кропоткин П.Н. Проблема происхождения нефти. – Сов. геология, 1955, сб. 47, с. 104–125.

Кропоткин Н.П. Дегазация Земли и геотектоника. – В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М., 1980, с. 7–13.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с.

Купер Дж., Ричардс Дж. Изотопы свинца в осадках впадин Атлантис II и Дискавери. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 257–270.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 215 с.

Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Наука, 1975. 261 с.

Лебедев М.М., Декусар З.Б. Проявления углеводородов в термальных водах Южной Камчатки. – Вулканология и сейсмология, 1980, № 5, с. 93–97.

Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б., Дуничев В.М., Шурманов Л.П. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука, 1980. 176 с.

Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977а. 216 с.

Летников Ф.А., Логачев Н.А., Емельянов Е.М., Харин Г.С., Киселев А.И., Гантимурова Т.П., Шкарупа Т.А. Флюидный режим рифтовых зон. – В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, 1977 б, с. 51–60.

Ломоносов И.С., Пампура В.Д. Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны. – В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978, с. 71–77.

Ломоносов И.С., Флешер В.И., Юргенсон Г.А. Современная гидротермальная деятельность и минералообразование в Байкальской рифтовой зоне. – В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 56–64.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.

Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М.: Наука, 1971. 242 с.

Макаренко Ф.А. О гидрогеохимическом районировании грунтовых вод по химическому составу малых рек. – Докл. АН СССР, 1950, т. 74, № 3, с. 587–590.

Макаренко Ф.А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. – В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 3–20.

Макаренко Ф.А., Кононов В.И. Гидротермальные районы СССР и перспективы их освоения. – В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973, с. 74–84.

Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. 111 с.

Малинин С.Д., Хитаров Н.И. К восстановлению сульфатной формы серы водородом в гидротермальных условиях. – Геохимия, 1969, № 11, с, 1312–1318.

Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. – Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1197–1199.

Манухин Ю.Ф. Трещинно-жильные системы дренирования геотермальных районов. – В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., 1977, с. 84–92.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. – В кн.: I Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1972, т. 3, кн. 1, с. 3–14.

Маринов Н.А. Субмаринные артезианские бассейны. – В кн.: Гидрогеология Африки. М.: Наука, 1978, с. 208–217.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 209 с.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Найденов Б.М., Полывянный Э.Я. Азот и аргон в вулканических газах Камчатки и Курильских островов. – Вулканология и сейсмология, 1980а, № 5, с. 83–89.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980б. 233 с.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н., Гусева Р.В., Миклишанский А.З., Колотов В.П., Савельев Б.В. Химизм и металлоносность магматических газов Новых Толбачинских вулканов в 1976 г. – Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 450–454.

Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М.: Наука, 1974. 237 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 261).

Милановский Е.Е. Изучение рифтовых зон Восточной Африки. – Вестн. АН СССР, 1970, № 5, с. 96–101.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Милановский Е.Е., Трифонов В.Г., Горячев А.В., Ломизе М.Г. Исландия и срединно-океанический хребет: Геоморфология, тектоника. М.: Наука, 1979. 213 с.

Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Малахов В.В. Роль глубинных флюидов в эволюции магматизма и минерализации Тихоокеанского подвижного пояса. – В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., 1978, с. 44–53.

Набоко С.И. Гейзеры Камчатки. – Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1954, вып. 8, с. 126–209.

Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 304 с.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 168 с.

Набоко С.И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. – В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., 1969, с. 3–8.

Набоко С.И. Химические типы вулканических вод. – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 8–14.

Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.

Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения Горячий пляж. – В кн.: Гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 47–80.

Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 76–118.

Наумов В.Б., Наумов Г.Б. Минералообразующие флюиды и физико-химические закономерности их эволюции. – Геохимия, 1980, № 10, с. 1459–1460.

Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.

Никитина Л.П. Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 79 с.

Нуршанов В.А., Седых Ю.С., Ренне В.Г. Глубинное тепло Земли. – Газ. промышленность, 1977, № 6.

Овчинников А.М. Минеральные воды. М.: Госгеолиздат, 1947. 242 с.

Овчинников А.М. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970. 200 с.

Овчинников Л.Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления. – В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 100–120.

Озерова Н.А., Набоко С.И., Виноградов В.И. Ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация современных гидротерм Камчатки и Курильских островов. – Геология и геофизика, 1971, № 1, с. 3–9.

Пампура В.Д. Гидротермы долгоживущих вулканических центров. М.: Наука, 1981. 179 с.

Пампура В.Д., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П. Изотопный состав стронция современных

гидротерм Камчатки. – Геохимия, 1977, № 7, с. 1087–1091.

Пампура В.Д., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка). – Геохимия, 1980, № 1, с. 122–135.

Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 3–17.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., 1975. 341 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. школа, 1979. 422 с.

Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 229–238.

Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 83–109.

Пиннекер Е.В. Проблема формирования подземных концентрированных рассолов. – В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968, с. 64–67.

Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии: Закономерности распространения и формирования подземных вод. М.: Наука, 1977, 194 с.

Питьева К.Е. Гидрогеохимия. М.: Изд-во МГУ, 1978. 325 с.

Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1966. 180 с.

Поляк Б.Г., Виноградов В.И., Кононов В.И., Смелов С.Б., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В., Вакин Е.А. Особенности изотопного состава вулканических эксгаляций рифтовой зоны Исландии. – В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 194–202.

Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. К оценке геоэнергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг. – Геотектоника, 1979, № 1, с. 36–47.

Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И., Кононов В.И., Мамырин Б.А., Суровцева Л.Н., Хабарин Л.В., Юденич В.С. Изотопный состав Не и Ar во флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом. – Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1220–1224.

Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. – Геотектоника, 1968, № 4, с. 3–19.

Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. – Геотектоника, 1979, № 5, с. 3–23.

Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 153 с.

Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия. Л.: Недра, 1975. 208 с.

Прасолов Э.М., Лобков Б.А. Об условиях образования и миграции метана (по изотопному составу углерода). – Геохимия, 1977, № 1, с. 122–135.

Природные изотопы гидросферы/Под ред. В.И. Ферронского/. М.: Недра, 1975. 277 с.

Пушкина З.В., Степанец М.И., Орлова Л.П., Синани Т.И. Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si в иловых водах рудоносных осадков Красного моря (впадина Атлантис II и Дискавери). – Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6, с. 62–69.

Пушкина З.В., Степанец М.И., Яшкичева В.И. Основной химический состав иловых вод из осадков рассолоносных впадин Красного моря. – Литология и полез. ископаемые, 1979, № 4, с. 105–116.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

Пущаровский Ю.М., Афремова Р.А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. – Геотектоника, 1967, № 1, с. 15–39.

Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: Наука, 1974. 151 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.

Рыженко Б.Н. Основные закономерности термодинамики процесса электролитической диссоциации в высокотемпературных водных растворах. – Геохимия, № 8, 1974, с. 1123–1131.

Рыженко Б.Н. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах. М.: Наука, 1981. 191 с.

Рыженко Б.Н., Мельникова Г.Л., Шваров Ю.В. Основные черты формирования химического состава водных растворов земной коры. – Геохимия, 1977, № 6, с. 819–830.

Рыженко Б.Н., Мельникова Г.Л., Шваров Ю.В. Моделирование на ЭВМ формирования химического состава природных растворов при взаимодействии в системе вода–порода. – Геохимия, 1981, № 4, с. 481–495.

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.

Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 359 с.

Сборник трудов семинара коррозионистов: Новые достижения в области теории и практики противокоррозийной защиты материалов. М.: Наука, 1981. 250 с.

Серафимова Е.К. Особенности химического состава фумарольных газов Мутновского вулкана. – Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 56–65.

Серебряный Л.Р. Исландия. М.: Мысль, 1969. 248 с.

Сережников А.И. Сульфатные термальные воды Камчатки. – Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 6, с. 1419–1422.

Сережников А.И. Геологические принципы разнообразия термальных источников Камчатки. – Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 712–716.

Сережников А.И. Геохимия и условия формирования термальных вод Южной Камчатки: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 150 с.

Сережников А.И., Клименко И.А. Типизация термальных вод Камчатки по химическому составу. – В кн.: Закономерности формирования подземных вод. М., 1975, с. 100–112. (Тр. ВСЕГИНГЕО; Вып. 89).

Сережников А.И., Спиченкова М.В. Геология и подземные воды Кошелевского вулканического массива (Камчатка). – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3, с. 681–684.

Сидоров С.С. Условия формирования и геохимические особенности весьма кислых термальных вод Курильских островов. – В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967, с. 80–87.

Смелов С.Б. Изотопный состав аргона в термопроявлениях Исландии и в вулканических газах о-ва Кунашир. – В кн.: Тезисы докл. на VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: 1976, с. 91.

Смелов С.Б. Геохимия аргона и проблемы датирования кайнозойских вулканитов и архейских метаморфических толщ: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 27 с.

Смелов С.Б., Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Изотопный состав аргона в термальных флюидах Исландии. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 429–432.

Смирнов В.И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры. – В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 5–11.

Смирнов С.И. Рудоносный ли флюид был вскрыт глубокой скважиной в долине Империал, Южная Калифорния? – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, вып. 3, т. 42, с. 87–94.

Смирнов С.И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов: Анализ проблемы методами термодинамики и физико-химической гидродинамики. М.: Недра, 1971. 216 с.

Смирнов С.И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1974. 261 с.

Смирнов С.И. Региональная динамика подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1979. 104 с.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника. – Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 59–73.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока. – Вулканология и сейсмология, 1980а, № 1, с. 16–31.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценки глубинных температур и мощность литосферы. – Вулканология и сейсмология, 1980б, № 2, с. 3–18.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. – В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175–196.

Смит Ф. Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 476 с.

Современное гидротермальное рудоотложение /Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса/. М.: Мир, 1974. 279 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1961. Т. 2. 574 с.

Сугробов В.М. Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы. – В кн.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М.: Наука, 1964, с. 72–87.

Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозные оценки. – В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979, с. 26–35.

Суриков С.Н. Металлоносность и условия формирования минеральных вод Курильских островов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1980. 20 с.

Сущевская Т.М. Концентрация редких и рудных элементов в гидротермальных растворах (по данным анализа включений в минералах). – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 126–133.

Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. – В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213–298.

Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерощев-Шак В.А., Ильин В.А., Бебешев И.И. Особенности современного гидротермального процесса. I. Наземный гидротермальный литогенез. – Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6, с. 3–15.

Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерощев-Шак В.А., Ильин В.А., Бебешев И.И. Особенности современного гидротермального литогенеза. II. Подводный гидротермальный литогенез. – Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 3–16.

Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Геохимия термальных вод и некоторые аспекты их геологической деятельности. – В кн.: Про-

блемы гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Наука и техника, 1978, с. 66–76.

Ткаченко Р.И. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения. – В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, т. 1, с. 168–173.

Ткаченко Р.И. Минеральные и термальные подземные воды. – В кн.: Гидрогеология Азии. М.: Недра, 1974, с. 480–518.

Ткаченко Р.И., Флерова Л.И., Маринов Н.А. Минеральные и термальные подземные воды. – В кн.: Гидрогеология Африки. М.: Недра, 1978, с. 288–331.

Токарев А.Н., Щербаков А.В. Радиогидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 263 с.

Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Хабарин Л.В. Изотопы летучих инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере. – Геохимия, 1975, № 5, с. 653–666.

Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Мамырин Б.А. Изотопный критерий для изучения происхождения природного гелия. – Геохимия, 1969, № 2, с. 201.

Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Басков Е.А., Каменский И.Л., Ануфриев Г.С., Суриков С.Н. Изотопы гелия в газах термальных источников Курило-Камчатской вулканической области. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 405–414.

Толстихин Н.И. Гидрогеологическая структура Земли – основа размещения минеральных вод. – В кн.: Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Наука, 1975, с. 5–11.

Толстихин О.Н. Некоторые вопросы формирования ювенильных вод складчатых областей. – Материалы по геологии и полез. ископаемым Якут. АССР, 1962а, вып. 10, с. 3–16.

Толстихин О.Н. Углекислые минеральные воды Камчатки.. – Сов. геология, № 10, 1962б, с. 75–87.

Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 178 с.

Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Современный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма (по геохимическим данным). М.: Наука, 1979. 135 с.

Тугаринов А.И. Изотопы и источник рудного вещества. – В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 121–144.

Уайт Д. Различное происхождение гидротермальных рудообразующих флюидов. – В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 464–509.

Уайт Д., Уоринг Дж. Вулканические эманации. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 9–48.

Фор Г., Джонс Л. Изотопный состав стронция в рассолах Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 141–147.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.

Фролов Н.М. Температурный режим гелиотермозоны. М.: Недра, 1966. 156 с.

Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М.: Недра, 1976. 280 с.

Хитаров Н.И. Паровая и газовая фазы системы кремнезем–вода. – Сов. геология, 1944, № 2, с. 3–12.

Хитаров Н.И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. – Геохимия, 1957, № 6, с. 481–492.

Хитаров Н.И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. М.: Наука, 1976. 23 с.

Хитаров Н.И., Артюнян Л.А., Рыженко Б.Н. Влияние сероводорода на миграцию молибдена в виде кремнемолибденового комплекса в условиях повышенных температур. – Геохимия, 1965, № 3, с. 269–272.

Хитаров Н.И., Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Шибаева Н.П. Влияние вулканических пород на состав гидротермальных растворов. – Геохимия, 1970, № 6, с. 678–692.

Ходаковский И.Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. – Геохимия, 1966, № 8, с. 960–971.

Ходаковский И.Л. Исследования в области термодинамики водных растворов при высоких температурах и давлениях: Автореф. дис. ... д-ра хим. наук. М.,1975а. 51 с.

Ходаковский И.Л. Некоторые вопросы термодинамики водных растворов при высоких температурах и давлениях. – В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., 1975б, с. 124–150.

Ходаковский И.Л., Мишин И.В., Жогина В.В. О температурной зависимости произведений растворимости и некоторых пределах химического состава гидротермальных растворов. – Геохимия, 1966, № 7, с. 861–866.

Ходьков А.Е., Валуконис Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 275 с.

Холодов В.Н. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании (опыт геохимико-металлогенического анализа). – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 50–69.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. – Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 3–22.

Чердынцев В.В., Шитов Ю.В. Избыток ^{36}Ar в вулканических и поствулканических газах СССР. – Геохимия, 1967, № 5, с. 618–620.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 288 с.

Швец В.М. Органические вещества подземных вод. М., 1973. 191 с.

Швец В.М., Кирюхин В.К., Сережников А.И. К вопросу о происхождении термальных вод Южной Камчатки (анализ новых данных водно-растворенного органического вещества). – Тр. Тюмен. индустр. ин-та, 1975, вып. 42, с. 113–120.

Швец В.М., Селецкий Ю.Г. Органические вещества в термальных водах Южной Камчатки. – Докл. АН СССР. Сер. Геологич., 1968, т. 182, № 1/3, с. 441–444.

Швецов П.Ф. О значении взаимодействия гравитационного и температурного полей в циркуляции трещинных вод некоторых горных стран. – В кн.: Вопросы геологии Азии. М., 1955, т. 2, с. 596–600.

Шейманн Ю.М. Тектоника глубин Земли. – Природа, 1968, № 3, с. 68–74.

Штеренберг Л.Е., Васильева Г.Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана. – Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 133–139.

Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов редких газов. М.: Атомиздат, 1972. 335 с.

Щербаков А.В. Геохимические критерии окислительно-восстановительных обстановок в подземной гидросфере. – Сов. геология, 1956, сб. 56, с. 72–82.

Щербаков А.В. Гидрогеохимические исследования при поисках и разведке подземных бороносных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 167 с.

Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.

Щербаков А.В. О генезисе перегретых хлоридных натриевых вод областей современного вулканизма. – В кн.: Закономерности формирования подземных вод. М., 1975, с. 35–38. (Тр. ВСЕГИНГЕО; Вып. 89).

Щербаков А.В. Термальные воды. – В кн.: Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1979, т. 1.

Щербаков А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н. Газы термальных вод. М.: Наука, 1974. 219 с.

Щерев К.Д. Система экзогенных минеральных вод (абстрактная модель в генетично-вещественных энергетических и пространственных ординатах). София, 1975.

Эллис А.Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов. – В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 167–179.

Эллис А.Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 389–427.

Эллис А.Дж. Количественная интерпретация геологических данных гидротермальных систем. – В кн.: Изучение и использование геотерм. ресурсов. М., 1975, с. 272–298.

Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 7–26.

Яншин А.Л. Что же такое рифты? – В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, 1977, с. 5–6.

Abelson P.H. New opportunities for geologists. – Episodes geol. newslett. intern. union geol. sci., 1979, N 4, p. 11.

Allen E.T., Day A.L. Hot springs of the Yellowstone National Park. Wash: Carnegie Inst., 1935. Publ. 466. 525 p.

Armannsson H., Magnusson H., Sigurdsson P., Rist S. Efnarannsokn vatns. Vatnasvid-Olfusar, 1972. Reykjavik: Orkustofnum, 1973. 28 p.

Arnason B. Groundwater systems in Iceland traced by deuterium. Reykjavik: Prentasithjan Leiftuk H.F., 1976. 236 p.

Arnason B., Sigurgeirsson Th. Hydrogen isotopes in hydrological studies in Iceland. – In: Proc. Symp. on Isotopes in Hydrology. Vienna: Intern. Atom. Energy Agency, 1967, p. 35–47.

Arnason B., Theodorsson P., Bjornsson S., Saemundsson K. Hengille, a high temperature geothermal area in Iceland. – Bull. volcanol., 1968, vol. 33, p. 245–250.

Arnason B., Tomasson J. Deuterium and chloride in geotermal studies in Iceland. – Geothermics, 1970, spec. iss. 2, vol. 2, pt 2, p. 1405–1415.

Arnorsson S. A geochemical study of selected elements in thermal waters of Iceland: Ph.D. Theses. L.: Roy. School of Mines, Imp. College, 1969. 353 p.

Arnorsson S. Geochemical studies of thermal waters in the southern lowlands of Iceland. – Geothermics, 1970a, spec. iss. 2, vol. 2, pt 1, p. 547–552.

Arnorsson S. Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water. – Geothermics, 1970b, spec. iss. 2, vol. 2, pt 1, p. 536–541.

Arnorsson S. Hydrochemistry in geothermal investigations in Iceland, techniques and applications. – Nord. Hydrol., 1979, vol. 10, p. 191–224.

Arnorsson S., Grönvold K., Sigurdsson S. Aquifer chemistry of high-temperature geothermal systems in Iceland. – Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 523–536.

Arnorsson S., Jonsson I., Tomasson J. General aspects of thermal activity in Iceland. – In: Proc. XXIII Intern. Geol. Congr. Prague, 1968, vol. 18, p. 77–86.

Atwater T. Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of Western North America. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 12, p. 3513–3536.

Banwell G.J. Earth's thermal energy from the crust: Introd. Pt I. – N.Z. J. Geol. and Geophys., 1963, vol. 6, N 1, p. 52–69.

Barbier E., Fanelli M. Non-electrical uses of geothermal energy. – Progr. Energy and Combustion Sci., 1977, vol. 3, iss. 2, p. 73–103.

Barth T.F.W. Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland. Wash.: Carnegie Inst., 1950. Publ. 587. 174 p.

Berry F.A. Role of membrane hyperfiltration on origin of thermal brines, Imperial Valley, California. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, vol. 51/3, p. 454–455.

Bishoff J.L., Seyfried W.E. Hydrothermal chemistry of seawater from 25 to 35°C. – Amer. J. Sci., 1978, vol. 278, N 6, p. 838–860.

Björnsson S., Arnorsson S., Tomasson J. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 12, p. 2380–2391.

Björnsson A., Saemundsson K., Einarsson P. et al. Current rifting episode in North Iceland. – Nature, 1977, vol. 266, p. 318–323.

Bödvarsson G. Physical charactericties of natural heat resources in Iceland. – In: UN Conf. New Sources Energy. Rome, 1961, p. 1–19.

Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Napoli: Intern. volcanol. assoc., 1951–1965.

Chaigneau M., Tazieff H., Fabre R. Composition des gaz volcaniques du lac de lave permanent du Nyiragongo. – C. r. Acad. sci. Paris, 1960, vol. 250, p. 2482–2485.

Chapman D.S., Pollack H.N. Heat flow and heat production in Zambia: Evidence for lithospheric thinning in central Africa. – Tectonophysics, 1977, vol. 41, p. 79–100.

Chen C.H. Geology and geothermal power potential of the Tatun volcanic region. – Geothermics, 1970, spec. iss. 2, vol. 2, pt 2, p. 1134–1143.

Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. – In: Nuclear geology on geothermal areas. Spoleto, 1963, p. 17–53.

Craig H. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. – Science, 1966, vol. 154, p. 1544–1547.

Craig H., Boato G., White D.E. Isotopic geochemistry of thermal waters. – In: Proc. 2nd Conf. on Nucl. Processes in Geol. Setting. Nat. Acad. Sci.; Nat. Res. Council, 1956, Publ. 400, p. 29–38.

Craig H., Lupton J.E. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N 3, p. 369–385.

Craig H., Lupton J.E. Helium isotopes variations; evidence for mantle plumes at Jellowstone, Kilauea and the Ethiopian rift valley. – EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, vol. 59, N 12, p. 194.

Dalrymple G.B., Moore J.G. Argon-40: exess in submarine pillow basalts from Kilauea volcano. – Hawaii Sci., 1968, vol. 161, N 3846, p. 1132–1135.

Degens E.T., Von Herzen R.P., Wong N.K. Lake Tanganyika: Water chemistry, sediments, geological structure. – Naturwissenschaften, 1971, Bd. 58, S. 229–241.

Demant A., Robin C. Las fases del volcanismo en Mexico, una sintesis en relacion con la evolucion geodinamica desde el Cretacico. – Bol. Rev. Inst. Geol. UNAM, 1975, vol. 1, p. 70–82.

Doe B.R., Hedge C.E., White D.E. Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the Salton Sea geothermal area. – Econ. Geol., 1966, vol. 61, N 3, p. 462–483.

Einarsson Tr. Über das Wesen der heissen Quellen Islands. Mit einer Übersicht über die Tektonik des mittleren Nordislands. – Publ. Soc. Sci. Isl., 1942, N 26, p. 1–91.

Ellis A.J. Geothermal fluid chemistry and human health. – Geothermics, 1968, vol. 6, N 3/4, p. 175–182.

Ellis A.J. Explored geothermal systems. – In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd ed. N.Y.: Wiley-Intersci. Publ., 1979, p. 632–683.

Ellis A.J., Mahon W.A.J. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interaction. – Geochim. et cosmochim. acta, 1964, vol. 28, p. 1323–1357.

Ellis A.J., Mahon W.A.J. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interaction. Pt II. – Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, p. 519–538.

Ellis A.J., Mahon W.A.J. Chemistry and geothermal systems. N.Y.: Acad. press, 1977. 385 p.

Fanelli M., Taffi L. Status of geothermal research and development in the world. – Revue Inst. Francais Petrole, 1980, vol. 35, N 3, p. 429–448.

Ferrara G.C., Confiantini R., Panichi C. La composizione isotopica della vapore di alcuni soffioni di Larderello e della acqua di alcune sorgenti e mofette della Toscana. – Atti Soc. tosc. sci. natur., 1965, vol. 75, N 2, p. 570–588.

Fournier R.O. Prediction of aquifer temperatures salinities and underground boiling and mixing processes in geothermal systems. – In: Proc. of the 2nd intern. symp. on water/rock interaction. Strasbourg, 1977, sec. III, p. 117–126.

Fournier R.O., Rowe J.J. The solubility of cristobalite along the three-phase curve, gas plus liquid plus cristobalite. – Amer. Miner., 1962, vol. 47, N 7/8, p. 897–902.

Fournier R.O., Truesdell A.H. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. – Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, N 5, p. 1255–1275.

Fournier R.O., Truesdell A.H. Geochemical indicators of subsurface temperature. Pt 1. Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. – J. Res. US Geol. Surv., 1974, vol. 2, N 3, p. 263–270.

Fridleifsson I.B. Lithology and structure of geothermal reservoir rocks in Iceland. – In: Proc. 2nd UN Symp. on the develop. and use of geotherm. resources. San Francisco, 1975, vol. 1, p. 371–376.

Fridleifsson I.B. Geothermal activity in Iceland. – Jökull, 1979, vol. 29, p. 47–55.

Girdler R.W., Evans T.R. Red Sea Heat flow. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, vol. 51, N 1, p. 245–251.

Haggis G.H., Hasted J.B., Buchanan T.J. The dielectric properties of water in solutions. – J. Chem. Phys., 1952, vol. 20, N 9, p. 37–45.

Helgeson H.C. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system. – Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, N 3, p. 129–166.

Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal system at elevated temperatures and pressures. – Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 7, p. 729–804.

Holland H.D., Malinin S.D. The solubility and occurrence of non-ore minerals. – In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd ed. N.Y.: Wiley-Intersci. Publ., 1979, p. 461–508.

Horowitz A. The geochemistry of sediments from the Northern Reykjanes ridge and the Iceland – Faroes ridge. – Mar. Geol., 1974, vol. 17, p. 103–122.

Ivanov V.V., Kononov V.I., Sugrobov V.M. Main regularities of the formation of hydrothermal waters in the regions of recent volcanism. – In: Proc. of Symp. II. Genes. of Miner. and Therm. Waters. Prague: Academia, 1968, p. 151–160.

Jakobsson S.P. Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. – Lithos, 1972, vol. 5, N 4, p. 365–386.

Kobayakawa H.Y., Horibe Y. Deuterium abundance of natural waters. – Geochim. et cosmochim. acta, 1960, vol. 20, p. 273–283.

Koga A., Noda T. Hot brine in Dallol (depression of Danakil, Ephyopia). – Balneol. Soc. Jap., 1974, vol. 25, N 1, p. 1.

Kononov V.I., Polak B.G. Indicators of abyssal heat recharge of recent hydrothermal phenomena. – In: Proc. 2nd UN Symp. on the develop. and use of geotherm. resources. San. Francisco, 1975, vol. 1, p. 767–773.

Kononov V.I., Polak B.G. Geothermal activity of Iceland as a reflection of its geological structure. – Tectonophysics, 1978, vol. 46, p. 135–157.

Laszlo J. Application of the Stretford process for H_2S abatement of the Geysers geothermal power plant. – In: Intersoc. Energy Conversion Conf. N.Y., 1976. 7p.

Lawver L.A., Williams D.L. Heat flow in the Central Gulf of California. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B7, p. 3465–3467.

Lawver L.A., Williams D.L., Von Herzen R.P. A major geothermal anomaly in the Gulf of California. – Nature, 1975, vol. 257, N 5521, p. 23–28.

Le Guern F., Carbonnelle J., Tazieff H. Erta'ale lava lake: heat and gas transfer to the atmosfere. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1979, N 6, p. 27–48.

Lupton J.E. The ^3He distribution in deep water over the Mid-Atlantic Ridge. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 2, p. 371–374.

Lupton J.E. Helium-3 in the Guaymas Basin: evidence for injection of mantle volatiles in the Gulf of California. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 7446–7452.

Lupton J.E., Weis R.F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines. – Nature, 1977, vol. 266, N 5599, p. 244–246.

Mahon W.A.I., McDowell G.D. Magmatic-volcanic steam: its role in geothermal areas. – Geochemistry, 1977, vol. 218, p. 11–18.

Makris I., Menzel H., Zimmermann Y.A. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northeast Ethiopia. – Tectonophysics, 1972, vol. 15, N 1/2, p. 31–40.

Matsubayashi O., Naqao K., Takaoka N. Magmatic isotopic anomaly of He found in natural gases along the Japanese Islands. – Bull. Volcanol. Soc. Jap., 1979, vol. 24, N 1, p. 21–22.

Matsubaya O., Sakai H., Kusachi I., Satake H. Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. – Geochem. J., 1973, vol. 7, p. 123–151.

Matsuo S. On the origin of volcanic gases. – J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1960, vol. 8, N 2, p. 222–245.

Matsuo S. Role of volatile components in Earth's evolution. – Mass-spectroskopy, 1970, vol. 18, N 2, p. 23–28.

Mercado S. Chemical changes in geothermal well M-20 Cerro-Prieto, Mexico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 12, p. 2623–2630.

Morris L.D., Simkin T., Meyers H. Volcanoes of the World, 1979. N.Y.: World Center Data for Solid Earth Geophysics and for the JAVCEI, 1979.

Muffler L.J.P., White D.E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, Southeastern California. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 2, p. 157–181.

Nakamura H., Maeda K. Thermal waters and hydrothermal activities in Arima. Hot spring area, Hyogo prefecture. – Bull. Geol. Surv. Jap., 1961, vol. 12, N 7, p. 1–9.

Nakamura H., Sumi K., Ozawa T. Characteristics of geothermal resources from geological and geochemical viewpoints in Japan. – J. Jap. Geotherm. Energy Assoc., 1977, vol. 14, N 2, p. 3–18.

Namafjall-Krafla (afangaskyrsla um rannsokn jardhitasvaedanna)/G. Gudmundsson, G. Palmason, K. Gronvold et al. Reykjavik: Orkustofnun, 1971. 81 p.

Ozawa T., Kamada M., Vosida M., Saemasa I. Genesis of acid spring. – In: Proc. of Symp. on Hydrogeochem. and Biogeochem. Tokyo, Japan, 1970, Wash., 1973, vol. 1, p. 105–121.

Paces T. Letters to the editor. A systematic deviation from Na-K-Ca geothermal below 75°C and above 10^{-4} atm. P_{CO_2}. – Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 32–33.

Palmason G. On heat flow in Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. – In: Iceland and mid-oceanic ridges. Reykjavik: Soc. Sci. Island, 1967, rit. 38, p. 111–127.

Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Reykjavik: Soc. Sci. Island, 1971. Rit. 40. 187 p.

Palmason G. Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone with application of Iceland. –

Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1973, vol. 33, p. 451–481.

Palmason G. Heat flow and hydrothermal activity in Iceland. – In: Geodynamics of Iceland and North Atlantic Area. Dordrecht, 1974, p. 297–306.

Palmason G., Arnorsson S., Fridleifsson I.B. et al. The Iceland crust: evidence from drillhole data on structure and processes. – Amer. Geophys. Union Ewing Ser., 1980, p. 43–65.

Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. – Amer. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, vol. 2, p. 25–50.

Palmason G., Saemundsson K. Summary of condactive heat flow in Iceland. – In: Terrestrial heat flow in Europe. Berlin; Heidelberg, 1979, p. 218–220.

Pandey A. Terrestrial heat flow in the North Island of New Zealand. – J. volcanol. and geotherm. research, 1981, vol. 10, p. 309–316.

Polak B.G., Kononov V.I., Tolstikhin I.N. et al. The helium isotopes in thermal fluids. – In: Thermal and chemical problems of thermal waters/Ed. by A.J. Johnson/. Wash.: Intern. Assoc. of Hydrol. Sci., 1976, publ. 119, p. 17–33.

Proceedings of the UN Symposium on the development and utilization of geothermal resources. Pisa, Italy, September 1970. – Geothermics, 1971, spec. iss. 2, vol. 1/2. 1725 p.

Proceedings of the Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources. San Francisco: Lawrence Berkeley Lab. Univ. of Cal., 1975. Vol. 1–3. 2466 p.

Ragnars K., Saemundsson K., Benediktsson S., Einarsson S.S. Development of the Namafiale area: Northern Iceland. – Geothermics, 1970, spec. iss. 2, vol. 2, pt 1, p. 925–935.

Rex R.W. Heat flow in the Imperial Valley of California. – Amer. Geophys. Union Trans. 1966, vol. 47, N 1, p. 181.

Rist S. Islenzk votn (Icelandic fresh waters). Reykjavik, 1956, vol. 1. 127 p.

Rothbaum H.P., Anderton B.H. Removal of silica and arsenic from geothermal discharge waters by precipitation of useful calcium silicates. – In: Proc. 2nd UN Symp. on the developm. and use of geotherm. resources. San Francisco, 1975, p. 1417–1425.

Sato K. On the types of japanese volcanic thermal water. – Jap. J. Geol. and Geogr., 1961, vol. 32, N 2, p. 293–315.

Schoell M. Heating and convection within the Atlantis II deep geothermal system of the Red Sea. – In: Proc. 2nd UN Symp. on the developm. and use of geotherm. resources. San Francisco, 1975, vol. 1, p. 583–590.

Schoell M., Hartmann M. Changing hydrothermal activity in the Atlantis II Deep geothermal system. – Nature, 1978, vol. 274, N 5673, p. 784–785.

Seyfried W.E., Bischoff J.L. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. – Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, p. 135–147.

Shepherd E.S. The gases in rocks and some related problems. – Amer. J. Sci., 1938, ser. 5, vol. 35-a, p. 17–23.

Sigvaldason G.E. Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Iceland. – Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, vol. 450-E, N 200, p. 27–32.

Sigvaldason G.E. Chemistry of thermal waters and gases in Iceland. – Bull. volcanol., 1966, vol. 29, p. 589–604.

Sigvaldason G.E., Guellar G. Geochemistry of the Ahuachapan thermal area, El Salvador, Central America. – Geothermics, 1970, spec. iss. 2, vol. 2, pt. 2, p. 1392–1399.

Sigvaldason G.E., Ellisson G. Collection and analysis of volcanic gases at Surtsey, Iceland. – Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, p. 797–805.

Sigvaldason G.E., Oskarsson N. Chlorine in basalts from Iceland. – Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, p. 777–789.

Skinner N.J. Recent geophysical studies of the Kenya rift valley. – Contemp. phys., 1977, vol. 18, N 5, p. 455–470.

Steiner A., Rafter T.A. Sulphure isotopes in pyrit pyrrotine, alunite and anhydrite from steam wells in the Taupo volcanic zone. – N.Z. Econ. Geol., 1966, vol. 61, N 6, p. 1115–1129.

Thorsteinsson Th. The redevelopment of the Reykir hydrothermal systems in S.W. Iceland. – In: Proc. 2nd UN Symp. on the developm. and use of geotherm. resources. San Francisco, 1975, p. 2173–2180.

Thorsteinsson Th., Eliasson J. Geohydrology of the Laugarnes hydrothermal system in Reykjavik, Iceland. – Geothermics, 1970, spec. iss. 2, vol. 2, p. 2.

Tolstikhin I.N. Some recent advances in isotope geochemistry of eigth rare gases. – In: Advances Earth Planetary Sciences: Terrestrial Rare Gases/Ed. by E.C. Alezynder, M. Ozima/. Tokyo: Univ. press, 1978, p. 33–62.

Tomasson J., Fridleifsson I.B., Stefansson V. A hydrological model for the flow of thermal water in southwestern Iceland with special reference to the Reykir and Reykjavik thermal areas. – In: Proc. of the 2nd UN Symp. on developm. and use of geotherm. resources. San. Francisco, 1975, vol. 1, p. 643–648.

Tomasson J., Kristmannsdottir H. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. – Contribs Miner. and Petrol., 1972, vol. 35, p. 123–134.

Truesdell A.H. Geochemical techniques in exploration. – In: Proc. 2nd UN Symp. on the developm. and use of geotherm. resources. San Francisco, 1975, vol. 1.

Truesdell A.H., Singer W. The calculation of aquifer chemistry in hot-water geothermal systems. – J. Res. US Geol. Surv., 1974, vol. 2, p. 271–278.

Vakin E.A., Polak B.G., Sugrobov V.M. et al. Recent hydrothermal systems of Kam-

chatka. – Geothermics, 1970, spec. iss. 2, vol. 2, p. 1116–1133.

Vasquez N.C. Summary of the geothermal development in the Philippines. – Geothermics, 1981, vol. 10, N 1, p. 75–80.

Vidal V.M.V., Vidal F.V., Isaacs J.D., Young D.R. Coastal submarine hydrothermal activity of northern baja California. – Geophys. Res., 1978, N 4, p. 1757–1774.

Ward P.L., Palmason G., Drake C.C. Micro-earthquake survey and the Mid-Atlantic Ridge in Iceland. – J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 2, p. 7–11.

Waring G.A. Thermal springs of the United States and other countries of the world: a summary. Wash., 1965. 382 p.

Weissberg B.G., Brown P.R.L., Seward T.M. Ore metals in active geothermal systems. – In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd. N.Y.: Wiley J. a. Sons, 1979, p. 738–780.

Welhan J.A., Craig H. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids. – Geophys. Res. Lett., 1979, vol. 6, N 11, p. 829–831.

Welhan J.A., Poreda R., Lupton J.E., Craig H. Gas chemistry and helium isotopes at Cerro Prieto. – In: Proc. of 1st Symp. on the Cerro Prieto Geotherm. Field, Baja California, Sept. 20–22, 1978. Mexico, 1978, p. 113–115.

White D.E. Thermal waters of volcanic origin. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68, N 12, p. 1637–1657.

White D.E. Deep geothermal brine near Salton Sea California. – A pure magmatic water and an active ore solution? – In: XIII General assambly of the International Union of Geodesy and Geophysics. Berkeley (Cal.), 1963, p. 734–737.

White D.E. Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat springes, Nevada. – Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, N 8, p. 641–684.

White D.E. Environment of generation of some base-metal ore deposits. – Econ. Geol., 1968, vol. 63, p. 301–335.

White D.E. Thermal and mineral waters of the United States – brief review of possible origins. – In: Proc. of Symp. II: (Report of Twenty Third Session of Geol. Congr., Czechoslovakia (Prague). Prague, 1969, p. 269–287.

White D.E. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. – Geothermics, 1970, spec. iss. 2, vol. 1, p. 58–80.

White D.E., Anderson E.T., Grubbs D.K. Geothermal brine well-Mile deep drill hole may tap ore-bearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. – Science, 1963, vol. 139, N 3558, p. 919–922.

White D.E., Muffler L.J.P., Truesdell A.H. Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. – Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 1, p. 75–97.

Williams D.L., Becker K., Lawver L.A., Von Herzen R.P. Heat flow at the spreading centers of the Guaymas basin, Gulf of California. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B12, p. 6757–6769.

Wilson S. The chemical investigation of the hot springs of the New Zealand thermal region. – In: Pacific Sci. Congr. 7th New Zealand, 1949. Proc. 1953. Vol. 2, Geology, p. 4–49.

Wilson S. Sulphur isotope-ratios in relation to volcanological and geothermal problems. – Bull. volcanol., 1966, vol. 29, p. 671–690.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава первая

Проблема классификации современных гидротерм 5

Глава вторая

Состав современных гидротерм 14

Глава третья

Показатели генезиса современных гидротерм 34
Тепловая мощность гидротермальных систем 34
Химический состав гидротерм как показатель их генезиса 36
Изотопные показатели ювенильного питания гидротерм 38

Глава четвертая

Особенности распространения различных геохимических типов гидротерм в областях современного вулканизма рифтовых зон 43
Гидрогеохимия Исландии 44
Береговые термы внутриокеанических рифтовых зон (термальные рассолы мыса Рейкьянес) 71
Межконтинентальные рифтовые зоны (термальные рассолы Красного моря и гидротермы Калифорнийского рифта) 80
Континентальные эпиплатформенные рифтовые зоны (Восточно-Африканская система) 95

Глава пятая

Особенности распространения различных геохимических типов гидротерм в областях современного вулканизма островных дуг 101
Курило-Камчатский регион 103
Гидрогеохимические особенности некоторых островных дуг Тихоокеанского кольца (Япония, Новая Зеландия и др.) 127

Глава шестая

Источники компонентов в гидротермальных растворах 146
Источники и масштабы поступления летучих и литофильных элементов в гидротермальные растворы 146
Гидротермальное изменение пород 157

Глава седьмая

Классификация термальных флюидов областей современного вулканизма и основные процессы их формирования 162
Принципы составления классификации термальных вод областей современного вулканизма 163
Основные процессы, формирующие химический состав термальных флюидов 164
Теоретические и экспериментальные исследования поведения отдельных элементов в термальных флюидах 171
Возможный состав глубинного флюида 176

Глава восьмая

Задачи гидрогеохимии в связи с освоением гидротермальных ресурсов 182

Заключение 197

Литература 200

CONTENTS

Introduction 3

Chapter one

Problem of classification of recent hydrotherms 5

Chapter two

Composition of recent thermal waters 14

Chapter three

Indicators of genesis of recent hydrotherms 34
Heat capacity of hydrothermal systems 34
Chemical composition of hydrotherms as indicator of their genesis 36
Isotopic indicators of juvenile recharge of hydrotherms 38

Chapter four

Features of distribution of different geochemical types of hydrotherms in recent volcanic rift zones 43
Hydrochemistry of Iceland 44
Thermal waters of marine coasts of intraoceanic rift zones (thermal brines of the Reykjanes Cape) 71
Intercontinental rift zones (the Red Sea thermal brines and hydrotherms of the Californian rift zone) 80
Continental epiplatform rift zones (the East African rift) 95

Chapter five

Features of distribution of different geochemical types of hydrotherms in recent volcanic island arcs 101
Hydrogeochemistry of the Kurilo-Kamchatka region 103
Hydrogeochemical features of some island arcs of the Circum-Pacific (Japan, New Zealand and oth.) 127

Chapter six

Sources of components in hydrothermal solutions 146
Sources and scope of supply of volatile and lithophylic elements into hydrothermal solutions 146
Hydrothermal alteration of rocks 157

Chapter seven

The classification of thermal fluids of recent volcanic areas and the main processes of their formation 162
Principles of compilation of classification of thermal waters of recent volcanic areas 163
The main processes forming the chemical composition of thermal fluids 164
Theoretical and experimental studies of behaviour of some elements in thermomineral fluids 171
The possible composition of deep-seated fluid 176

Chapter eight

Tasks of hydrochemistry relative to utilization of hydrothermal reserves 182

Conclusion 197

References 200

Владимир Иванович К о н о н о в

ГЕОХИМИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

(рифтовых зон и островных дуг)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор **А.В. Копп**
Художник **Н.В. Смолянская**
Художественный редактор **И.Ю. Нестерова**
Технические редакторы **И.И. Джиоева**, **Г.П. Каренина**
Корректор **А.Н. Попова**

ИБ № 27481

Подписано к печати 26.01.83. Т – 04525
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,6 + 1,0 вкл.
Усл.кр-отт. 18,8. Уч.-изд.л. 22,0
Тираж 1000 экз. Тип.зак. 2069
Цена 3 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

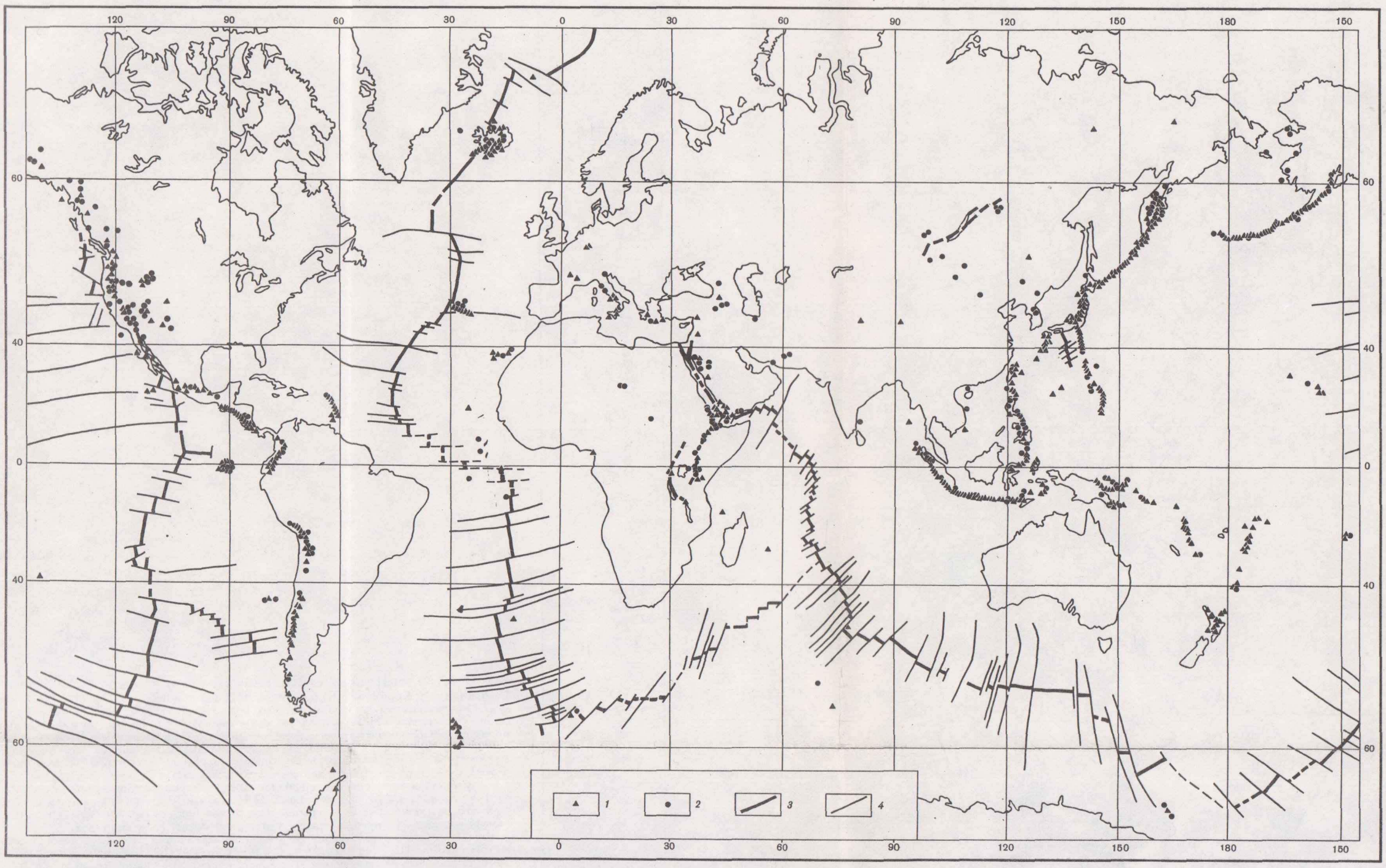


Рис. 1. Карта действующих вулканов мира и рифтовых зон
1–2 – вулканы, действовавшие [Morris et al., 1979]:
1 – в историческое время; *2* – в голоцене; *3–4* – оси современных рифтовых зон (*3*) и трансформных разломов (*4*) [Карасик и др., 1981]

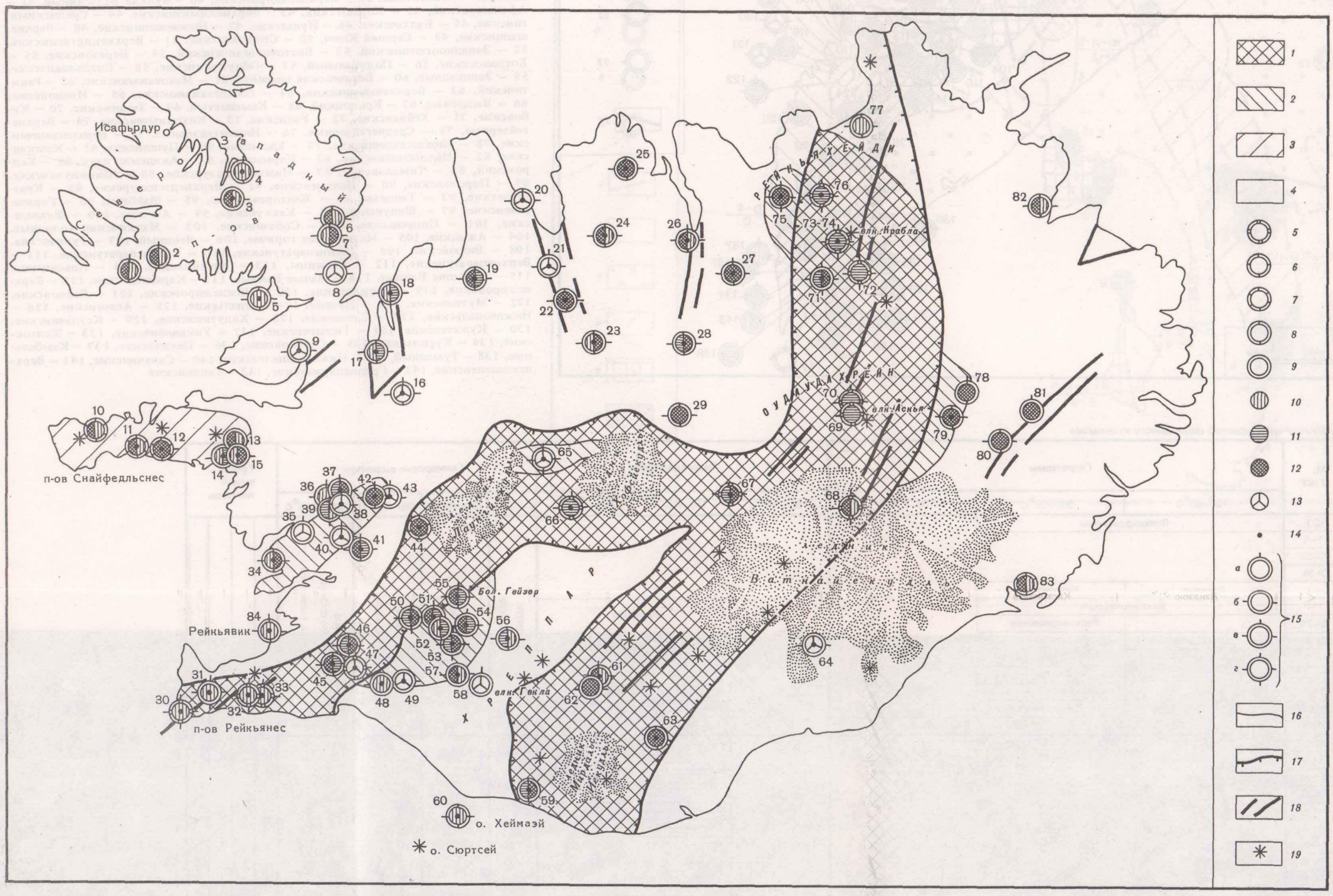


Рис. 14. Карта минеральных и термальных вод Исландии масштаба 1:1 500 000. Составили В.И. Кононов, Б.Г. Поляк, С.В. Козловцева, Г.Г. Голубкова, Л.И. Флерова

1–4 – провинции термоминеральных вод: *1* – водородных терм областей современного вулканизма и рифтогенеза, *2* – азотно-углекислых терм областей современного вулканизма, *3* – углекислых вод областей молодой магматической деятельности, *4* – азотных терм областей развития миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов; *5–9* – газовый состав термоминеральных вод: *5* – водородный, *6* – азотно-углекислый, *7* – углекислый, *8* – азотный, *9* – состав не определялся; *10–13* – химический состав вод с преобладанием в анионной части: *10* – хлоридов, *11* – сульфатов, *12* – карбонатов и бикарбонатов, *13* – смешанный; *14* – повышенное содержание в водах H_2SiO_3; *15* – температура на выходе, °С: *а* – 20–35, *б* – 35–75, *в* – 75–100, *г* – > 100; *16* – границы провинций; *17* – границы вулканически активных ветвей Срединной зоны; *18* – тектонические нарушения; *19* – вулканы. Термопроявления: 1 – Кросс, 2 – Хедла, 3 – Эйри, 4 – Грамла Исафьорд, 5 – Рейкхолар, 6 – Бакки, 7 – Хверавик, 8 –Литла, 9 – Сейлингдалстунга, 10 – Хрисар, 11 – Фурубрекка, 12 – Лисуходль, 13 – Рёйдамельсёлькельда, 14 – Хрутсхольтслойг, 15 – Ландброт, 16 – Слеттафедльсхверир, 17 – Рейкир Хрутафьорд, 18 – Скард, 19 – Рейкир Рейкьябройт, 20 – Рейкир Скагафьорд, 21 – Вармахлид, 22 – Россхвер Скагафьорд, 23 – Годдалир, 24 – Рейкир Холар, 25 – Рейкир Оулафсфьорд, 26 – Лойгаланд, 27 – Рейкир Фньоскадалур, 28 – Хольсгерди, 29 – Лойгарквисл, 30 – Морской Гейзер Рейкьянес, 31 – Свартсенги, 32 – Крисувик, 33 – Ньихвер, 34 – Лейра, 35 – Хреппслойг, 36 – Дейлдартунга, 37 – Хурдабак, 38 – Аурхвер, 39 – Клепхусрейкир, 40 – Брейтартунга, 41 – Энгландс-хвер, 42 – Стори-Ас, 43 – Хусафёдль, 44 – Престхнукур, 45 – Хверадалир Хедлисхейди, 46 – Хенгидль, 47 – Хверагерди, 48 – Лойгардалир, 49 – Лойгар-Стори, 50 – Лойгарватн, 51 – Сидри Рейкир, 52 – Рейкхольтсхвер, 53 – Флудир, 54 – Лойгар–Хрунаманнахреппур, 55 – Большой Гейзер, 56 – Тьорсаулёй, 57 – Виндаслойгар, 58 – Свинхаги, 59 –Сельявадлалойг, 60 – скважина на о. Хеймаэй, 61 – Кафиола, 62 – Хвер, 63 – Хвамур, 64 – Лойгар Скаптафедльсфьодль, 65 – Хвераведлир Кьёлур, 66 – Керлингарфьёдль, 67 – Вонаскард, 68 – вулкан Кверкфёдль, 69 – вулкан Аскья, 70 – кратер Вити в вулкане Асскья, 71 – Гроутагьяу, 72 – Наумафьядль, 73 – Крабла кратерное озеро, 74 – Крабла фумарола, 75 – Хвераведлир Рейкьяхверфи, 76 – Тейстарейкир, 77 – Скоугар, 78 – Рейкьярау, 79 – Лойгарведлир, 80 – Лойгаркоти, 81 – Эгильстадир, 82 – Лойгар Вопнафьорд, 83 – *Кетильлойгар*, 84 – *Рейкьявик*

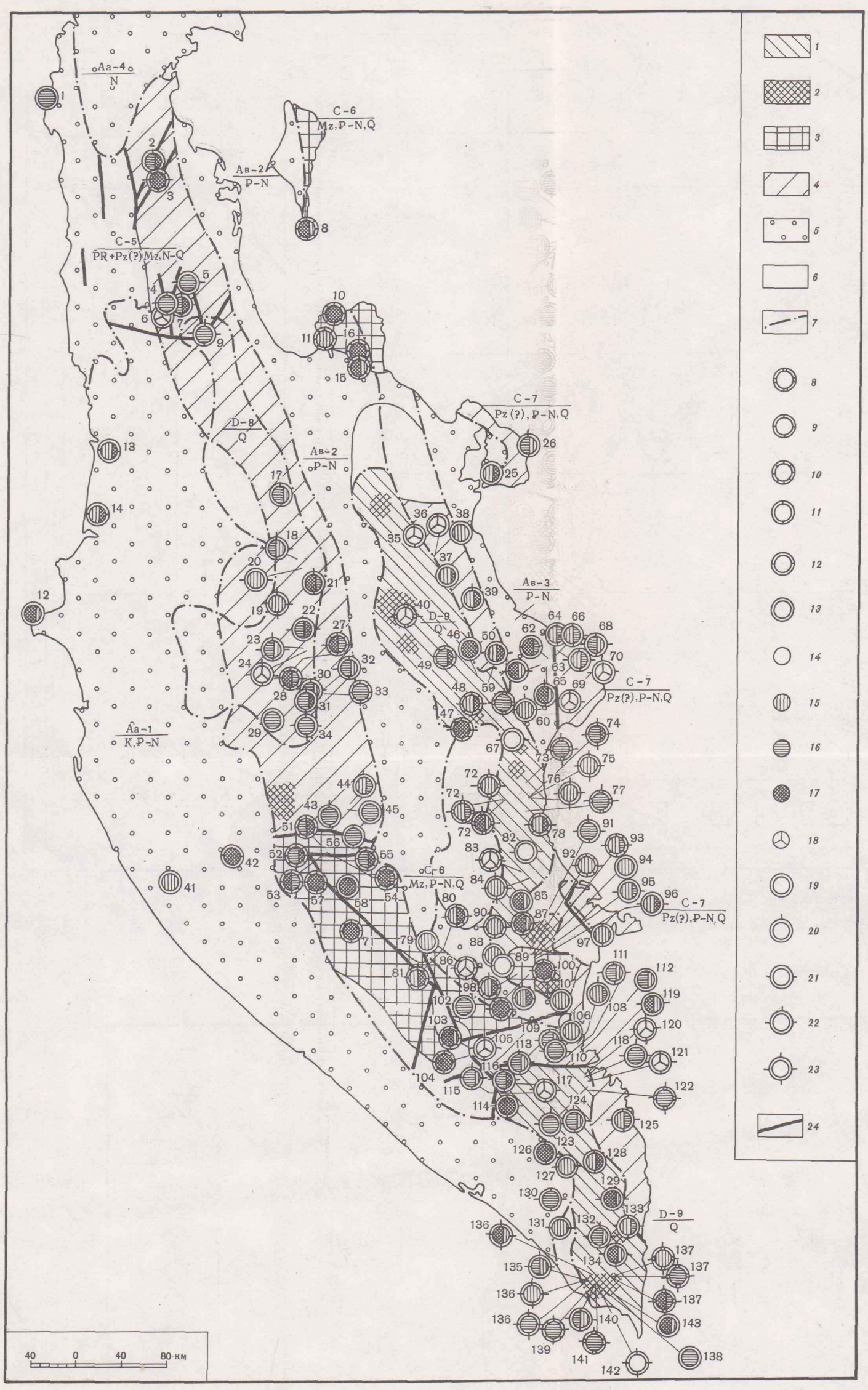


Рис. 22. Карта минеральных и термальных вод Камчатки масштаба 1:1 500 000. Составили В.И. Кононов, Л.Н. Барабанов, С.В. Козловцева

1–5 – провинции термоминеральных вод: азотно-углекислых (*1*) и сероводородно-углекислых (*2*) терм областей современного вулканизма, углекислых вод областей молодой магматической деятельности (*3*), азотных терм областей новейших тектонических движений (*4*), метановых вод артезианских бассейнов (*5*); *6* – районы, где термоминеральные воды неизвестны; *7* – границы гидрогеологических структур первого порядка и второго порядка (см. *рис.* 20); *8–13* – газовый состав термоминеральных вод: *8* – сероводородно-углекислый, *9* – азотно-углекислый, *10* – углекислый, *11* – азотный, *12* – метановый, *13* – газовый состав неизвестен; *14* – химический состав вод неизвестен; *15–18* – химический состав вод с преобладанием в анионной части: *15* – хлоридов, *16* – сульфатов, *17* – гидрокарбонатов, *18* – смешанный состав; *19–23* – температура вод на выходе, °С: *19* – < 20, *20* – 20–35, *21* – 35–75, *22* – 75–100, *23* – > 100; *24* – тектонические нарушения. Термопроявления: 1 – Кингинский, 2 – Сигайэктапские, 3 – Тымлатские, 4 – Паланские, 5 – Дранкинские, 6 – Коркаваямские, 7 – Ивашкинские, 8 – Карагинские, 9 – Русаковские, 10 – Перевальный, 11 – Укинские, 12 – Утхолокские, 13 – Воямпольская площадь, 14 – Хромовская площадь, 15 – Левокиучинские, 16 – Македонские, 17 – Куньманкуиские, 18 – Двухъюрточные, 19 – Большие Киреунские, 20 – Малые Киреунские, 21 – Беловские, 22 – Крерукские, 23 – Апапельские, 24 – Нижнеапапельские, 25 – Медвежий, 26 – Африканский, 27 – Опалькские, 28 – Оксинские, 29 – Уксичанские, 30 – Анавгайские, 31 – Промежуточные, 32 – Быстринские, 33 – Кававлинские, 34 – Эссовские, 35 – Бекешские, 36 – Первобекешские, 37 – Атласный, 38 – Ольховский, 39 – Верхнебыстринские, 40 – вулкан Безымяный, 41 – Афанасьевский, 42 – Конмогский, 43 – Верхнекимитинские, 44 – Среднекимитинские, 45 – Балхачские, 46 – Иультские, 47 – Нижнещапинские, 48 – Верхнещапинские, 49 – Серный Ключ, 50 – Сторожевские, 51 – Верхнекирганикские, 52 – Западнооганчинский, 53 – Восточнооганчинский, 54 – Березовские, 55 – Богдановские, 56 – Подувальный, 57 – Облуковинские, 58 – Богдановичские, 59 – Заповедные, 60 – Богачевская площадь, 61 – Малочажминские, 62 – Ракитинский, 63 – Верхнечажминские, 64 – Нижнечажминские, 65 – Ивановские, 66 – Выдровые, 67 – Кроноцкий, 68 – Каменистый, 69 – Тюшевские, 70 – Кубовские, 71 – Хейванские, 72 – Узонские, 73 – Кихпинычевские, 74 – Верхнегейзерные, 75 – Среднегейзерные, 76 – Нижнегейзерные, 77 – Верхнесемячинские, 78 – Нижнесемячинские, 79 – Едомские, 80 – Пущинские, 81 – Кашканские, 82 – Малосемячинские, 83 – Карымские, 84 – Академии наук, 85 – Кедровский, 86 – Тимановские, 87 – Нижнедзендзурские, 88 – Левокиучинские, 89 – Поротовские, 90 – Налычевские, 91 – Верхнедзендзурские, 92 – Краеведческие, 93 – Таловые, 94 – Желтореченские, 95 – Шайбные, 96 – Горячереченские, 97 – Шипунский, 98 – Кехкуйские, 99 – Аагские, 100 – Шумновские, 101 – Пиначевские, 102 – Собачинские, 103 – Малкинские холодные, 104 – Ажицкие, 105 – Малкинские горячие, 106 – Ягодный, 107 – Турпанские, 108 – Вилюйские, 109 – Нижнепаратунские, 110 – Среднепаратунские, 111 – Верхнепаратунские, 112 – Сивкины, 113 – Начикинские, 114 – Апачинские, 115 – Большие Банные, 116 – Малые Банные, 117 – Карымчинские, 118 – Верхнежировские, 119 – Вилючинские, 120 – Нижнежировские, 121 – Вайновские, 122 – Мутновские, 123 – Дачные, 124 – Опальские, 125 – Асачинские, 126 – Нижнеопальские, 127 – Саванские, 128 – Ходуткинские, 129 – Ксудачинские, 130 – Кужетенские, 131 – Голыгинские, 132 – Унковичские, 133 – Желтовские, 134 – *Курильские*, 135 – *Озерновские*, 136 – *Паужетские*, 137 – Камбальные, 138 – Туманный, 139 – Нижнекошелевские, 140 – Сивучинские, 141 – Верхнекошелевские, 142 – Среднепаужетские, 143 – Тепловские

Таблица 50. Классификация терм областей современного вулканизма

Состав газа	Преобладающий анион	М, Г/КГ	Гидротермы			Парогидротермы			Газопаровые выделения				Генетический тип газов
			20–50°С	50–100°С	100–150°С	150–180°С	180–240°С	240–400°С	<100°С	100–180°С	180–700°С	700–1200°С	
Сероводородно-углекислый	HCO_3	<1	Псевдофумаролы						Мофетты Сольфатары	Сольфатарные	Фумарольные Биг Доналд	Эруптивные (сложного состава) Лавовое оз. Нирагонго	
		1–5											
		5–35											
		>35											
	SO_4	<1	Дзидзою	Кагамизава									
		1–5	Кихпинычевские										
		5–35		Верхнеюрьевские			Мацукава						
		>35	Кава Иджен										
	CL	<1											
		1–5		Обуки									
		5–35		Глубинного формирования									
		35–300		Якияма			Татун (Матсао)						
		>300			Даллол								
"Водородный" и углекисло-водородный	HCO_3	<1					Несьяведлир						
		1–5											
		5–35											
		>35											
	SO_4	<1					Наумафьядль-Крабла						
		1–5					Гейзеры Сонома						
		5–35											
		>35											
	CL	<1											
		1–5											
		5–35					Крисувик						
		35–300					Ахуачапан	Серро Прието					
		>300		Арима			Рейкьянес						
Углекислый	HCO_3	<1				Монте Амиата	Мад Вулкано		Мофетты Сольфатары Кавказ, Карпаты, Аппенины				Магматогенный
		1–5	Лисуходоль	Шала		Тучанг							
		5–35	Восточно-Африканский рифт										
		>35											
	SO_4	<1		Апапельские		Стимбот Спрингс	Кавах Камоджанг						
		1–5		Витербо			Лардерелло						
		5–35											
		>35					Чезано						
	CL	<1					Норрис						
		1–5	Сагаку	Налычевские		Тонгонаи	Вайракей	Бродлендс					
		5–35	Катве	Мамбуга		Новая Британия	Эль-Татио	Тиви					
		35–300	Данакиль	Ишиботаке			Афар и Исса						
		>300						Солтон Си					
Азотно-углекислый	HCO_3	<1	Диенг	Пассо		Хвераведлир-Рейкьяхверфи							Метаморфогенный
		1–5	Аваша и Долина озер			Большой гейзер							
		5–35											
		>35											
	SO_4	<1				Аурхвер							
		1–5	Карымские			Большие Банные							
		5–35											
		>35											
	CL	<1	Оз. Бали			Жировские							
		1–5		Афар и Данакиль		Аллалобеда	Паужетка						
		5–35	Урундака	Афрер	Вакура	Горячий пляж	Оникобе						
		35–300											
		>300											
Метановый и азотно-метановый	HCO_3	<1	Краддок										Атмогенный
		1–5											
		5–35											
		35–300											
	SO_4	<1											
		1–5		Нижнеголыгинские									
		5–35											
		>35											
	CL	<1		Саванские									Биогенный
		1–5	Карру	Горячий ключ									
		5–35	Морера	Богачевка	Калифорнийский залив			21°с.ш. 109°з.д.					
		35–300		Рассолы Красного моря			Найваша						
		>300											
Азотный	HCO_3	<1	Карин	Гелиевый	Рейкьявик								
		1–5											
		5–35											
		35											
	SO_4	1	Срднепаратунские	Рейкир Вармахлид									
		1–5		Начики									
		5–35											
		35											
	CL	1	Чи-Лахар	Ихимбо									
		1–5	Ниченге	Чивета									
		5–35	Крахал	Атами									
		35–300	Увинза										
		300											

П 1
Вып. 379

3 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА