Е. А. Басков
С. Н. Суриков

ГИДРОТЕРМЫ ЗЕМЛИ



НЕДРА



Гидротермы широко распространены в различных геологических структурах земной коры континентов и океанов.

Они являются важным носителем глубинного тепла Земли. С их деятельностью связано формирование многих типов рудных месторождений.

Гидротермы разнообразны по химическому составу: от пресных гидрокарбонатных до высококонцентрированных хлоридных рассолов.



Огромные количества седиментогенных металлоносных хлоридных рассолов содержатся в артезианских бассейнах древних и молодых платформ с галогенными формациями. В древних горноскладчатых областях широко развиты азотные кремнистые слабоминерализованные гидрокарбонатные и сульфатные гидротермы атмосферного питания. В областях альпийской складчатости, кроме того, часто встречаются углекислые гидротермы хлоридно-гидрокарбонатного и хлоридного состава со значительной долей седиментогенных вод.

Е. А. Басков, С. Н. Суриков

ГИДРОТЕРМЫ ЗЕМЛИ

ЛЕНИНГРАД
«НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1989

УДК 551.49 : 550.8

Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Земли.— Л.: Недра, 1989.— 245 с.: ил.

Впервые дано монографическое описание закономерностей распространения, металлоносности, условий формирования, геологической деятельности и практического использования термальных вод Земли. Приведена общая оценка изученности гидротерм Земли, установлены основные типы термальных вод по комплексу гидрохимических показателей; охарактеризованы ионно-солевой, газовый, изотопный и бактериальный состав гидротерм и их металлоносность. Рассмотрены региональные закономерности распространения разных типов гидротерм, выделены и охарактеризованы провинции термальных вод в пределах континентов и океанических структур; намечены региональные закономерности металлоносности термальных вод в структурах разного типа, приведены данные о современном рудообразовании в очагах разгрузки термальных вод в наземных и подводных условиях. Рассмотрено формирование основных типов термальных вод и освещены вопросы их использования в различных практических целях (теплоэнергетика, бальнеология, жидкие руды).

Для научных работников — геологов, гидрогеологов, геохимиков, вулканологов, литологов, занятых изучением термальных вод и рудных полезных ископаемых.

Табл. 63, ил. 39, прил. 1, список лит.— 94 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук Л. Н. Капченко (ВНИГРИ)

Б $\frac{1804080000-322}{043(01)-89}$ 117—89

© Издательство «Недра», 1989

ISBN 5—247—00394—2

ПРЕДИСЛОВИЕ

Термальные воды Земли с доисторических времен широко использовались человечеством в основном для лечебных целей, но лишь в XX в. широкий размах приобрели исследования по освоению геотермальных ресурсов. Кроме того, в XX в. была достаточно полно осознана огромная роль подземных (и особенно термальных) вод в различных геологических процессах, и в частности в формировании месторождений многих полезных ископаемых. «Вода стоит особняком в истории нашей планеты, — указывал В. И. Вернадский [1960 г., с. 16], — ...нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов». «Мы никогда не сможем познать, — справедливо отмечал А. В. Сидоренко [1964 г., с. 45], — многие процессы рудообразования, диагенеза и литогенеза, если не будем знать геологические судьбы воды, ее геохимическую роль».

В связи с этим в настоящее время в общем комплексе прогнозно-металлогенических исследований, особенно при прогнозировании и поисках скрытых или глубоко залегающих рудных месторождений, большое значение приобретают палеогидрогеологические и палеогидрогеохимические исследования [Басков Е. А., 1976 г., 1983 г., и др.]. Важно отметить, что достоверность, эффективность палеогидрогеологических и палеогидрогеохимических методов прогнозирования определяются в значительной мере уровнем познания основных гидрогеологических закономерностей, гидрогеохимических процессов, условий формирования подземных вод в геологических структурах разного типа в современную эпоху. При этом особый интерес представляют данные о закономерностях распространения и условиях формирования термальных вод в областях современного вулканизма и новейших тектонических движений, где наиболее ярко проявляется участие подземных вод в различных геологических процессах (рудообразование, гидротермальный метаморфизм и др.).

Настоящая монография — первая обобщающая работа по термальным водам Земли. Главное внимание в ней уделено выявлению региональных закономерностей распространения, формирования и металлоносности основных типов гидротерм в различных геологических структурах.

Авторами эти вопросы в региональном плане были рассмотрены ранее на примере Тихоокеанского сегмента Земли [3]. В настоящей книге обобщены основные материалы по гидротермам и для других регионов Земли. Следует отметить, что за последние 10—15 лет в связи с проведением интенсивных исследований по изучению ресурсов геотермальной энергии как в СССР, так и за рубежом накоплен (и продолжает накапливаться) весьма обширный качественно новый материал по термальным водам в геологических структурах разного типа, и в том числе по срединно-океаническим хребтам. Поэтому осуществить достаточно полное обобщение имеющихся сейчас основных материалов по термальным водам Земли даже только в региональном аспекте, что и составляет главную цель настоящей работы, является весьма сложной задачей. Кроме того, неравномерная изученность отдельных регионов не позволяет рассмотреть все затронутые вопросы с одинаковой полнотой. В работе учтен и использован огромный фактический материал, содержащийся главным образом в литературных источниках. По территории СССР привлечены также данные многолетних исследований авторов на Сибирской платформе, в Забайкалье, на Камчатке, Курильских островах, Сихотэ-Алине, Кавказе и в других регионах.

Разделы: Введение, 3, 4, 5, 6.1, 7.2, 7.3, Заключение написаны Е. А. Басковым и С. Н. Суриковым; разделы 1, 2, 7.1, 7.4, 8 — Е. А. Басковым; раздел 6.2.— С. Н. Суриковым.

Авторы выражают признательность за помощь в предоставлении и сборе материалов В. И. Кононову, В. А. Кирюхину, С. Г. Краснову, Н. П. Малинской, Н. К. Федоровой, за помощь в оформлении рисунков Н. Д. Феофановой, Н. П. Малинской, Г. И. Колотушкиной.

Авторы также весьма признательны Л. И. Красному и А. А. Смыслову за консультации по глобальной тектонике и геотермии.

1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ОБЩИХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЗЕМЛИ

1.1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Наиболее крупными структурами Земли, слагающими земную кору и тесно связанные с ней верхние части мантии (до глубин 200—400 км), являются: континенты (включая шельфы), океаны и переходные зоны от континентов к океанам.

Континенты, как известно, характеризуются большой мощностью (от 25—30 км в областях древних платформ до 70—80 км в орогенических поясах) земной коры и наличием в ней трех основных слоев (оболочек): 1) осадочного (мощность до 10—20 км, $v_P = 1{,}8 \div 5{,}0$ км/с, плотность около 2,2 г/см^3); 2) гранитно-метаморфического, или гранитного (мощность до 20—35 км; $v_P = 5{,}5 \div 6{,}2$ км/с; плотность 2,4—2,6 г/см^3); 3) гранулит-базитового, или базальтового (мощность от 15 до 40 км, $v_P = 6{,}5 \div 7{,}6$ км/с, плотность 2,8—3 г/см^3). В океанах мощность земной коры обычно до 6—8 км, реже (Гавайский хребет и др.) до 15—20 км. Она состоит из: 1) слоя неконсолидированных (и слабоконсолидированных) осадков ($v_P = 2$ км/с); 2) «второго» слоя — базальтовые покровы с прослоями осадков ($v_P = 5$ км/с); 3) базальтового (метаморфического?) слоя ($v_P = 5 \div 7$, местами до 9 км/с).

Переходные зоны характеризуются мозаичным распространением разных типов земной коры: под глубоководными морями кора в них имеет облик, близкий к океаническому, а под массивами суши и подводными хребтами островных дуг обычно сходна с корой континентов.

Верхние слои верхней мантии (мощностью до 50—80 км), отмечающиеся высокими (v_P до 7,8—8,4 км/с) скоростями прохождения волн, находятся в твердом состоянии и вместе с земной корой образуют литосферу, верхнюю кристаллическую оболочку Земли средней мощностью около 100 км, которая ведет себя как жесткое тело при изостатических движениях. Литосферу подстилает астеносфера, имеющая мощность тоже около 100 км и обладающая пониженной вязкостью. Важно отметить, что существенные различия в строении и свойствах (плотность, температура, теплогенерация, вещественный состав и др.) между континентами и океанами сохраняются и в мантии до глубин 300—400 км [Артюшков Е. В., 1979 г.; Браун Д., Массет А., 1984 г.]. При этом в соответствии с концепцией тектоники плит океанические плиты ограничены снизу астеносферой и мощность их не превышает 100 км, а континенталь-

Рис. 1. Схема тектонического районирования Земли (по В. Е. Хаину и др. [1986 г.], М. В. Муратову [1975 г.]).

1–7 — континенты и переходные зоны: *1* — выступы фундамента древних платформ, *2* — плиты древних платформ, *3* — плиты молодых платформ, *4–6* — складчатые системы (*4* — палеозойские, *5* — мезозойские, *6* — кайнозойские), *7* — зона шельфа и континентального склона; *8* — глубоководные котловины; *9* — островные дуги; *10* — глубоководные желоба; *11* — ложе океана и склоны срединно-океанических хребтов; *12* — рифтовые зоны срединно-океанических хребтов (*а*) и трансформные разломы (*б*); *13* — поднятия с осадочным чехлом; *14* — вулканические хребты и поднятия; *15* — микроматерики.

1–14 — (цифры в кружках) — древние платформы: *1* — Восточно-Европейская, *2* — Сибирская, *3* — Колымская, *4* — Северо-Китайская, *5* — Южно-Китайская, *6* — Таримская, *7* — Индостанская, *8* — Аравийская, *9* — Северо-Африканская, *10* — Южно-Африканская, *11* — Северо-Американская, *12* — Южно-Американская, *13* — Антарктическая, *14* — Австралийская.

Складчатые пояса: *А* — Атлантический, *АР* — Арктический, *С* — Средиземноморский, *Т* — Тихоокеанский, *У* — Урало-Монгольский.

Океанические плиты: *I* — Северо-Восточная, *II* — Северо-Западная, *III* — Южная, *IV*—Южно-Австралийская, *V* — Крозе, *VI*—Центральноиндийская, *VII* — Беллинсгаузена, *VIII* — Перуанско-Чилийская, *IX* — Сомалийская, *X* — Аргентинская, *XI* — Бразильская, *XII* — Ангольская, *XIII* — Северо-Американская, *XIV* — Канарская, *XV* — Амундсена, *XVI* — Толля, *XVII* — Нансена.

ные плиты имеют мощность до 300—400 км и включают в себя астеносферу [Браун Д., Массет А., 1984 г.].

В пределах континентов (включая переходные зоны) основными структурами являются древние платформы (кратоны) и окаймляющие их геосинклинальные складчатые пояса, частично превращенные в молодые платформы [Муратов М. В., 1975 г.].

В современном структурном плане Земли древние платформы образуют две группы: северную и южную, разделенные в основном Средиземноморским и Атлантическим геосинклинальными складчатыми поясами (рис. 1). В северную группу входят Восточно-Европейская, Сибирская, Таримская, Северо-Китайская, Южно-Китайская, Колымская (Колымо-Омолонская), Северо-Американская платформы; в южную группу: Северо-Африканская, Южно-Африканская, Аравийская, Индостанская, Австралийская, Южно-Американская (Атлантическая) и Антарктическая платформы. В результате процессов байкальской складчатости в конце протерозоя — начале кембрия закрылись геосинклинали, разделявшие Северо-Африканскую, Южно-Африканскую и Аравийскую платформы в Африке и Гвиано-Бразильскую и Восточно-Бразильскую платформы в Южной Америке. С этого времени в этих регионах возникли обширные материковые платформы.

Основными структурами древних платформ являются авлакогены (грабенообразные впадины), плиты и щиты. Авлакогены обычно связаны с ранней стадией развития платформ и выполнены часто терригенными (реже вулканогенными) породами позднего протерозоя общей мощностью до 1—3 км. Известны

авлакогены и более позднего заложения (например, Припятско-Днепровско-Донецкий, сложенный терригенными, карбонатными и галогенными толщами D и C и т. п.). В пределах плит древних платформ повсеместно развит осадочный чехол обычно мощностью до 2—5 км, реже, например в окраинных впадинах (Прикаспийской, побережья Мексиканского залива и др.), достигает 10—15 км и более. В приподнятых частях платформ — щитах — дорифейские складчатые комплексы, слагающие фундамент древних платформ, выходят на дневную поверхность (или местами прикрыты маломощным чехлом). Наиболее крупными являются: Балтийский щит Восточно-Европейской платформы, Канадский щит Северо-Американской платформы, Гвианский, Центральнобразильский и Восточно-Бразильский щиты Южной Америки, Центральноафриканский и Южно-Африканский щиты Африки, Западно-Австралийский и Центральноавстралийский щиты Австралии, Ляодунский щит Северо-Китайской платформы, Южно-Индийский щит Индостанской платформы, Алданский щит Сибирской платформы и др. Эти дорифейские складчатые комплексы представлены в основном глубокометаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными породами (гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и др.), а также магматическими породами кислого и основного состава.

Осадочный чехол платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской, Австралийской и др.) представлен слабометаморфизованными терригенными, карбонатными, галогенными, а также вулканогенными образованиями позднепротерозойского (рифейского), палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Мощность осадочного чехла колеблется обычно от 1—2 до 3—5 км, достигая местами 10—15 км и более. Залегают осадочные и вулканогенные толщи на древних платформах обычно довольно полого. Исключение составляют лишь территории, подвергшиеся активизации в фанерозое.

Тихоокеанский складчатый пояс кольцом обрамляет берега Тихого океана. Он включает в себя складчатые области и современные геосинклинали, расположенные между дном океана и краями древних соседних платформ — Северо-Американской, Гвиано-Бразильской, Антарктической, Австралийской, Китайско-Корейской и Сибирской. Небольшая Колымская платформа располагается внутри пояса в виде массива. В пределы Азиатско-Австралийской ветви пояса входят протерозойская область Аделаиды и палеозойская — Катазии и Приморья, мезозойские области — Верхоянo-Чукотская и Приморья, кайнозойские — Камчатско-Японская и Филиппин. Наиболее молодые складчатые области составляют системы островных дуг с разделяющими их котловинами морей Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского, Кораллового, Соломонова, Тасманова и моря Фиджи. К американской ветви пояса относится мезозойская Невадская область Северной Америки и Мексики, палеозойская область Пуны в Боливии, область Южно-Американских Анд, кайнозойская геосинклинальная

область Венесуэлы и обрамления Карибского моря вместе с впадиной этого моря, а также дуга Южных Сандвичевых островов и Земли Грейама между Огненной Землей и Антарктидой [Муратов М. В., 1972 г.]. В поперечном сечении пояса на континентах достаточно четко проявляется смена древних складчатых областей более молодыми (от дорифейских до кайнозойских) по мере продвижения от внутренних частей материков к океану [Смирнов С. С., 1946 г.].

В пределах выходов на поверхность складчатых комплексов байкалид, каледонид и герцинид распространены в основном складчатые сильнодислоцированные и сильнометаморфизованные осадочные (терригенные и карбонатные) и вулканогенные толщи рифейского и палеозойского возраста. Мощность их достигает 10—15 км и более. Весьма часты в них интрузии основных пород и гранитоидов. На байкальские, каледонские и герцинские структуры местами наложены постскладчатые (главным образом мезозойско-кайнозойские) впадины и прогибы, выполненные пологозалегающими и слабометаморфизованными в основном терригенными толщами мощностью до 4—6 км. Наиболее крупные из них Зее-Буреинская, Сунляо и др.

Области мезозойской складчатости занимают обширные площади на северо-востоке Азиатского материка и в северо-западной части Северной Америки. В их пределах широко распространены верхнепалеозойские и мезозойские складчатые сильнометаморфизованные и сильнодислоцированные терригенные и вулканогенные образования мощностью до 10—15 км и более. Они часто прорваны интрузиями кислого и основного состава. В мезозоидах довольно большую роль играют крупные срединные и остаточные массивы (Омолонский, Охотский, Ханкайский, Юконский и др.). В этих массивах значительно сокращены мощности осадочных и вулканогенных толщ палеозойского и мезозойского возраста, дислоцированы они в целом менее интенсивно. На складчатые структуры геосинклинального комплекса мезозоид накладываются многочисленные впадины, выполненные обычно терригенными толщами мелового и палеоген-неогенового возраста. Вдоль восточного края Азиатского материка, накладываясь на различные структуры, протягивается Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс. Общая протяженность его (с перерывами) около 8 тыс. км, ширина колеблется обычно от 30 до 300 км. В его пределах распространены главным образом вулканогенные толщи мелового возраста, местами переслаивающиеся с осадочными терригенными образованиями. Мощность толщ колеблется от сотен метров до 5—6 км, залегают они с резким угловым несогласием на подстилающих их более древних образованиях. Нижнемеловые эффузивы, как правило, довольно сильнодислоцированны и прорваны интрузиями кислого и основного состава. Верхнемеловые отложения часто смяты только в пологие складки и прорваны гранитными интрузиями. Эффузивы палеоген-неогенового возраста в Чукотско-Катазиатском поясе залегают почти горизонтально, мощность их колеблется от 300 до 1200 м. Меловые

и палеоген-неогеновые эффузивы широко распространены в Андах в области Главной Кордильеры. В Северо-Американских Кордильерах интенсивная вулканическая деятельность происходила в палеоген-неогеновое время.

Кайнозойские складчатые области и современные геосинклинали, обрамляющие Тихий океан, обладают весьма различным строением. В западной части, прилегающей к Азиатскому и Австралийскому материкам, эта зона имеет значительно большую ширину (до 3000—5000 км), характеризуется неоднородным строением земной коры (наличием блоков с материковой и океанической корой), сложным строением островных дуг и т. п. В восточной части Тихоокеанского пояса данная зона построена более просто: отсутствуют обычно островные дуги и окраинные глубоководные моря, зона кайнозойской складчатости охватывает краевую часть континента.

В областях кайнозойской складчатости и современных геосинклинальных областях широко развиты осадочные и вулканогенные толщи палеогена и неогена мощностью до 10—15 км и более. Они обычно слабо метаморфизованы и собраны в относительно простые складки, осложненные разломами. В синклинориях породы в целом менее дислоцированы по сравнению с антиклинорными зонами. В последних осадочные и вулканогенные толщи палеогена и неогена часто прорваны основными, реже кислыми интрузиями. На кайнозойские структуры часто наложены четвертичные вулканические пояса и современные вулканы.

Выделяемые в этих областях тектонические системы (Камчатско-Курильская, Японская, Филиппинская и др.) обладают сложным строением. Они включают в себя часто геоантиклинальные гряды (в том числе островные дуги, глубоководные морские котловины, глубоководные желоба). Геоантиклинальные гряды в основном являются подводными и выходят на поверхность лишь в виде островов, часто с молодыми вулканами. Протяженность этих островных дуг достигает 2—4 тыс. км, ширина же обычно не превышает 100—200 км. Относительно дна смежных желобов островные дуги возвышаются часто на 8—10 км и более, а относительно дна глубоководных котловин окраинных морей — на 3—5 км. В строении геоантиклинальных гряд участвуют в основном слабометаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования.

В некоторых островных дугах (Курильской, Рюкю и др.) геоантиклинальные зоны разделяются продольными прогибами, прослеживающимися на сотни километров. Эти прогибы выполнены в основном осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями неогенового и четвертичного возраста мощностью до 3—5 км и более. В глубоководных морских котловинах и глубоководных желобах почти повсеместно устанавливается наличие рыхлых осадков неоген-четвертичного возраста мощностью от 1—2 до 5—6 км.

Средиземноморский складчатый пояс протягивается через всю Евразию (от берегов Атлантического океана) и разделяет древние платформы северной и южной групп: Восточно-Европейскую, Таримскую, Северо-Китайскую и Южно-Китайскую от Африканской, Аравийской, Индостанской и Австралийской. Средиземноморский пояс включает в себя четыре крупные обособленные части, различающиеся по возрасту завершающих процессов складчатости и магматизма. Это, во-первых, герцинская складчатая область Западной Европы (включая Пиренейский полуостров) и Северной Африки. В конце палеозоя (поздний карбон—пермь) эта часть Средиземноморского пояса завершила геосинклинальное развитие и превратилась в эпигерцинскую молодую платформу, на которой стал формироваться осадочный чехол (Парижская, Аквитанская, Лузитанская впадины и др.). Вторая часть Средиземноморского пояса — это альпийская складчатая область, протягивающаяся от северных частей Марокко (Рифский Атлас) и Бетских гор Южной Испании через Альпы, Апеннины, Карпаты, Динарские горы, Кавказ, Малую Азию в Иран и Афганистан, Гиндукуш, Памир, Каракорум до Гималаев.

В пределах альпийской области в конце триаса — начале юры заложились новые системы геосинклинальных трогов, сложное развитие которых продолжалось до конца эоцена—олигоцена. После чего начался орогенный этап развития Альпийской складчатой области с образованием горных гряд и систем межгорных и краевых впадин с молассовыми комплексами отложений (Паннонская, Арагонская, Венская, Рионская, Куринская, Гильмеденская, Гангская и др.). Одновременно вновь началась вулканическая деятельность на Апеннинах, Кавказе, в Малой Азии, Эгейском архипелаге и в других регионах. Третий блок Средиземноморского пояса представлен Скифско-Южно-Туранской складчатой областью, слагающей фундамент одноименных плит. Предполагается здесь широкое развитие позднедокембрийских (байкальских) складчатых структур. Осадочный чехол этих плит достигает мощности 5—8 км. Четвертый блок Средиземноморского пояса — Индонезийская складчатая область Юго-Восточной Азии, включающая Араканский хребет Бирмы, Андаманские и Никобарские острова и всю дугу Индонезийского архипелага до зоны сочленения их со структурами Филиппинских островов, которые относятся к Тихоокеанскому поясу.

Урало-Монгольский пояс отделяет Сибирскую платформу от Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской и имеет вид гигантской дуги, протягивающейся от Карского моря через Тянь-Шань и Алтай в Монголию и далее до берегов Охотского моря. Этот пояс включает в себя протерозойские (байкальские) складчатые области Тимана, Енисейского кряжа и Байкальского нагорья; раннепалеозойские (каледонские) — Саянскую, Алтае-Саянскую, Центрального Казахстана, Кокчетаво-Киргизскую, Центральной Монголии; герцинские — Уральскую, Южного Тянь-Шаня, Восточного Казахстана, Прииртышскую, Южной Монголии, а также раннемезозойскую — Монголо-Охотскую. На больших площадях эти складчатые структуры перекрыты чехлом осадков Северо-Туранской, Западно-Сибирской плит и более мелких впадин.

Атлантический пояс состоит из палеозойской складчатой обла-

сти Аппалачей и Ньюфаундленда и ее продолжения на юге США, скрытого под чехлом осадков до побережья Мексиканского залива. К этому поясу М. В. Муратов [1972 г.] относит каледониды Гренландии, а по другую сторону Атлантического океана — каледониды Ирландии, Великобритании, Скандинавии и Шпицбергена. Арктический пояс включает в себя палеозойские складчатые системы архипелага Северной Канады и северного побережья Гренландии и отделяет Северо-Американскую платформу от глубоких впадин Северного Ледовитого океана.

Главные типы структур океанической коры — океанические платформы (талассогены) и подвижные океанические пояса (срединно-океанические хребты). В океанических платформах выделяются океанические плиты (талассоплены) и крупные поднятия (океанические хребты — вулканические и глыбовые). Океанические платформы часто окаймлены глубоководными желобами.

Подвижные океанические пояса (срединно-океанические хребты) распространены во всех океанах. Они взаимосвязаны друг с другом и образуют единую систему общей протяженностью более 60 тыс. км. Морфологически они представляют собой весьма широкие (до 1—2 тыс. км) и сравнительно низкие (до 2—4 км относительно ложа океана) своды, имеющие линейное простирание и протягивающиеся в виде сплошной цепи от Северного Ледовитого океана через Атлантический и Индийский в Тихий океан.

Относительно полно изучен Срединно-Атлантический хребет, расположенный в центральной части Атлантического океана. Ширина его колеблется от 800 до 1400 км, высота над дном ложа океана достигает 3—4 км. Вдоль хребта протягивается рифтовая долина, состоящая из отдельных длинных впадин. Ширина долины достигает 25—50 км, дно долины располагается на 1,5—2 км ниже поверхности гор, слагающих борта. К рифтовой долине с обеих сторон примыкают так называемые рифтовые горы, образующие полосы (шириной около 50 км) чрезвычайно сложного расчлененного рельефа с амплитудой колебания высот до 1 км. Далее по обе стороны хребта располагается высокое расчлененное плато, имеющее ширину до 100—120 км и амплитуды колебания высот до 700 м. К этому плато примыкают пологие и слабо расчлененные склоны хребта шириной до 500—700 км. Срединно-Атлантический хребет расчленяется также рядом поперечных глубоких долин. Ширина их достигает 10—20 км. Дно этих долин располагается на 2—2,2 км (и более) ниже поверхности их бортов. Особый интерес представляет наличие на оси Срединно-Атлантического хребта крупного острова Исландии, сложенного в основном базальтами (от среднемиоценовых до современных) общей мощностью более 10 км, накапливавшихся в основном в субаэральных условиях.

В целом сходный со Срединно-Атлантическим хребтом характер строения рельефа имеют Западно-Индийский и Индийско-Аравийский хребты. Высота их над уровнем океанических плит (котловин) достигает 3,5—4 км, а ширина 1000—2000 м. Во внутренних частях этих хребтов расположены сложные системы горных гряд

и желобов, а к осевой зоне приурочены рифтовые долины и ущелья. В Центральноиндийском, Австрало-Антарктическом и Южно-Тихоокеанском хребтах рифтовые долины развиты неповсеместно, но расчлененность рельефа в осевых частях значительная. Восточно-Тихоокеанский хребет имеет высоту над ложем океана до 1,5—1,8 км, а ширина его достигает 2500—3500 м. Рифтовые долины в осевой части хребта почти не выражены. Расчлененность рельефа здесь обычно до 300—500, реже до 1000—1200 м. Наиболее высокие вершины в осевой части Восточно-Тихоокеанского хребта поднимаются над водой в виде вулканических островов (Пасхи и др.). Осевая часть Восточно-Тихоокеанского хребта переходит в узкий грабен Калифорнийского залива, а в пределах материка продолжением его, вероятно, являются впадины Империал, Сан-Хоакин и Сакраменто [Менард Г. У., 1966 г., Удинцев Г. Б., 1972 г.].

В осевых частях срединно-океанических хребтов осадочный покров мезозойско-кайнозойского возраста имеет небольшую мощность, а местами вообще отсутствует. По мере удаления от оси хребтов мощность осадочного покрова возрастает, при этом под слоем четвертичных осадков последовательно появляются все более древние отложения. У подножий хребтов мощность осадочного слоя достигает обычно нескольких сотен метров. Под осадочным покровом на склонах хребтов залегают покровы базальтов (с прослоями осадочных пород) «второго» океанического слоя, мощность которого достигает 1—2 км и более.

Океанические плиты (талассоплены) соответствуют океаническим котловинам. В Тихом океане это, например, Северо-Западная, Северо-Восточная, Южная и др.; в Индийском океане — Сомалийская, Центральноиндийская, Западно-Австралийская и др.; в Атлантическом океане — Аргентинская, Капская, Бразильская и др.; в Северном Ледовитом океане — Толля, Нансена, Бофорта и др. Океанические плиты имеют в основном пологохолмистый рельеф с глубинами от 4—5 до 6—7 км. Ширина котловин колеблется обычно от 1000—3000 до 4000—5000 км, меридиональная протяженность находится также в основном в этих пределах (за исключением Северо-Восточной котловины Тихого океана, ширина которой достигает 5000 км, а протяженность—10 000 км). Мощность осадочного слоя в пределах плит достигает (в абиссальных равнинах) 1—2 км; мощность «второго» слоя осадочно-вулканогенного чехла колеблется обычно от 1—2 до 3—4 км.

Вулканические горные поднятия довольно широко распространены в пределах океанических платформ (талассогенов). В Тихом океане это хребты Гавайский, Туамоту, Императорский и др.; в Индийском—хр. Кергелен, плато Крозе и др., в Атлантическом — Бермудское плато, поднятие островов Зеленого Мыса и др. Эти вулканические сооружения сопоставимы по размерам (протяженности и высоте) с горными системами континентов. Они обычно подчинены широким сводовым поднятиям океанического дна и сложены в основном базальтами. Вершины отдельных вулканов поднимаются над водой в виде вулканических островов, к подвод-

ным вулканам в тропической зоне приурочены часто коралловые острова. Мощность карбонатных отложений на коралловых островах достигает 1—2 км.

Глыбовые горные поднятия (глыбовые хребты), образованные поднятыми по крупным разломам блоками коры (например, поднятия Шатского, Хесса, Манихики в Тихом океане), характеризуются значительным утолщением коры (до 20—25 км), а также довольно большими мощностями (до 1—2,5 км) осадочного чехла. Значительное утолщение коры, наблюдаемое над глыбовыми поднятиями (Шатского и др.), объясняется тектоническим скучиванием, покровообразованием в океанских условиях еще до отложения осадочного чехла [Пущаровский Ю. М., 1980 г. и др.]. Л. И. Красный [1984 г.] относит эти структуры к типу олендов, своеобразие которых заключается в том, что слагающие их структурно-формационные комплексы залегают на древних метаморфических образованиях основного состава.

Следует отметить также наличие в океанах микроматериков, сложенных в основном метаморфическими породами и гранитоидами (Роколл в Атлантическом океане; Агульяс, Маскаренский и др. — в Индийском; Восточно-Новозеландский, Обручева — в Тихом и др.). Л. И. Красный [1984 г.], характеризуя строение Тихого океана, приходит к выводу, что выявляемая поверхностная и глубинная неоднородность Тихоокеанской литосферы свидетельствует о непригодности гипотезы спрединга для всего Тихоокеанского суперрегиона.

1.2. ВУЛКАНИЗМ

Существенное влияние на условия распространения и формирования термальных вод в земной коре в современную эпоху оказывают проявления современного, а также кайнозойского вулканизма.

Современная вулканическая деятельность сосредоточена главным образом в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. При этом в его западной части действующие вулканы развиты главным образом в районах островных дуг, а в восточной части — в молодых горных системах Америки, протягивающихся вдоль побережья Тихого океана. В Тихом океане современный надводный вулканизм известен на Гавайских островах, на островах Самоа и Галапагос. Наряду с надводными вулканами в Тихом океане известно огромное количество подводных вулканов, часть из которых являются действующими. Последние распространены в основном в пределах Восточно-Тихоокеанского хребта и в районах островных дуг.

В Тихоокеанском регионе находится около 75 % действующих на земном шаре вулканов [Макдональд Г., 1975 г.]. Здесь выделяется несколько вулканических провинций, показанных на рис. 2. В Курило-Камчатской провинции имеется около 200 вулканов, в том числе 60 действующих. В Японской провинции известно 144 вулкана, из них 45 действовало в историческое время. Характерной особенностью многих вулканов этой провинции являются их

огромные кальдеры (диаметр до 25—30 км). В Индонезийско-Филиппинской провинции описано около 500 вулканов, в том числе 156 действующих [Апродов В. А., 1965 г., и др.].

Группы действующих вулканов известны в Средиземноморье (Этна, Везувий, Стромболи и др.), в Малой Азии, на Кавказе, в районе Красного моря, Центральной Африке, Атлантическом и Индийском океанах (рис. 2). В Центральной Африке большая часть вулканов приурочена к Восточно-Африканской рифтовой системе (Нирагонго, Телеки, Килиманджаро, Олдоиньо-Ленгаи и др.). Вдоль западного побережья Африки в цепи вулканов известен действующий вулкан Камерун. В центральной части Сахары в нагорье Тибести имеются недавно потухшие вулканы.

В Атлантическом океане подводные вулканические горы и острова тяготеют в основном к Срединно-Атлантическому хребту (Исландия, Азорские острова, острова Тристан-да-Кунья, Буве и др.). В Исландии имеются крупные вулканы (Лаки, Гекла и др.), изливающие огромные массы лавы. В Атлантическом океане действующие вулканы имеются также на Канарских островах и островах Зеленого Мыса, вблизи Африканской платформы. В Индийском океане современный и новейший вулканизм интенсивно проявлен главным образом в западной части (острова Коморские, Реюньон, Крозе, Кергелен и др.).

Для океанических структур характерен в основном подводный эффузивный толеитовый (в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов) и толеитовый до щелочно-базальтового (в пределах океанических плит и поднятий) вулканизм. Магматические породы океанических структур представлены в основном толеитовыми базальтами, океаническими толеитами, оливиновыми и безоливиновыми базальтами щелочного комплекса и серпентинизированными перидотитами. В переходных зонах от океана к материкам (зонах субдукции — по терминологии новой глобальной тектоники) проявлен наземный и подводный смешанный эксплозивно-эффузивный вулканизм от основного до кислого, но преимущественно среднего состава. В окраинной части дна Тихого океана преобладают базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, риолиты. Граница между различными провинциями магматических пород в Тихом океане носит название «андезитовая линия», она разграничивает океанические структуры и структуры переходной зоны [Ротман В. К., 1971 г., и др.]. В пределах кайнозойских вулканических островных и континентальных дуг происходит смена состава лав от известково-щелочных к щелочным в направлении от океана в сторону вулканических дуг [Горшков Г. С., 1967 г.]. Для материков характерен смешанный эксплозивно-эффузивный вулканизм, щелочно-базальтовый с высоким содержанием фонолитовой или трахитовой составляющей [Раст Х., 1982 г.].

Современный надводный вулканизм относится в основном к центральному, реже к трещинному типам извержений и характеризуется большим разнообразием. Например, только на Камчатке за последние 50—60 лет наблюдались почти все известные в лите-

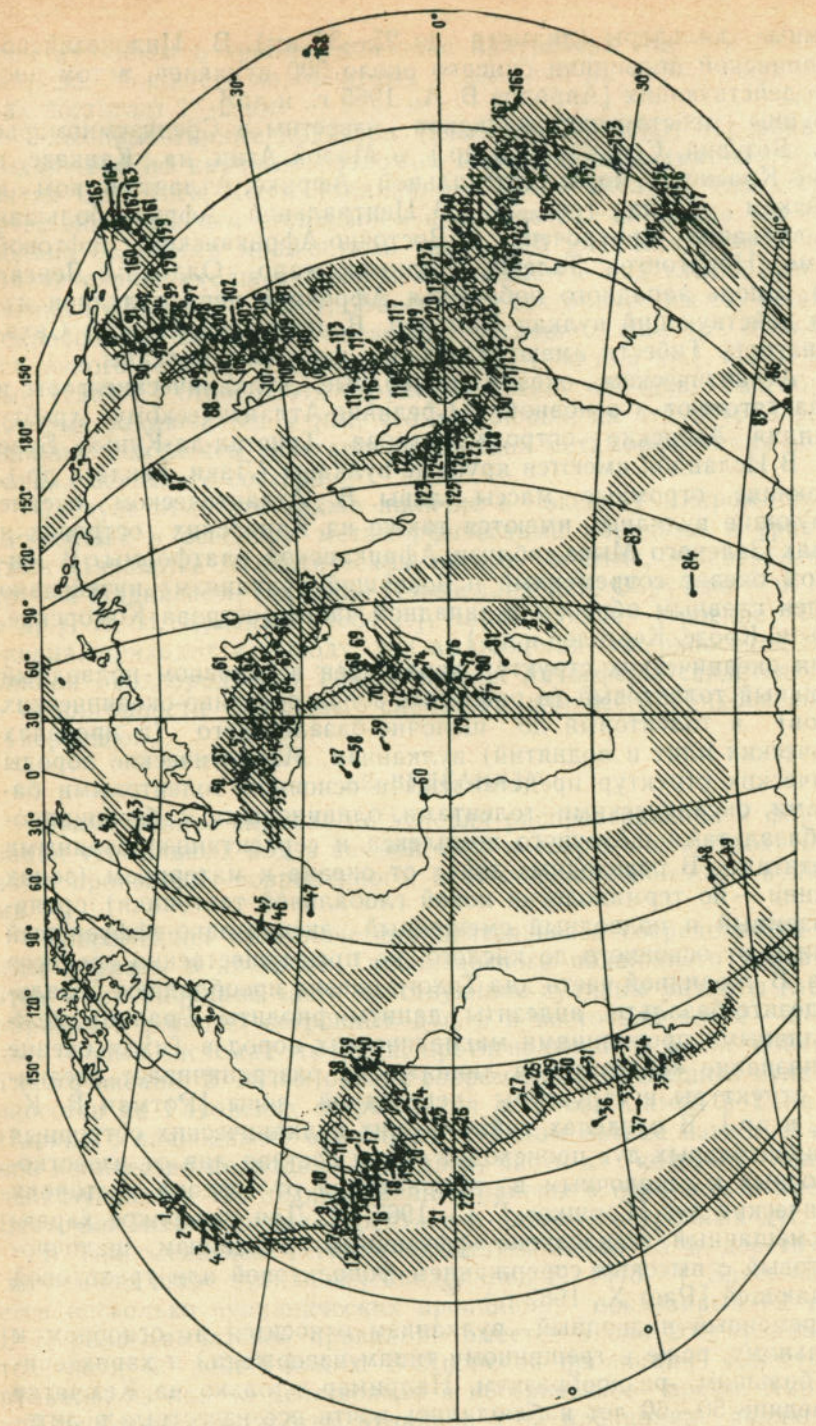


Рис. 2. Схема проявлений современного вулканизма и активной сейсмичности.

1—168 (цифры на схеме) — действующие наземные вулканы; *2* — действующие подводные вулканы; *3* — активные сейсмические зоны.

ратуре проявления центрального типа извержений (вулканский, стромболийский, катмайский) [Апродов В. А., 1965 г.].

Большинство действующих вулканов в пределах суши находится сейчас в фумарольной и сольфатарной стадиях. В кратерах и на склонах вулканов наблюдаются многочисленные выходы термальных источников и фумарол. Температура последних достигает 200—300 °С и более. Воды источников на фумарольных полях обычно кислые, сульфатного, реже хлоридного состава. На фумарольных полях под действием гидротерм и фумарол происходит интенсивное преобразование пород (каолинизация, алунитизация и др.), часто видны обильные отложения серы.

Состав вулканических газов, т. е. газов, выделяющихся на земную поверхность на фумарольных полях и из лавовых озер, характеризуется большой сложностью и разнообразием. Исследованиями многих ученых [Аллен Е. Т., Цис Е. Г., 1923 г.; Аллен Е. Т., Дей А., 1935 г.; Пийп Б. И., 1937 г.; Башарина Л. А., 1966 г.; Уайт Д. Е., Уоринг Дж. А., 1965 г.; Газиев Г., 1983 г., и др.] показано, что преобладающим компонентом вулканических газов являются пары воды (обычно более 90 мол. %). Водород, соединения углерода и серы, а также хлора и фтора в вулканических газах принято называть активными газами.

Вулканические газы по условиям выхода на земную поверхность могут быть подразделены на три группы. К первой группе относятся газы, выделяющиеся из лавовых озер, ко второй — газы первичных фумарол и к треть-

Таблица 1

Некоторые данные о химическом составе высокотемпературных вулканических газов, мол. % (по Г. Тазиеву [1983 г.])

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2, % в магме	41	46,9	46,7	47,6	48,4	51	53	56	62,2	69,6
H_2O	47,1	58,6	84	81	79,4	97,4	93	94,5	79,6	99,2
H_2	0,8	1,0	4	4,1	1,5	1,0	0,6	0,5	0,16	0,2
CO_2	44,6	23,8	6,1	1,9	10,4	0,3	4,7	4,3	13,9	0,5
CO, CH_4, COS, CS_2	2,7	0,9	0,4	0,05	0,5	—	0,02	0,01	0,001	0,001
SO_2	4,8	15,6	5	15,1	7,0	0,5	1,2	0,5	4,8	0,0012
SH_2, S_2	—	—	—	—	0,4	0,3	0,02	0,5	1,5	$7 \cdot 10^{-4}$
HCl	—	0,1	0,6	—	0,4	0,5	0,4	0,2	0,11	0,04
HF	—	—	—	—		0,15	—	0,01	0,01	0,02
H_2O+активные газы	91,7	89,9	99,4	97,7	99,8	99,8	99,9	99,9	99,9	99,9
N_2+редкие газы	8,3	10,1	0,6	2,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
T газа, °C	1020	1200	1125	1000	1130	1135	800	900	650	760
δD_{H_2O}, ‰	—	—	—55	—55÷ ÷—43	—22	—82÷ ÷—65	—6,8	—21,4	—	—
$\delta^{18}O_{H_2O}$, ‰	—	—	—	+4÷ ÷+6	+8,2	+3,5÷ ÷+9,3	+7,2	+7,7	—	—
$\delta^{18}O_{SiO_2}$, ‰	—	—	+5,5	+5,5	+5,2	+6,4	+7,2	+7,4	—	—

Примечания. 1 — Нирагонго, Восточно-Африканский рифт, лавовое озеро, лучшая проба (1959 г.). 2 — Килауэа, Гавайи, лавовое озеро, среднее из 10 лучших проб, отобранных в 1917—1919 гг. 3 — Сюртсэй, Исландия, среднее из семи проб с наиболее низким содержанием N_2, извержение 1964—1967 гг. 4 — Этна, боковое извержение 1976 г., одна из лучших проб из текущей лавы. 5 — Эрта-Алле, Афар, Восточно-Африканский рифт, лавовое озеро, среднее из 18 лучших проб, отобранных в январе 1976 г. 6 — Толбачик, Камчатка, проба из лавового потока отобрана 11 июня 1976 г. 7 — Момотомбо, Никарагуа, среднее из 15 проб фумарол из кратера (февраль 1978 г.). 8 — Мерапи, Индонезия, лавовый купол, фумарола, среднее из 30 проб (август 1978 г.). 9 — Белый остров, Новая Зеландия, фумарола Биг-Дональд (ноябрь 1971 г.). 10 — Шова-Шинзан, Япония, лавовый купол, фумарола А-1 (9081) (сентябрь 1956 г.).

ей — газы вторичных фумарол. Первичные фумарольные газы, вероятно, связаны с магмами, застывающими на глубине. Вторичные фумаролы образуются обычно в результате вскипания подземных вод внутри горячих лавовых потоков.

Некоторые наиболее представительные анализы выскотемпературных вулканических газов, выделяющихся из лавовых озер (и потоков) и первичных фумарол, приведены в табл. 1. Содержание водорода в них достигает (мол. %) 1,5—4,1; углекислоты — 10—44, 6; сернистого газа — 7—15,6; хлористого водорода — 0,4—0,6; фтористого водорода — 0,01—0,15.

Образование сернистых газов и водорода в магме происходит, по мнению С. Мацуо [1965 г.], в результате различных окислительно-восстановительных реакций между парами воды, углекислоты и

твердыми растворами силикатов и сульфидов. Например:

$$FeS + Fe\,SiO_2 + 3\,H_2O \rightleftarrows Fe_2\,SiO_4 + 3\,H_2 + SO_2;$$

$$Fe\,S + Fe\,SiO_3 + 3\,CO_2 \rightleftarrows Fe_2\,SiO_4 + 3\,CO + SO_2.$$

Теоретические (расчетные) и наблюдаемые значения отдельных компонентов в газах лавового озера вулкана Килауэа весьма близки, что указывает на обоснованность вышеприведенных реакций.

Состав активных газов фумарол, приуроченных к жерлам действующих вулканов (первичных фумарол), довольно разнообразен и вместе с тем близок к составу газов, выделяющихся из лавовых озер. Достаточно четко намечаются три разновидности газов: 1) преимущественно углекислых; 2) смешанных (углекислых и сернистых); 3) преимущественно сернистых. Сумма активных газов первичных фумарол большей частью составляет десятые доли процента и первые единицы процентов.

Среди соединений серы в газах первичных фумарол, так же как и в газах лавовых озер, преобладает обычно сернистый газ. Концентрации его колеблются от 1—3 до 20—40 % и реже достигают 60—80 % (к сумме активных газов). При этом строгой зависимости концентраций SO_2 от температуры фумарольных газов не наблюдается. Довольно часто в газах первичных фумарол присутствует сероводород в количествах от 15—20 % до 30—35 % (реже). В этом существенное отличие газов первичных фумарол от газов, выделяющихся из лавовых озер, в которых содержание H_2S не превышает 0,5—1 %.

Содержание водорода в составе активных газов первичных фумарол достигает 15 %, хлористого водорода — 20—26 %, фтористого водорода — 3 %, иногда отмечается присутствие метана — до 1—1,3.

Газы вторичных фумарол, образующихся на поверхности лавовых потоков или приуроченных к покровам рыхлого, только что отложенного вулканическго материала, представлены в основном парами воды. Сумма активных газов в них (с учетом паров воды) составляет обычно сотые доли процента. Газы вторичных фумарол частично имеют глубинное происхождение, будучи акклюдированы извергнутым пирокластическим материалом. Основная же масса этих газов возникает в результате разнообразных термохимических процессов, происходящих при остывании вулканических пород. В результате перекристаллизации вулканических стекол выделяются HF и HCl; за счет разложения древесной растительности, погребенной агломератовыми потоками, образуются COS и CH_4 и т. п. Следует отметить, что при окислительных процессах (окисление железа кислородом воздуха и др.) происходит довольно интенсивный саморазогрев агломератов и лав, что поддерживает деятельность вторичных фумарол. Основным источником паров воды вторичных фумарол являются атмосферные осадки, поверхностные воды, а также верхние горизонты подземных вод атмосферного питания в пределах района извержения.

Таблица 2

Химический состав искусственных конденсатов, мг/кг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
H^+	351,8	96,8	155	71	142	10	293	197
NH_4^+	3	1194	—	—	—	—	0,1	0,5
K^+	182	11	78	21	21	3	11,3	40
Na^+	420	15,2	268	82	28	13	20,6	140
Ca^{2+}	3	7,5	171	10,6	184	56	89,8	321
Mg^{2+}	6,1	3,2	37	26	24	17	12,1	131
Fe^{2+}	33,5	2,5	—	—	—	—	—	12,5
Fe^{3+}	—	—	89	50	133	3	—	380
Al^{3+}	290	9,6	322	119	235	10,5	—	650
F^-	2 800	750	1540	271	103	6	2	2
Cl^-	14 609	5883	4945	2912	3 905	352	8 404	6 524
I^-	—	—	—	0,3	0,2	—	—	0,6
Br^-	—	—	8	1,4	1,5	0,2	—	1,4
HSO_4^-	—	—	49	32	1 776	176	—	5 348
SO_4^{2-}	1 201	43,5	81	109	3 149	314	424	3 305
H_2SiO_3	—	379	1154	289	96	18	103	312
Σ мин.	19 936	5484	8911	4093	10 205	1222	11 224	17 380
pH	0,56	1,1	0,8	1,15	0,85	2	0,8	0,82
T, °C	980	485	680	360	360	128	110	90

Примечания. 1 — Камчатка, Плоский Толбачик, Южный прорыв, Северо-Западная верхняя бокка, 16.12.1975 г. Также установлены, мг/кг: Co 0,003; Ni 0,143; Cu 2,17; Zn 15,6; Pb 1,6; As 0,05; Ag 0,003; Sn 0,1; Sb 16,5. 2 — Там же, Северный прорыв, Первый конус, 14.08.1975 г.: Co 0,003; Ni 0,03; Cu 1,5; Zn 0,35; Pb 0,1; As 0,015; Ag 0,006; Sn 0,13; Sb 0,2. 3 — Камчатка, Ключевской, побочный кратер Белянкина. 4 — Там же. 5 — Шевелуч, купол Суелич: H_3BO_3 148. 6 — Там же, H_3BO_3 242. 7 — Курилы, о. Парамушир, Эбеко, Юго-Восточное фумарольное поле: SO_3^{2-} 880; $S_2O_3^{2-}$ 841; H_3BO_3 142. 8 — Там же, Северо-Восточное поле: Sr 2,2; Mn 7; Cu 0,1; Zn 0,7; H_3BO_3 2. 1, 2 — [Меняйлов И. А. и др., 1980]; 3—6 — [Башарина Л. А., 1961 г.]; 7 — [Воронова Л. Г., Сидоров С. С., 1966 г.]; 8 — [3].

Важные дополнительные сведения о составе вулканических газов дают исследования их водных конденсатов. Некоторые данные о химическом составе этих конденсатов приведены в табл. 2. Как видно, они характеризуются весьма сложным составом, наличием свободных соляной, серной кислот и др., присутствием брома, фтора, иода, различных металлов (Fe, Al, Mn, Zn, Cu и др.).

В вулканических газах А. Лакруа [1904 г.], Е. Т. Алленом и Е. Г. Цисом [1923 г.], Б. И. Пийпом [1937 г.], С. И. Набоко [1959 г.] и другими были установлены различные металлы (Fe, Cu, Pb, Mo, Ni, Al и др.) путем изучения возгонов на фумарольных полях. Л. А. Башариной [1966 г.] в сухом остатке конденсатов вулканических газов Камчатки спектральным анализом были обнаружены Mo, Be, Tl, Se, Pb, Bi, Sn, V, Cu, Ag, Co, Ni, Sc, Zn, Ba, Zr.

Весьма обстоятельное изучение состава вулканических газов (в том числе их металлоносности) было проведено в 1975—1977 гг.

Таблица 3

Состав фумарольных газов вулкана Плоский Толбачик, мг/м³ (по И. А. Меняйлову и др. [1980 г.])

Элемент	Фумарола			Элемент	Фумарола		
	1	2	3		1	2	3
F	1374	288	5,8	Cu	37	8	13,5
Cl	6780	1773	271	Zn	194	5	564
Br	17	3,8	1,48	Pb	12	3	4,6
I	—	—	100	Cd	3,8	—	0,7
S	259	43	172	Ga	0,02	—	$9\cdot10^{-3}$
Li	0,02	$8\cdot10^{-3}$	—	Ca	—	$8\cdot10^{-3}$	—
Rb	0,13	0,19	0,15	As	5,2	1,1	0,09
Cs	125	0,5	0,05	Sb	2,1	0,7	0,34
Na	192	75	42,7	Se	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	195
K	78	46	23,4	La	1,02	0,12	$3{,}6\cdot10^{-3}$
Sc	0,22	$1{,}6\cdot10^{-3}$	0,01	Ce	—	0,9	—
Fe	132	9	0,61	Sn	—	0,1	—
Cr	1,3	5	0,02	Pt	136	<11	<0,02
Mn	1,9	0,2		Au	$<1\cdot10^{-4}$	$<1\cdot10^{4}$	$<2{,}2\cdot10^{-4}$
Co	0,04	0,01	0,001	Ag	$6\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	0,9
Ni	0,6	1,5	—	Hg	0,72	0,2	0,04
				Mo	—	—	0,09

Примечания. 1 — Северный прорыв, Первый конус, Южное поле; температура 358 °C; проба отобрана 12.08.1976 г. 2—3 — Северный прорыв, Второй конус: 2 — фумарола Медная-1; температура 710 °C; проба отобрана 20.08.1976 г.; 3 — Медная-2; температура 600 °C; проба отобрана 07.07.1977 г.

И. А. Меняйловым и др. [1980 г.] на вулкане Плоский Толбачик (Камчатка). В июле 1975 г. здесь началось крупное извержение, которое продолжалось до декабря 1976 г. В первые 2,5 месяца извержение имело явно эксплозивный характер. При этом была выброшена основная масса газов — около $0{,}17\cdot10^9$ т. В течение последующего времени (15 месяцев) извержение было преимущественно эффузивным и за это время выделилось лишь $0{,}008\cdot10^9$ т вулканических газов. Пробы газа были отобраны И. А. Меняйловым и др. [1980 г.] преимущественно из трещин в кровле лавовых туннелей над текущей лавой. Некоторые данные о составе этих газов приведены в табл. 3. Обращают на себя внимание довольно высокие концентрации в этих газах цинка, меди свинца, а в отдельных пробах также платины, цезия. Эти данные показывают также значительные вариации концентраций металлов в вулканических газах. Довольно хорошо изучены также фумарольные газы вулкана Шова-Шинзан (Япония). По данным Т. Немоты и др. [1957 г.] здесь в газах фумаролы А-1 (9081) с температурой 760 °C обнаружено, мг/м³: F 238; Cl 728; Br 1,1; K 15; Na 22; Fe 1,3; Cu 0,03; Zn 0,5; Pb 0,03; As 0,7; Ge 0,01; Ag 0,003; Sn 0,03.

Все эти данные указывают на значительный вынос металлов вулканическими газами в атмосферу при крупных извержениях.

Процессы подводного вулканизма изучены еще весьма слабо, хотя основные особенности, отличающие их от проявлений надводного вулканизма, в настоящее время уже намечены [20; Ритман А., 1964 г.; Лучицкий И. В., 1972 г; Раст Х., 1982 г., и др.].

Прежде всего важно отметить, что подводные эксплозии на больших глубинах в океанах (и морях) протекают без образования пирокластического материала ввиду незначительного объема расширяющихся взрывных газов в глубоких слоях воды. Именно это и является причиной образования пемзы, возникающей из вспененной, обогащенной летучими компонентами лавы, которая в наземных условиях вследствие взрыва превратилась бы в тучи пепла [20].

Для подводного вулканизма в океанах характерно также весьма интенсивное развитие экструзий (высотой от дна до вершины в тысячи метров) и обильных трещинных излияний базальтовой лавы. Последние особенности проявлены в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, где происходит новообразование океанической коры.

С подводным вулканизмом сопряжена активная гидротермальная деятельность, приводящая к формированию разнообразной рудной минерализации (железомарганцевые конкреции, металлоносные осадки, массивные сульфидные руды и др.) [47 и др.]. В океанических рифтовых зонах установлены конвекционные гидротермальные системы, в которых происходит циркуляция океанической воды через трещиноватые остывающие магматические породы. В рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосского поднятия обнаружены выходы термальных вод с температурой более 300 °С [Эдмонд Дж. М., 1980, 1982 г., и др.]. Подробнее эти вопросы будут рассмотрены ниже, в гл. 3, 5.

1.3. СЕЙСМИЧНОСТЬ

Проявления активной сейсмичности на Земле обычно приурочены к областям современного вулканизма и горообразования (рис. 2). По периферии Тихого океана в зоне сочленения коры материкового (или переходного) и океанического типов сплошным кольцом протягивается Тихоокеанский сейсмический пояс, в пределах которого очаги землетрясений образуют зону, падающую в сторону материков под углом 30—60° [Гутенберг Б., Рихтер Ч. Ф., 1948 г.; Федотов С. А., 1966 г.; Тазиев Г., 1968 г.; Эйби Дж. А., 1982 г., и др.]. Толщина этой зоны колеблется от 50 до 300 км. Она выходит на поверхность дна океана большей частью на континентальном склоне глубоководных желобов.

Образование фокальной зоны обусловлено относительными смещениями материковых и океанических структур (возможно, надвиганием материков на платформу Тихого океана). Возникающие в пределах этой зоны упругие напряжения разряжаются периодически интенсивными толчками с образованием крутопадающих разрывных нарушений, которые служат путями миграции магмы к поверхности земли. Большинство очагов землетрясений

в фокальной зоне расположено до глубин 200—300, реже 500—700 км. Небольшие толчки в этой зоне отмечаются почти непрерывно. Довольно часты здесь и сильные землетрясения. В Японии в среднем в год бывает около 130—140 сильных землетрясений, в Новой Зеландии (на Северном острове) —100—120 сильных землетрясений и т. п. Следует отметить, что часть землетрясений на Камчатке, Курилах, в Японии и других областях современного вулканизма по периферии Тихого океана обусловлена блоковой тектоникой. Так, на Камчатке и в южной части Курильских островов, по данным С. А. Федотова [1966 г.], к западу от фокальной зоны происходят землетрясения, связанные с относительным перемещением горных сооружений и депрессий. Очаги этих землетрясений обычно находятся в земной коре на глубинах до 10—20 км, а наиболее глубокие — до 50—60 км.

Весьма высокой сейсмичностью обладают также Средиземноморский, Центральноазиатский и Восточно-Африканский пояса (рис. 2), в пределах которых неоднократно в истории человечества проявлялись разрушительные землетрясения. Так, например, в районе Средиземного моря грандиозные сейсмические катастрофы отмечены между 10 000—9000 гг. до н. э. (гибель о. Атлантида); между 3000—2500 гг. до н. э. (страшной силы подземный толчок в пределах всего Средиземноморья); 476 г. до н. э. (сильное землетрясение в пределах всей Греции) и др. [Тазиев Г., 1968 г.]. Вся история Греции, отмечает Г. Тазиев, как материковой, так и островной, полна сведений о грандиозных сейсмических катастрофах. Но кроме этих опустошительных толчков более мелкие землетрясения наблюдаются ежегодно в Греции до нескольких сотен раз. К западу и к востоку от Греции сейсмичность в Средиземноморском поясе несколько снижается, но в целом остается весьма высокой. Многочисленные, в том числе катастрофические землетрясения происходили в пределах Карпат, Альп, Апеннин, на Пиренейском полуострове, в Северной Африке, Малой Азии. Большинство очагов землетрясений здесь расположено на глубинах до 100 км в пределах земной коры. Но известны землетрясения, очаги которых находились на глубинах до 640—650 км (например, землетрясение 29. 03. 1965 г. на юге Испании) [Тазиев Г., 1968 г.].

В Центральной Азии (в горах Гиндукуша, Памира, Тянь-Шаня, Гималаев, Тибета, Нянь-Шаня и прилегающих территорий) неоднократно происходили весьма сильные землетрясения. Особенно высокая сейсмическая активность характерна для Гиндукуша, где располагается своеобразное «гнездо» почти непрерывных сейсмических возмущений на глубинах от 150 до 250 км [Тазиев Г., 1968 г.].

Сейсмически активные области в Центральной Азии находятся вне пределов развития современного вулканизма. Вместе с тем энергия происходящих здесь крупных землетрясений (Ганьсу, 1920 г.; Ассам, 1950 г.; Монголия, 1957 г. и др.) такого же порядка (около $2 \cdot 10^{17}$ Дж), как и крупных землетрясений в Тихоокеанском, Средиземноморском и Восточно-Африканском сейсмических

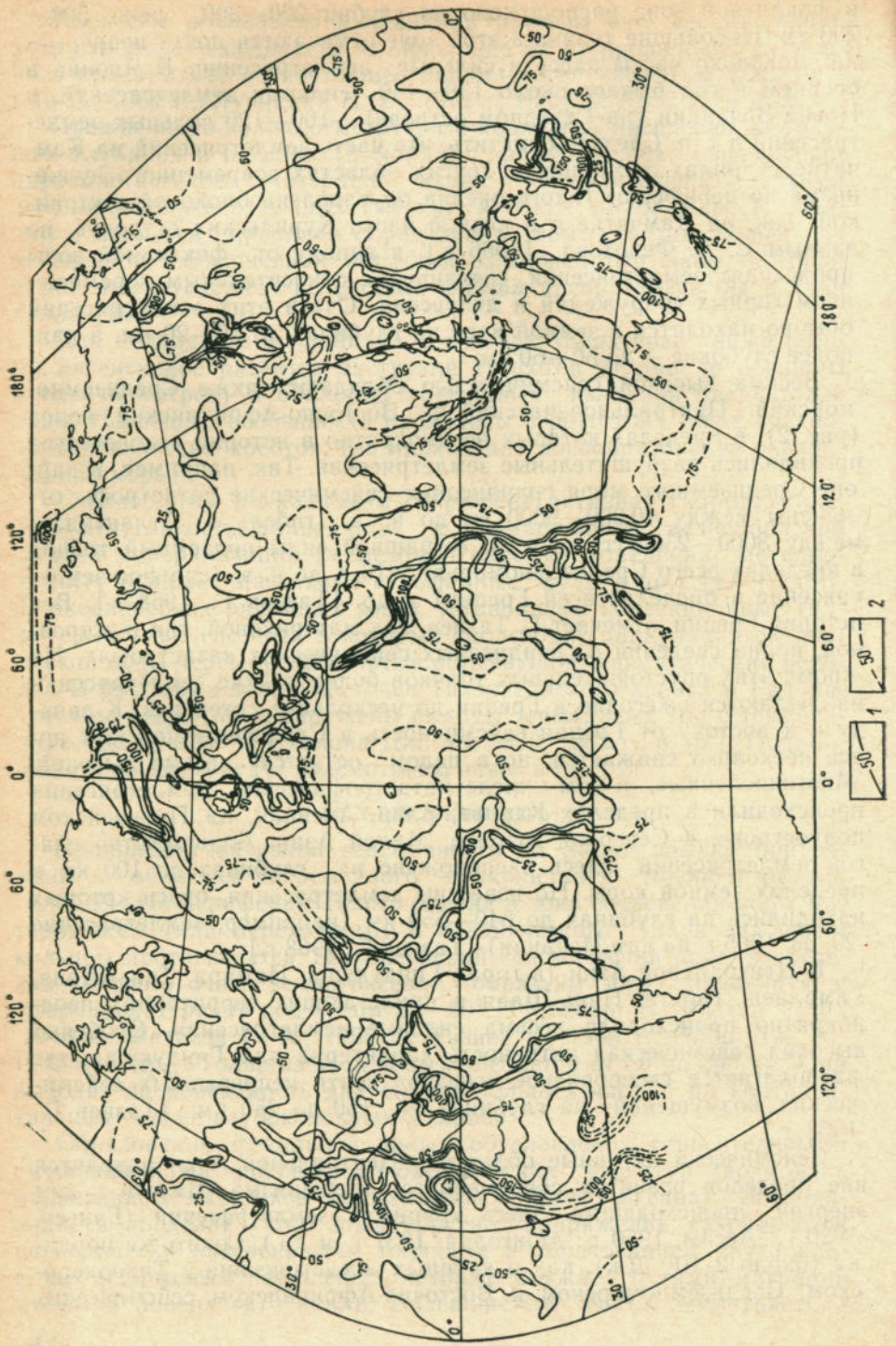


Рис. 3. Карта теплового потока Земли [39].

1–2: Изолинии плотности теплового потока, мВт/м²: *1* — достоверные, *2* — менее достоверные.

поясах, в которых сосредоточено большинство действующих вулканов (рис. 2).

В пределах океанов высокой сейсмичностью обладают срединно-океанические хребты (рис. 2). Например, в Восточно-Тихоокеанском хребте известны довольно сильные землетрясения в районе островов Пасхи, Сала-и-Гомес и др. [Апродов В. А., 1965 г.]. Остальные части океанов практически асейсмичны. Исключение составляют некоторые вулканические острова, где наблюдаются неглубокие слабые землетрясения.

1.4. ГЕОТЕРМИЯ

В настоящее время накоплен довольно большой материал по изучению тепловых потоков и геотермического режима земной коры. Эти материалы периодически обобщались рядом исследователей [39; 49; Любимова Е. А., 1968 г.; Смыслов А. А., 1960 г., 1974 г., 1982 г. и др.; Смирнов Я. Б., 1966 г., 1968 г., 1972 г., 1980 г.; Кутас Р. И., 1965 г., 1978 г.; Поляк Б. Г., 1966 г., 1985 г. и др.; Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б., 1966 г., 1975 г., и др.].

Основные закономерности распределения плотности теплового потока на поверхности Земли наиболее полно отражены на «Карте теплового потока мира», составленной У. И. Моисеенко и А. А. Смысловым [39] (рис. 3). Обобщение материалов по геотермическому режиму Земли проведено в этой же работе [39] А. А. Смысловым во взаимосвязи с анализом глубинного строения и геодинамическими моделями строения и формирования Земли.

Для разных типов геотектонических (и одновременно геодинамических) структур (систем) литосферы характерен определенный геотермический режим [49].

Стационарным геотермическим режимом обладают в пределах континентов щиты, древние платформы, палеозойские складчатые области, а в океанах — океанические плиты (талассоплены). Для структур со стационарным режимом характерны в целом однородное стабилизированное во времени тепловое поле и слабая тепловая активность. Плотность теплового потока в этих структурах (рис. 3) колеблется обычно в пределах 25—55 мВт/м². Геотермический градиент в кристаллических породах фундамента платформ и в палеозойских складчатых областях изменяется от 8 до 15 °С/км, в чехле литифицированных осадочных толщ древних платформ от 15 до 30 °С/км. Для всех этих структур (за исключением океанических плит) весьма значителен (до 60—80 %) вклад радиогенной составляющей в общем тепловом потоке.

Нестационарный геотермический режим свойствен остальным структурам литосферы, которые подразделяются на три группы по геотермическим особенностям.

К первой группе — верхнекорового кондуктивного разогрева — принадлежат молодые платформы и другие структуры, сложенные относительно слабо литифицированными осадочными толщами (эволюционное накопление тепла под чехлом теплоизолирующих осадков). Плотность теплового потока в молодых платформах обычно в пределах 30—60 мВт/м² (рис. 3), геотермический градиент — 35—50 °С/км.

Ко второй группе — подкорового (и корового) разогрева за счет поступления тепла из глубинных горизонтов при существенной роли конвективной составляющей (перенос тепла нагретыми водами и расплавами) — относятся: в пределах континентов — кайнозойские подвижные пояса и орогены, в океанах — рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. В этих структурах весьма часты линейные и площадные тепловые аномалии с тепловыми потоками более 50 и 100 мВт/м². Эти структуры хорошо видны на карте теплового потока (рис. 3). Геотермический градиент в них на континентах 30 —60 °С/км и выше. Для океанических структур этого типа характерно более резкое увеличение температуры с глубиной, что связано с более высоким положением астеносферного слоя в океанах по сравнению с континентами [Смыслов А. А., 1986 г.].

Третья группа структур с нестационарным геотермическим режимом включает в себя мезозойские и верхнепалеозойские складчатые области, в которых происходит общее охлаждение вследствие кондуктивного выноса тепла с поверхности. Плотность теплового потока в них до 50—60 мВт/м², геотермический градиент колеблется от 20 до 35 °С/км.

Тепловая энергия Земли обусловлена различными источниками тепла (гравитационная, остаточная, солнечная, радиогенная, экзогенно-биогенная и др.), роль которых существенно менялась в истории Земли [49]. Доля радиогенного тепла в наблюдаемых тепловых потоках на континенте в кристаллических породах достигает 40—80 %. Вместе с тем в структурах второй группы тепловой режим находится в тесной зависимости от времени и интенсивности проявления вулканических процессов. В этих структурах существенную роль в переносе тепла играет конвекция тепла нагретыми водами. Следует отметить наличие положительной корреляции между плотностью кондуктивного потока q и величиной $R = {}^3He/{}^4He$ [Поляк Б. Г. и др., 1976 г., и др.]. Плотность теплового потока и отношение R максимальны в подвижных поясах и минимальны в наиболее древних, тектонически стабильных структурах континентов [Поляк Б. Г., 1985 г.].

1.5. СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Подземные воды земной коры весьма разнообразны по условиям залегания в горных породах, условиям взаимосвязи с земной поверхностью, химическому составу, степени минерализации и другим признакам. Здесь имеются огромные сложно построенные артезианские бассейны (и области) преимущественно с пластовыми скоплениями пресных, соленых и рассольных подземных вод,

расположенные как в пределах суши континентов, так и в зоне шельфа. Широко распространены гидрогеологические складчатые области разного типа. В одних областях преобладают трещинно-жильные пресные воды; в других имеется множество адартезианских бассейнов с трещинно-пластовыми скоплениями соленых вод: третьи характеризуются весьма широким распространением жильных термальных вод и активными современными гидротермальными процессами и т. п. Своеобразные гидрогеологические структуры приурочены к островным дугам, подводным антиклинориям современных геосинклинальных систем, океаническим платформам (талассопленам) и др. Различные типы гидрогеологических структур существенно различны и по условиям распространения термальных вод. В связи с этим, прежде чем перейти к рассмотрению закономерностей распространения термальных вод, следует хотя бы кратко остановиться на вопросах структурно-гидрогеологического районирования Земли.

Схема гидрогеологического районирования Земли приведена на рис. 4 (см. вкладку). В связи с мелким масштабом районирования на рис. 4 выделены системы основных типов гидрогеологических структур (артезианских и адартезианских бассейнов, адартезианских бассейнов и адмассивов, адмассивов и массивов и т. п.). Ниже будут даны некоторые пояснения к этой схеме районирования сначала для гидрогеологических структур материковой и переходной коры, а затем для гидрогеологических структур океанической коры.

В пределах материков в областях суши наиболее крупными артезианскими структурами являются: в Азии — Восточно-Сибирская (*100*)*, Западно-Сибирская (*99*), Туранская (*117*), Месопотамская (*148*), Аравийская (*149*), Центральноиранская (*145*), Южно-Афганская (*144*), Тарская (*143*), Индо-Гангская (*139*), Таримская (*119*), Сунляо (*122*), Северо-Китайская (*121*), Южно-Китайская (*134*), Индосинийская (*133*); в Европе — Восточно-Европейская (*85*), Печорская (*86*), Прикаспийская (*89*), Терско-Кумская (*90*), Причерноморская (*84*), Паннонская (*83*), Польская (*82*), Германская (*79*), Парижская (*77*), Аквитанская (*78*); в Африке—Сахарская (*44*), Ливийско-Египетская (*45*), Таудений-ская (*49*), Чадская (*46*), Конголезская (*59*), Калахарская (*61*), Кардуйская (*62*), Мозамбикская (*64*), Сомалийская (*57*); в Северной Америке — Северо-Аляскинская (*3*), Маккензи (*6*), Альберта (*7*), Уиллистон (*9*), Центральносеверо-Американская (*10*), Примексиканская (*11*), Колорадо (*12*), Предаппалачская (*13*); в Южной Америке — Амазонская (*32*), Оринокская (*30*), Паранская (*37*), Мараньонская (*33*), Чако-Аустральная (*38*), Патагонская (*39*); в Австралии бассейны — Большой Артезианский (*158*), Северо-Австралийский (*160*), Муррей (*157*), Юкла (*155*) и др. (рис. 4).

* Здесь и далее в скобках даны номера на рис. 4.

Субаквальные артезианские бассейны материковой коры, располагающиеся в пределах шельфа и континентального склона (включая глубоководные впадины), часто структурно взаимосвязаны с прилегающими артезианскими бассейнами суши. Наиболее крупная система субаквальных артезианских бассейнов в зоне шельфа располагается вдоль северных и восточных границ Евразиатского материка (рис. 4): Североморская (*74*), Норвежскоморская (*73*), Баренцевоморская (*72*); Карскоморская (*87*), Лаптевоморская (*101*), Восточно-Сибирскоморская (*102*); Чукотскоморская (*103*), Беринговоморская (*1*), Охотскоморская (*111*), Восточно-Китайскоморская (*126*), Южно-Китайскоморская (*131*).

В артезианских бассейнах в пределах суши с гумидным климатом воды верхних горизонтов (до глубин региональных базисов эрозии) в основном кислородно-азотные пресные гидрокарбонатного состава. Соленые воды и рассолы хлоридного и соленые воды сульфатного состава встречаются здесь лишь на участках неглубокого залегания соленосных отложений. В областях сплошного распространения многолетнемерзлых пород [в северных районах Восточно-Сибирской (*100*), Западно-Сибирской (*99*), Северо-Аляскинской (*3*), Маккензи (*6*) и других артезианских областей] верхние водоносные горизонты часто полностью промерзлы. В областях суши с аридным климатом в верхних горизонтах артезианских структур [например, Туранской (*117*), Прикаспийской (*89*), Аравийской (*149*), Сахарской (*44*), Ливийско-Египетской (*45*), Юкла (*155*), Патагонской (*39*) артезианских областях и др.] наряду с пресными широко распространены соленые воды и рассолы хлоридного и сульфатного состава. Для верхних горизонтов субаквальных артезианских структур в зоне шельфа (и глубоководных котловин) характерна тесная взаимосвязь с морскими (океанскими) водами.

Подземные воды верхних горизонтов артезианских бассейнов имеют в основном инфильтрационное происхождение. В областях суши они получают питание за счет атмосферных осадков, а в субаквальных структурах питаются морскими водами. На больших глубинах (по имеющимся данным до 5—7 км) в артезианских бассейнах в зоне катагенеза (как в пределах суши, так и в морских акваториях) развиты в основном метановые, метаново-азотные (местами с сероводородом), реже азотные соленые воды и рассолы преимущественно хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава. Минерализация их обычно колеблется от 10—15 до 300—350 г/кг, местами достигает 400—420 г/кг. Важно отметить, что минерализация и состав этих вод находятся в определенной зависимости от типа осадочных и вулканогенных формаций, слагающих артезианские бассейны, и в значительной мере определяются соленостью вод древних бассейнов, в которых отлагались эти формации. Например, высококонцентрированные (более 270 г/кг) рассолы хлоридного состава установлены только в районах распространения галогенных галититовых формаций,

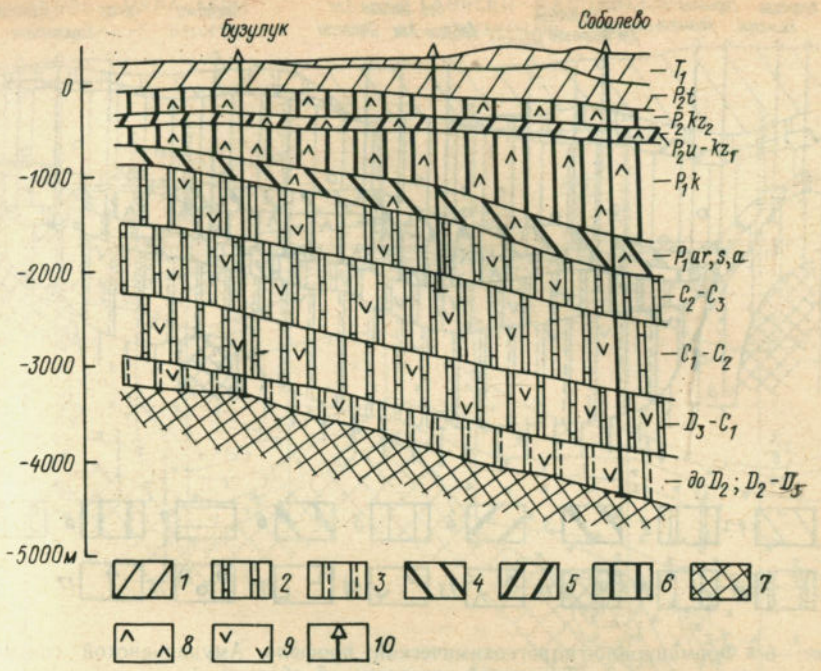


Рис. 5. Формационно-гидрогеохимический профиль по линии Могутово — Соболево (юго-восток Русской платформы) (по материалам Е. Е. Питьевой [1971 г.], Л. В. Славяновой, М. В. Голицина [1970 г.]).

1—6 — геологические формации: *1* — терригенная красноцветная континентальная, *2* — карбонатная, *3* — терригенно-карбонатная, *4* — карбонатная сульфатоносная, *5* — терригенно-карбонатная сульфатоносная, *6* — галогенная сульфатно-соляная; *7* — кристаллический фундамент; *8* — зона рассолов хлоридных магниево-натриевых, магниево-кальциево-натриевых, реже натриево-магниевых, кальциево-натриевых с минерализацией от 200—250 до 300—410 г/л; с содержаниями, мг/л: Zn до 140, Mn до 24, Ba до 50, Sr до 1740; *9* — зона рассолов хлоридных кальциево-натриевых с минерализацией до 200—250 г/л; с содержаниями, мг/л: Zn до 5 (и более), Mn до 28, Fe до 214, Ba до 60, Al до 30, Ag до 0,03; *10* — скважины.

очевидно, накапливавшихся в бассейнах высокой солености (И. К. Зайцев, М. Г. Валяшко и др.). Причем эти рассолы приурочены как к галогенным, так и к подстилающим (реже перекрывающим) их формациям (терригенным, карбонатным и др.).

Подземные высококонцентрированные хлоридные рассолы, генетически связанные с галогенными галититовыми формациями, широко распространены в Восточно-Сибирской (*100*), Восточно-Европейской (*85*), Туранской (*117*), Сахарской (*44*), Ливийско-Египетской (*45*), Аравийской (*149*), Центральносеверо-Американской (*10*), Примексиканской (*11*), Североморской (*74*) и других областях (рис. 4—7). Эти рассолы обладают обычно хлоридным кальциево-натриевым и натриево-кальциевым составом; для них характерны часто высокие содержания (г/кг) брома (до 3—6), калия (до 5—10 и более), стронция (до 2—6) и других компонентов, в том числе различных металлов (см. разд. 5). На глубинах 3—

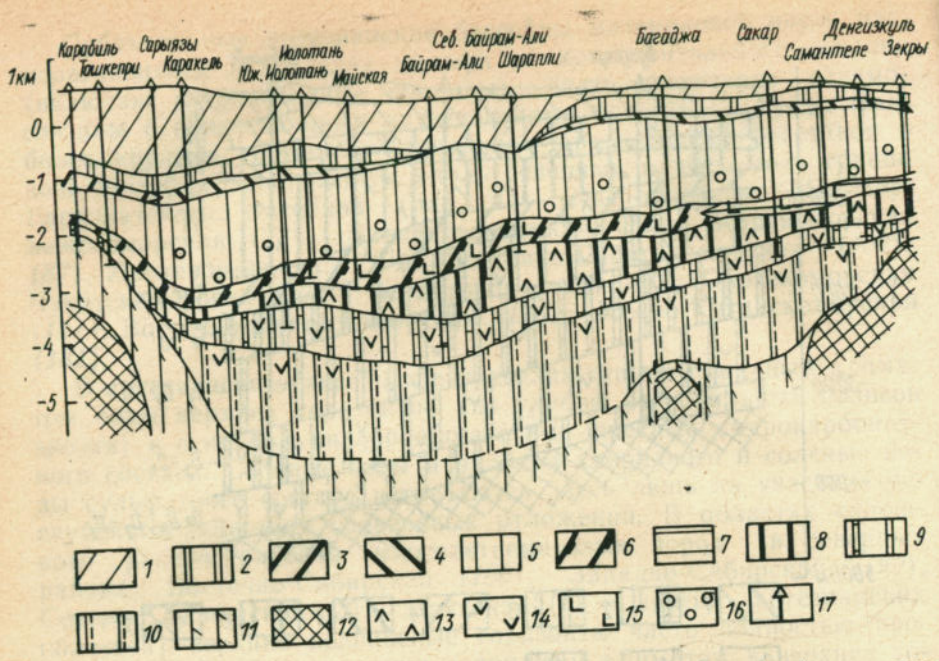


Рис. 6. Формационно-гидрогеохимический профиль Амударьинской синеклизы Туранской артезианской области.

Формационная основа по Г. А. Беленицкой [1980 г.], гидрогеохимические данные по материалам Я. А. Ходжакулиева [1982 г.], В. Ф. Казакова [1963 г.], С. Н. Алехина [1979 г.], Г. А. Голевой [1981 г.].

1—11 — геологические формации катагенетически измененные: *1* — терригенная красноцветная континентальная (N—Q), *2* — мергельно-глинистая морская (P_2), *3* — сульфатно-терригенно-карбонатная (K_2—P_1), *4* — сульфатно-карбонатная (K_2—P_1), *5* — терригенная сероцветная морская (K_1—K_2), *6* — карбонатно-терригенная сульфатоносная (K_1), *7* — терригенная сульфатоносная красноцветная (K_1), *8* — галогенная сульфатно-соляная (J_3), *9* — карбонатная морская (J_3, K_2—Q), *10* — терригенная угленосная континентальная, прибрежно-морская (T_3—J_3), *11* — вулканогенно-осадочная наземная и морская; *12* — кристаллический фундамент; *13—16* — гидрогеохимические зоны: *13* — рассолов хлоридных натриево-кальциевых и кальциево-натриевых с минерализацией до 400—600 г/л, с содержаниями, мг/л: K — до 17 560—20 500, Sr — до 2530—4350, Fe до 1000—3400, Zn — 10—100, Pb до 20—80, Rb до 50, Cs до 1—3, Ba до 20, *14* — рассолов хлоридных кальциево-натриевых с минерализацией до 150—250 г/л, с содержаниями, мг/л: Sr до 300—500, Ba 6—8, Zn до 1,5—7, Pb до 0,2—3,3, Cu до 0,1—0,3, *15* — рассолов хлоридных кальциево-натриевых с минерализацией от 90—130 до 200—300 г/л, с содержаниями, мг/л: Ag до 0,001, Cu до 0,3—0,7, Zn до 5—12, Pb до 2,5—5, Mo до 0,1—0,2, Mn 1—3 (и более),) Fe 5—10 (и более), *16* — рассолов хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 70—130 г/л, с содержаниями, мг/л: Zn до 0,5—2 (и более), Pb до 4—9 (и более), Cu до 0,1, Sr до 300—600, Rb до 1—3; *17* — скважина.

4 км температуры этих рассолов достигают часто 70—100 °С и более (табл. 4).

Артезианские бассейны, сложенные преимущественно морскими терригенными, карбонатными и вулканогенными формациями (при отсутствии галогенных), характеризуются распространением в зоне катагенеза в основном хлоридных (реже гидрокарбонатно-хлоридных) натриевых вод с минерализацией до 20—40 г/кг (табл. 5.) Состав растворенных газов преимущественно метановый, азотно-метановый. К этому типу артезианских структур относятся Западно-Сибирская область (*99*),

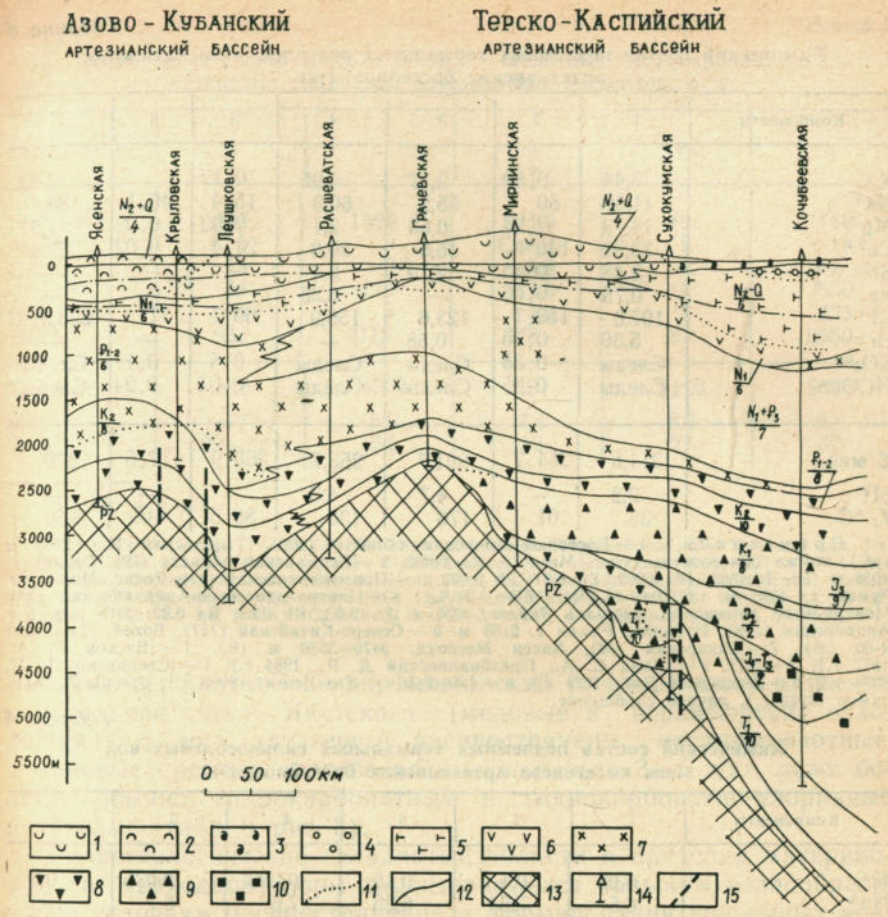


Рис. 7. Гидрогеохимический профиль Терско-Кумской артезианской области (по Г. И. Пустоваловой [1984 г.]).

1—10 — гидрогеохимические зоны: *1—3* — пестрых по составу, как по площади, так в разрезе, подземных вод (с минерализацией, г/кг: *1* — от 0,3 до 3, *2* — от 0,3 до 10, *3* — от 1 до 10), *4—10* — с постепенным увеличением минерализации с глубиной (*4* — от 0,3 до 10, *5* — от 1 до 3, *6* — от 3 до 10, *7* — от 10 до 35, *8* — от 35 до 70, *9* — от 70 до 140, *10* — от 140 до 270); *11—12* — границы: *11* — между геологическими формациями, *12* — между гидрогеохимическими зонами, там где они не совпадают с границами геологических формаций; *13* — складчатый фундамент артезианских бассейнов; *14* — опорные скважины; *15* — предполагаемые разломы.

В числителе дроби на разрезе — индекс возраста геологической формации, цифра в знаменателе дроби — тип геологической формации: 2 — терригенная континентальная песчано-глинистая сероцветная; 4 — терригенная континентальная и прибрежно-морская песчаная и песчано-глинистая; 6 — терригенная морская песчаная и глинисто-песчаная; 7 — терригенная морская глинистая; 8 — терригенно-карбонатная песчано-глинистая известняковая; 9 — терригенно-карбонатная, песчано-глинисто-мергельная, мергельная и мергельно-меловая; 10 — карбонатная известняковая.

бассейны Северной Аляски (*3*), Северного Сахалина, Камчатки, Японии, Большой Артезианский бассейн Австралии (*158*) и др.

В артезианских бассейнах, сложенных континентальными формациями [например, Селенгинский, Баргузинский и другие в

Таблица 4

Химический состав подземных термальных рассолов зоны катагенеза артезианских бассейнов, г/кг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
K^+	3,44	0,89	3,37	0,95	0,12		7,43
Na^+	11,56	80	55,2	60,3	15,4	46,1	88,7
Mg^{2+}	14,73	2,24	0,63	2,1	0,02	0,02	1,97
Ca^{2+}	73,89	130	15,6	30,8	24,4	0,02	39,4
Sr^{2+}	3,48	0,45	2,74	2,4	—	—	—
Fe	0,78	0,06	—	0,28	—	—	—
Cl^-	197,6	153,7	123,6	156,9	66,7	71	226,5
Br^-	5,36	0,76	0,58	—	—	—	—
SO_4^{2-}	Следы	0,33	Следы	Следы	0,5	0,1	Следы
HCO_3^-	Следы	0,05	Следы	Следы	0,04	0,24	Следы
Σ мин.	311,8	251,7	201,7	253,7	360,9	117,5	370
pH	2,2	—	4,7	4,3	—	—	—
T, °C	35	61	176	130	88,5	100	>50

Примечания. 1 — Восточно-Сибирская область (*100*), Тыретьская 11, 2200 м (pЄ), также обнаружены, г/кг: Mn 0,75; Rb 0,002. 2 — Германская область (*79*), Берлин 1, 4038 м (P): Li 0,02; Rb 0,002; Zn 0,01; Pb 0,002. 3 — Примексиканская (*11*), Техас, Монтеола, Руман 1, 4090 м: $\delta^{18}O = +14{,}4$ ‰; $\delta D = -26$ ‰. 4 — Центральносеверо-Американская (*10*), Центральное Миссисипи, площадь Райлег, 4030 м: Zn 0,03; Pb 0,02; Ba 0,22; SiO_2 0,28. 5 — Аравийская (*149*), Израиль, Рамон 1, 2188 м. 6 — Северо-Китайская (*121*), Бохей, Джисхонг R-60 (Є). 7 — Сахарская (*44*), Хасси Мессоуд, 3476—3530 м (Є). 1 — [Басков Е. А., 1977 г.]; 2 — [67]; 3 — [Ланд С. А., Презбиндовский Д. Р., 1984 г.]; 4 — [Сверински Д. А., 1984 г.]; 5 — [Экштейн Дж., 1976 г.]; 6 — [Ли-Гуи-чу, Гао-Вен-ку, 1983 г.]; 7 — Л. А. Анисимов (1982 г.), личное сообщение.

Таблица 5

Химический состав подземных термальных сильносоленых вод зоны катагенеза артезианских бассейнов, г/кг

Компоненты	1	2	3	4	5	6
K^+	0,05	0,1	0,12	0,086	0,035	0,3
Na^+	6,5	7,64	6,26	7,6	8,7	10,6
Mg^{2+}	0,1	0,15	0,02	0,02	0,05	0,5
Ca^{2+}	0,5	1,19	0,34	0,18	0,28	0,8
Cl^-	11	14,1	9,25	10,6	13,9	19,5
Br^-	0,06	0,07	0,02	0,05	0,05	0,1
I^-	0,01	0,006	Следы	0,02	0,03	0,06
SO_4^{2-}	Следы	0,006	0,05	0,07	0,03	Следы
HCO_3^-	0,24	0,5	1,05	2,68	0,87	0,39
Σ мин.	18,5	23,8	17,1	21,9	24,2	32,2
pH	7,8	7,8	9	6,5	6,7	7,6
T, °C	62	94	43	94	>50	>50

Примечания. 1 — Западно-Сибирская область (*99*), Викуловская-2, 1225—1231 м (K_1), также обнаружены, г/кг: Fe 0,002; HBO_2 0,2. 2 — Там же, 2019—2044 м (J_3): NH_4^+ 0,02; HBO_2—0,05; H_2SiO_3 0,05; Fe 0,1. 3 — Восточно-Сибирская область (*100*), Средневилюйская 14, 1708—1738 м (J_1). 4 — Северо-Аляскинская (*3*), Прудхо-Бэй, Арко 13, 2804—2835 м (C): Li 0,004; Rb $5 \cdot 10^{-4}$; Cs 0,001; Sr 0,02; Ba 0,004; Fe 0,06; F 0,001; B 0,16; CH_3COO 0,25; SiO_2 0,06; $\delta^{18}O = +6{,}06$ ‰; $\delta D = -34{,}4$ ‰. 5 — Там же, Симпсон-Бэй, Восточный Симпсон 2, 2184—2195 (J): Li 0,001; Rb $2 \cdot 10^{-4}$; Cs $9 \cdot 10^{-4}$; Sr 0,03; Ba 0,06; F 0,001; B 0,11; SiO_2 26; $\delta^{18}O = +2{,}57$ ‰; $\delta D = -34{,}9$ ‰. 6 — Японская гидрогеологическая область (*125*), артезианский бассейн Ниигата, скв. R-5, 1800 м (N). 1, 2 — [Ростовцев Н. Н., 1958 г.]; 3 — [Басков Е. А., 1976 г.]; 4, 5 — [Карака Дж. К., Каротерс В. В., 1983 г.]; 6 — [Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961 г.].

Таблица 6

Химический состав слабощелочных и щелочных гидрокарбонатных метановых гидротерм артезианских бассейнов, мг/кг

Компоненты	1	2	3	4*	5
$Na^+ + K^+$	239	1328	211,9	89	1760
Mg^{2+}	5	0	Следы	9	15
Ca^{2+}	13	0,6	5,9	2	9,6
Cl	44	115	11,9	12	830
SO_4	50	6	4,5	1	223
HCO_3	567	3113	378	87	2650
Σ мин.	918	4562	531	2110	5600
pH	7,7	8,0	7,4	8,0	8,6
T, °C	29—32	54	93	27	37

* Дано в %-экв.

Примечания. 1 — СССР, Сахалин, источники Паромайские. 2 — Там же, скв. Радужная, 1728—1715 м (N). 3 — СССР, Прибайкалье, скв. Истокская, 2255—2271 м (N_1). 4 — Югославия, Сербия, источник Стари Бечей, CO_2 0,21 г/кг. 5 — Канада, Альберта, Эллис-Пул, скв. 57—336, 907 м. (J), мг/кг: SiO_2 13; Al 0,85; Fe 0,4; As 0,23; Sr 0,9; Ba 2,2; K 1,2; NH_4 2,6; F 5,8; Br 3,5; I 0,6; PO_4 0,12, B 1,4. 1—3 — [34]; 4 — [Димитриевич Н., 1975 г.]; 5 — [93].

Забайкалье; Амуро-Зейский, Паннонский (верхние части разреза), центральная часть Якутского (меловые и верхнеюрские отложения)], в зоне катагенеза распространены метаново-азотные, метановые пресные и слабосоленые воды (до 3—5 г/кг, реже более), обычно гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (табл. 6, рис. 8).

Гидрогеологические складчатые области в пределах материковой (и переходной) коры характеризуются большим разнообразием по условиям распространения и формирования подземных вод.

На щитах древних платформ и в фанерозойских складчатых областях с широким развитием гранитоидов, представляющих собой системы гидрогеологических массивов, в зоне выветривания обычно до глубин 200—300 м распространены трещинно-грунтовые кислородно-азотные пресные гидрокарбонатные воды в областях гумидного климата; соленые воды и рассолы хлоридно-сульфидные и сульфатно-хлоридные — в местностях с аридным климатом. К этому типу структур относятся Канадская (*15*), Гренландская (*20*), Балтийская (*75*), Украинская (*92*), Алданская (*113*), Туарегская (*47*), Камерунская (*53*), Танганьикско-Мозамбикская (*58*), Трансвааль-Родезийская (*65*), Гвианская (*31*), Бразильская (*34*) и др. (рис. 4).

В областях новейших глыбовых поднятий и в зонах крупных новейших разломов, рассекающих эти структуры, формируются обычно азотные слабоминерализованные термы гидрокарбонатного и сульфатного состава. В зонах проявления современного и молодого вулканизма (Байкальская область и др.) к зонам новейших

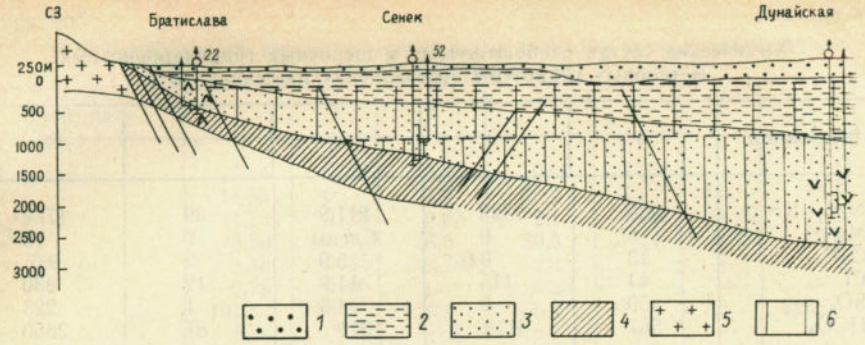


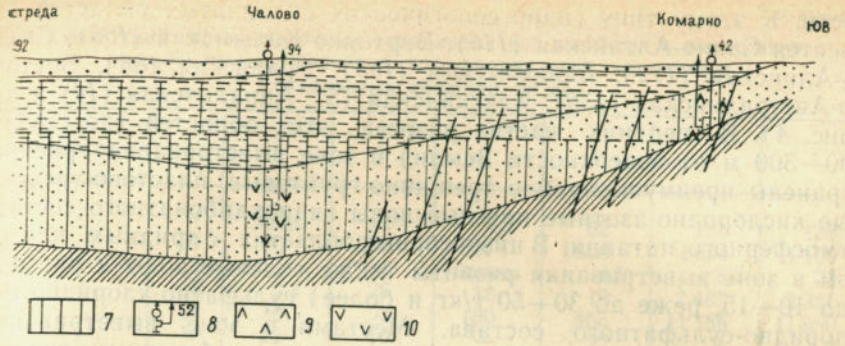
Рис. 8. Гидрогеологический профиль северо-западной части Паннон

1—3 — водоносные комплексы: *1* — четвертично-верхнемиоценовых отложений (Q—N_2^3), *2* — (N_2^2—N_1^2); *4* — водоупорные породы; *5* — кристаллические породы; *6—7* — гидрогеотермические термальными водами (цифра у скважины — температура воды на изливе, °С); *9—10* — нерализацией до 1 г/кг, *10* — гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные,

разломов местами приурочены также углекислые термы преимущественно гидрокарбонатного состава.

В Канадской (*15*), Украинской (*92*), Балтийской (*75*) и других областях на глубинах от 200—300 до 1200—1500 м уже многими скважинами вскрыты соленые воды и рассолы хлоридного состава с минерализацией до 200—250 г/л (табл. 7). Наиболее полно эти воды изучены в Канадской области (*15*). Здесь пресные воды сменяются с глубиной слабосолеными (до 5 г/л) хлоридного и сульфатного состава, которые прослеживаются в основном до глубин около 600—650 м [76]. Глубже залегают сильносоленые воды и рассолы хлоридного состава. При этом наиболее концентрированные рассолы (до 200—250 г/л и более) тяготеют к зонам крупных разломов и скалывания. Температуры их здесь на глубинах 1500 м достигают 20—22,5 °С (табл. 7). Вместе с тем нужно отметить, что в экваториальной Африке в Гвинейско-Нигерийской области (*51*) температура трещинно-грунтовых пресных вод в кристаллических породах (гранитах, гнейсах, гранодиоритах, сланцах, кварцитах и др.) равна 25—30 °С [Файллат Дж. Р., 1981 г.]. В пределах территории Кот-д'Ивуара минерализация этих трещинно-грунтовых вод колеблется от 60 до 500 мг/л, состав их в основном гидрокарбонатный натриевый и кальциевый.

Гидрогеологические складчатые области с преобладанием массивов и адмассивов в сильноконсолидированных геосинклинальных комплексах характерны для областей палеозойской и мезозойской складчатостей. Относительно слабометаморфизованные толщи в них уничтожены эрозией. Выходящие на поверхность горные породы повсеместно метаморфизованы (местами вплоть до амфиболитовой фации) и разбиты многочисленными трещинами. Они образуют системы массивов и адмассивов с преимущественным развитием трещинно-жильных подземных вод в зоне выветривания и тектонических разломов, а также в зонах региональной трещинова-



ского бассейна (по О. Франко и И. Мухе [75], с дополнениями).

среднеплиоценовых отложений (N_2^2), *3* — среднеплиоценовых — среднемиоценовых отложений зоны с температурами: *6* — 20—55 °С, *7* — 55—140 °С; *8* — самоизливающиеся скважины с гидрохимические типы: *9* — гидрокарбонатные натриевые, преимущественно азотные, с преимущественно метановые, реже углекислые с минерализацией до 10 г/кг.

Таблица 7

Химический состав соленых вод и рассолов в кристаллических породах гидрогеологических массивов, г/л

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
K^+	0,49	0,03	0,37	0,036	0,42	50,6	4,7
Na^+	32,6	1,6	18,5	8,35	20,3		
Mg^{2+}	0,92	0,17	0,02	0,1	1,62	0,3	0,2
Ca^{2+}	57,3	1,4	63,8	27,1	1,44	2,8	2,5
Sr^{2+}	1,64	—	1,44	0,35	—	—	—
Br^-	1,52	0,097	1,2	0,58	0,04	0,78	0,04
I^-	Следы	—	0,014	Следы	Следы	0,011	0,002
Cl^-	142	5,25	166,2	58,3	40,8	83,3	12,1
HCO_3^-	0,002	0,28	0,04	0,05	0,08	0,02	0,06
SO_4^{2-}	Следы	Следы	0,26	0,12	1,59	Следы	0,1
Σ мин.	237	8,8	252	95	68,2	137,8	19,6
pH	5,55	6,65	6,8	6,6	5,6	—	7,1
T, °С	22,5	12,5	22	17	—	—	—
γ, г/см³	1,172	1,006	1,185	1,072	—	—	—

Примечания. 1 — Канадская область (*15*), северо-западные территории, месторождение Иеллоунайф, скв. 17, 1500 м; кроме того, установлены, г/л: Ba 0,046; Li 0,002; F 0,027; Si 0,008; B 0,009; Al 0,02; Fe 0,02; Mn 0,02; Cr $5\cdot10^{-4}$; Co 0,006; Ni 0,013; Cu $8\cdot10^{-4}$; Zn $6\cdot10^{-4}$; Pb 0,002; Cd 0,001; Ag 0,004; $\delta^{18}O$=—14,4 ‰; δD=—71 ‰; тритий 3Т.Е. 2 — Там же, скв. 73, 457 м: $\delta^{18}O$=—19,1 ‰; δD=—152 ‰; тритий 65 Т.Е. 3 — Там же, штат Онтарио, месторождение Садбери, 1500 м: Ba 0,03; Li 0,001; F 0,007; Si 0,01; B 0,004; Al 0,002; Fe 0,002; Mn 0,001; Cr $4\cdot10^{-4}$; Co 0,022; Ni 0,003; Cu $3\cdot10^{-4}$; Zn $3\cdot10^{-4}$; Zn $5\cdot10^{-4}$; Pb 0,003; Cd 0,001; Ag $2\cdot10^{-4}$. *4* — Там же, 991 м: $\delta^{18}O$=—10,4 ‰; δD=—43 ‰. 5 — Украинская область (*92*), Кривой Рог, рудник им. Коминтерна, 735 м (PR). 6 — Балтийская область (*75*), Карельский перешеек, Песочное, 735 м. *7* — Там же, Восточное Приладожье, Кондуши, 409 м. 1—4 [76]; 5 — [2]; 6, 7 — [32].

тости. К этому типу гидрогеологических складчатых областей относятся Саяно-Алтайская (*116*), Верхояно-Колымская (*105*), Сихотэ-Алинская (*112*), Аннамитская (*135*), Уральская (*88*), Восточно-Австралийская (*139*), Аляскинская (*5*), Аппалачская (*14*) и др. (рис. 4). В верхних частях разреза этих областей (до глубин 200—300 м от поверхности Земли) в зоне выветривания распространены преимущественно трещинно-грунтовые, пластово-трещинные кислородно-азотные пресные воды гидрокарбонатного состава атмосферного питания. В низкогорных областях с аридным климатом в зоне выветривания развиты также соленые воды и рассолы (до 10—15, реже до 30—50 г/кг и более) сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного состава. Местами в зоне выветривания встречаются углекислые воды обычно гидрокарбонатные, связанные с поступлением свободной углекислоты из более глубоких частей разреза.

Более глубокие части разреза этих древних складчатых структур в гидрогеологическом отношении почти не изучены. Глубокие скважины в них единичны, в связи с чем основную информацию о глубоких частях разреза этих структур дают термальные источники, приуроченные к зонам крупных новейших разломов. Температура вод этих источников достигает 50—100 °С и более, газовый состав обычно азотный, минерализация от 0,2—0,5 до 1—1,5 г/кг; по химическому составу эти термы гидрокарбонатные и сульфатные натриевые. Вместе с тем в некоторых складчатых областях этого типа (с преобладанием массивов и адмассивов) известны проявления термальных хлоридных соленых вод и реже слабых рассолов. Некоторые данные о них приведены в табл. 8.

Гидрогеологические складчатые области с широким развитием слабоконсолидированных геосинклинальных комплексов в основном развиты в поясах альпийской складчатости: Карпатская (*81*), Кавказская (*91*), Загросская (*146*), Балканская (*94*), Апеннинская (*95*), Атласская (*42*), Андская (*35*) и др., а также в современных геосинклиналях: Алеутская (*2*), Курильская (*110*), Японская (*125*), Филиппинская (*129*), Индонезийская (*132*), Новозеландская (*170*) и др. (см. рис. 4). Слабоконсолидированные комплексы приурочены к верхним структурным этажам этих гидрогеологических областей и имеют мощность до 5—8 км и более. В этих комплексах горных пород наряду с трещинно-жильными водами (в зоне выветривания и зонах тектонических разломов) содержатся также порово-трещинно-пластовые, карстово-пластовые, пластово-трещинные, карстово-трещинные и другие скопления подземных вод, образующие системы адмассивов и адартезианских бассейнов. По химическому составу воды этих структур в верхних горизонтах в пределах суши в основном пресные гидрокарбонатные, а глубже региональных базисов эрозии обычно хлоридные, гидрокарбонатные натриевые с минерализацией от 5—10 до 20—40 г/кг, в районах же развития галогенных формаций до 100—250 г/кг и более (табл. 9). Газовый состав этих вод в основном метановый или азотный, но часто также и углекислый (в районах

Таблица 8

Химический состав щелочных термальных вод массивов и адмассивов сильноконсолидированных геосинклинальных комплексов складчатых областей, мг/кг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
K^+	1	Следы	12	6,8	62	124	135
Na^+	67	90	284	227	620	4 554	4 400
Mg^{2+}	2	2	1	Следы	4,5	8,2	73
Ca^{2+}	2	2,4	26	16	10	2 403	2 325
Cl^-	11	35	53	160	465	11 186	11 890
F^-	10	12	10	—	22	1	3
SO_4^{2-}	10	18	505	288	120	237	173
HCO_3^-	49	49	98	37	850	12	64
CO_3^2	36	45	6	—	—	—	—
H_2SiO_3	266	103	74	124	—	127	—
Σ мин.	454	358	1074	841	2490	18 726	—
pH	9,1	9,3	8,4	8,5	7,5	8,6	6,5
T, °C	43	72	75	95	84	80	41,5

Примечания. 1 — Монголо-Забайкальская область (*118*), источник Былыринский; кроме того, установлены, мг/кг: B_2O_3 1,1; Li 0,3; Sr 0,1. 2 — Буреинско-Амурская область (*123*), источник Кульдур. 3 — Байкальская область (*114*), источник Гаргинский: Li 2; Rn 140 Бк/л. 4 — Кордильерская область (*8*), источник Эмеди: Sr 0,06; H_2S 0,2. 5 — Гималайская область (*138*), Пуга, источник: SiO_2 185; B 122; Li 6,5; Cs 7,5. 6 — Чукотская область (*104*), источник Чаплинский: Br 44; I 0,2; B_2O_3 1. 7 — Корнуэллский массив (юго-запад Великобритании). 1, 3 — [Басков Е. А., Климов Г. И., 1963 г.]; 2 — [Кирюхин В. А., Резников А. А., 1962 г.]; 4 — [56]; 5 — [Саксена В. К., д'Аморе Ф., 1984 г.]; 6 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 7 — [Эдмундс В. и др., 1984 г.].

кайнозойского и современного вулканизма). Весьма разнообразны здесь по минерализации (от пресных до рассолов), ионно-солевому (хлоридные, гидрокарбонатные и др.) и газовому (метановые, углекислые, азотные) составу воды зон тектонических разломов, с которыми часто связаны выходы термальных источников. Некоторые данные о их составе приведены в табл. 9. Эти воды представляют собой в основном смесь седиментогенных и инфильтрогенных вод с примесью вод метаморфического происхождения.

В современных геосинклинальных системах своеобразные гидрогеологические структуры приурочены к островным дугам. Они представляют собой в значительной части протяженные подводные хребты, сложенные главным образом вулканогенно-осадочными и вулканогенными толщами, содержащими трещинно-жильные и трещинно-пластовые скопления преимущественно соленых (до 35 г/кг) подземных вод седиментогенного и инфильтрогенного морского происхождения. В их пределах выделяются сложные системы адартезианских бассейнов, адмассивов, массивов и других структур. Развиты в них и артезианские бассейны, приуроченные к различным впадинам и прогибам, сложенным неметаморфизованными и слабометаморфизованными осадочными и вулканоген-

Таблица 9

Химический состав щелочных термальных вод слабоконсолидированных геосинклинальных комплексов складчатых областей, мг/кг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
K^+	440	123	145	17,5	37,5	750	156	345
Na^+	8 500	4 696	6 026	834	7 361	51 100	548	6 440
Mg^{2+}	38	340	149	1,2	4,4	986	3 726	774
Ca^{2+}	2,8	685	687	1,8	15,6	2 855	1 416	142
Cl^-	9 700	7 751	9 606	48,2	7 673	86 168	143	1 740
Br^-	16	10,6	—	—	27,2	73	—	11
I^-	27	0,4	—	—	9,1	8	—	4
SO_4^{2-}	390	2 390	1 550	26	20,3	1 357	13 680	153
HCO_3^-	7 100	270	645	1968	6 560	1 810	4 733	15 226
H_2SiO_3	280	—	24	186	28,6	—	—	160
Σ мин.	26 494	16 363	18 542	3082	21 789	145 107	24 403	25 023
pH	6,9	—	6,9	8,6	—	7,9	—	7,2
T, °C	55	35	32,5	97	27	45	40	28

Примечания. 1 — Кордильерская (*8*), Калифорния, Сьерра-Невада, источник Уилбер-Спрингс (J_3—K_1); кроме того, установлены, мг/кг: NH_4 280; Fe 0,04; Al 0,02; F 2,5; CO_3^2 17; B 310; H_2S 200; $\delta^{18}O = +4{,}9$ ‰, $\delta D = -24{,}3$ ‰; газ, об. %: CO_2 93; CH_4 7. 2 — Балканская (*94*) п-ов Пелопоннес, источник Кайафа (южнее г. Пиргос в 12 км) (К—Р): Li 2; NH_4 2,4; Sr 8,7; H_2S 21,3; CO_2 39,8. 3 — Апеннинская (*95*), Северо-Западная Тоскана, источник Монтекатини (K_1). 4 — о. Тайвань, источник Тучанг: CO_3^2 78; B 15,8. 5 — Карпатская (*81*), Западные Бескиды (Польша), источник Пореба (Р): Li 8; NH_4 6; Sr 14; Ba 15; Fe 4; H_2S 2,4. 6 — Карпатская (*81*), Восточные Карпаты (СССР), Вышково, 590—809 м (N): Li 15; Rb 2,7; Cs 0,9; Hg 8,8 (?), Ge 0,03; Fe 0,12; B 175; Zn 12; Cu 0,6; As 12; Sr 76; Fe 100; CO_2 2600. 7 — Альпийская (*80*), Центральные Альпы (Италия), источник Бормио (Р): CO_2 2680; Rn $5{,}7 \cdot 10^3$ Бк/л. 8 — Карпатская (*81*), Восточные Карпаты (СССР), Папка, скв. 1, 315 м: CO_2 610; H_3BO_3 559; F 0,01. 1 — [Барнс И. и др., 1973 г.]; 2 — [Парайаннопулоу А., Леитсоиз А., 1976 г.]; 3 — [Фанкелли Р. и др., 1976 г.]; 4 — [Чао-Хзиа-чен, 1985 г.]; 5, 7 — [67]; 6 — [Науменко В. В., Гончарук А. Ф., 1978 г.]; 8 — [Стойнов Т. Ф., Гончаров О. Д., 1981 г.].

но-осадочными толщами в основном кайнозойского возраста. В этих бассейнах содержатся преимущественно соленые хлоридные натриевые метановые термальные воды. На островах мощность зоны пресных вод в этих бассейнах колеблется обычно от 50—100 до 200—300 м. Такие артезианские бассейны имеются в Курильской дуге, на о. Хоккайдо — Центральнохоккайдский, на о. Хонсю — сложный бассейн Уэцу, на о. Лусон — Центральнолусонский и Кагаянский, на о. Суматра — Западно-Суматринский, на о. Ява — Северо-Яванский, на о. Калимантан — Северо- и Восточно-Калимантанский, на о. Новая Гвинея — Южно-Гвинейский и т. п. Минерализация подземных вод в этих артезианских бассейнах обычно не превышает 30—35 г/л. В Северо-Яванском бассейне известны воды с минерализацией до 80 г/л. Местами воды этих артезианских бассейнов характеризуются довольно высокими (в Японии на о. Хонсю — до 100—120 мг/л) содержаниями иода.

Весьма специфическими гидрогеологическими условиями в пределах материковой (и переходной) коры характеризуются районы

Таблица 10

Химический состав термальных вод областей современного вулканизма, мг/кг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H^+	10	12	19	—	—	—	—	—	—
K^+	90	5	45	223	470	840	1 055	62	6
Na^+	880	2	62	1 275	3 000	4 890	6 260	870	18
Mg^{2+}	100	12	138	0,07	6,5	0,08	Следы	4	108
Ca^{2+}	210	60	135	14	2,4	211	443	105	58
Fe^{2+}	30	—	—	—	0,5	—	—	—	—
Fe^{3+}		12,6	73	—	—	—	—	—	—
Al^{3+}	30	20	101	—	0,4	—	—	—	—
Cl^-	2160	14	1297	2 222	3 618	8 870	11 432	1221	1,5
F^-	5	0,3	—	6,8	13	3	—	2,5	—
HSO_4^-	400	31	—	—	—	—	—	—	—
SO_4	1560	881	957	30	4,2	28	27	343	766
HCO_3	—	—	—	—	1 640	39	24	85	176
H_2SiO_3	440	289	330	940	505	976	806	109	85,7
H_3BO_3	200	Следы	—	218	2 087	1 140	1 080	18,5	85,8
Σ мин.	6900	1342	3159	175 030	11 347	16 998	17 527	2819	1330
pH	2,2	2	1,2	8,0	8,2	7,1	7,2	6,5	7,0
T, °C	124	67	92	255	212	260	97	71	240

Примечания. 1 — Курильская область (*110*), о. Кунашир, вулкан Менделеева, Верхнедокторские источники, скв. 32, 32—130 м (Q); кроме того, установлены, мг/кг: Mn 30; Br 8,4; I 0,6; Zn 3; Pb 0,2; Cu 0,2. 2 — Там же, о. Парамушир, вулкан Эбеко, источники на Западном фумарольном поле: NH_4 2; Mn 0,7; Zn 0,15. 3 — Японская (*125*), о. Хонсю, источник Акиномийя-Минасе: Mn 2,2; H_2S 0,5; CO_2 (своб.) 3159. 4 — Новозеландская (*170*), о. Северный, площадь Туахара, скв. 1: Li 14; Rb 2,5; Cs 1,9; Br 4,2; I 2,1; As 4,1; ΣCO_2 13; H_2S 1,0. 5 — Апеннинская (*95*), площадь Латера: Li 14; Rb 2,8; Cs 5,9; Sr 0,26; Pb 0,13; NH_4 50; Mn 0,1; As 59; H_2S 96. 6 — Андийская (*35*), Чили, площадь Эль-Татио: Li 45; Rb 0,6; Cs 17,3; NH_3 3. 7 — Мексиканская (*26*), площадь Ахуачапан. 8 — Восточно-Африканская (*56*), впадина Афар, источники Тео: Li 0,6; I 0,35; Br 6; H_2S 0,3; CO_2 14; NH_4 1,0. 9 — Кордильерская (*8*); Калифорния, Гейзеры Сонома: NH_4 111. 1 — [Лебедев Л. М. и др., 1980 г.]; 2 — [3]; 3 — [Накамура Х., 1962 г.]; 4 — [70]; 5 — [Каваретта Г. и др., 1983 г.]; 6 — [Лансен А., Трухилльо П., 1975 г.]; 7 — [Ромагноли Р. и др., 1975 г.]; 8 — [Исследование геотермальных ресурсов . . . , 1973 г.]; 9 — [Уайт Д. Е. и др., 1971 г.].

современного вулканизма, сосредоточенные в основном в современных геосинклинальных системах и в областях кайнозойской складчатости — территориях с развитием слабоконсолидированных геосинклинальных комплексов (Восточная Камчатка, Алеутские, Курильские, Японские, Филиппинские, Зондские острова; острова Новая Зеландия, Суматра, Малые Антильские; Апеннины и др.). На фумарольных полях действующих вулканов здесь широко распространены сильнокислые (pH менее 2—3) сульфатного, реже хлоридного анионного состава термы, газирующие углекислотой часто с примесью сероводорода. Общая минерализация этих терм чаще всего колеблется от 1—2 до 8—10 г/кг (табл. 10). Вблизи действующих вулканов в этих областях в артезианских и адартезианских бассейнах широко распространены также щелочные хлоридные натриевые термы, часто также выделяющие углекислый газ. Углекислые термы пользуются широким развитием в этих областях и в

районах молодого кайнозойского вулканизма. В артезианских и адартезианских бассейнах они обычно хлоридные соленые и реже рассолы, в адмассивах и массивах — гидрокарбонатные пресные и слабосоленые (табл. 10).

Подземные воды океанической коры изучены в целом еще весьма слабо, в связи с чем закономерности их распространения здесь могут быть намечены лишь в довольно общем виде.

В пределах океанов выделяются: 1) талассобассейны (системы субаквальных артезианских бассейнов с подчиненными им вулканогенными супермассивами), 2) системы вулканогенных супербассейнов и супермассивов, 3) гидрогеологические складчатые области сводовых частей срединно-океанических хребтов.

Основными гидрогеологическими структурами в пределах ложа океана являются талассобассейны, приуроченные к океаническим плитам. В Тихом океане это, например, Северо-Западный (*220*), Северо-Восточный (*223*), Центральный (*213*), Южный (*212*); в Индийском океане — Сомалийский (*190*), Центральноиндийский (*193*), Западно-Австралийский (*195*), Крозе (*196*), Австрало-Антарктический (*207*), Южно-Австралийский (*209*); в Атлантическом океане — Аргентинский (*173*), Капский (*176*), Ангольский (*178*), Бразильский (*174*), Лабрадорский (*183*); в Северном Ледовитом океане — Толля (*233*), Нансена (*234*), Бофорта (*235*) и др.

Они представляют собой своеобразные субаквальные структуры, сложенные вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, при этом в верхних частях их разреза развиты рыхлые и слабоуплотненные в основном терригенные, а также карбонатные осадки. Мощность этих осадочных (местами вулканогенных) отложений кайнозоя и мезозоя (т. е. образований первого океанического слоя) в талассобассейнах колеблется обычно от десятков метров (на абиссальных холмах) до 1000—1500 м и более (в абиссальных равнинах). Подземные воды в этих отложениях талассобассейнов представляют собой в целом сравнительно малоизмененные захороненные с осадками океанские воды. Минерализация их составляет обычно 35—36 г/кг, в составе их преобладают хлориды натрия (табл. 11). По-видимому, воды подобного состава содержатся и в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах «второго» слоя океанов, мощность которого изменяется обычно от 1—2 до 3—4 км.

Системы субаквальных вулканогенных супербассейнов и супермассивов (вулканические горные поднятия): в Тихом океане — хребты Гавайский, Туамоту, Императорский и др.; в Индийском океане — хр. Кергелен, плато Крозе и др.; в Атлантическом океане — Бермудское плато и другие — сложены в основном покровами базальтов и содержат преимущественно покрово-трещинные, пластово-трещинные и трещинно-жильные скопления соленых подземных вод океанского питания. Порово-пластовые соленые воды хлоридного состава океанского питания приурочены здесь к осадочным образованиям, переслаивающимся с базальтами и перекрывающим их. На островах в верхних частях разреза вулканогенных и осадочных толщ формируются скопления пресных вод атмосферного

Таблица 11

Химический состав подземных вод океанической коры, мг/кг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
K^+	206,7	172	203	144	61,6	366	1 161
Na^+	12 535	9 338	10 930	9 500	322	2888	14 835
NH_4^+	31	14	39	—	—	—	—
Mg^{2+}	329	864	727	900 (?)	0,02	0,096	137
Ca^{2+}	896	1 264	1 332	4 480	7,4	156	2 581
Sr^{2+}	98	57	50	27	—	—	195
Mn^{2+}	0,2	2	0,9	—	—	—	80
Cl^-	21 630	18 690	20 000	20 600	637	4392	29 778
SO_4^{2-}	384	537	816	2 700 (?)	—	—	269
HCO_3	—	—	—	—	—	—	—
SiO_2	3,5	20	3	12	480	467	1 140
Σ мин.	36 113	30 958	34 101	38 363	2588	9220	50 922
pH	—	—	8,2	—	—	—	3,39
T, °C	—	—	—	—	~360	~360	317

Примечания. 1—4 — скважины, пройденные «Гломар Челленджер»: 1, 2 — рейс 47, Азорская котловина (*180*), скв. 397, глубина (от дна) 631 м (N); 2 — там же, скв. 398, глубина (от дна) 1019 м (K); 3 — рейс 43, Северо-Американская котловина (*182*), скв. 387, глубина (от дна) 584 м (K_2); 4 — рейс 33, Южная котловина (*212*), скв. 317-А, глубина (от дна) 872 м (K). 5 — Гавайский хребет (*222*), о. Гавайи, вулкан Килауэа, скв. HGP-A, глубина 1966 м (1768 м ниже уровня моря), дата отбора 06.12.1981 г.; кроме того, установлено, мг/кг: ΣCO_2 600; ΣH_2S 450. 6 — Там же, дата отбора 04.08.1983 г.: ΣCO_2 538; ΣH_2S 413. 7 — Восточно-Тихоокеанское поднятие (*226*), подводные источники на 13° с. ш. (глубина океана 2600 м): Fe 648; Al 0,5; Ba 4,3; Li 5,1; Rb 1,5; Br 97,4; F 1; H_2S 0,14. 1—4 — Труды «Гломар Челленджер»: 1, 2 — [т. 47], 3 — [т. 43], 4 — [т. 33]; 5, 6 — [Томас Д., Сакаи Х., 1983 г.]; 7 — [Мичард Г. и др., 1984 г.].

питания. Мощность вулканогенных (и вулканогенно-осадочных) образований в вулканических горных поднятиях океанов достигает 5—6 км и более, и размеры их в целом сопоставимы с горными системами континентов. В этих структурах вероятно наличие (с глубин 1,5—2 км) хлоридных азотных гидротерм [3].

Современной вулканической и сейсмической активности в вулканических горных поднятиях океанов, как правило, не наблюдается. Действующие вулканы в Тихом океане имеются в этих структурах на Гавайских островах (см. рис. 2). Здесь в районе вулкана Килауэа пробурена скв. HGP-A глубиной 1966 м [Томас Д., Сакаи Х., 1983 г.]. Забой ее располагается на 1768 м ниже уровня моря. Температура на забое около 360 °С. Эта скважина способна давать около 50 000 кг/ч геотермального флюида (давление на устье скважины 1172 кПа). Высокотермальный флюид, поступающий из скв. HGP-A, представляет собой пароводяную смесь (43 % пара). Этот флюид (включая паровую фазу) имеет хлоридный натриевый состав с общей минерализацией до 5—9 г/кг (табл. 11). Первоначально минерализация флюида была около 1 г/кг, а затем содержание хлоридов натрия в них постепенно

возрастало [Томас Д., Сакаи Х., 1983 г.]. В составе растворенных газов преобладает углекислота (до 600 мг/кг) и сероводород (до 450 мг/кг) (табл. 11).

Гидрогеологические условия подвижных океанических поясов — срединно-океанических хребтов — характеризуются большим разнообразием. Пологие склоны хребтов в гидрогеологическом отношении мало отличаются от океанических плит. В рыхлых и слаболитифицированных отложениях, развитых на склонах хребтов, содержатся порово-пластовые соленые хлоридные воды океанского питания. Вероятно, значительной обводненностью обладают здесь и образования «второго» слоя, сложенного покровами базальтов, переслаивающихся с осадочными породами. Приуроченные к ним подземные воды, по-видимому, соленые хлоридного состава океанского питания.

Сводовые части срединно-океанических хребтов, включающие рифтовые долины, рифтовые горы и высокие расчлененные плато, характеризуются преимущественным распространением сложных систем трещинно-жильных вод, связанных с многочисленными зонами тектонических нарушений. В зонах крупных разломов рифтовых зон возможно наличие открытых трещин до глубин 5—6 км и более (от поверхности дна рифтовых долин), уходящих в мантию. Океанские воды проникают в эти трещины, насыщают породы и взаимодействуют с ними в процессе сложной миграции, охватывающей огромные массивы горных пород земной коры и верхней мантии (в пределах литосферы) в сводовых частях срединно-океанических хребтов [2].

Глубокому проникновению подземных вод океанского питания в недра способствуют интенсивный катаклаз горных пород в рифтовых зонах и разнообразные проявления магматизма, с которыми связан привнос огромного количества тепла, последующее распространение которого сопряжено с деятельностью подземных вод. В формировании высокотемпературных гидротерм в сводовых частях срединно-океанических хребтов участвуют и эманации, выделяющиеся из кристаллизующихся магматических образований. В 60—70-е годы рядом исследователей (Дж. Элдер, К. Листер, К. Бострём, М. Петерсон, Е. А. Басков, С. Н. Суриков и др.) были высказаны предположения о наличии в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов выходов термальных источников. Так, например, Е. А. Басковым и С. Н. Суриковым [3] в сводовой части Восточно-Тихоокеанского хребта была выделена провинция щелочных и кислых сероводородно-углекислых и водородных (?) гидротерм.

В конце 70-х — начале 80-х годов эти прогнозы были подтверждены материалами исследований с погружных глубоководных аппаратов. В 1977 г. в Галапагосском рифте были обнаружены подводные источники с температурой до 17 °С [Корлисс Дж. Б. и др., 1979 г., и др.]. Воды этих источников представляли собой смесь придонных океанических холодных (2 °С) вод и гидротерм с температурой не менее 300 °С. Гидротермы содержат H_2S, CO_2 и выносят марганец, литий, кремний. При этом осаждаются сульфиды железа, а также медь, никель, кадмий. В водах источников обнаружены в большом количестве сероокисляющие гетеротрофные бактерии [Корлисс Дж. Б. и др., 1979 г.].

В 1979 г. гидротермы с температурой до 350 °С были обнаружены в Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш. в районе Калифорнийского залива [60; Эдмонд Дж. М. и др., 1980 г.]. Минерализация этих терм была около 40 г/л, в составе их преобладали хлориды натрия. Вместе с тем от океанических вод они отличались почти полным отсутствием магния, сульфат-иона, значительной обогащенностью сероводородом, кремнеземом, а также различными металлами (Fe, Zn, Cu, Co и др.). Эти струи высокотермальных растворов вытекали из труб, образованных сульфидными минералами, причем высота этих труб достигала нескольких метров [60]. Подобные гидротермы были обнаружены позже в Восточно-Тихоокеанском поднятии между 10 и 13° с. ш. и в других пунктах (см. рис. 9). Весьма многочисленными оказались разнообразные гидротермальные преобразования горных пород, в том числе и образования сульфидных и других руд в пределах срединно-океанических хребтов. Наиболее полно схема гидротермальных реакций, протекающих в срединно-океанических хребтах разработана Дж. М. Эдмондом и К. фон Даммом [60]. Подробнее эти вопросы будут рассмотрены ниже в разд. 6.2.

2. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ЗЕМЛИ

Многочисленные и разнообразные проявления термальных вод — горячие источники, гейзеры, фумаролы — несомненно привлекали внимание человека еще в глубокой древности до начала каменного века и уже использовались им для лечения, а иногда спасали и от холода. Некоторую аналогию в этом можно видеть в настоящее время в поведении «снежных обезьян» — японских макак в заповеднике Игодукани («Адская долина») на севере Японии. Эти обезьяны живут здесь на высотах 2—3 тыс. м, и до 1948 г. о них почти ничего не было известно, пока профессор Итани из университета Киото не занялся их изучением [Гржимек Б., 1984 г.]. В «Адской долине» из-подо льда бурлят гейзеры и вытекают горячие источники, которые и помогают обезьянам пережить здешние холода. «Они залезают по самую шею в горячую воду и просиживают там большую часть дня. Тепло воды спасает их от леденящего холода воздуха. Все это напоминает финскую сауну. Часто обезьяны усаживаются и в тех местах, где из-под земли вырывается пар, как в настоящей парной! И только во второй половине дня, когда солнце уже успевает прогреть воздух, животные выходят из воды, чтобы обсохнуть и поесть» [Гржимек Б., 1984 г.].

Обильные археологические находки в культурном слое на территории Ирана, Новой Зеландии, Камчатки и в других районах свидетельствуют об употреблении древнейшим человеком в каменном и бронзовом веках гидротерм в домашнем быту.

Начиная с IV—III тысячелетий до н. э. в районах ирригационного земледелия (Китай, Средняя Азия, Двуречье, Египет и др.) сооружались плотины, каналы, глубокие (до 100—500 м) копаные колодцы, был освоен разнообразный каптаж подземных вод, в том числе и термальных источников. Многие термальные источники имели культовое значение («священные» источники) и широко использовались для лечения. Большое внимание термальным водам уделялось в античную эпоху (II тысячелетие до н. э.— V в. н. э.) в Древней Греции и Древнем Риме. Об этом свидетельствуют указания Гомера, Геродота, Аристофана, Витрувия, Плиния младшего и других, а также многочисленные остатки каптажных сооружений, построенных в античную эпоху на территории Греции, Италии, Испании, Франции, Румынии, Болгарии и др. Следует отметить, что в Древнем Риме термальные источники помимо лечебных нужд использовались также для отопления бань (терм) и зданий.

Вероятно, к I тысячелетию до н. э. уже были намечены некоторые важные особенности химического состава термальных вод, нашедшие позднее отражение, например, в трудах Витрувия (первая половина I в. до н. э.), Архигенеса (I в. н. э.) и др. Среди минеральных вод Витрувием выделены сернистые, квасцовые, смолистые, селитряные, соленые и др. Образование термальных источников Витрувий связывал с подземным огнем, возникающим при сгорании серы или битуминозных веществ. Архигенес подразделяет минеральные воды на щелочные, железистые, соленые и серные. В. И. Вернадский [1960 г.] отмечает, что это, очевидно, очень древняя бальнеологическая классификация минеральных вод, уходящая, может быть, за тысячелетие до работ Архигенеса. Следует также отметить, что в античную эпоху, в V—IV вв. до н. э., были уже намечены в целом правильные представления о соотношении между атмосферными осадками и речным режимом, о круговороте воды в природе, о происхождении

некоторых групп минеральных и термальных вод. При этом особое значение имели труды Демокрита (около 460—370 гг. до н. э.), Гиппократа (460—377 гг. до н. э.), Аристотеля (384—322 гг. до н. э.). Вода минеральных источников,— учил Аристотель,— такого качества, каков состав горных пород, через которые протекают подземные воды. Питание подземных вод Аристотель объяснял просачиванием в землю атмосферных осадков. Позже в Древнем Риме эти мысли были развиты Плинием младшим (62—114 гг. н. э.), Галеносом (II в. н. э.) и др. Вместе с тем в это время существовали представления о том, что термальные воды образуются также в результате конденсации на различной глубине паров, поднимающихся от расплавленных масс земных недр [Гордеев Д. И., 1954 г.]. Таким образом, взгляды о происхождении минеральных и термальных подземных вод по некоторым общим вопросам во многом были сходны с современными. В это время наметились и основные дискуссионные положения (сохраняющиеся поныне) об источнике тепла гидротерм. Эти вопросы находили свое отражение даже в некоторых поэтических произведениях.

Поэт Павл Селенциарий (IV—V в. н. э.) * в одном из стихотворений пишет:

«Ты хочешь знать о токе
Природных вод горячих,
Откуда всем болящим
Является бесплатно
Подарок светлый, чистый
И милая услада?
Я все тебе открою,
Наставлю в том охотно,
Что постигает мудрый,
Чему природа учит
И опыт подтверждает.
Внемли же, начинаю.
В земле, одни считают,
Есть узкие каналы
И там вода, сливаясь
С бегущей ей навстречу,
Сжимается и сжавшись
Стерпеть не в силах жара.
Другие полагают,
Что под землею в недрах
Есть серные проходы.
Вода, соседясь с ними,
Горячих руд достигнув,
Не в силах там остаться
И вся стремится кверху.
Ты с первыми согласен?
А я второе мненье
Считаю достоверным».

В эпоху средневековья (V в.— середина XVI в.) в Западной Европе общий застой в развитии культуры и науки сказался также на изучении и использовании минеральных вод. Большинство римских терм (общественных купален) было разрушено, пришли в негодность каптажные устройства многих лечебных источников и т. п. Интерес к минеральным водам вновь возродился лишь во времена крестовых походов (1096—1270 гг.) и во время «столетней» (1337—1453 гг.) войны между Францией и Англией. Возле минеральных источников строились больницы. Первые публикации о целебных свойствах французских минеральных источников появляются в XV и XVI веках [Фюрон Р., 1966 г.]. Следует также отметить, что с XII в. начали вновь совершенствоваться методы каптажа подземных вод. Во Франции в XII в. в провинции Артуа был пройден первый в Европе колодец с самоизливающейся водой. От провинции Артуа самоизливающиеся воды в дальнейшем получили название артезианских.

Наиболее крупные обобщения по термальным водам в связи с происхождением металлоносных жил были осуществлены в середине XVI в. немецким врачом, металлургом и минералогом Георгом Агриколой. Рудные жилы Агрикола [1544 г., 1545 г.] рассматривал как подземные каналы, выполненные осадками из подземных циркулирующих вод. Последние Агрикола разделил по способу их возникновения на метеорные и воды глубокой циркуляции, испаряющиеся на глубине (при сгорании битумов) и конденсирующиеся у поверхности Земли [Сечевица А. М., 1976 г.]. Его представления о происхождении термальных вод были в общем сходны со взглядами Витрувия. Следует также отметить, что в своих работах Агрикола придерживался классификации минеральных вод, принятой Витрувием (сернистые, квасцовые, смолистые, соленые и другие воды). Важные обобщения о подземных водах в конце XVI в. [1580 г.] были сделаны французским ученым Бернаром Поллисси. Он развил идеи Демокрита, Аристо-

* Текст приводится по Б. М. Ребрику [У колыбели геологии и горного дела, 1984 г.].

теля и других ученых о круговороте воды на Земле (атмосферные осадки — поверхностные воды — подземные воды — источники — реки — моря — атмосферная влага), отметил высокие растворяющие свойства воды, ее большую роль в образовании минералов и руд, минеральных источников.

В Западной Европе в XVI—XVII вв. интерес к минеральным и термальным водам все больше возрастает. В 1603 г. во Франции создаются специальные должности интендантов-смотрителей купален королевства. В 1670 г. Французская академия наук поручает своим ученым Дюкло и Бурдулену произвести химический анализ минеральных вод Франции [Фюрон Р., 1966 г.]. Подобные исследования начинают проводиться также в Англии, Германии и других странах. Однако химики располагали в это время еще довольно примитивными методами анализа воды, не ясна была и природа самой воды, которую до конца XVIII в. считали веществом простым, неделимым и невоспроизводимым. Тем не менее в XVIII в. появляется уже большое количество работ по химическому составу минеральных и термальных источников. Так, в 1699 г. Б. Аллен, в 1737 г. Дж. Аткинс, в 1754 г. Р. Чарльстон опубликовали материалы о водах источника Бат (Англия), который был каптирован еще во времена Римской империи; в 1740 г. Т. Шорт привел сведения о составе термальных вод различных районов Англии; в 1703 г. Дж. Ф. Бресмаль опубликовал анализы термальных источников близ Аахена (Германия); в 1761 г. Х. Г. Трошель привел данные об источниках Теплице в Богемии (Чехословакия); в 1772 г. Д. Бехер — о термах Карлсбада (Чехословакия) и т. п. Как бы завершается этот этап исследований изданием в 1785 г. Дж. Каррером каталога всех основных минеральных вод Франции, снабженного сведениями об их температуре и химическом составе.

В XIX в. и в первой половине XX в. в Западной Европе были выполнены многочисленные и разнообразные исследования термальных вод, главным образом в связи с использованием их в лечебных целях. Особенно тщательно изучались термальные воды популярных курортов (Виши, Монт-Доре, Киссет, ля Бурбуль, Ле Боулоу и др.— во Франции; Аахен, Баден-Баден, Эмс, Наугейм и др.— в Германии; Карлсбад Теплиц-Шонау, Тренкен-Теплиц — в Чехословакии; Баден, Франциcбад и др.— в Австрии; Багноли, Абано, Баттаглиа, Вальдиери и др.— в Италии; Архена, Каратрака, Арендимо и др.— в Испании; Видаго, Герец и др.— в Португалии и т. п.). Следует отметить, что в XIX в. (особенно со второй половины) в Западной Европе (и в других регионах) существенно возрастает количество химических анализов минеральных, в том числе термальных вод. Кроме основных компонентов (K, Na, Ca, Mg, Cl, SO_4, HCO_3) в водах начинают определяться различные металлы, изучается газовый состав, а с начала XX в. и радиоактивные вещества.

К выполнению химических анализов минеральных вод в XIX в. привлекались крупнейшие ученые-химики того времени (Берцелиус, Р. В. Бунзен, К. Бишоф, К. Р. Фрезениус и др.— в Германии; П. Берти, А. Карно, Ж. Лефорт и др.— во Франции и т. п.). К концу XIX в. в минеральных водах Западной Европы было обнаружено около 50 элементов, в том числе литий, стронций, барий, алюминий, рубидий, мышьяк, а также (обычно в виде следов) никель, кобальт, хром, олово, медь, свинец, ванадий, цинк, сурьма, титан, церий, ртуть, серебро, золото, молибден, уран, тантал, иттрий и цирконий [40]. Следует отметить, что данные о распространении металлов в минеральных водах использовались не только врачами для оценки их лечебного воздействия, но также и геологами-рудниками для понимания процессов рудообразования, происхождения рудных жил. Само наличие разнообразных металлов в гидротермах указывает на их возможную рудообразующую роль.

Термальным водам Западной Европы посвящена обширная литература. Довольно полная библиография ее по состоянию на 1960 г. приведена Дж. А. Уорингом [92].

Первая сводная работа по минеральным и термальным водам Западной Европы была опубликована в 1837 г. Ш. Дабеню (Париж). В ней содержались сведения о 173 термальных источниках, в том числе: 7 — Австрии, 7 — Англии, 2 — Чехословакии, 65 — Франции, 16 — Германии, 14 — Венгрии, 39 — Италии, 6 — Португалии, 5 — Испании, 7 — Швейцарии и 5 — Югославии.

Обобщающие работы по минеральным и термальным водам Западной Европы в XIX в. были опубликованы позже А. Б. Гранвилле [1841 г., Париж], Дж. Макферсоном [1869 г., Лондон], Л. Де Лоне [1899 г., Париж] и др. Среди них выделяется классическая работа Де Лоне, многие положения которой сохраняют свое значение по настоящее время.

В работе Де Лоне впервые были намечены взаимосвязи между особенностями распространения различных типов минеральных источников и условиями геологического строения территории. Все термоминеральные источники Де Лоне подразделил на пять основных групп: 1) хлористые, или соляные, источники, обычно холодные; характеризуются преобладанием хлористого натрия и большей частью отсутствием свободной углекислоты; они связаны преимущественно с осадочными формациями, содержащими залежи каменной соли; 2) углекислые источники разнообразной температуры, отмечаются преобладанием гидрокарбоната натрия и свободной углекислоты; они встречаются преимущественно в областях современного и третичного вулканизма; 3) сернистые, или серно-натриевые источники, характеризуются большей частью высокой температурой, преобладанием сернокислого натрия, свободной углекислотой и сероводородом при переменном участии углекислых и хлористых солей; они приурочены преимущественно к сильнодислоцированным осадочным породам; 4) железистые источники без свободной углекислоты и всегда холодные, для них характерно наличие закисного железа; они широко развиты в приповерхностных водоносных горизонтах среди болот и торфяников; 5) индифферентные термы, отличаются высокой температурой и низкой минерализацией [40].

Эта классификация Де Лоне в дальнейшем получила развитие и уточнение в работах Н. И. Толстихина [1936 г.] и др. Де Лоне также показал, что термоминеральные источники развиты в основном в пределах новейших или альпийских дислокаций и особенно многочисленны и разнообразны по составу в областях современного или палеоген-неогенового вулканизма. Эти положения были полностью подтверждены последующими исследованиями и в других регионах. Следует также отметить, что Де Лоне термальные источники разделил на две категории: жильные и пластовые. Первые, по его мнению, представляют собой настоящие жилы термальной воды, вторые же — пластовые термальные горизонты, которые могут давать естественные выходы воды или вскрываются искусственно скважинами. Эти положения о разных типах скоплений (залежей) термальных вод были учтены в дальнейшем при районировании бассейнов термальных вод [34, и др.]. Для основных терм Франции Де Лоне оценил общее количество выносимого ими тепла, что было первым опытом подобного регионального гидрогеотермического анализа. В вопросах формирования терм Де Лоне придерживался взглядов об их атмосферном питании, о погружении инфильтрогенных вод на большие глубины и воздействии на них газообразных выделений от магматических очагов.

В начале XX в. в Западной Европе (и других регионах) получили признание взгляды Э. Зюсса [1902 г.] о глубинном (ювенильном) происхождении вод большинства термальных источников. Э. Зюсс обратил внимание на то, что температура, дебит и химический состав многих термальных источников в областях молодого вулканизма практически не меняются в течение года, т. е. режим этих источников не зависит от климатических факторов. На этом основании он сделал вывод, что формирование вод таких термальных источников нельзя объяснять питанием за счет атмосферных осадков, что эти воды имеют глубинное происхождение и скорее всего связаны с магматическими процессами.

Следует отметить, что в это время и вплоть до начала 60-х годов еще не были изучены и раскрыты многие важные закономерности распространения подземных (в том числе и термальных) вод в геологических структурах разного типа (не была понята роль седиментогенных, метаморфических вод и т. п.). Поэтому и доводы Э. Зюсса о глубинном ювенильном происхождении большинства термальных вод в областях молодого и современного вулканизма также долгое время не могли быть убедительно опровергнуты, хотя и постоянно подвергались критике (И. В. Мушкетов, В. Линдгрен, А. М. Овчинников и др.). В начале XX в. взгляды Э. Зюсса были почти безоговорочно приняты также большинством геологов, изучавших рудные месторождения, и легли в основу господствовавших вплоть до начала 60-х годов положений о магматогенном происхождении большинства рудообразующих растворов.

В XX в. в Западной Европе большой материал по термальным водам был получен во многих артезианских бассейнах (в том числе и субаквальных, в пределах Северного моря и др.) в связи с разведкой и освоением нефтяных и газовых месторождений. Эти данные в совокупности с результатами изучения (с применением буровых работ) очагов разгрузки термальных вод позволили выявить здесь в середине 60-х годов важнейшие закономерности распространения термальных вод в структурах разного типа. Это нашло свое отражение частично в трудах XXIII Международного геологического конгресса [Прага, 1969 г.]. В 1975 г. В. Карле опубликовал сводную работу по минеральным и термальным водам Центральной Европы, в которой приведен обширный фактический материал и ряд карт, отражающих особенности распространения минеральных вод разного типа. В 60—70-х годах были опубликованы карты минеральных и термальных вод ряда стран Западной Европы в масштабах 1 : 500 000—1 : 2 000 000, в том числе: Венгрии — в 1961 г., Австрии — в 1966 г., Чехословакии — в 1963 г., Португалии — в 1970 г., Франции — в 1973 г., Румынии — в 1974 г., Сербии — в 1976 г. и др.

Начиная с 1975 г. под эгидой Международной ассоциации гидрогеологов проводится составление и подготовка к изданию «Международной карты минеральных и термальных вод Европы» масштаба 1 : 1 500 000. В этой работе участвуют все страны этого региона. Цветом на карте показано площадное распространение гидрохимических провинций минеральных и термальных вод и их основные генетические типы, значками — основные месторождения с характеристикой состава вод и температуры. На карте показаны также основные типы гидрогеологических структур (артезианские бассейны и др.) и другие сведения, дающие в совокупности достаточно полные представления о закономерностях распространения и прогнозных ресурсах минеральных и термальных вод. В основу легенды карты положены в основном предложения В. В. Иванова (СССР) и К. Щерева (Болгария).

В XIX в. в Западной Европе было начато промышленное использование геотермальной энергии в Италии (район Лардерелло — выпаривание борной кислоты), в Венгрии (Паннонский бассейн — отопление жилых зданий, теплиц и т. п.) и др. В 1905 г. на месторождении подземного пара Лардерелло (Италия) была создана первая в мире геотермическая электростанция мощностью 20 кВт. В 1912 г. мощность ее достигла 250 кВт, в 1916 г. 2500 кВт, в 1940 г. 80 тыс. кВт, а в 1960 г. 320 тыс. кВт. Постоянно увеличивалось также потребление геотермальной энергии для теплоснабжения зданий и в сельском хозяйстве в Венгрии, Исландии, Болгарии и других странах. В Исландии обогрев теплиц начался в 1920 г., а в 1930 г. в г. Рейкьявик была сооружена теплоцентраль, использовавшая термальные воды. К 1960 г. в Исландии общее число жителей домов, обогреваемых горячей природной водой, составляло 45 тыс. Кроме того, гидротермами обогревалось около 95 000 м² теплиц и 80 плавательных бассейнов.

С начала 60-х годов в Западной Европе, как и в других регионах мира, в связи с начавшимся энергетическим кризисом (существенным ростом цен на нефть и т. п.) вопросы освоения геотермальных ресурсов начинают привлекать все большее внимание. Например, в Италии в районе Лардерелло в 1979 г. работало уже 13 электростанций на природном паре общей мощностью 380 МВт, 4 электростанции в Монте-Амиате — 25 МВт и электростанция Травале — 18 МВт. К концу 1982 г. общая мощность всех геотермальных электростанций в Италии возросла до 439 МВт [31]. В Исландии сооружены геотермальные электростанции на месторождениях Наумафьядль (3 МВт), Крабла (30 МВт) и Свартсенги (8 МВт). Общая их мощность в 1983 г. составляла 41 МВт [31]. Во Франции получило развитие использование геотермальных ресурсов подземных вод с температурой 50—100 °С. Первая геотермальная станция (включающая водозаборную и возвратную скважины) была создана в 1970 г. в Парижском бассейне. В 1983 г. действовало уже 40 таких станций. К 1985 г. во Франции тепловой энергией (за счет тепла подземных вод) снабжалось более 600 тыс. жителей.

В Восточной Европе и в Северной Азии — в пределах территории СССР — начало специального изучения термальных вод относится к XVIII в. Петр I 22 июня 1717 г. издал указ об изучении «в нашем государстве ключевых вод, которыми можно пользоваться от болезней» и направил своего штаб-лекаря

Шобера на Терек (в район нынешнего г. Грозный) для обследования известных здесь горячих источников, которыми с давних пор пользовались для лечения русские солдаты и поселенцы, обосновавшиеся вокруг крепости, заложенной еще в середине XVI в. [Пантелеев И. Я., 1955 г.]. В XVIII в. экспедициями, организованными Академией наук, были обследованы термальные воды на Камчатке (С. П. Крашенинников) и на Северном Кавказе (И. А. Гюльденштадт, П. С. Паллас). В XIX в. и в начале XX в. в результате разнообразных исследований был накоплен довольно большой материал о проявлениях термальных и минеральных вод в различных районах России (на Кавказе, Камчатке, в Забайкалье, Средней Азии и др.).

Особенно большое внимание уделялось изучению минеральных углекислых вод Северного Кавказа в связи с широким использованием их в лечебных целях (Ф. П. Гааз, А. П. Нелюбин, Г. В. Абих, Ф. А. Баталин, А. А. Смирнов, И. В. Мушкетов, А. И. Незлобинский Н. А. Огильви, А. П. Герасимов, Н. Н. Славянов, Э. Э. Карстенс и др.). Уже в 20—30-е годы XIX в. здесь возникли курорты (Пятигорский и др.), получившие мировое признание. Формирование этих углекислых вод Г. В. Абих связывал с магматическими процессами, И. В. Мушкетов — в основном с инфильтрацией на глубину атмосферных осадков. Довольно полное обобщение материалов о минеральных водах России было произведено Л. Бертенсоном [1884 г., 1901 г. и др.]. Следует отметить работы И. А. Богашева [1905 г.] по изучению термальных вод Забайкалья. В 1918 г. сотрудниками Геологического комитета (А. П. Герасимовым, Н. А. Огильви, В. В. Котульским и др.) была выполнена сводная работа по минеральным водам России. Эта работа содержит обширный фактический материал и сохраняет свое значение по настоящее время. Большую часть термальных источников на Кавказе, Тянь-Шане, в Забайкалье, на Камчатке А. П. Герасимов и др. (следуя Э. Зюссу) относили к ювенильным (или смешанным с ювенильными) водам, связанным с магматическими процессами.

В 20—40-е годы XX в. продолжалось изучение термальных вод Кавказа (А. П. Герасимов, Н. А. Огильви, Н. Н. Славянов, А. М. Овчинников, А. П. Демехин, В. М. Куканов, Э. Э. Карстенс, И. Я. Пантелеев, Н. С. Погорельский, Н. А. Григорьев и др.), Памира и Тянь-Шаня (Н. М. Прокопенко, Л. В. Комлев и др.), Копетдага (И. И. Никшич и др.), Восточной Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР (Н. И. Толстихин, В. В. Иванов, А. И. Калабин и др.). В эти годы был накоплен (в связи с поисками нефти и газа) уже довольно обширный материал по термальным подземным водам ряда артезианских бассейнов Русской платформы и других регионов. Эти данные были обобщены в трудах Н. И. Толстихина [1936 г., 1940 г. и др.], Н. К. Игнатовича [1950 г. и др.]. В 1946 г. сотрудниками ВСЕГЕИ под редакцией А. И. Дзенс-Литовского и Н. И. Толстихина была издана первая «Карта минеральных вод СССР» в масштабе 1 : 10 000 000, на которой развивались идеи провинции минеральных вод [Толстихин Н. И., 1936 г., и др.]. На этой карте Н. И. Толстихиным были выделены три главные провинции минеральных вод: 1-я провинция — углекислые, в основном гидрокарбонатные термальные и холодные воды (приурочена к альпийской складчатой области, к областям недавно погасшей вулканической деятельности); 2-я провинция — азотные термальные натриевые воды (приурочены к крупным зонам разломов в обрамлениях платформ); 3-я провинция — азотные и метановые холодные и термальные обычно соленые хлоридные воды с иодом и бромом (приурочена к артезианским структурам).

Установление отмеченных закономерностей в распространении главнейших типов термальных вод во взаимосвязи с особенностями строения (и истории) геологических структур разного типа явилось важным достижением отечественной науки. Необходимо отметить также важные исследования в эти годы А. М. Овчинникова [1947 г. и др.] по изучению зональности термальных вод в складчатых областях (на примере Кавказа). Наиболее полно закономерности распространения и формирования основных типов термальных вод были отражены в книге А. М. Овчинникова «Минеральные воды» [1947 г.].

С середины 50-х годов в СССР начинаются специальные исследования по изучению подземных термальных вод как аккумуляторов и переносчиков земного тепла. В выполнении этих работ участвуют научно-исследовательские и производственные организации различных ведомств (министерств геологии, газовой

промышленности, Академии наук СССР и др.). В 1956 г. было проведено первое всесоюзное совещание по геотермическим исследованиям в СССР, а в 1963 г. принято постановление Совета Министров СССР «О развитии работ по использованию в народном хозяйстве глубинного тепла Земли». Для координации этих работ в 1964 г. был создан Научный Совет АН СССР по геотермическим исследованиям. Большая роль в организации геотермических исследований в СССР принадлежит Ф. А. Макаренко, возглавившему крупную проблему «Термика подземной гидросферы».

Изучению термальных вод СССР несомненно способствовало проведение всесоюзных совещаний и конференций по геотермическим исследованиям (1956 г., 1964 г., 1969 г., 1978 г., 1985 г. и др.), всесоюзных вулканологических совещаний (1959 г., 1964 г., 1969 г., 1976 г. и др.), а также публикация их материалов. В 1963 г. под редакцией Ф. А. Макаренко вышла в свет первая сводка по термальным водам СССР. Обобщающие работы по тепловому режиму недр, изучению и использованию глубинного тепла Земли были опубликованы под редакцией Ф. А. Макаренко в 1970 г. и 1973 г. Из других сводных работ по термальным водам СССР следует отметить труды Б. Ф. Маврицкого [34, 1962 г., 1975 г. и др.], В. В. Иванова [1960 г. и др.], К. Ф. Богородицкого [1968 г.], И. К. Зайцева и Н. И.Толстихина [1972 г.], В. И. Кононова [1965 г.], Е. В. Пиннекера [1965 г.], Г. В. Богомолова и др. [1972 г.], И. М. Буачидзе и др. [1980 г.], А. В. Щербакова [1968 г.], Е. В. Посохова и Н. И. Толстихина [1977 г.] и др.

Довольно полная характеристика термальных вод отдельных регионов СССР была дана в томах «Гидрогеология СССР» [1966—1978 гг.]. Кроме того, важные сведения о закономерностях распространения подземных термальных вод разного типа нашли отражение на многих картах минеральных и термальных вод территории СССР в масштабах 1 : 10 000 000—1 : 2 500 000, изданных в 1960—1965 гг. (редакторы И. К. Зайцев, В. В. Иванов, Н. И. Толстихин, А. М. Овчинников, Б. Ф. Маврицкий, Г. С. Вартанян, Н. М. Фролов, А. В. Щербаков, Л. А. Яроцкий и др.). Все это привело к созданию гидротермии — нового научного направления в гидрогеологии, изучающего термальные подземные воды для различных практических целей, и прежде всего как источник подземного тепла.

Особенно разнообразны термальные воды областей современного вулканизма. Остановимся несколько подробнее на оценке изученности термальных вод областей современного вулканизма на территории СССР (Камчатка и Курильские острова).

Первые сведения о термальных водах Камчатки принадлежат С. П. Крашенинникову, который в 1737—1741 гг. описал Паужетские, Озерновские, Банные и другие источники на юге Камчатки. В дальнейшем, вплоть до начала 30-х годов настоящего столетия, специального изучения термальных вод Курило-Камчатской области не проводилось, хотя отдельные сведения о них и накапливались в ходе различных экспедиционных исследований (Г. А. Сарычев, К. Шмидт, К. И. Богданович, В. Л. Комаров и др.). Все эти материалы были систематизированы (с учетом многочисленных личных наблюдений) в 1929—1932 гг. камчатским краеведом П. Т. Новограбленовым, которым был составлен первый довольно полный каталог термальных источников Камчатки.

Большое количество новых данных о термах Камчатки было получено в 1931—1934 гг. Б. И. Пийпом, А. В. Щербаковым, Г. К. Майером, Г. И. Профорансовым, Д. К. Александровым и др. Следует особо отметить исследования Б. И. Пийпа. Опубликованная им в 1937 г. монография «Термальные ключи Камчатки» сохранила свое значение до настоящего времени. В ней дана обстоятельная характеристика геологических условий выходов термальных вод, приведены высококачественные анализы вод и газов, рассмотрены минеральные новообразования из вод источников и т. п. Минеральные термальные источники Б. И. Пийпом подразделены на две группы. Первая из них связывалась с плутоническими очагами кислой магмы (гранодиоритовые интрузии и риолитовые экструзии), другая — с вулканическими очагами магмы (андезиты, базальты). Источники первой группы — слабоминерализованные (до 1,5 г/л), сульфатные натриевые, газ в основном азотный, источники второй группы — хлоридные натриевые (до 7 г/л) углекислые. Большую роль в питании терм Камчатки, по мнению Б. И. Пийпа, имели ювенильные воды.

Начиная с 1936 г., после организации Камчатской вулканологической станции АН СССР (ныне Институт вулканологии СО АН СССР) на Камчатке (а с 1950 г. и на Курилах) проводится систематическое изучение современной газовой и гидротермальной деятельности действующих вулканов (Б. И. Пийп, А. А. Меняйлов, С. И. Набоко, Л. А. Башарина, Г. С. Горшков, В. И. Влодавец, Е. К. Мархинин, А. С. Нехорошев и др.). Весьма полная сводка о вулканических эксгаляциях камчатских вулканов была опубликована в 1959 г. С. И. Набоко.

Большой новый материал по термальным водам Камчатки и Курильских островов был получен в 1950—1960 гг. в результате работ экспедиции Центрального института курортологии (В. В. Иванов, Г. А. Голева и др.) и экспедиций Министерства геологии СССР (Ю. С. Желубовский, Л. Е. Михайлов, Б. В. Стырикович, О. Н. Толстихин, М. Б. Голубовский и др.). Новые данные по термальным водам Камчатки были обобщены в работах В. В. Иванова [1960 г.], О. Н. Толстихина [1958 г. и др.] и др. В. В. Иванов подразделил термальные воды вулканических областей исходя из их преобладающего газового состава на ряд основных групп (сероводородно-углекислые, азотно-углекислые, углекислые, азотные), существенно различающихся по условиям распространения и формирования. Основная роль в питании термальных вод вулканических областей, по В. В. Иванову, принадлежит вадозным (инфильтрационным и седиментогенным) водам. О. Н. Толстихин связывал различия в газовом составе терм с различными стадиями вулканической деятельности и допускал значительную роль ювенильных вод в питании современных гидротерм. Им были получены новые данные о металлоносности термальных вод, и в частности о распределении в них германия.

Следует отметить исследования К. П. Флоренского [1958 г.] по изучению химической дифференциации высокотемпературных хлоридных гидротерм Камчатки в очагах их разгрузки. Им было показано, что на больших глубинах гидротермы существуют только в жидкой фазе, в верхней зоне очагов разгрузки происходит парообразование и почти полная дегазация гидротерм, а вблизи поверхности — конденсация паров воды с образованием кислых терм. Эти положения, в целом сходные с данными Д. Е. Уайта [56], получили дальнейшее развитие в работах В. В. Аверьева [1], В. М. Сугробова [1965 г.] и др. В эти же годы Г. М. Власов и М. М. Василевский [1964 г.] изучали гидротермально-измененные породы центральной части Камчатки. По данным этих авторов, сольфатарно-измененные породы на глубине сменяются пропилитизированными, что они объясняют процессами химической дифференциации (переход от щелочных вод к кислым) поднимающихся гидротерм ювенильного (магматического) генезиса.

Весьма плодотворным в изучении термальных вод Камчатки и Курильских островов оказалось последующее двадцатилетие (1960—1980 гг.) и начало 80-х годов. В этот период выполнено большое количество работ, освещающих условия распространения, формирования и практического использования термальных вод Камчатки и Курильских островов. Этому способствовало проведение разведочных буровых работ на термальные воды в районах Паужетских, Паратунских и Больших Банных источников (Камчатка), Горячего пляжа (о. Кунашир) и др.

Многие важные вопросы формирования термальных вод получили дальнейшее развитие в работах В. В. Аверьева, Н. В. Альбинского, В. И. Белоусова, О. Г. Борисова, В. А. Вакина, Г. М. Власова, О. Г. Воробьева, К. К. Зеленова, А. В. Зотова, В. В. Иванова, В. И. Кононова, Е. К. Мархинина, С. И. Набоко, Б. И. Пийпа, Б. Г. Поляка, С. С. Сидорова, В. М. Сугробова, Р. И. Ткаченко и др. В. В. Иванов [1964 г.] связывал наблюдающееся разнообразие состава термальных вод на действующих вулканах не с различными стадиями вулканической деятельности, как это широко принято [Власов Г. М. и др., 1971 г.; Набоко С. И., 1959 г.; Толстихин О. Н., 1962 г., и др.], а с влиянием гидрогеологических условий. Так же как и в более ранних своих работах, он объяснял формирование хлоридных натриевых углекислых соленых терм, пользующихся весьма широким распространением в областях современного вулканизма, в основном процессами выщелачивания вадозными водами и метаморфизма горных по-

род. В работах В. В. Аверьева [1966 г.], а затем В. И. Белоусова [1967 г.], С. И. Набоко [1970 г.] и других были приняты и развиты взгляды Д. Е. Уайта [56] и К. Банвелла [1963 г.] о питании современных гидротермальных систем «эндогенным паром». Генерация этого «эндогенного пара» происходит, по мнению В. В. Аверьева, на границе коры и мантии и не связана в общем случае с внутрикоровыми магматическими телами.

В работах С. И. Набоко [1970 г.], О. Г. Борисова, Г. М. Власова [1969 г., 1971 г.], С. С. Сидорова [1966 г.] и других исследователей отстаивались взгляды о генетическом единстве щелочных хлоридных натриевых и кислых разного состава гидротерм на действующих вулканах. При этом, согласно взглядам Д. Е. Уайта [56], щелочные хлоридные натриевые воды рассматривались в значительной мере как первичные (ювенильные) воды, связанные с глубинными магматическими очагами.

В. А. Вакиным [1966 г.], Р. И. Ткаченко [1966 г.] и особенно В. В. Белоусовым [1967 г. и др.] при изучении процессов формирования термальных вод в современных вулканических областях большое внимание уделялось оценке геолого-структурных и гидрогеологических условий этих территорий.

Вопросам гидротермального метаморфизма горных пород и изучению условий современного минералообразования посвящено большое количество исследований [Аверьянов И. П., 1969 г.; Башарина Л. А., 1966 г.; Борисов О. Г., 1966 г.; Власов Г. М., 1971 г.; Набоко С. И., Пийп Б. И., 1961 г.; Набоко С. И., 1959 г., 1963 г., 1966 г., 1970 г. и др.; Зотов А. В., 1968 г., 1970 г. и др.; Комкова Л. А. и др., 1971 г.; Лебедев Л. М. и др., 1967 г., 1980 г.; Меняйлов И. А. и др., 1966 г., 1967 г. и др.; Озерова Н. А., 1970 г. и др., и др.].

Следует отметить, что уже в 1961 г. С. И. Набоко и Б. И. Пийпом по данным изучения керна скважин в районе Паужетских гидротерм выделены (сверху вниз) зоны каолинизации, цеолитизации, фельдшпатизации и пропилитизации, которые увязывались с наблюдаемой гидрохимической зональностью. Последующее изучение минералогии других гидротермальных месторождений (Горячий пляж, Паратунка, Большие Банные) выявило большое разнообразие процессов вторичного преобразования горных пород в очагах разгрузки щелочных гидротерм при сохранении общих намеченных закономерностей [Набоко С. И. и др., 1969 г.; Трухин Ю. П., 1969 г.; Лебедев Л. М. и др., 1980 г.; Дуничев В. М., 1983 г.].

В эти же годы было накоплено много новых данных по металлоносности гидротерм [20; 33; Голева Г. А. и др., 1968 г., 1970 г.; Басков Е. А., Суриков С. Н., 1971 г., 1975 г., 1979 г.; Зотов А. В., 1968 г.; Лебедев Л. М. и др., 1980 г.; Набоко С. И., 1959 г., 1963 г., 1974 г., 1980 г.; Набоко С. И., Главадских С. Ф., 1971 г., 1977 г., 1983 г.; Озерова Н. А. и др., 1971 г., 1973 г., и др.]. Особый интерес представляют полученные материалы по кальдере Узон, в которой наблюдается осаждение реальгара, аурипигмента, антимонита, киновари и других сульфидов [Набоко С. И., Главадских С. Ф., 1971 г.; Набоко С. И. и др., 1974 г., и др.]. Для решения вопросов формирования металлоносных гидротерм в эти годы широко применяются данные изотопных [Мамырин Б. А. и др., 1969 г.; Басков Е. А. и др., 1971 г., Толстихин И. Н. и др., 1973 г.; Знаменский В. С. и др., 1984 г.; Таран Ю. А. и др., 1984 г., и др.] и микробиологических исследований [3; Заварзин Г. А. и др., 1969 г., и др.].

Термальные воды Камчатки уже используются для теплоэнергетических целей. Опытно-промышленная геотермальная электростанция на Паужетке работает с 1967 г. Здесь установлены две турбины мощностью по 2500 кВт. В настоящее время на Камчатке и Курильских островах намечено несколько участков, благоприятных для строительства геотермальных электростанций, и в первую очередь Мутновское парогидротермальное месторождение.

Термальные воды Центральной и Юго-Восточной Азии изучены неравномерно. Наиболее полно изучены здесь в настоящее время термальные воды в Японии, в меньшей мере в Монголии, Корее, Афганистане, Китае, Индии и на п-ове Индокитай.

В Японии, по данным К. Кимуры [1941 г.], первые исследования химического состава термальных источников Японии проводил Е. Удагава, изучавший в течение 1828—1843 гг. состав минеральных источников в разных районах страны. Первые сведения о термальных водах Японии появились в литературе в

конце XIX в., а в 1915 г. Р. Ишизу была опубликована первая сводная работа по термальным водам Японии с результатами химических анализов.

В 20—30-е годы XX в. были выполнены многочисленные исследования термальных вод Японии. При этом значительно были расширены сведения о газовом составе вод источников, их радиоактивности, микрокомпонентном составе, получены первые данные об изотопном составе термальных вод. Результаты всех этих исследований были обобщены С. Мацуямой, К. Кимурой, К. Ногучи, К. Куродой, С. Оано, Т. Накаи и другими в «Справочнике термальных источников Японии», опубликованном в 1941 г. под общей редакцией С. Мацуямы.

Следует отметить, что к этому времени уже были выявлены многие важные закономерности распространения термальных вод Японии. В частности, установлена приуроченность гидротерм к областям кайнозойского вулканизма, изучен химический состав гидротерм (основные компоненты солевого и газового состава), разработаны различные классификации термальных вод. Так, по кислотно-щелочным свойствам выделяют группы кислых, нейтральных и щелочных вод. По газовому составу термальные воды подразделяют (при содержании более 50 об. %) на углекислые азотные и метановые. Отмечается повышенное содержание сероводорода в некоторых углекислых газах [Мацуяма С., 1941 г.].

Таким образом, эта классификация термальных вод по газовому составу довольно близка к классификации В. В. Иванова [1960 г.]. Интересно отметить, что при рассмотрении вопросов происхождения газов гидротерм в вулканических районах указанные японские исследователи, так же как и В. В. Иванов, большую роль отводят процессам химической дифференциации вулканических газов путем их избирательного (в зависимости от растворимости) поглощения в подземных водах.

В 40—50-е годы большое число работ по термальным водам Японии было опубликовано Х. Накамурой, К. Маэдой, К. Сато, Я. Мидзутани, С. Мацуо и другими. Обобщающая работа по минерализованным термам Японии была выполнена Х. Накамурой и К. Маэдой в 1958 г. По соотношению Br/Cl минерализованные (обычно более 1—2 г/л) термы хлоридного состава подразделены на три группы: 1) зоны морского побережья ($Br/Cl \approx 0{,}34$), 2) зоны нефтяных месторождений ($Br/Cl > 0{,}34$), 3) зоны вулканических пород ($Br/Cl = 0{,}1 \div 0{,}25$). Х. Накамура и К. Маэда [1958 г.] полагают, что в питании термальных хлоридных вод в районах распространения вулканических пород большую роль играют ювенильные магматические воды, т. е. их взгляды близки к ранним взглядам Б. И. Пийпа [1937 г.].

В 60—80-е годы интенсивность изучения термальных вод Японии, судя по многочисленным публикациям, резко возросла. В эти годы продолжаются углубленные исследования режима, условий формирования, химического, изотопного, газового состава терм. Среди работ, выполненных в эти годы, прежде всего следует отметить монографию Х. Накамуры, опубликованную в 1962 г. В ней приведен огромный хорошо систематизированный материал по основным наиболее полно изученным термальным полям Японии. В этой работе Х. Накамура развивает свои взгляды о весьма большой роли ювенильных магматических вод в питании термальных вод вулканических областей. Весь хлор в термах этих областей имеет, по мнению Х. Накамуры, магматическое происхождение. Им выдвигается гипотеза о наличии твердых хлоридных солей в глубинных зонах фумарольных полей, возникших из вулканических газов. Недостатком этой работы является отсутствие гидрогеологического анализа современных гидротермальных систем.

Крупная сводная работа по вулканическим газам Японии опубликована в 1962 г. И. Ивасаки, Т. Озава и др. В ней дана характеристика газов лавовых озер, газов фумарол на активных вулканах и газов горячих источников, а также приведены данные о радиоактивности вулканических газов. В этой работе предложена классификация вулканических газов по преобладающим компонентам и выделены следующие группы газов: 1) HCl, 2) H_2S, 3) SO_2, 4) CO_2, 5) N_2, 6) CH_4.

Весьма полный обзор и анализ имеющихся материалов по химическому составу вод термальных источников Японии выполнен Я. Удзумасой [94]. Большое внимание в этой работе уделено металлоносности термальных вод региона. Важные новые данные о распространении металлов в термальных водах Японии

были опубликованы позже Р. Накагавой [1965 г.], К. Ногучи и Р. Накагавой [1969 г.] и другими исследователями. Газовый состав термальных вод Японии в последние годы обстоятельно рассмотрен У. Акико и др. [1985 г.].

В 60—80-е годы для познания генезиса и условий распространения термальных вод Японии широко применяются изотопные исследования [Кабоякава М., 1960 г.; Матсубая О., Сакаи Х., 1973 г.; 1975 г. и др.; Мацуо С. и др., 1985 г., и др.].

В Японии термальные воды в настоящее время уже довольно хорошо изучены. Здесь обследовано с разной степенью детальности более 10 000 горячих источников, имеются многочисленные данные о химическом составе термальных вод, их режиме и т. п. Во многих районах термальные воды вскрыты скважинами и используются для лечебных целей и получения тепла. Первая крупная (22 МВт) геотермальная электростанция была завершена в 1966 г. на севере о. Хонсю (месторождение Мацукава). На начало 1983 г. в Японии действовало восемь геотермальных электростанций общей мощностью 228 МВт [31].

Довольно полные сведения о термальных источниках (температуре, дебитах, химическом составе и др.) Монголии приведены в работах В. Н. Попова [1963 г.], Е. В. Пиннекера и др. [1976 г.]; Кореи — Дж. А. Уоринга [92], Н. А. Созинова [1962 г.] и других; Афганистана — Б. А. Колотова [1980 г.], М. Ф. Бухроитнера [1981 г.].

По термальным водам Китая в литературе имеется еще довольно ограниченное количество данных, хотя известно, что здесь они весьма многочисленны и разнообразны [92, и др.]. Первые отрывочные сведения о термальных водах Китая появились в литературе в начале XIX в. В 1926 г. Х. Т. Чанг опубликовал первый обзор о распространении термальных вод в Китае, в котором привел сведения о 512 источниках. В 1956 г. Чжан Хун-чжао в сводной работе по термальным водам Китая охарактеризовал 972 термальных источника. Для большинства источников имелись сведения лишь о температуре вод и дебитах, реже неполные сведения об основных компонентах химического состава. До 50-х годов XX в. термальные воды использовались лишь для лечебных целей. С 60-х годов термальные воды начали применяться и для промышленных нужд. В настоящее время в Китае выявлено более 2,5 тыс. термальных источников и их групп, включая скважины с горячей водой и парогидротермами [Ан Кеши, 1980 г.]. В 1979 г. вышел в свет «Гидрогеологический атлас Китайской Народной Республики», в котором среди прочих карт имеется и карта термальных вод масштаба 1 : 14 000 000. На этой карте показаны источники термальных вод в различных температурных градациях. В соответствии с площадным распространением подземных вод разной температуры выделены зоны высоко-, средне- и низкотемпературных вод. Охарактеризован их химический и газовый состав.

Начиная с 1970 г. в Китае строятся геотермальные электростанции в основном незначительной мощности (до 200—300 кВт) двухконтурного типа. В 1977 г. в Южном Тибете введена в эксплуатацию ГеоТЭС, работающая на пароводяной смеси, мощностью 1 МВт. На о. Тайвань построены две геотермальные электростанции мощностью 1,5 и 3 МВт [Ченг В. Т. и др., 1982 г.].

На п-ове Индостан и в Гималаях (на территории Индии, Пакистана, Непала, а также Бирмы и Цейлона) проявления термальных вод довольно многочисленны. Первые сведения о них появились в литературе в начале XIX в. [Адам Дж., 1821 г.; Дэви Дж., 1821 г.; Принцеп Дж., 1831 г., и др.]. Первая сводная работа по термальным водам региона была издана в 1882 г. Т. Ольдхамом. В ней содержались сведения о 292 термальных источниках Индии, 5 — Тибета, 6 — Афганистана и 4 — Пакистана. Последующее обобщение накопленных материалов по гидротермам региона было проведено Дж. А. Уорингом [92]. В 1969 г. Г. К. Чатерджи опубликовал довольно полный обзор по минеральным и термальным водам Индии с характеристикой химического состава основных типов термальных вод. Начиная с 1970 г. в Индии проводятся специальные исследования в целях выявления гидрогеотермальных ресурсов. При этом особый интерес представляют месторождения термальных вод в Гималаях. Здесь, например, в долине Парбати известно множество термальных источников с температурой от 60 до 96 °С. В настоящее время выявлено около 340 площадей, в которых обнаружены термальные источники. Тепловой потенциал 113 гидротермальных систем оценен в $172 \cdot 10^{18}$ Дж. [Кришнасвами В. С., Шанкер Р.,

1982 г.]. При этом 46 из этих систем характеризуются высокотемпературными ресурсами (температура более 150 °С).

Термальные воды полуострова Индокитай изучены еще довольно слабо, и особенно в пределах Кампучии и Лаоса. Имеющиеся сведения о них были обобщены Дж. А. Уорингом [92] и Р. И. Ткаченко [1974 г.]. Довольно полный обзор по термальным водам Южного Вьетнама (с анализами химического состава источников) опубликовал Г. Фонтэн [1969 г.]. Важные работы по термальным водам Вьетнама выполнили в 80-е годы Нго Нгок Кат [1983 г.], Л. Г. Соколовский и др. [1984 г.]. Составлена карта минеральных и термальных вод Вьетнама в масштабе 1 : 1 000 000 (Л. Г. Соколовский и др.).

В Юго-Западной Азии термальные воды наиболее полно изучены в пределах Турции, в северо-западной части Ирана (в Восточном Азербайджане), в северных районах Ирака, а также в районе рифтовой структуры Мертвого моря.

Важный вклад в изучение термальных вод Турции внесли П. А. Чихачев [1886 г., 1887 г.], Дж. Л. Смит [1873 г.], К. О. Кагляр [1939 г., 1947 г., 1948 г. и др.], В. Саломон-Калви [1940 г.] и другие. В работе В. Саломона-Калви [1940 г.] были приведены химические анализы 59 минеральных источников. Первая сводная работа по минеральным и термальным водам Турции К. О. Кагляра [1948 г.] содержала данные о 174 термальных источниках. Эти материалы нашли отражение в обобщающих работах Дж. А. Уоринга [92] и Р. И. Ткаченко [1974 г.]. Большой новый материал по химическому составу и закономерностям распространения термальных вод Турции приведен в работах А. Эрентёца и З. Тернека [71; 1969 г.]. Ими выделено на территории Турции шесть провинций термальных вод, в которых установлено 288 термальных источников. При этом в 41 из них температура колеблется в пределах 60—100 °С. В 1968 г. в Кизылдере (в районе г. Денизли на юго-западе Турции) была построена небольшая (0,5 МВт) электростанция, использовавшая пароводяную смесь с температурой 180—200 °С, вскрытую скважинами на глубинах 450—700 м. Здесь подготовлена к пуску геотермальная электростанция мощностью 5 МВт [31]. Разбуривается геотермальное поле в районе Чаннакколе-Тузла. Геоэнергетический потенциал Турции за счет термальных вод оценивается в 4500 МВт [Аккус М. Ф. и др., 1984 г.].

В пределах Ирана зарегистрировано свыше 1000 минеральных источников. Большая часть их расположена в северной части страны и имеет температуру до 50 °С [Аль-Савах Факхри Д. С., 1976 г.; Глодек Ю., 1979 г.]. В Иране специальное изучение термальных вод проводится с 1962 г. [Кходабандех А. и др., 1970 г.]. Здесь наиболее полно изучены термоминеральные источники в северо-западной части Ирана; температуры их достигают 40—50 °С и более, дебиты 150 л/с [Ацаребадеган У. Дж. и др., 1976 г.].

Первые сведения о термальных водах рифтовой структуры Мертвого моря появляются в литературе в конце XIX в. [Вильсон К. В., 1873 г.; Тристам Г. Б., 1873 г., и др.]. В настоящее время термальные воды здесь хорошо изучены [Мазор Е. и др., 1980 г.; Вейл В., 1980 г.; Саламех Е. М., Кхудеир К. А., 1983 г., и др.]. Изученная геотермальная система характеризуется сравнительно невысокими (до 100 °С) температурами подземных вод водоносных горизонтов, питающих существующие термальные источники. Минерализация вод этих источников колеблется от 0,3 до 200 г/кг.

Первые сведения в литературе о термальных водах Зондских островов и Новой Гвинеи появились в начале XIX в. [Хорсфильд Т., 1816 г.; Абель К., 1818 г., и др.], а Филиппин — в середине XIX в. [Боуринг Дж., 1859 г., и др.]. К началу 60-х годов XX в. был накоплен довольно большой материал о местоположении здесь термальных источников, их температуре и дебитах и значительно реже об их ионно-солевом и газовом составе. Основные фактические данные о термальных водах этих регионов были приведены в работах П. Дж. Майера [1851 г.], Г. В. Хейсе [1915 г., 1917 г. и др.], Дж. М. Фелициано [1928 г.], Р. В. ван Беммелена [1948 г. и др.], Р. Ф. Хеминга [1969 г.] и особенно полно в монографии Дж. А. Уоринга [92]. С начала 70-х годов большое внимание уделяется изучению и использованию геотермальных ресурсов этих регионов, характеризующихся интенсивной вулканической деятельностью. На Филиппинах уже в 1984 г. действовали три геотермальные электростанции общей мощностью до 556 МВт, в 1987 г. планируется увеличить (с вводом новых станций) эту

мощность в три раза [Саито М., 1984 г.]. В Индонезии в 1984 г. действовала одна геотермальная электростанция мощностью 30 МВт, к 1990 г. предполагается путем ввода новых станций довести их общую мощность до 1050 МВт [Киришима С., 1984 г.].

Термальные воды Новой Зеландии изучены в настоящее время сравнительно довольно хорошо (особенно Северного острова). Первые сведения о них в литературе появились в середине XIX в. При этом должны быть отмечены работы Дж. Гектора [1869 г., 1880 г., 1901 г.], Р. Гиллиса [1869 г., 1870 г.], Ф. В. Гуттона [1869 г., 1885 г., 1887 г.], а также более поздние — П. Маршалла [1912 г.], П. Г. Моргана [1907 г., 1927 г.], Л. Дж. Грэйнджа [1927 г., 1938 г. и др.].

Первоначально гидротермы привлекали внимание в основном как лечебные минеральные воды. Значительно возрос интерес к термальным водам региона с начала 50-х годов XX в., когда началось изучение возможностей их использования для теплоэнергетических целей. При этом важные исследования были выполнены А. Дж. Эллисом [1965 г.], К. Банвеллом [1963 г.], У. Махоном [1965 г.], Дж. Томпсоном [1965 г.], Дж. Р. Хальстоном [1962 г.], И. Ритчи [1961 г.], С. Х. Вильсоном [1953 г.], Р. Голдингом и М. Спир [79], Б. Г. Вейссбергом [91], Е. Ф. Ллойдом [1975 г.], Р. В. Вильямсом [1977 г.], М. А. Грантом [1977 г.], Р. В. Хенли и М. К. Стевартом [1983 г.], Д. С. Шеппардом и др. [1985 г.] и другими.

В результате этих исследований был детально изучен химический, газовый, микрокомпонентный и изотопный состав всех основных термальных источников острова, проведены обстоятельные наблюдения над режимом парогидротермальных месторождений, выявлен характер их взаимосвязи с окружающими бассейнами холодных подземных вод, рассмотрены схемы теплового питания гидротермальных систем, изучена зональность вторичных изменений горных пород в очагах разгрузки термальных вод и т. п. Довольно обстоятельный обзор полученных материалов по химическому и газовому составу терм Новой Зеландии на начало 60-х годов был выполнен Дж. А. Уорингом [92] и Н. В. Альбинским [1967 г.].

Большинство исследователей гидротерм Новой Зеландии придерживается взглядов о преимущественно вадозном генезисе основной массы термальных вод. А. Дж. Эллис большое значение в термическом режиме районов термальных вод придает экзотермическим реакциям раскристаллизации стекловатых изверженных пород.

Большой интерес представляют работы К. Банвелла по проблемам теплопереноса в действующих гидротермальных системах, одним из первых предложившего схему питания гидротермальных систем при помощи эндогенного пара, которая получила в настоящее время широкое признание. Следует отметить работы Б. Г. Вейссберга, выявившего высокие концентрации золота, серебра, сурьмы, ртути и других металлов в осадках горячих источников и парогидротерм при их низких содержаниях в водах источников.

В 1949 г. на термальной площади Вайракей (Северный остров Новой Зеландии) было начато бурение для строительства геотермальной электростанции. На глубинах в среднем 300—600 м здесь была вскрыта пароводяная смесь с температурой до 200—230 °С. Первая очередь геотермальной электростанции Вайракей мощностью 69 МВт была закончена в 1960 г. Накопленный опыт эксплуатации высокотемпературных агрессивных вод (содержащих H_2S, CO_2, аммиак, хлориды натрия и др.) был широко использован позже при сооружении геотермальных электростанций в других регионах. В настоящее время мощность электростанции Вайракей составляет 192 МВт [31] и может быть увеличена до 200—250 МВт.

Довольно большая литература посвящена термальным водам островов Фиджи [Хорне Дж., 1881 г.; Уайт К. Х., 1922 г.; Уоринг Дж. А., 1965 г.; Малькольм Е., Кокс Б. А., 1980—1981 гг.; Кокс М. С. и Хальстон Дж. Р., 1981 г., и др.].

Первые сведения о термальных источниках Австралии появляются в литературе в конце XIX в. [Пальмер Е., 1885 г.]. В конце 80-х годов XIX в. была пробурена первая самоизливающая скважина в Большом Артезианском бассейне. С этого времени здесь началось интенсивное бурение скважин на воду, общее число которых в настоящее время превышает 30 тыс. На глубинах около 1 км температуры вод здесь составляли 40—50 °С; на глубинах около 2 км — 70—80 °С, дебиты скважин до 10 тыс. м³/сут. Эти воды до глубин 2000 м пресные (0,5—1 г/л) гидрокарбонатные натриевые. Накапливавшиеся материалы по термальным водам Большого Артезианского бассейна обобщались в работах Дж. В. Грегори [1906 г., 1911 г.], Т. В. Давида [1950 г.], Дж. А. Уоринга [1965 г.] и др. В 70-е годы проведены специальные изучения термальных вод бассейна Гипсленд (Юго-Восточная Австралия) [Томпсон Б. Р., 1976 г.], получены новые данные по термальным водам Пертского бассейна (Западная Австралия) [Аллен А. Д., 1978 г.] и других нефтегазоносных районов.

Термальные воды Африки изучены еще весьма неравномерно, хотя первые сведения о них в литературе появляются уже во второй половине XVIII в.— начале XIX в. (по Северной Африке — Т. Шау [1757 г.], Л. Темпле [1835 г.] и др.; по Южной Африке — В. Патерсон [1790 г.], Дж. Барроу [1806 г.] и др.). В XIX в. и первой половине XX в. важные исследования термальных вод Северной Африки были выполнены Д. Араго [1838 г.], Ф. М. Трипе [1839 г.], Г. А. Добре [1887 г.], Л. Бертоном [1927 г.], С. Гуиге [1940 г., 1947 г. и др.], Ф. Эрманном [1941 г.] и другими; Центральной и Южной Африки — Дж. Томсоном [1827 г.], Дж. В. Грегори [1896 г., 1921 г.], М. М. Ридлом [1915 г., 1918 г., 1937 г. и др.], Т. В. Геверсом [1932 г., 1948 г. и др.], Л. Е. Кентом [1942 г., 1949 г., 1951 г., 1952 г. и др.]; Е. Дж. Уайлендом [1921 г., 1935 г.] и другими.

Первое обобщение разрозненных и еще немногочисленных материалов по термальным водам Африки было выполнено Л. Де Лоне [1903 г.]. Особое значение в систематизации и обобщении данных по термальным водам Африки принадлежит Дж. А. Уорингу [92], в монографии которого приведена также весьма полная библиография. Много новых материалов по термальным водам Африки было приведено в специальном выпуске трудов («Минеральные и термальные воды Земли») XXIII Международного геологического конгресса под редакцией Г. Качуры [1969 г.]. Основные закономерности распространения важнейших типов минеральных и термальных вод Африки впервые были рассмотрены Р. И. Ткаченко, Л. И. Флеровой и Н. А. Мариновым в монографии «Гидрогеология Африки» [15]. В этой сводной работе приведены многочисленные данные по химическому составу термальных вод; приложена впервые составленная для этого региона «Карта минеральных подземных вод Африки» (автор Р. И. Ткаченко), на которой выделены основные провинции минеральных вод, нанесены минеральные (в том числе термальные) источники.

В середине 60-х годов в Африке начинают проводиться специальные исследования по выявлению геотермальных ресурсов. В 1981 г. в Кении была построена первая в Африке электростанция на геотермальном месторождении Олькария мощностью 15 МВт. Сейчас ее мощность доведена до 30 МВт [31]. В настоящее время ведутся разведочные работы на термальные воды в Эфиопии. Здесь в районе Лангано пробурено восемь скважин глубиной до 2448 м, одна из них вскрыла подземные воды с температурой 301 °С [Вадлау М., 1985 г.].

Термальным водам Америки посвящена обширная литература, но изучены они еще весьма неравномерно. Наиболее полно изучены термальные воды Северной Америки, и особенно в западных штатах США (Калифорния, Невада, Юта, Айдахо, Орегон и др.). Уже в XIX в. периодически обобщались накапливавшиеся сведения о термальных водах Северной Америки [Белл Дж., 1831 г., 1885 г.; Мурман Дж., 1867 г.; Уолтон Г., 1873 г., и др.].

В связи с интенсивным освоением западных штатов США и Канады в конце XIX в. и в начале XX в. большое внимание уделялось в эти годы и изучению термальных вод. Уже к началу XX в. были описаны основные термальные источники региона и изучен их основной химический (реже газовый) состав. Дж. А. Уорингом в 1915 г. были обобщены и опубликованы материалы по термам Калифорнии, а в 1917 г.— по термам Аляски. В эти годы были широко распространены взгляды о магматическом (ювенильном) происхождении термальных вод в вулканических областях. Например, А. Хагуе, много лет [1887—1928 гг.] изучавший термы Йеллоустонского парка, придерживался взглядов [1911 г.] об их магматическом генезисе.

В 1923 г. была опубликована работа Е. Т. Аллена и Е. Г. Циса по изучению фумарол Долины Десяти Тысяч Дымов на Аляске. Данными исследователями было показано, что возникновение фумарол в этом районе в основном связано с воздействием атмосферных и поверхностных вод на остывающие, но еще весьма горячие (температуры до 500—600 °С) песчано-пепловые отложения. При этом выделение HF и HCl обусловлено процессами кристаллизации стекол вулканических пород.

Большое значение в формировании правильных представлений о характере гидротермальных процессов на современных фумарольных полях имели работы А. Л. Дея и Е. Т. Аллена, выполненные в районе Лассен-Пик в Калифорнии [1935 г.] и в Йеллоустонском парке [1925 г.]. На основе анализа обширных материалов они пришли к выводу, что в питании термальных вод этих вулканических областей основную роль (85—90 %) играют вадозные (метеорные) воды, количество же магматических (ювенильных) вод не превышает 10—15 %. Эти положения, как известно, и сейчас разделяются большинством вулканологов. А. Л. Деем и Е. Т. Алленом [1935 г.] были заложены основы наиболее применяемой в настоящее время классификации термальных вод областей современного вулканизма — выделены (по значениям pH) кислые и щелочные термы. В их работах рассмотрены многие важные вопросы формирования химического состава термальных вод, например доказана возможность приповерхностного образования серной кислоты в результате окисления сероводорода и т. п. Следует отметить также работы К. Н. Феннера по Йеллоустонскому парку, в которых, вероятно, впервые [1936 г.] по материалам бурения были намечены основные черты вертикальной зональности гидротермально измененных пород в областях современного вулканизма в очагах разгрузки как кислых, так и щелочных терм.

Наиболее полная сводка материалов по термальным водам Северной Америки была осуществлена в работе Дж. А. Уоринга [92]. Только в пределах США Дж. А. Уорингом было отмечено около 1200 выходов гидротерм. Несколько десятков из них использовались как курорты и лечебницы, но большая часть применялась для бытового водоснабжения или как источник воды для животноводства и земледелия. Вместе с тем уже в 20-е годы текущего столетия в США были начаты целенаправленные исследования (с бурением скважин) в районах термальных источников в связи с выявлением геотермальных ресурсов (Калифорнийские Гейзеры, Стимбот-Спрингс, Салтон-Си и др.). Эти исследования были в целом успешными. Так, например, в районе Калифорнийских Гейзеров (Сонома) одна из скважин (глубиной до 195 м) вскрыла сухой пар в количестве, достаточном для генерации примерно 7 МВт электрической мощности [Кёниг Дж., 1970 г., 1975 г.]. Работы здесь были возобновлены в 1955 г., и в 1960 г. построена первая в США геотермальная электростанция мощностью 12,5 МВт.

Успешное освоение геотермального поля Калифорнийских Гейзеров послужило толчком для разведки геотермальных ресурсов в других районах США. К началу 1970 г. было обследовано бурением более 35 районов, где было пройдено свыше 200 скважин. В результате этих работ было открыто шесть продуктивных геотермальных полей [Кёниг Дж., 1975 г.]. В 70—80-е годы продолжалась интенсификация развития геотермальной энергетики в США. Так, только в 1976—1980 гг. было пробурено около 300 геотермальных скважин общим объемом 710 тыс. м (средняя глубина скважин 2360 м) [Вильямс Б., 1982 г.]. По состоянию на июнь 1981 г. в США работало уже 18 геотермальных электростанций общей мощностью 932,2 МВт [17], а к концу 1984 г.— 1272 МВт [31]. К концу 1990 г. только в районе Калифорнийских Гейзеров (Сонома) намечается довести производство энергии до 1500 МВт.

Следует отметить в США также многочисленные работы Д. Е. Уайта [55; 56; 1959 г. и др.], в которых обстоятельно рассматриваются вопросы взаимосвязи термальных вод и рудных месторождений. Развивая взгляды В. Линдгрена [1934 г.], Д. Е. Уайт на обширном материале Северной Америки (с учетом данных по Новой Зеландии, Японии и другим регионам) убедительно показал, что формирование многих гидротермальных месторождений (ртути и др.), несомненно, обусловлено деятельностью термальных вод хлоридного состава. В своих работах до 1967 г. Д. Е. Уайт защищал точку зрения о магматическом (ювенильном) происхождении соединений хлоридов термальных вод вулканических районов. Особенно обстоятельно эти вопросы были освещены в работе, опубликованной в 1957 г. и оказавшей большое влияние на других исследователей. В более поздних работах [55 и др.] Д. Е. Уайт стал допускать возможность образования хлоридных вод в областях современного вулканизма также в результате процессов седиментации (захоронение с осадками вод древних солеродных бассейнов) и выщелачивания соленосных отложений.

Термальные воды Южной и Центральной Америки изучены еще недостаточно полно, хотя исследование их было начато в первой половине XIX в. В сводной работе Дж. А. Уоринга [92] приведены сведения об обнаруженных здесь (в основном по состоянию изученности на 1960 г.) проявлениях термальных вод. В областях современного и кайнозойского вулканизма в этих районах описано с разной степенью детальности более 1000 термальных источников. Однако сведения о них большей частью ограничиваются данными о температурах и дебитах. Для некоторых источников Дж. А. Уоринг приводит материалы об их химическом и газовом составе. В основном термальные воды этих регионов используются для лечебных целей.

В 1955 г. в Мексике была начата разведка геотермального месторождения Патэ (в 200 км к северо-западу от г. Мехико). Здесь была построена первая в Мексике экспериментальная электростанция мощностью 3,5 МВт. Позже, в 60—70-е годы были разведаны геотермальные месторождения Серро-Прието, Лос-Азуфрес, Лос-Негритос и др. На основном геотермальном месторождении Мексики — Серро-Прието (в южной части впадины Солтон-Си, примерно в 30 км южнее границы с США) — уже в 1981 г. работала электростанция мощностью 150 МВт. Предполагается, что в 1984 г. мощность станции составит 400 МВт, а к 2000 г. ожидается использование ресурсов в Мексике в объеме 4000 МВт [Меркадо С., 1981 г.].

Поиски геотермальных ресурсов проведены также в Центральной Америке в Гондурасе, Никарагуа, Сальвадоре. В Сальвадоре на геотермальном месторождении Ахуачапан действует геотермальная электростанция мощностью 95 МВт [31]. Начаты исследования геотермальных ресурсов в Чили (Эль-Татио и др.) и других странах Южной Америки, на Малых Антильских островах (Гваделупа).

Известны проявления термальных вод в Гренландии, на Шпицбергене, в Антарктиде, а также и на многих вулканических островах: Канарских, Азорских и других — в Атлантическом океане; Гавайских, Галапагосских и других — в Тихом океане; Реюньон, Маврикий и других — в Индийском океане. Большей частью эти термальные воды связаны с проявлениями современного вулканизма. Наиболее полные сведения о них приведены в работах Дж. А. Уоринга [92], Л. Клиим-Нильсена, Х. Педерсена [1974 г.], И. С. Постнова [1983 г.], Г. Веннингера [1977 г.] и других. На Азорских островах сооружена геотермальная электростанция мощностью 3 МВт [31].

В начале 60-х годов были обнаружены и вскоре хорошо изучены выходы термальных вод в рифтовой зоне Красного моря [Дегенс Э., Росс Д., 1969 г., и др.]. В конце 70-х годов были установлены выходы гидротерм в Галапагосском рифте [60; Корлисс Дж. Б. и др., 1979 г., и др.], а в начале 80-х — в сводовой части Восточно-Тихоокеанского поднятия между 10 и 13° с. ш. [Гримаунд Д. и др., 1984 г.; и др.] и в районе 21° с. ш. [К. фон Дамм, Эдмонд Д. М., 1982 г., и др.]. Эти данные доказали интенсивное развитие гидротермальных систем в сводовых частях океанических хребтов, получающих питание в основном за счет океанических (морских) вод.

Следует отметить данные о вскрытии термальных вод в пределах зоны шельфа (Северное море, Норвежское море, Карибское море, Мексиканский залив, Японское море и др.) в связи с бурением на нефть и газ, а также в пределах некоторых океанических платформ и котловин переходных зон в результате глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» (рейсы 25, 33, 43, 47 и др.).

Таким образом, в изучении термальных вод Земли достаточно четко намечается три основных этапа.

Первый этап начинается с глубокой древности (до начала каменного века) и охватывает время вплоть до конца XVIII в. н. э. В этот длительный этап человечество использовало термальные воды в основном для лечения. Несмотря

на то что в этот этап человечеству были непонятны, в связи со слабым развитием химии, сама природа воды, ее химический состав, в результате опыта бесчисленных поколений были уже в античную эпоху выявлены среди термальных вод основные группы, различающиеся по химическому составу и лечебным свойствам.

Второй этап охватывает время с начала XIX в. до 50-х годов XX в. В этот этап осуществляется систематическое исследование химического состава термальных вод. Уже к концу XIX в. в термоминеральных водах было обнаружено около 50 элементов. Углубленное изучение химии термальных вод, проведенное на протяжении второго этапа, позволило понять условия их формирования и выявить их роль в различных геологических процессах, и в частности в формировании многих типов рудных месторождений. Существенно были уточнены и факторы лечебного воздействия термальных вод. Термальные воды в этот этап используются также в основном в лечебных целях.

Третий этап, начавшийся в 50-е годы и продолжающийся по настоящее время, характеризуется многими особенностями. Прежде всего в этот этап со все нарастающей в течение времени интенсивностью проводятся во многих странах мира работы по выявлению и использованию гидрогеотермальных ресурсов. Уже в 1981 г. суммарная мощность действующих электростанций, использовавших тепло термальных вод (и пара), составила 2110 МВт [Меркадо С., 1981 г.], в 1986 г. она достигла 4764 МВт [Уоллек Р. Х., 1986 г.], а в 1990 г. ожидается довести их мощность до 10 000 МВт [Томассон Дж., Смарасон О. В., 1985 г.]. При этом были успешно решены многие технологические вопросы поисков, разведки (главным образом бурения) термальных вод и их эксплуатации: борьба с образованием накипи (осадков) из термальных вод; борьба с коррозией буровых труб; очистка пара от сероводорода; разработка методов опробования геотермальных скважин с температурами вод до 200—360 °С; разработка методов магазинирования (накопления) тепловой энергии в водоносных комплексах; разработка методов определения глубинных температур вод с помощью геотермометров разного типа; разработка геохимических методов для поисков и оценки геотермальных систем; разработка методов с применением материалов аэросъемки и космических исследований для оценки геотермальных ресурсов и т. п. Важно отметить, что наряду с использованием высокотемпературных геотермальных ресурсов (с температурой вод более 150 °С) широко осуществляется исследование и эксплуатация низкотемпературных геотермальных ресурсов (с температурой вод до 50 °С). Эти проекты, в частности, успешно реализуются во Франции, Венгрии, СССР, Швеции и других странах.

Важной особенностью третьего этапа является также дальнейшее углубление и совершенствование методов по изучению их химического состава, и в частности внедрение методов изотопных исследований в изучение гидротермальных систем. Эти исследования (начиная с работ Дж. Фридмана [1953 г.] по распространению дейтерия в термах Исландии) дали много важных данных для понимания генезиса термальных вод и условий их эксплуатации. Один из первых опытов применения комплекса стабильных изотопов (H, O, C, Ar, He) был осуществлен Е. А. Басковым и др. [1973 г.] при изучении генезиса термальных вод Курильских островов и Южной Камчатки. Изотопным исследованиям термальных вод посвящена обширная литература, в том числе материалы многочисленных совещаний и симпозиумов (в отдельных странах и международных). Например, в 1984 г. эти вопросы широко обсуждались в Москве на 10-м Всесоюзном симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии, а также в г. Морелиа (Мексика) на семинаре по применению изотопных и геохимических методов в изучении термальных ресурсов и т. п. Кроме того, в третий этап были получены принципиально новые данные о разгрузке высокотемпературных (до 300 °С и более) вод в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, что отмечено выше.

Заканчивая краткий обзор состояния изученности термальных вод Земли, следует отметить, что по мере их изучения, накопления новых сведений, периодически осуществлялось обобщение этих материалов в региональном аспекте как для всей Земли, так и для отдельных крупных регионов. К таким сводкам, обобщающим материалы на конец XIX в., относятся работы Л. Де Лоне [1899 г.], И. В. Мушкетова [1902 г.]. Из более поздних работ особая роль принадлежит сводной работе Дж. А. Уоринга [92], в которой был учтен основной материал по гидротермам Земли по состоянию на 1960 г. В 1974 г. Р. И. Ткаченко в книге «Гидрогеология Азии» обобщил имеющиеся основные данные по минеральным и термальным водам этого региона. В 1975 г. Е. А. Басков и С. Н. Суриков опубликовали монографию «Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли», в которой были рассмотрены термальные воды Восточной и Юго-Восточной Азии, Восточной Австралии, Америки, островных и субаквальных структур Тихого океана. Выше отмечено, что в этой работе в порядке прогноза было предсказано распространение в сводовых частях Восточно-Тихоокеанского и Галапагосского поднятий сероводородно-углекислых соленых гидротерм, что было подтверждено глубоководными исследованиями в конце 70-х — начале 80-х годов. Из других специальных сводных работ следует отметить обзор Р. И. Ткаченко, Л. И. Флеровой и Н. А. Маринова по минеральным и термальным водам Африки [15], монографию В. И. Кононова [30]. В последней работе наряду с анализом закономерностей распространения термальных вод разного типа большое внимание также уделено вопросам их формирования, возможному составу глубинных флюидов и другим факторам. Основные закономерности термальных вод Западной Европы намечены в работе В. А. Кирюхина и Н. И. Толстихина [25].

Приведенный краткий обзор изученности термальных вод Земли свидетельствует, с одной стороны, об обилии накопленного материала по гидротермам и в то же время о неравномерной изученности отдельных регионов. Важно также отметить, что обширный и часто качественно новый материал по термальным водам, полученный за последние 15—20 лет, остается недостаточно обобщенным в разных направлениях, в том числе и в региональном аспекте. Вместе с тем обобщение этого материала — региональный гидрогеохимический анализ термальных вод — имеет важное значение в познании закономерностей их распространения и формирования в геологических структурах разного типа, выявления ресурсов и деятельности термальных вод в различных геологических процессах.

3. СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ЗЕМЛИ

Основная масса подземных вод земной коры (особенно в областях современного вулканизма) является термальной — имеет температуру более 20 °С. По температуре (°С) среди термальных вод различают: теплые (20—35), горячие (35—50), очень горячие (50—70), весьма горячие (70—100), слабо перегретые (100—150), значительно перегретые (150—250), весьма перегретые (250—375) и с надкритической температурой (более 375) [34 и др.]. В. И. Кононов [30] отмечает в подземных водах следующие характерные температурные точки: 100 °С (температура кипения воды при атмосферном давлении, у молекул воды разрывается 20 % водородных связей); 150 °С (разделяет гидротермы, находящиеся при существующих на глубине давлениях только в жидкой фазе, и парогидротермы); 180 °С (отделяет фумарольные струи от сольфатарных, обычно при более высокой температуре в составе газов появляется HCl); 240 °С (начальная температура системы с преобладанием пара, у молекул воды разорвано 34 % водородных связей); 400 °С (критическая температура для минерализованных растворов, разорваны все водородные связи, и при небольших давлениях вода переходит в газообразное состояние); 700 °С (вода находится исключительно в газообразном состоянии); 1200 °С (начинают разрушаться молекулы воды).

Термальные воды весьма разнообразны по составу и количеству растворенных веществ, кислотно-щелочным, окислительно-восстановительным и другим свойствам, особенно в областях современного вулканизма, где к тому же имеется целый ряд специфических типов термальных вод, отсутствующих в других регионах. В связи с этим при разработке общей классификации термальных вод прежде всего должны быть учтены материалы по областям современного вулканизма.

В настоящее время известно большое количество классификаций термальных вод, предложенных различными исследователями этих регионов, которые могут быть подразделены на ряд групп.

К первой группе принадлежат классификации, например, Е. Аллена и А. Дея [1935 г.], Д. Е. Уайта [1957 г., 1965 г.], Е. А. Баскова и С. Н. Суриковой [3], А. Дж. Эллиса и В. А. Дж. Махона [70], Л. Н. Барабанова [1977 г.], Е. К. Мархинина и

Д. С. Стратулы [1977 г.], А. И. Перельмана [1979 г.] и других, учитывающие при выделении термальных вод прежде всего их кислотность — щелочность (pH) и затем анионный и газовый состав. Для второй группы классификаций [30; 58; Иванов В. В., 1956 г., 1977 г. и др., и др.] основным классификационным признаком является газовый состав подземных вод с учетом данных об активной кислотности вод, их химическом составе и условиях формирования. В третьей группе классификаций [Набоко С. И., 1959 г., и др.] ведущие признаки — условия формирования термальных вод, затем их ионный и газовый состав.

Все эти классификации между собой довольно сходны, общими для них являются учет данных по кислотно-щелочным свойствам, химическому и газовому составу. Существенно отличается от них классификация В. Д. Пампуры [45; 1981 г.], разработанная с применением ЭВМ — методом кластер-анализа. В. Д. Пампурой [45] выделено всего девять геохимических типов гидротерм (пять — хлоридного класса, четыре — сульфатного класса); три типа хлоридного класса имеют температуру более 163 °С и относятся к глубинной высокотемпературной фации. В классификации В. Д. Пампуры не учтены кислотно-щелочные свойства (pH) гидротерм и отсутствуют многие известные геохимические типы гидротерм (гидрокарбонатные термы Исландии, содовые термы Африканской рифтовой системы и др.), что было отмечено ранее В. И. Кононовым [30].

В основу систематизации термальных вод в настоящей работе приняты, так же как и в книге [3], кислотно-щелочные свойства вод, определяемые pH, анионный и газовый состав (табл. 12).

По кислотно-щелочным свойствам термальные воды подразделяются на две основные группы: кислые — pH менее 4,5 и щелочные (и слабокислые) — pH более 4,5. Эти группы вод резко различаются по условиям карбонатного равновесия, обладают существенно различной химической активностью. В группе кислых вод отсутствуют соединения карбонатов и гидрокарбонатов, для них свойствен часто весьма специфический компонентный состав (наличие H^+, высоких концентраций Al^{3+}, Fe^{3+} и т. п.). Дальнейшее подразделение вод производится по их анионному, а затем по газовому составу (табл. 12). Газовый состав термальных вод учитывается в принятой классификации, но не рассматривается в качестве ведущего классификационного признака. По сравнению с кислотно-щелочными свойствами воды газовый состав в меньшей степени отражает химическую активность воды. Как правило, растворенные газы составляют весьма незначительную часть от общего количества растворенных веществ и не дают представления о главных компонентах, содержащихся в водах. Вместе с тем, несомненно, что газовый состав вод во многих случаях является важным показателем условий их формирования и может быть принят в качестве определяющего признака в генетических классификациях подземных вод.

Таблица 12

Схема классификации термальных вод (по химическому составу)

Группы	Классы	Подклассы
Кислые (pH<4,5)	Хлоридные	Сероводородно-углекислые Водородно-углекислые Азотно-углекислые Углекислые Азотные Метановые
	Сульфатные	Сероводородно-углекислые Азотно-углекислые Углекислые
	Кремневокислые	Водородно-углекислые
Щелочные (и слабокислые) (pH>4,5)	Хлоридные	Сероводородно-углекислые Водородно-углекислые Азотно-углекислые Углекислые Азотные Метановые
	Сульфатные	Сероводородно-углекислые Водородно-углекислые Азотно-углекислые Углекислые Азотные Метановые
	Гидрокарбонатные (карбонатные)	Сероводородно-углекислые Азотно-углекислые Углекислые Азотные Метановые
	Кремневокислые	Водородно-углекислые Сероводородно-углекислые Азотные

Ниже в соответствии с принятой классификацией дана характеристика состава и закономерностей распространения основных типов термальных вод Земли. Местоположение термальных источников и скважин, вскрывших термальные воды (использованных в работе), показано на рис. 9—18 (рис. 9, 10, 12, 14, 15, 16 — см. вкладку).

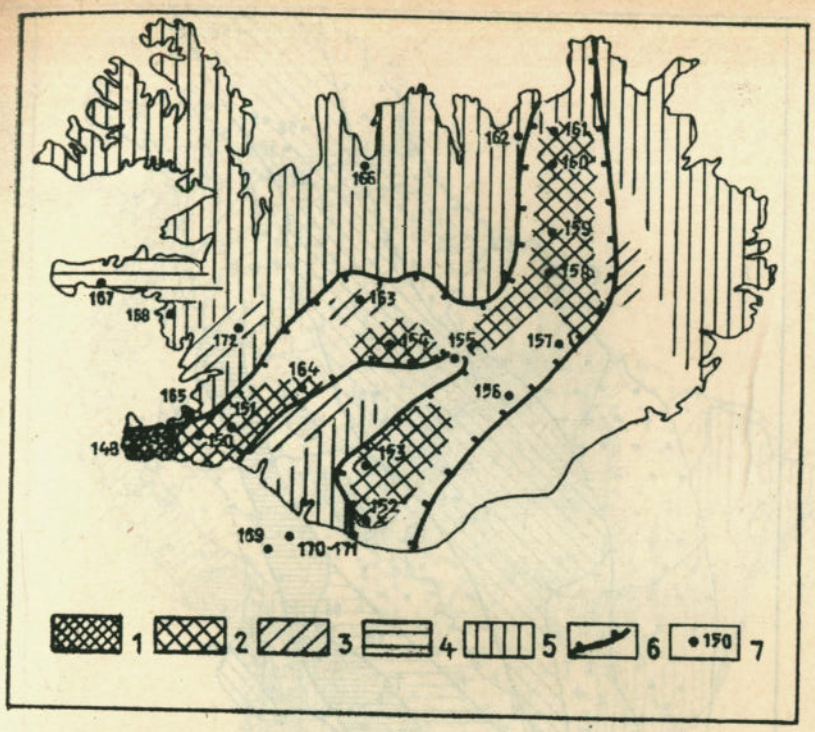


Рис. 11. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Исландии (по В. И. Кононову [30], с дополнениями).

1—5 — провинции термальных вод: *1—3* — кислых и щелочных терм областей современного вулканизма (*1* — водородно-сероводородно-углекислых пресных разного анионного состава, *2* — то же, соленых и слабых рассолов, *3* — азотно-углекислых пресных разного анионного состава), *4* — щелочных углекислых областей молодой магматической деятельности пресных и слабосоленых гидрокарбонатных, *5* — щелочных азотных пресных разного анионного состава; *6* — границы вулканически активных ветвей срединной зоны; *7* — главнейшие гидротермальные проявления и их номер.

Гидротермальные проявления: *148* — Рейкьянес-Свартсенги, *149* — Крисувик-Тредландингья, *150* — Бреннистейнсфьедль, *151* — Хейнгидль-Несьяведлир-Хверагерди, *152* — Соульхеймакудль, *153* — Торфайекудль, *154* — Кедлингарфьедль, *155* — Вонарскадр, *156* — Гимсветн, *157* — Кверкфедль, *158* — Аскья, *159* — Кетилдингья, *160* — Наумафьядль-Крабла, *161* — Тейстарейкир, *162* — Хвераведлир-Рейкьяхверви, *163* — Хвераведлир-Кьелур, *164* — группа Большого Гейзера, *165* — Рейкьявик, *166* — Вармахлид, *167* — Лисохудль, *168* — Рейдамельселькельда, *169* — Сюртсэй, *170* — Эльдфедль, *171* — скважина на о. Хеймаэй, *172* — Дэйлдартунга.

3.1. КИСЛЫЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Для этой группы гидротерм общим являются низкие значения pH (менее 4,5). Часто наличие свободных соляной или серных кислот, отсутствие соединений карбонатов и гидрокарбонатов. Кислые гидротермы по преобладающему аниону составу подразделяются на хлоридные, сульфатные и кремневокислые.

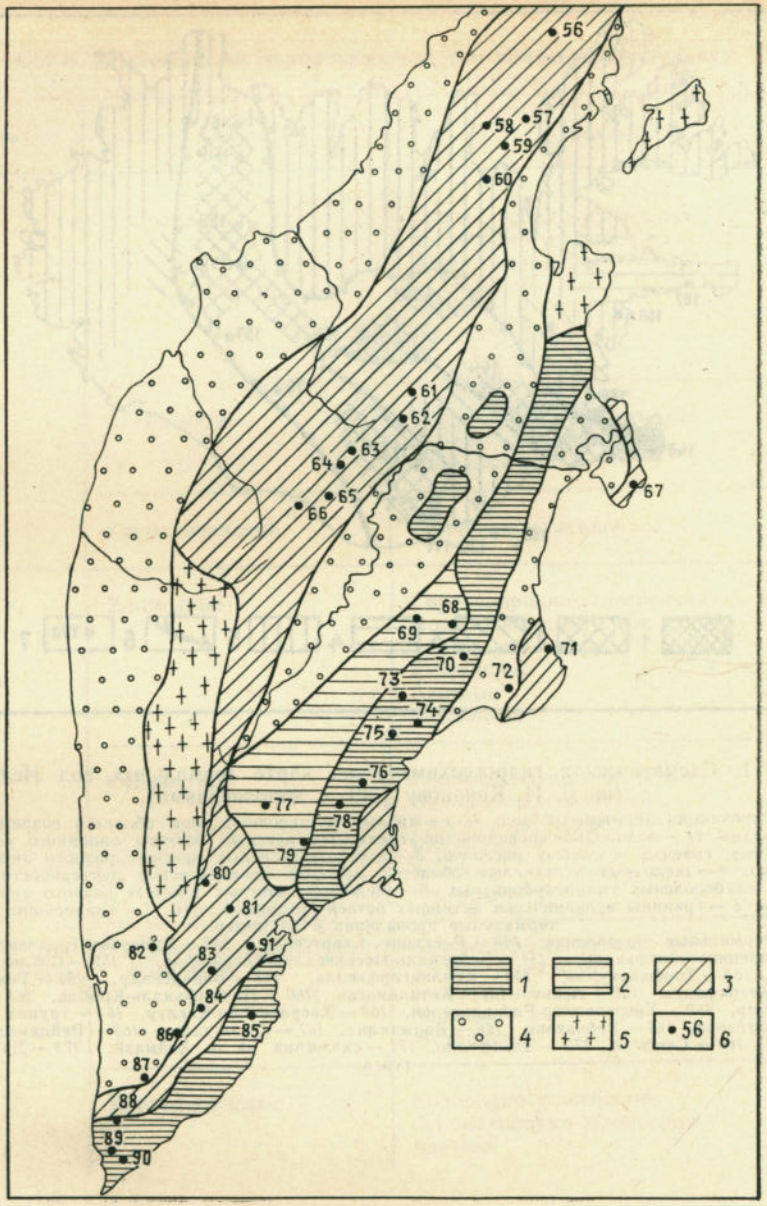


Рис. 13. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Камчатки (составили Е. А. Басков, С. Н. Суриков).

1—4 — провинции термальных вод: *1* — кислых (сульфатных и хлоридных) и щелочных (хлоридных, реже гидрокарбонатных) преимущественно соленых сероводородно-углекислых и углекислых, *2* — щелочных преимущественно хлоридных и гидрокарбонатных соленых углекислых, *3* — щелочных разного анионного состава преимущественно слабосоленых азотных и азотно-углекислых, *4* — щелочных хлоридных соленых метановых гидротерм; *5* — районы, в которых термальные воды не установлены; *6* — проявления термальных вод и их номер.



Рис. 17. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Южной Америки (составили Е. А. Басков и С. Н. Суриков).

Условные обозначения см. на рис. 10.

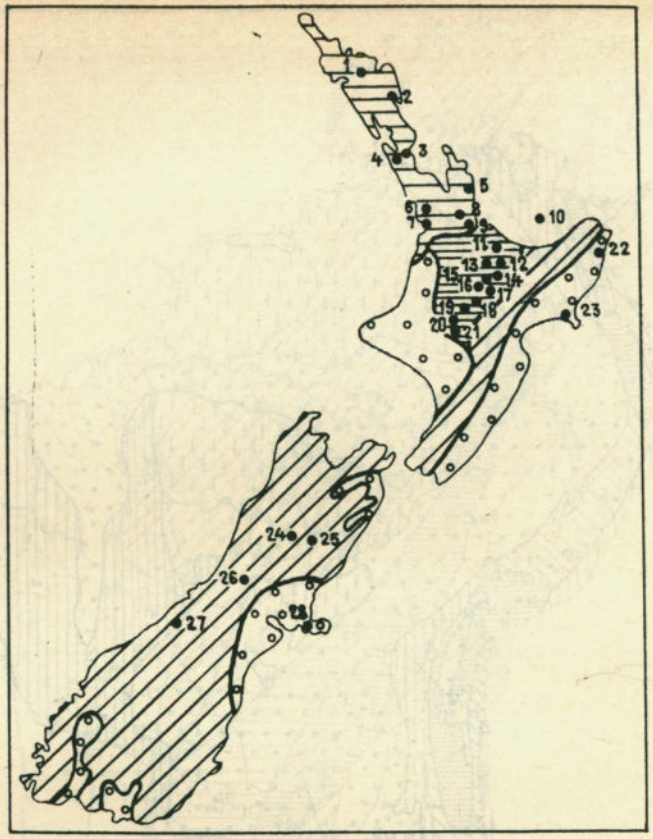


Рис. 18. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Новой Зеландии (составили Е. А. Басков, С. Н. Суриков).

Условные обозначения см. на рис. 13.

1—28 — геотермальные проявления: *1* — Нгоха, *2* — Камо, *3* — Вайвере, *4* — Хеленсвилл, *5* — Оруа, *6* — Те-Майр, *7* — Вайкора, *8* — Мотукана, *9* — Те-Ароха, *10* — о. Уайт, *11* — Тикитере, *12* — Авакери, *13* — Уакареварева, *14* — Вайотапу, *15* — Оракей Койраку, *16* — Вайракей, *17* — Охаки-Бродлендс, *18* — Ротокоа, *19* — Таупо, *20* — Токаану, *21* — Кететахи, *22* — Те-Пуйя, *23* — Морере, *24* — Маруйя, *25* — Ханмер, *26* — Мунго, *27* — Велкам Флэт, *28* — Литтлтон.

3.1.1. Кислые хлоридные термальные воды

Кислые хлоридные гидротермы широко распространены в пределах суши в областях современного вулканизма. Выходы этих терм наблюдаются здесь на фумарольных полях действующих вулканов и представляют собой естественные (природные) конденсаты фумарольных газов. Дебиты источников этих гидротерм на фумарольных полях колеблются обычно от 0,1 до 2—3 л/с, реже до 5—10 л/с и более. Температуры их обычно 70—100 °С. Для них характерны низкие значения pH — большей частью менее 2—2,5; часто до 0,1—0,5 (табл. 13). Значение Eh этих терм находится обычно в пределах от 500 до 700, реже до 800 мВ. Минерализа-

Таблица 13

Химический состав кислых хлоридных сероводородно-углекислых и углекислых терм, мг/кг

Компоненты	1 (13—57)	2 (12—92)	3 (12—234)	4 (12—203)	5 (9—17)	6 (18—10)	7 (15—22)	8 (16—54)	9 (17—34)
H^+	711	454	63	66	464	287	—	—	270
K^+	82	53	55	416	125	926	3 570	68	—
Na^+	322	75	157	1127	7 420	7 100	101 000	360	—
NH_4^+	20	13	0,2	209	0	17	—	0	—
Mg^{2+}	648	122	44	27	318	6 770	2 910	0	224
Ca^{2+}	1 635	601	139	127	2 810	2 370	6 740	3	710
Fe^{2+}	662	110	64	138	5 100	10 500	—	0	—
Fe^{3+}	0	21	0	0	9	130	6 170	0	—
Al^{3+}	1 469	480	26	157	7 600	1 880	—	0,6	57
Mn^{2+}	6	1	3	—	303	24	335	—	—
Li	—	—	—	—	0	0	5,5	5	—
Cl^-	35 251	17 743	2 559	3765	47 500	57 300	182 700	618	9 376
F^-	400	90	65	0	0	806	85	0	—
Br^-	—	31	—	—	0	37	—	—	—
I^-	—	4	—	—	0	5	—	—	—
HSO_4^-	3 686	2 823	537	0	0	7 600	—	—	1 561
SO_4^{2-}	845	843	506	2918	30 800	2 170	2 971	85	2 384
H_2SiO_3	182	217	358	179	558	228	—	793	—
Σ мин.	46 500	23 882	4 763	9209	102 000	98 300	300 000	2718	18 608
pH	0,23	0,37	1,15	1,18	Сильно-кислая	<1	0,5	3,9	1,79
T, °C	80	~100	97,8	93	100	~100	107,5	86	74

Примечания. В скобках даны: номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — Камчатка, вулкан Мутновский, Большой серный котел. 2 — о. Парамушир, вулкан Эбеко, Кипящий котел на 2-м фумарольном поле: Zn 0,52; Cu 0,3; H_3BO_3 196; H_3ASO_4 3,4. 3 — Япония, источник Тамагава: As 5,1; H_3BO_3 167; H_2S 1,6; CO_2 4763. 4 — о. Тайвань, источник Хокуто: H_3BO_3 147. 5 — Филиппины, о. Лусон, вулкан Тааль: PO_4 332. 6 — Новая Зеландия, о. Уайт, фумарола Биг-Дональд: B 5,9; H_2S 28; $S_4O_6^{2-}$ 157; $S_5O_6^{2-}$ 9,3, As 5,7, Sr 9,3. 7 — Африка, Эфиопия, Данакильская впадина, источник на куполе Даллол 4: Rb 3,2; Cs 2,8; Sr 57; Cu 18,5; Ag <0,1; Au <0,1; Zn 5,0; Hg 10; As <0,1; Cr 0,1; Mo <0,5; Ni <0,5; Pb 1,0. 8 — США, Йеллоустонский национальный парк, Норрис Бассейн, источник Эмералд: B 9,7. 9 — Боливия, источник близ г. Кито, на берегу оз. Салар-де-Эмпекс. 1 — [Серафимова Е. К., 1966 г.]; 2 — данные авторов; 3, 4 — [87]; 5, 6 — [93]; 7 — [Ткаченко Р. И., 1978 г.]; 8 — [86]; 9 — [92].

ция кислых хлоридных терм на фумарольных полях довольно разнообразная — чаще от 3—5 до 10—50 г/л, и лишь в районах развития галогенных формаций (например, в Данакильской впадине в Африке) на фумарольных полях формируются кислые хлоридные рассолы с минерализацией до 300—400 г/л (табл. 13). Для кислых хлоридных фумарольных терм характерны часто высокие концентрации, мг/кг: F — до 400—800; H_2SiO_3 — 200—400 (до 800); H_3BO_3 — 100—200 (до 500—600); Fe — 100—600 (до 5000—10 000); Al — 100—500 (до 2000—8000) и многих других металлов (см. разд. 5). Газовый состав кислых хлоридных терм фумарольных полей в области суши в основном сероводородно-углекислый и уг-

Таблица 14

Химический состав свободно выделяющихся газов кислых хлоридных гидротерм, об. %

Компоненты	1 (13–57)	2 (12–97)	3	4 (14–234)	5 (14–229)	6	7 (18–10)	8 (18–18)
H_2S	7,7	0	—	22,0	—	37,2	2,0	6,1
CO_2	86	11,5	—	74	79,2	55,0	86,3	90,4
O_2	0,8	0	—	—	<0,01	—	—	—
CH_4	1,2	0,1	89,2	—	0,21	—	0	0
H_2	1	0	—	—	11	—	9,8	0
N_2	3,3	88,3	4,2	3,9	9,5	7,8	1,9	3,5
Ar	—	1,373	0,07	—	0,09	—	—	—
He	—	0,004	0,24	—	<0,05	—	—	—

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Камчатка, Мутновское парогидротермальное месторождение, скв. 21, август 1983 г., пароводяная смесь. 2 — СССР, о. Кунашир, источники Нижнеменделеевские. 3 — СССР, Восточная Сибирь, Ангаро-Ленский бассейн, Парфеновская скважина 1, 2284–2426 м; кроме того, установлен C_2H_6 — 6,6 %. 4 — Япония, источник Тамагава. 5 — Там же, источник Ноборибецу. 6 — Тайвань, парогидротермальное месторождение Матсао, глубинный флюид. 7 — Новая Зеландия, о. Уайт, фумарола Биг-Дональд. 8 — Там же, источник Ротокоа. 1 — [Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм, 1986 г.]; 2 — данные авторов; 3 — [Басков Е. А., 1977 г.]; 4 — [Ивасаки И., 1962 г.]; 5 — [Юрабе А. и др., 1985 г.]; 6 — [30]; 7, 8 — [Вильсон С. Х., 1953 г.].

лекислый, реже водородно-углекислый и азотно-углекислый. Некоторые данные о газовом составе этих терм приведены в табл. 14.

Выходы кислых хлоридных гидротерм в областях современного вулканизма установлены и в субаквальных условиях на глубинах 2—3 км в сводовых частях срединно-океанических хребтов [Эдмонд Дж. М. и др., 1980 г.; Мичард Г. и др., 1984 г., и др.]. Температура этих гидротерм достигает 300—350 °С, минерализация 40—50 г/л. Так же как и кислые хлоридные фумарольные гидротермы, развитые в области суши, эти субаквальные гидротермы обогащены фтором, кремнекислотой, железом и другими металлами (см. табл. 11, разд. 5). В питании этих субаквальных терм участвуют морские (океанические) воды. Субаквальные высокотемпературные термы отличаются от морских вод значительно более низкими содержаниями магния и сульфат-иона [Эдмонд Дж. М. и др., 1980 г., и др.]. Газовый состав кислых хлоридных субаквальных гидротерм сероводородно-углекислый. Концентрация сероводорода в них достигает 200—300 мг/л.

Кислые хлоридные термы, представленные высококонцентрированными (обычно более 250—270 г/кг, до 400—420 г/кг) хлоридными кальциево-натриевыми и кальциевыми рассолами широко распространены в артезианских бассейнах (в том числе и на шельфе), содержащих галогенные формации. Некоторые данные об их химическом составе приведены в табл. 4. Имеющиеся обширные сведения по химическому составу этих рассолов [Пиннекер Е. В., 1966 г.; Басков Е. А., 1977 г.; Кудельский А. В. и др., 1985 г., и др.] свидетельствуют о том, что pH этих рассолов (измерение pH при температуре 20 °С на поверхности земли) действительно часто менее 4,5 (до 1,5—2). Вместе с тем также довольно часто в рассолах подобного состава pH более 4,5 (обычно до 5—6,5). В составе газов кислых высококонцентрированных хлоридных рассолов артезианских бассейнов преобладает обычно метан с примесью азота, реже углекислоты. Довольно часто в этих рассолах присутствует сероводород (до 0,2—2 г/кг). В редких случаях в составе газов преобладает сероводород [Басков Е. А., 1977 г.].

3.1.2. Кислые сульфатные термальные воды

Источники кислых сульфатных гидротерм встречаются обычно на фумарольных полях, в кратерах, кальдерах и на склонах действующих вулканов в областях суши. Большей частью выходы этих гидротерм наблюдаются в виде «кипящих» грязевых котлов и рассеянных восходящих источников с температурой вод от 30—40 до 90—100, чаще 70—90 °С. Значения pH их изменяются обычно от 1—2 до 3, редко достигают 4—4,5. Известны и очень кислые сульфатные воды с pH до 0,02—0,05. Они обнаружены, например, на о. Ява в кратерном озере вулкана Иджен [Зеленов К. К., 1965 г.]. Значения Eh этих терм, по данным А. В. Зотова [1968 г.], на вулканах Курильских островов изменяются от +150 до +350 мВ.

Общая минерализация описываемых кислых сульфатных терм обычно колеблется от 1—2 до 3—5 г/кг, наряду с ними встречаются термы с минерализацией до 10—20 г/кг и, как исключение, до 92—106 г/кг (воды кратерного озера вулкана Иджен на Яве).

Дебиты источников этих терм колеблются обычно от 0,1—0,2 до 5—10 л/с и более. Главными анионами являются SO^{2-}_4 и HSO^-_4, роль последнего заметно возрастает в водах с pH менее 2 (табл. 15). Постоянно присутствует в термах хлор в количествах от 5—50 до 3000—4000 мг/кг (реже более) в зависимости от минерализации. Катионный состав кислых сульфатных терм довольно сложный: основными катионами являются часто Fe^{3+}, Al^{3+}, NH^+_4, H^+ (табл. 10, 15). Для этих терм характерны высокие (обычно 200—300 мг/кг и более) концентрации H_2SiO_3. Вместе с тем концентрации фтора и бора большей частью низкие (до 1—2 мг/кг), хотя имеются и исключения [3]. Обнаружены в этих термах различные металлы, мг/кг: Cu до 0,1; Zn до 1—5; Mo до 0,3 и др. (см. разд. 5). В газовом составе этих терм обычно преобладает углекислый газ со значительной примесью сероводорода и (или) азота (табл. 16).

3.1.3. Кислые кремневокислые термальные воды

Кислые гидротермы, в ионно-солевом составе которых преобладает H_2SiO_3, известны в районах активного вулканизма Исландии [30, и др.]. К ним, в частности, относятся конденсаты естест-

Таблица 15

Химический состав кислых сульфатных и хлоридно-сульфатных сероводородно-углекислых и углекислых терм, мг/кг

Компоненты	1 (13—73)	2 (12—97)	3 (14—239)	4	5	6 (18—21)	7	8 (16—54)	9 (11—153)
H^+	7,6	4	15	1 044	27,9	1,6	6,2	—	—
K^+	2,4	0,8	7	1 051	78	3,5	13	51	2,9
Na^+	73,4	11	22	1 100	800	63	32	160	3,8
NH_4^+	32	0,7	3	—	—	374	14	0	—
Mg^{2+}	8,5	9	30,5	699	0,2	28	5,3	1,1	6,6
Ca^{2+}	22	5	63	888	42	76	6,5	1,6	11,9
Fe^{2+}	152	0	27,5	1 496	4,1	—	18	1,8	—
Fe^{3+}	85,2	20	0	361	—	0,7	5,5		—
Al^{3+}	192,6	82	85	4 913	192	8,9	41	2,2	—
Mn^{2+}	2	0,4	0,3	—	<0,1	—	—	—	—
Li	0,02	0,02	—	—	2,2	—	—	0,9	—
Cl^-	16,8	127	169	20 561	1180	18	1,1	108	15,2
F^-	4	0,9	0,3	—	—	—	—	6	0,4
Br^-	—	0,1	Сл.	—	—	—	—	—	—
I^-	—	0	Сл.	—	—	—	—	—	—
HSO_4^-	359	86	1441	0	965,5	149	—	Не опр.	—
SO_4^{2-}	2045	538	602	60 223	1570,7	1220	718	284	443,3
H_2SiO_3	223	118	191	93	389	175	334	399	142
Σ мин.	3225	1052	2658	92 459	4050	2300	1110	1015	626
pH	2,1	2,5	1,5	0,02	1,7	2,8	Кислая	3,55	2,5
T, °C	30	93	69,9	50	86	70	79	87	94

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — Камчатка, вулкан Узон, оз. Кислое: Zn — 0,003; Cu — 0,02; Pb — 0,01; Cs — 0,004; Rb — 0,004. 2 — Курильские острова, о. Кунашир, источники Верхнеменделеевские: $FeOH^{2+}$ — 10; Sr — 0,1; Zn — 0,17; Cu — 0,02; H_2S — 0,49; H_3BO_3 — 0,8. 3 — Япония, источник Насу: H_2S — 34,5; CO_2 (своб.) — 6,6; Zn — 0,14; Cu — 0,03. 4 — Индонезия, о. Ява, кратерное оз. Иджен. 5 — Новая Гвинея, о. Фергюссона, площадь Ламелеле: Zn — <0,05; Cu — 0,1. 6 — Новая Зеландия, вулкан Тонгариро, источник Кететахи: S_4O_6 — 103; B — 93. 7 — США, Калифорния, источник Бумпасс Хелл. 8 — США, Вайоминг, Йеллоустонский национальный парк, Норрис Бассейн, источник Эхинус Гейзер: B — 2,2. 9 — Исландия, Торфайекудль, Раудихвер. 1 — [Пилипенко Г. Ф., 1971 г.]; 2 — [Альбинский Н. В., Суриков С. Н., 1966 г.]; 3 — [Накамура Х., 1962 г.]; 4 — [Зеленов К. К., 1971 г.]; 5 — [Хеминг Р. Ф., 1968 г.]; 6 — [Вильсон С. Х., 1953 г.]; 7 — [93]; 8 — [86]; 9 — [Ариорссон С. и др., 1969 г.].

венных паровых струй гидротермальной системы Наумафьядль (табл. 17). Температура их около 100 °С, pH 4,4. Содержание H_2SiO_3 в них составляет 234 мг/кг при общей минерализации 307 мг/кг. Газовый состав этих терм водородно-углекислый [30].

3.2. ЩЕЛОЧНЫЕ (И СЛАБОКИСЛЫЕ) ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

К этой группе гидротерм относятся термальные воды со значениями pH более 4,5. Они весьма разнообразны по ионно-солевому и газовому составу, условиям распространения и формирования. От группы кислых гидротерм они отличаются прежде всего наличием соединений карбонатов и гидрокарбонатов.

Таблица 16

Химический состав свободно выделяющихся газов кислых сульфатных и кремневокислых гидротерм, об. %

Компоненты	1 (13—73)	2 (12—97)	3 (14—241)	4 (14—230)	5 (18—21)	6 (16—54)	7 (16—87)	8 (11—160)
H_2S	2,0	4,70	55,1	—	2,3	2,0	0,75	55
CO_2	86,1	88,8	42,1	83,8	89,0	91,9	97,4	—
O_2	—	0,5	—	4,3	—	0,05	0,05	—
CH_4	4,9	0,25	—	0,16	2,8	0,2	0,2	—
H_2	—	0,06	—	0,0031	—	0,4	0	45
N_2	7,0	5,69	3,7	11,5	5,1	5,55	1,60	1
Ar	0,09	0,091	—	0,25	—	—	—	—
He	0,001	0,0013	—	0,00025	—	—	—	—

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Камчатка, кальдера Узон, источники на Озерном поле. 2 — СССР, о. Кунашир, источники Верхнеменделеевские. 3 — Япония, источник Мандза. 4 — Там же, источник Нигорикава. 5 — Новая Зеландия, источник Кететахи. 6 — США, Йеллоустонский национальный парк, Норрис Бассейн. 7 — Там же, Лассен-Парк, источник на берегу оз. Кипящее. 8 — Исландия, Наумафьядль, конденсат естественных паровых струй. 1 — [Пийп Б. И., 1937 г.]; 2 — данные авторов; 3 — [Икеда Н., 1956 г.]; 4 — [Юрабе А. и др., 1985 г.]; 5 — [Вильсон С. Х., 1953 г.]; 6 — [93]; 7 — [69]; 8 — [30].

3.2.1. Щелочные (и слабокислые) хлоридные термальные воды

Хлоридные гидротермы этой группы распространены весьма широко в структурах разного типа (рис. 9—18). Наиболее полно они изучены в пределах суши в областях современного вулканизма и в артезианских бассейнах. Некоторые сведения об их составе приведены в табл. 4, 5, 10, 18—25.

В областях современного и раннечетвертичного вулканизма в составе газов хлоридных гидротерм преобладает углекислый газ (табл. 18). При этом в районах действующих вулканов для них характерны примеси сероводорода (до 10—15 об.%) и водорода (до 2—10, реже до 20—45 об.%). Частыми примесями углекислых газов хлоридных гидротерм являются азот (до 10—40 об. %) и метан (до 5—10 об. %). Источники щелочных (и слабокислых) хлоридных терм наблюдаются часто у подножий вулканов. Температура вод источников колеблется обычно от 40—50 до 80—90 °С; дебиты их изменяются от 1—10 до 50—100 л/с и более. Хлоридные термы вскрыты здесь и многими скважинами глубиной до 1000—2500 м, температуры вод на этих глубинах достигают 200—300 °С. Особенно хорошо они изучены в Японии (Отаке, Оникобе, Онума и др.), Новой Зеландии (Вайракей, Каверау и др.), Филиппинах (Тиви, Тонгонан и др.), Мексике (Серро-Прието, Патэ и др.), США (Салтон-Си, Йеллоустонский парк и др.), СССР (Юго-Восточная Камчатка, Курильские острова) и др.

Минерализация вод хлоридных гидротерм в областях современного вулканизма большей частью колеблется от 1—3 до 15 г/кг (табл. 19). Для этих терм характерными являются часто повышен-

Таблица 17

Химический состав слабокислых и щелочных кремневокислых термальных вод, мг/кг

Компоненты	1 (11—160)	2 (16—54)	3	4
K^+	0,6	14	0,5	2,0
Na^+	9,7	33	2	6,7
Mg^{2+}	0,1	0,2	2,4	0,63
Ca^{2+}	11,3	<0,1	8,6	2,77
Fe	—	<0,1	0,06	0,05
Cl^-	9,8	0	5	5,68
SO_4^{2-}	42,0	48	16,3	1,5
HCO_3^-	—	34	15	4,35
H_2SiO_3	234,0	332,8	65	44,2
Σ мин.	307,8	470	114,8	67,8
pH	4,4	6,9	5,3	5,5
T, °C	Кип.	91	62,5	45

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — Исландия, Наумафьядль, конденсат естественных паровых струй; состав газа, об. %: H_2S 55; H_2 45. 2 — США, Йеллоустонский национальный парк, источник Смоук Джампер; кроме того, обнаружены, мг/кг: F 8; Li 0,1; Al 0,1. 3 — Индия, штат Бихар, источник Бхимбандх; состав газа, об. %: N_2 84,8; CO_2 12,8; O_2 0,8; Ar 1,6; кроме того, обнаружены, мг/кг: Cu 0,032; Pb 0,035; Zn 0,024; Mn 0,007; Ba 0,002. 4 — Там же, источник Реймсвакунд; состав газа, об. %: N_2 83,7; CO_2 13,2; O_2 1,6; Ar 1,3. 1 — [30]; 2 — [86]; 3, 4 — [Чатерджи Г., 1969 г.].

Таблица 18

Химический состав свободно выделяющихся газов слабокислых и щелочных хлоридных углекислых, сероводородно-углекислых и азотно-углекислых гидротерм, об. %

Компоненты	1 (13—88)	2	3 (18—16)	4	5 (16—54)	6 (13—117)	7	8 (11—149)	9 (11—148)	10 (10—38)	11 (9—7)
H_2S	8,40	15,5	8,36	2,5	0	0	2,3—3,7	9,8	0,45	—	1
CO_2	75,6	80,9	82,73	92,8	89,2	50—80	77,9—92,4	82,8	93,6	94,5	90
O_2	—	—	—	—	1,4	—	0	0	—	—	—
CH_4	0,80	—	0,50	2,0	0,55	—	1,5—6,9	0,03	<0,02	0,05	—
H_2	—	—	2,37		2,30	10—40	1,6—6,2	7,0	0,75	—	—
N_2	15,2	3,6	0,65	0,55	6,55	2—10	0,2—8,9	0,55	4,52	5,34	—
Ar	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,12	0,10	—
He	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, источники Паужетские. 2 — Япония, источник Матсукава. 3 — Новая Зеландия, парогидротермальное месторождение Вайракей, скв. 4, газ в паре из скважины — 0,04 %; кроме того, в газе содержится, %: C_2H_6 0,39; NH_3 5,36, H_3BO_3 0,03. 4 — Италия, парогидротермальное месторождение Лардерелло; кроме того, обнаружены, об. %: NH_3 1,7; H_3BO_3 0,45. 5 — США, Йеллоустонский национальный парк, Норрис Бассейн. 6 — Сальвадор, парогидротермальное месторождение Ахуачапан. 7 — Мексика, парогидротермальное месторождение Серро-Прието. 8 — Исландия, парогидротермальное месторождение Крисувик. 9 — Там же, термальный морской рассол Рейкьянес. 10 — Франция, ля Бурбуль, источник Шоси-2. 11 — Гваделупа, газ, сепарированный из пароводяной смеси скв. Бойланте-2. 1 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 2 — [Уайт Д. Е., Уоринг Дж. А., 1965 г.]; 3 — [56]; 4, 6—9 — [30]; 5 — [93]; 10 — [74]; 11 — [д'Арчимбауд Дж. Д., Мюньер-Джолайн Ж. П., 1975 г.].

Таблица 19

Химический состав слабокислых и щелочных соленых хлоридных сероводородно-углекислых и углекислых терм, мг/кг

Компоненты	1 (12—97)	2	3 (12—169)	4	5 (18—16)	6 (15—25)	7 (10—73)	8 (11—148)	9 (17—117)
Li	0,5	—	—	—	14,2	—.	—	—	20,3
K^+	78	109	Следы	14	225	58	198	1 433	1 060
Na^+	1487	896	35,9	201,7	1320	545	1977	10 150	6 100
NH_4^+	1,3	1,2	—	—	0,16	2,1	—	—	—
Mg^{2+}	5	20	Следы	11,6	0,03	0,8	46	1,2	0,1
Ca^{2+}	144	24,4	21	18,2	17	25	87	1 577	440
Fe^{2+}	—	0,5	0,04	27,5	—	Не обн.	0,8	—	0,1
Cl^-	2532	1632	464	2058	2260	710	3141	19 392	11 100
F^-	0,25	—	—	—	8,3	0,7	—	0,1	1,6
Br^-	7,8	—	—	—	6	1,7	10	—	45
I^-	0,8	—	—	—	0,3	0,27	—	—	8,2
SO_4^{2-}	94	109	125	587,3	36	260	373	29,6	29
HCO_3^-	40	38	82	1250,5	19	119	341	—	30
H_2SiO_3	132	756,6	105	99	896,3	450	—	793	845
H_3BO_3	140	126,6	—	—	164,7	12	—	46	958
Σ мин.	4618	3680	1112	4452	4978	2188	6175	33 201	19 679
pH	7,95	8,2	7,8	7,6	8,4	8,4	—	6,27	7,4
T, °C	100	97	80	54	260	>100	63	274	98

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Курильские острова, о. Кунашир, Горячий Пляж, скв. 1: NO_3^- 2; CO_3^{2-} 4; Fe_2O_3 0,4; Zn 0,03; As 1,7; Mn 0,4; Mo 0,02; Li 1; Sr 0,05. 2 — Япония, Отаке: CO_3^{2-} 4,5; Al 1,8. 3 — Индия, источник Гундала. 4 — Турция, источник Де-Гечек: HPO_4 0,67; NO_3 2; H_2TiO_3 0,25; CO_2 170. 5 — Новая Зеландия, Вайракей: H_2S 1,0; Pb 2,8; Cs 2,5; As 4,8. 6 — Эфиопия, гейзер Аллалобеда: Li 0,5; Cs 0,32; Sr 0,33; Rb 0,25; H_2S 0,1. 7 — Италия, Лаццо Амено. Sr 4,36; HBO_2^{2-} 0,25; $H_2BO_3^-$ 0,26; свободных газ, об. %: H_2S 77,3; CO_2 21,8; N_2 0,9. 1, 2 — 1969 г.]; 3 — [Чатерджи Г., 1969 г.]; 4 — [71]; 5, 6 — [30]; 7 — [Дамиани А. В., Моретти А., 1969 г.]; 8 — [Арнорссон С., Сигурдссон С., 1974 г.]; 9 — [Куэллар Г., 1976 г.].

ные содержания (мг/кг): мышьяка — до 8—10, реже до 40—60; бора (H_3BO_3) — до 50—100, реже до 500—1200; лития — до 2—10, реже до 20—50; рубидия — до 1—3, реже до 5—10; цезия — до 2—5, реже до 10—20, кремнекислоты (H_2SiO_3) — до 100—200, реже до 300—500. Установлено наличие в этих термах золота, серебра, меди, цинка и других металлов (см. разд. 5). В катионном составе рассматриваемых хлоридных гидротерм преобладает постоянно натрий (обычно 80—90 %-экв.). Отношение Cl/Br в основном находится в пределах 300—400, т. е. близко к значению для вод морского генезиса. Важно отметить, что гидрогеологические структуры, к которым приурочены соленые хлоридные углекислые (сероводородно-углекислые, водородно-углекислые, азотно-углекислые) термы в областях современного вулканизма, сложены в основном осадочными и вулканогенными толщами, накапливавшимися в морских бассейнах. Хлоридные рассолы этого типа установлены в Японии (Арима), Калифорнии (Салтон-Си), Юж-

Таблица 20

Химический состав слабокислых и щелочных термальных хлоридных и сульфатных сероводородно-углекислых и углекислых рассолов, мг/кг

Параметры	1	2 (15—30)	3 (14—254)	4 (16—89)	5
Li^+	24,7	6,9	56	215	350
K^+	1 577	1 790	4 664	17 500	21 370
Na^+	17 274	23 800	20 533	50 400	63 570
NH_4^+	—	—	—	409	12
Mg^{2+}	65	1 510	40	54	12
Ca^{2+}	2 855	7 840	4 069	28 000	43
Fe^{2+}	—	—	165	2 290	0,7
Cl^-	33 311	58 930	43 790	155 000	37 010
F^-	—	0,88	—	15	100
Br^-	62	—	—	120	—
I^-	3,1	—	—	18	—
SO_4^{2-}	205	208	Не обн.	—	91 010
HCO_3^-	142	208	595	150	1 900
H_2SiO_3	96	30	199	520	169
H_3BO_3	—	62	3 027	2 232	13 800
Σ мин.	55 494	94 356	76 581	258 000	230 000
pH	—	6,5	5,8	5,2	8,5
T, °C	91	72	94	300	210

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — Турция, Тузла: Rb 20,1; ^{87}Sr 123. 2 — Джибути, впадина оз. Ассаль: Rb 6,4; Sr 82; Pb 0,04; Cu 0,075; Fe 0,04; Mn 10; Zn 0,075. 3 — Япония, Арима, источник Тенмангоню: Rb 3,5; Cs 2,5; Al^{3+} 74, Mn^{2+} 44,3. 4 — США, Калифорния, Салтон-Си; Rb 135; Cs 14; Mn 1400; Sr 400; Ba 235; Zn 540; Pb 102; H_2S 16; Al 4,2; As 12; Cu 8; Ag 1. 5 — Италия, скв. Чезано-1: Rb 400; Cs 80; As 7,9; Cu 0,01; Zn 0,04; Pb 0,01; Co 0,02; Ni 0,02; Hg 0,001; U 0,04; Ba 0,1; Sr 0,05; Mn 0,1. 1 — [Бринкманн Р., Кюн Р., 1973 г.]; 2 — [Бош Б. и др., 1977 г.]; 3 — [Накамура Х., Маэда К., 1961 г.]; 4 — [Маффлер Л., Уайт Д. Е., 1969 г.]; 5 — [Каламаи А. и др., 1976 г.].

ной Америке (Эль-Татио) и др. (табл. 20). Высококонцентрированные хлоридные рассолы (Салтон-Си, Эль-Татио), вероятнее всего, связаны с галогенными формациями.

Следует отметить, что термальные щелочные (и слабокислые) хлоридные сероводородно-углекислые (и углекисло-сероводородные) соленые воды и рассолы установлены в некоторых артезианских бассейнах с наличием галогенных формаций вне какой-либо взаимосвязи с магматическими процессами. Данные об этих термах приведены в табл. 21.

Щелочные (и слабокислые) хлоридные азотные термальные воды довольно широко распространены на восточном побережье Азиатского и на западном побережье Северо-Американского материков (см. рис. 12, 16). Здесь известны источники хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 15—20 г/кг, вытекающие по зонам разломов из разнообразных кристаллических (или сильнометаморфизованных вулканогенных и осадочных) пород. Температура вод этих источников достигает 70—80 °С.

Таблица 21

Химический состав щелочных и слабокислых хлоридных сероводородно-углекислых (и углекисло-сероводородных) термальных вод артезианских бассейнов с галогенными формациями (без проявления современного вулканизма)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
K^+	0,17	1,79	9,5	0,66	0,99	8,99
Na^+	1,17			12,2	39,54	4,07
Mg^{2+}	0,16	0,2	0,59	0,39	1,07	12,42
Ca^{2+}	0,5	0,82	1,17	2,26	4,3	108,5
Br^-	—	—	0,07	0,095	0,023	6,15
Cl^-	1,89	3,1	17,77	23,46	71,17	243,2
HCO_3^-	0,57	0,87	0,65	0,428	0,26	0,11
SO_4^{2-}	1,31	1,74	0,31	1,062	2,67	Следы
Σ мин.	5,7	9,5	30,4	40,9	121	389,1
pH	6,4	7	6,65	6,3	6,6	5,8
T, °C	26	32	60	65	45	29

Примечания. 1 — Месопотамская область (*148*), Северо-Восточный Ирак, источник Айн Кибрит у г. Мосул; также установлены, г/л: CO_2 (своб.) 0,14; ΣH_2S 0,036. 2 — Там же, источник Мищарак: CO_2 (своб.) 0,257; ΣH_2S 0,498; свободный газ, об. %: CH_4 36,2; H_2S 46; CO_2 17. 3 — Кавказская область, Сочи-Адлерский бассейн, скв. 2-Р (Сочи), 2000 м: CO_2 (своб.) 0,211; ΣH_2S 0,467; I 0,008; H_2SiO_3 0,045. 4 — Там же, скв. 3 (Сочи, Мамайка), 2200—3000 м: CO_2 (своб.) 0,343; ΣH_2S 0,359; I 0,012; H_2SiO_3 0,032; HBO_2 0,23; Li 0,002; NH_4 0,02. 5 — Туранская область (*117*), Афгано-Таджикский бассейн, Кулябская зона, Кызыл-Су, скв. 8, 1210—1230 м: CO_2 (своб.) 0,210; ΣH_2S 0,469; I 0,01; HBO_2 0,18. 6 — Восточно-Сибирская область (*100*), Ангаро-Ленский бассейн, Тыретьская скв. 6, 1675—1730 м: ΣH_2S 1,2; Sr 4,36; HBO_2^{2-} 0,25; $H_2BO_3^-$ 0,26; свободный газ, об. %: H_2S 77,3; CO_2 21,8; N_2 0,9. 1, 2 — [Аль-Савах Факхри Д. С., 1976 г.]; 3 — [Куканов В. М., 1968 г.]; 4, 5 — [Вопросы гидрогеологии минеральных вод, 1977 г.]; 6 — [Басков Е. А., 1977 г.].

Весьма показательным для вод этих источников в разных регионах (Чукотка, Южное побережье Охотского моря, п-ов Корея, Индокитай, Малакка, западное побережье Северной Америки, Аляски и др.) является их весьма сходный состав (табл. 22): резкое преобладание среди анионов хлора и высокое содержание кальция. Газовый состав их изучен в основном на Северо-Востоке СССР (табл. 23), но, видимо, он аналогичен и в других регионах. Гидротермы подобного состава известны в Японии и на островах Фиджи.

Хлоридные азотные термальные соленые воды и рассолы распространены также во многих артезианских бассейнах: например, в Московском, Белорусско-Литовском и в других бассейнах Восточно-Европейской артезианской области (*85*); Тургайском, Сырдарьинском и других Туранской области (*117*); Парижском бассейне (*77*) и др. Температуры их достигают 50—100 °С и более.

Вместе с тем преимущественным развитием в артезианских бассейнах (с осадочными морскими и галогенными формациями) пользуются хлоридные метановые, азотно-метановые термы. Они хоро-

Таблица 22

Химический состав слабокислых и щелочных хлоридных азотных гидротерм, мг/кг

Компоненты	1 (12—55)	2	3 (12—220)	4 (12—282)	5	6 (15—61)	7 (15—94)	8 (17—64)	9 (9—8)
Li	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—
K^+	124	73		82,7	—	73	4,2	—	6,7
Na^+	4 554	388,5	73	1535	—	1320	126,6	817	232
NH_4^+	0	0,6	4,6	—	242	—	—	—	0,8
Mg^{2+}	8,2	7	19,5	8,5	—	31	0,4	56	0,9
Ca^{2+}	2 403	96	13	368,7	0,8	104	4,3	534	112
Fe^{2+}	0	0	0,1	0,1	27	—	Следы	—	<0,1
Cl^-	11 186,2	525	3216	2867	—	1733	133,9	955	520
F^-	1	0,25	—	2,4	245	—	—	—	4,3
Br^-	43,6	2	—	—	—	—	—	—	—
I^-	0,2	0	—	—	—	—	—	—	—
SO_4^{2-}	237	345	50	140,9	—	719	17,9	—	43
HCO_3^-	12,2	37	61	76,5	96	72	21	43	18
CO_3^{2-}	18,0	0	—	—	—	63	58	—	—
H_2SiO_3	127,5	84	247,8	130,3	91	—	83,9	—	46,8
H_3BO_3	0,9	7	—	—	—	—	—	—	—
Σ мин.	18 726	1559	5707	5216	715	4115	454	1685	984
pH	8,6	6,3	7,1	6,6	—	—	8,7	—	6,6
T, °C	80,5	68	75	52	67	65,5	40	40	40

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Северо-Восток, источники Чаплинские: Al_2O_3 6,8. 2 — СССР, о. Кунашир, источник Добрый Ключ: Fe_2O_3 1,1; Al_2O_3 0,9; Zn следы; H_2S 0,61. 3 — КНДР, источник Ончжин: Al_2O_3 21,8; CO_2 35,2; Pb 0,04; Mn 0,2; Rn 222 Бк/л. 4 — Вьетнам, источник Мо-Дук: Al^{3+} 4,1; PO_4^{3-} 2,7; CO_2 (своб.) 36,7. 5 — Австралия, источник Талароо. 6 — Танзания, источник Рок оф Хейдс. 7 — Свазиленд, источник Сипофанени: NO_2 3,5. 8 — Бразилия, источник Кальдас де Кипо. 9 — Гренландия, источник Юнарток: Zn 0,08; O_2 1,5. 1 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 2 — данные авторов; 3 — [Созинов Н. А., 1964 г.]; 4 — [Фонтэн Г., 1969 г.]; 5 — [92; Мак-Леод И., 1969 г.]; 6 — [Уолкер Б., 1969 г.]; 7 — [Хантер Д., 1969 г.]; 8 — [92]; 9 — [Перзоц Ф. и др., 1972 г.].

шо изучены во многих артезианских бассейнах в связи с разведочными работами на нефть и газ. Некоторые данные об их составе приведены в табл. 4, 5, 24, 25. Минерализация их колеблется обычно от 15—20 до 200—300 г/кг. Высококонцентрированные хлоридные рассолы приурочены к артезианским бассейнам с наличием галогенных формаций. Температуры этих хлоридных соленых вод и рассолов достигают на глубинах 3000—4000 м 100—150 °С и более. Высококонцентрированные (более 250—270 г/кг) рассолы имеют обычно хлоридный кальциево-натриевый и натриево-кальциевый состав. Для них характерны часто высокие концентрации, г/кг: K до 5—10 и более, Br до 3—6 и более, Sr до 2—5. Эти рассолы обогащены также различными металлами, мг/кг: Fe до 1000—5000; Mn до 500—1000; Zn до 50—100, реже до 200; Pb до 10—100; Cu до 10—100 и др. (см. разд. 5).

Таблица 23

Химический состав свободно выделяющихся газов слабощелочных и щелочных хлоридных азотных гидротерм, об. %

Компоненты	1 (12—55)	2 (12—50)	3	4	5 (14—256)	6 (9—8)	7 (15—3)	8	9 (15—94)	10	11
H_2S	—	—	—	0	—	—	0,332	—	—	—	—
CO_2	0,15	—	0	0,30	4,5	—	2,2	—	—	0,03	2,48
O_2	—	—	0	0,45	1,4	—	Следы	—	—	0,12	0,05
CH_4	0,96	—	0,4	4,4	0,095	—	—	5,4	—	0,27	0,58
H_2	—	—	—	0	<0,0005	—	—	—	—	—	—
N_2	95,5	98,5	99,6	94,85	92,8	95—96	95,0	87,5	81,8	89,9	95,79
Ar	1,914	1,43	1,486	—	1,11	—	2,2	—	—	1,53	0,6
He	0,339	0,0946	0,01	—	0,083	2,2		4,2	5,54	8,06	—

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Чукотка, источники Чаплинские. 2 — Там же, источник Таватумский. 3 — Там же, о. Кунашир, источник Добрый Ключ. 4 — Там же, Узбекистан, курорт Чартак, скв. 2, 1248—1546 м. 5 — Япония, источник Мисаса; кроме того, обнаружены, об. %: Ne 0,0008; C_2H_6<0,000001. 6 — Гренландия, источник Юнарток. 7 — Марокко, источник Мулай-Якуб; установлено H_2S 90 мг/кг. 8 — Танзания, источник Скала Аида. 9 — Свазиленд, источник Синофанени. 10 — ЮАР, источник Эйланд. 11 — Франция, источник Бурбон-ле-Бэйнс. 1, 2 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 3 — данные авторов; 4 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 5 — [Юрабе А. и др., 1985 г.]; 6 — [Перзоц Ф. и др., 1972 г.]; 7 — [15; Комбе М., 1969 г.]; 8, 9 — [15]; 10 — [Кент Л. Е., 1969 г.]; 11 — [74].

Хлоридные метановые термальные воды изучены в артезианских (и адартезианских) бассейнах областей современного вулканизма в некотором удалении от действующих вулканов. На Камчатке эти воды наиболее полно изучены в Восточно-Камчатском бассейне, в Японии — на нефтегазовых месторождениях Мобара, Утино и др. Как видно из данных табл. 24 и 25, эти воды аналогичны водам артезианских бассейнов невулканических районов, сложенных терригенными и карбонатными морскими отложениями, что указывает на общность процессов их формирования [3]. Вместе с тем в водах артезианских бассейнов Японии наблюдаются относительно высокие (до 120 мг/кг) содержания иода.

3.2.2. Щелочные (и слабокислые) сульфатные термальные воды

Сульфатные углекислые термы этой группы довольно разнообразны по минерализации и составу, но в целом встречаются относительно редко (по сравнению с углекислыми хлоридными и гидрокарбонатными термами). Источники сульфатных углекислых терм известны в районах действующих вулканов на Камчатке, Курильских, Японских островах, в Калифорнии и в других районах. Температуры их достигают 60—100 °С. Минерализация вод источников находится обычно в пределах 0,8—1,5 г/кг (табл. 26, 27). Сходным составом обладают воды гейзеров Сонома в Калифорнии, вскрытые скважинами глубиной до 3000 м и более, температура которых достигает 240—285 °С (см. табл. 10). Своеобразные углекислые рассолы сульфатного калиево-натриевого состава с минерализацией около 260 г/кг (см. табл. 20) вскрыты в скв. Че-

Таблица 24

Химический состав щелочных хлоридных метановых терм, мг/кг

Компоненты	1 (9—11)	2 (13—87)	3 (12—106)	4 (9—16)	5	6 (18—23)	7 (15—99)	8 (17—14)	9
Li	2,5	—	—	—	—	5,4	—	—	—
K^+	56,7		11,5	19	—	100	8	519	132
Na^+	8 940	702	1861,6	5 950	9 654	7 100	778	2 027	5 820
NH_4^+	22	2	22,8	27,6	—	—	0,85	—	51
Mg^{2+}	69	13	22,7	95,3	95	Есть	0	—	115
Ca^{2+}	146,5	248	200,4	256	167,2		87	2 632	373
Cl^-	14 074	1139	3238,4	10 300	14 520	16 000	1321	8 012	9 840
Br^-	106,2	—	18,5	45,3	21,7	—	—	608	—
I^-	25,6	—	0,5	48,1	10,1	—	0,25	—	—
SO_4^{2-}	6	432	18,9	30,8	—	21	16	—	1,6
HCO_3^-	386	183	186,4	128	654	—	49	—	535
CO_3^{2-}	—	—	—	—	487,8	—	0	—	—
H_2SiO_3	54	18,2	44,8	—	—	—	—	—	—
H_3BO_3	Есть	4	16,3	—	—	—	—	—	—
Σ мин.	24 045	2737,4	5599	16 960	25 356	>23 220	2277	13 798	17 056
pH	7,3	7,0	8,3	8,7	—	—	8,3	—	7,5
T, °C	61	74	45,5	28,5	>20	49	29,8	40	81

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Майкоп, скв. 8: Sr 6,3; CO_2 150. 2 — СССР, Камчатка, источники Нижнеголыгинские: Fe^{2+} 0,4. 3 — СССР, Сахалин, источники Дагинские. 4 — Япония, о. Окинава, скв. Наха-Р-2, 336—340 м: CO_3^{2-} 60; $KMnO_4$ 65. 5 — Индонезия, о. Ява, Дженок. 6 — Новая Зеландия, источник Морера. 7 — ЮАР, источник Флорисбад: Al^{3+} 7; Fe^{2+} 2. 8 — Эквадор, источник Сан-Висенте. 9 — США, нефтяное месторождение Цимрик: Fe^{2+} 1,2; Mn 0,08. 1 — [Иванов В. В., Невраев Г. А., 1964 г.]; 2 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 3 — [Штейн М. А., 1962 г.]; 4 — [Фукута О. и др., 1970 г.]; 5, 6, 8 — [92]; 7 — [Кент Л. Е., 1969 г.]; 9 — [55].

Таблица 25

Химический состав свободно выделяющихся газов слабощелочных и щелочных хлоридных метановых гидротерм, об. %

Компоненты	1 (9—12)	2 (9—13)	3 (13—86)	4	5 (9—16)	6	7 (15—99)	8
H_2S	0,9		0	—	—	—	—	—
CO_2	4,7	3,8	0	—	0,24	2,5	—	—
O_2	0,4	—	—	—	0,48	—	—	—
CH_4	90,0	92,2	89,9	93,7	89,52	83,1	87,2	73,93
H_2	—	—	—	—	0,019	—	—	—
N_2	4,0	4,0	10,1	6,3	9,72	14,1	17,3	15,45
Ar	—	0,025	0,29	0,086	—	0,28	—	—
He	—	0,049	0,009	0,003	0,028	0,05	—	—

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Азербайджанская ССР, скв. 1334 в пос. Шихово, 2319 м. 2 — СССР, Западная Сибирь, скв. 5-Р в г. Тобольск, 1720—1723 м. 3 — СССР, Камчатка, источники Саванские. 4 — СССР, Сахалин, источники Луньские. 5 — Япония, о. Окинава, скв. Наха-Р-2, 336—340 м. 6 — Китай, Ляохэйский бассейн, депрессия Джицхоу. 7 — ЮАР, источник Флорисбад. 8 — Польша, Центральноевропейский нефтегазоносный бассейн, месторождения Заленче; кроме того, обнаружены тяжелые углеводороды — 0,622 об. %. 1, 2, 4 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 3 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 5 — [Фукута О. и др., 1970 г.]; 6 — [Хе-Шичунь, 1982 г.]; 7 — [15]; 8 — [Нефтегазоносные бассейны социалистических стран Европы и республики Куба, 1981 г.].

зано-1 (глубина около 1400 м) в кальдере Браччано в Центральной Италии (в 15 км севернее Рима).

Сульфатные углекислые термы встречаются и в областях молодого вулканизма (Карпатах, Альпах, Кавказе и др.). Так, например, в южной части Западных Карпат (в пределах Чехословакии) известны углекислые источники сульфатного кальциевого состава с минерализацией до 3—3,5 г/кг и температурой до 35—46 °С (источники Ковачева, Слиач и др.) [67]. В Богемском массиве встречаются углекислые термы (Эльбоген и др.) сульфатного натриевого состава с минерализацией до 7—8 г/кг. Близки к ним здесь и гидрокарбонатно-сульфатные углекислые термы Карлсбада (Карловых Вар). В Центральных Альпах (в Италии) в Бормио известны выходы термальных (40 °С) углекислых сульфатных кальциево-магниевых сильносоленых (24,4 г/кг) вод (см. табл. 9).

В артезианских бассейнах с галогенными формациями иногда встречаются метаново-сероводородно-углекислые сульфатные термы. Они изучены в Месопотамском бассейне (*148*) в Северо-Западном Ираке и в других районах (табл. 26, 27).

Сульфатные азотные термы широко распространены в складчатых областях, охваченных интенсивными новейшими тектоническими движениями (см. рис. 9—18). При этом в складчатых областях, сложенных кристаллическими породами и сильноконсолидированными геосинклинальными комплексами, минерализация этих гидротерм большей частью не превышает 1—1,5 г/кг; среди катионов преобладает натрий, реже кальций (табл. 28). Характерным для этих терм являются довольно высокие содержания кремнекислоты (до 100—300 мг/кг) и фтора (до 10 мг/кг и более). Значения pH в них достигают 8,5—9,5. Температуры вод источников составляют 70—90 °С и реже более. В составе растворенных газов резко преобладает азот — обычно 95—99 об.% (табл. 29).

Сульфатные азотные термы известны в артезианских бассейнах, например в Рионском (Цаиши, Гагра и др.), Таджикском (Шаамбары и др.), Бухаро-Каршинском (Ситоре и др.), Ферганском (Чартак и др.), Амударьинском (Ашхабад, Фараб и др.) и др. [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]. Минерализация их обычно в пределах 0,8—4 г/кг, реже возрастает до 8—10 г/кг. Температуры этих терм чаще до 40—50 °С, реже до 80—90 °С (Рионский бассейн: Цаиши, Зугдиди и др.). Сульфатные метановые термы известны в артезианских бассейнах (Терско-Кумском, Таджикском и др.) [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г., и др.]. Минерализация их колеблется от 1—2 до 3—4 г/кг (реже до 10—16 г/кг), температура достигает 90—96 °С; pH 8—8,6.

3.2.3. Щелочные (и слабокислые) гидрокарбонатные (карбонатные) термальные воды

Гидрокарбонатные углекислые термы пользуются довольно широким развитием (см. рис. 9—18, табл. 9, 30, 31). Они известны во всех областях современного и четвертичного вулканизма.

Таблица 26

Химический состав слабощелочных сульфатных углекислых гидротерм, мг/кг

Компоненты	1 (13—75)	2 (12—95)	3	4 (16—85)	5
K^+	3,2	13,3	13,5	4	72,3
Na^+	62,0	33	131	33	499,6
NH_4^+	—	1,3	1	128	Следы
Mg^{2+}	49,7	49	39	2	59,6
Ca^{2+}	200,1	110	144	7	114,3
Fe^{2+}	5,5	0	0	4	0,09
Cl^-	10,6	10	113	—	81,5
SO_4^{2-}	771,7	466	352	419	865,1
HCO_3^-	44,0	85	336	—	841,6
H_2SiO_3	372	153	169	179,4	70,6
B_2O_3	32,6	0,28	9,57	84	—
Σ мин.	1559,5	925,1	1348	823	2932,8
pH	7,7	7,05	7,85	—	7,0
T, °C	60	97	87	Горячая	76

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Камчатка, источники Верхнесемячинские: H_2PO_4 0,03; $H_2AsO_4^-$ 0,0015. 2 — СССР, о. Итуруп, источники Старозаводские: Br^- 0,42; I — следы; F^- <0,25; Fe_2O_3 1,3; Zn 0,0075; Sr 0,3; Mn 1,95; AlO_2—0,25; H_2S 5,78. 3 — СССР, о. Кунашир, вулкан Головнина, источник на фумарольном поле оз. Кипящее: Br 0,6; I — 0,5; F — <0,25; H_2AsO_4 0,05; Mn 1,12; Sr 0,05; Li 0,025. 4 — США, Калифорния, Лассен-Парк, источник Грохочущий Ад: Fe^{3+} 4,0. 5 — Турция, Гедиз, источник Кахве Травертини: NH_4^+ следы; Al^{3+} 2,2; I^- 0,17; Br^- 4,32; NO_3^- 5,0; HPO_4^{2-} 17,3; CO_2 299,2. 1 — [1]; 2, 3 — данные авторов; 4 — [69]; 5 — [71].

Таблица 27

Химический состав свободно выделяющихся газов слабокислых и слабощелочных сульфатных углекислых гидротерм, об. %

Компоненты	1 (13—75)	2	3	4 (10—89)
H_2S	—	Следы	12,40	—
CO_2	82,3	93,5	71,21	82,3
O_2	—	0,5	0,38	0,22
CH_4	12,8	0,4	0,49	—
H_2	—	—	—	0,058
N_2	4,8	5,6	15,15	16,7
Ar	—	0,075	0,35	0,36
He	—	<0,001	0,0013	0,00085

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Камчатка, источники Верхнесемячинские. 2 — Там же, о. Кунашир, вулкан Головнина, источники у оз. Кипящее. 3 — Чехословакия, Пиштани, источник Трайан. 4 — Там же, Склене Теплице, скв. ST-1. 1 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 2 — данные авторов; 3, 4 — [75].

Таблица 28

Химический состав щелочных сульфатных азотных гидротерм, мг/кг

Компоненты	1	2 (13—91)	3	4 (12—112)	5	6 (16—28)	7 (16—80)	8 (18—1)	9 (17—32)	10 (9—20)
K^+	6,64	8,2	40	54	10,5	2,9	6,8	—	65	4
Na^+	103,85	285,0	235,0	231,4	466,8	14,9	227	149	310	211
Mg^{2+}	0,48	Следы	1,56	0,5	10,5	31,6	0	—	—	—
Ca^{2+}	4,43	267,0	148,7	186	49,9	150	16	420	—	120
Cl^-	25,0	184	271,6	104,5	123,5	10,8	160	132	64	62,1
F^-	—	1,7	—	—	—	1,8	—	—	—	9,5
SO_4^{2-}	100,28	980,0	481,0	799,3	560,4	344	288	609	629	616,9
HCO_3^-	51,84	24,0	62,3	72,4	445,8	208	37	10,8	—	8,3
CO_3^{2-}	18,00	0	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2SiO_3	23,6	47	—	65,5	—	58,4	124,3	—	95	—
Σ мин.	407,9	1812	1356	1521,2	1549,6	706	841	1604	1068	700
pH	7,5	6,45	7,4	7,8	—	7,3	8,5	—	—	9,15
T, °C	58	66	61	66,2	Горячие	45,5	81—95	44	42—73	71,5

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Северо-Восток, источник Наяханский: Fe^{2+} 0,15; Li 0,01; Al 1,99. 2 — СССР, Камчатка, Нижняя Паратунка, скв. 3: NH_4^+ 1,8; Br 1,3; $H_2AsO_4^-$ 0,0023; $HAsO_4^{2-}$ 0,0015; B_2O_3 6,7; Fe_2O_3 0,4; Li 0,25. 3 — Япония, источник Ою. 4 — Турция, источник Ялова: NH_4^+ 0,1; Fe 0,05; Al 0,125; Mn 0,2; HBO_3 следы; CO_2 7,2; H_2S следы. 5 — Франция, источник Эво ле Бэйнс: NH_4^+ 0,68; Fe 3,0; CO_2 42,0; Mn 0,00002; Al 6,2; Br 0,00005; I 0,00004. 6 — Канада, национальный парк Кутеней, источник Рэдиум: Fe 0,009; Mn 0,01; Al 0,33; Cu 0,0012; Zn 0,013; PO_4 0,7; NO_3 0,6. 7 — США, Калифорния, источник Эмеди: NH_4^+ 0,5; Fe^{2+} 0,01; Al 0,23; Ba 0,05; Sr 0,06; H_2S 0,2; B_2O_3 13,2. 8 — США, о. Пуэрто-Рико, источник Баньос-де-Коамо. 9 — Боливия, источник Урмири. 10 — Фиджи, о. Вануа-Леву, источник Батиниками: B_2O_3 1,9; H_2CO_3 1,6. 1 — [Калабин А. И., 1960 г.]; 2 — данные авторов; 3 — [87]; 4 — [71]; 5 — [74]; 6 — [72]; 7 — [56]; 8, 9 — [92]; 10 — [Хили Дж., 1960 г.].

Таблица 29

Химический состав свободно выделяющихся газов слабощелочных и щелочных сульфатных азотных гидротерм, об. %

Компоненты	1	2 (13—91)	3	4	5	6	7	8	9	10	11 (16—28)
H_2S	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	0,58	0,20	0,49	8,12	0,11	2,07	0,50	19,6	—	6	2,79
O_2	0	0	0,24	1,12	0,63	4,53	1,50	—	—	—	9,97
CH_4	0	0	—	0	0,49	—	—	—	—	—	—
H_2	—	—	—	0	0,00012	—	—	—	—	—	—
N_2	99,42	99,8	99,27	90,74	97,3	90,83	96,48	80,4	97,55	93	87,24
Ar	0	1,338	1,46	—	1,51	1,052	1,345	—	—	1	—
He	—	0,009	0,32	—	0,00032	1,365	0,174	—	—	—	—

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Северо-Восток, источник Наяханский. 2 — Там же, Камчатка, источники Нижнепаратунские. 3 — Там же, Забайкалье, источник Гаргинский. 4 — Там же, Грузия, курорт Цаиши, скв. 1, 707—824 м. 5 — Япония, Хоккайдо, источник Райден; кроме того, установлены, об. %: Ne 0,00177; C_2H_6 0,01. 6 — Франция, источник Эво ле Бэйнс. 7 — Югославия, Сербия, источник Брестовачка Баня. 8 — Алжир, источник Улед Али. 9 — Мадагаскар, источник Ранумафана в верховьях р. Намуруна; установлено H_2S от 47,6 до 51 мг/кг. 10 — Намибия, источник Гросс Бармен; кроме того, установлено, мг/кг: CO_2 4—23; H_2S до 1. 11 — Канада, источник Рэдиум; кроме того, установлены: CO_2 до 30 мг/кг, Rn 1,67 Бк/л. 1 — [Калабин А. И., 1960 г.]; 2 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 3, 4 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 5 — [Юрабе А. и др., 1985 г.]; 6 — [74]; 7 — [Димитриевич Н., 1975 г.]; 8, 9, 10 — [15]; 11 — [Мазор Е. и др., 1983 г.].

Таблица 30

Химический состав слабокислых и слабощелочных гидрокарбонатных углекислых гидротерм, мг/кг

Компоненты	1 (13—56)	2 (12—283)	3 (18—9)	4 (12—151)	5	6 (12—6)	7	8	9	10 (16—31)	11
K^+	1059	38,5	39	100	71,2	33	21,25	78,2	33	290,1	114,9
Na^+	0	955,2	3 162	600	428,1	1586	1013	634,29	912		844,5
NH_4^+	13	—	—	6	—	0,1	0,48	0	—	—	—
Mg^{2+}	67	11,6	—	9	27,4	47	39,46	99,68	5,4	13,8	5,7
Ca^{2+}	0,2	37,1	—	9	15,1	111	65,07	188,38	14	150	24,7
Fe^{2+}	98	0,6	—	Следы	0,0191	6,2	1,12	0,9	—	—	—
Cl	4,0	19,8	581	396	54,9	424	621,7	580,37	58	62,5	221,1
F^-	825	10,0	—	12	—	—	—	0,95	—	—	8,2
SO_4^{2-}	1861	—	388	128	4,1	2,5	42,22	124,88	6,5	37,6	123,1
HCO_3^-	90	2584	6 660	1159	1376,4	4124	1995	1824,4	2480	1144	1801,8
H_2SiO_3	2,0	79,5	148	158	18,2	21	61	113	96,2	87	102
B_2O_3		—	—	840	—	39,8	—	31	296,1	—	—
Σ мин.	4020	3743	11 170	3417	1998,5	6392	3864	3645	3675	1766	3246
pH	6,7	6,7	8,3	7,6	7	6,8	—	6,2	7,2	—	8,4
T, °C	47,5	36	30—85	83	44	33	40,1	Горячие	54	38,6	65

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Камчатка, источник Тымлатский: $HAsO_4^{2-}$ 0,04; CO_2 (своб.) 220. 2 — Вьетнам, источник Винг-Хао: CO_2 (своб.) 792; Al 2,2; PO_4 6,8. 3 — Новая Зеландия, источник Те-Ароха: CO_2 (своб.) 192. 4 — Индия, источник Пуга: S 11; Li 54. 5 — Турция, источник Кемальпаша: Al 1,176; I 0,11; Br 1,26; NO_3 0,16; $HAsO_4$ 0,375; CO_2 265. 6 — СССР. Грузия, Боржоми, скв. 41а: Li 0,2; Sr 6; Ba 3,4; Al 0,5; Mn 0,2; Br 1,2; I 0,3; HS 0,7; HPO_4^{2-} 0,1; CO_2 96,8; H_2S (общ.) 2. 7 — ФРГ, Эмс, источник Кренхен-1: Li 0,4; Sr 0,93; Ba 0,6; Mn 0,05; Cu 0,0006; HPO_4^{2-} 0,91; CO_2 1100. 8 — Франция, Ройят, источник Евгения: PO_4 0,16; Li 6,3; As 0,5; Br 2,0; Sr 5,6; Ba 1,0; Rb 0,6; Mn 0,3; I 0,04. 9 — США, источник Скаггс-Спрингс: Hg<0,02; Sb 0,1. 10 — Канада, источник Айнсворт: Fe_2O_3 2,9. 11 — Танзания, источник Рамбо. 1 — [3]; 2 — [Фонтэн Г., 1969 г.]; 3 — [92]; 4 — [Шанкер Р. и др., 1975 г.]; 5 — [71]; 6, 7 — [Иванов В. В., Невраев Г. А., 1964 г.]; 8 — [74]; 9 — [55]; 10 — [Саутер Дж. Г., Халстед Е. К., 1968 г.]; 11 — [Уолкер Б., 1969 г.].

Таблица 31

Химический состав свободно выделяющихся газов слабокислых и слабощелочных гидрокарбонатных углекислых гидротерм, об. %

Компоненты	1 (13—56)	2 (12—8)	3	4 (18—9)	5	6 (11—167)	7 (10—40)	8	9	10 (10—108)	11	12
H_2S	—	—	—	0	0,23	—	—	—	0	—	—	—
CO_2	90,12	99,5	95,4	98,8	89,34	93,0	99,47	99,3	59,3	75,0	97,2	98,94
O_2	0,07	—	0,11	0,3	—	1,0	—	0,019	0,73	7,5	—	0,145
CH_4	0	0,06	0,18	0,02	7,94	—	—	0,009	24,07	—	—	—
H_2	—	—	0,016	—	—	—	—	—	—	—	—	—
N_2	9,64	—	4,2	0,9	2,49	6,0	0,43	0,65	15,5	17,24	2,1	0,90
Ar	—	0,16	0,033	—	—	—	0,017	0,019	0,37	0,24	—	0,015
He	—	—	0,00057	—	—	—	0,0018	0,0001	0,018	0,018	0,1	0,00004

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Камчатка, источник Тымлатский; кроме того, установлен CO 0,10 %. 2 — СССР, Кавказ, источник Джермук, скв. 2/61, 53 м. 3 — Япония, Хоккайдо, источник Нисеко; кроме того, установлен Ne 0,00004 об. %. 4 — Новая Зеландия, источник Те-Ароха. 5 — США, Калифорния, источник Салфер-Бэнк. 6 — Исландия, Лисохудль. 7 — Франция, Виши, источник Гранд Гриль. 8 — Там же, Ройят, источник Цезар. 9 — Чехословакия, источник Несвади. 10 — Югославия, Сербия, источник Луковска Баня. 11 — Танзания, источник Рамбо. 12 — Мадагаскар, источник Рановизи. 1 — [Толстихин О. Н., 1962 г.]; 2 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 3 — [Юрабе А. и др., 1985 г.]; 4, 5 — [93]; 6 — [31]; 7, 8 — [74]; 9 — [75]; 10 — [Димитриевич Н., 1975 г.]; 11, 12 — [15].

Условия их распространения в гидрогеологических структурах характеризуются большой сложностью и разнообразием, особенно в областях современного вулканизма. Например, в Новой Зеландии на термальном поле Вайракей скважинами наряду со щелочными хлоридными сероводородно-углекислыми термальными водами вскрываются (в основном, до глубин 400—500 м) слабокислые гидрокарбонатные углекислые воды, температура которых иногда превышает 100 °С [56]. Такого типа термальные воды известны в Новой Зеландии на термальных полях Вайотапу, Рототуа, Те-Ароха и др. Здесь они выходят также в виде источников с дебитами до нескольких литров в секунду. Температуры вод источников достигают 80—85 °С. Общая минерализация гидрокарбонатных углекислых вод в Новой Зеландии обычно находится в пределах 1—2 г/кг, реже повышается до 10—12 г/кг (источник Те-Ароха). На Камчатке на Паужетской термальной площади кроме щелочных хлоридных натриевых сероводородно-углекислых терм также встречаются источники гидрокарбонатного состава с минерализацией до 1,8 г/кг. Следует отметить, что полученные здесь конденсаты пара (после вскипания хлоридных газов) в скв. Р-1 имеют гидрокарбонатный состав с минерализацией 0,28 г/кг [Паужетские горячие воды на Камчатке, 1965 г.].

В Йеллоустонском парке (США) наряду со щелочными хлоридными сероводородно-углекислыми термами известны выходы щелочных гидрокарбонатных углекислых термальных вод с минерализацией до 1,6 г/кг (табл. 30). Такое совместное нахождение этих двух типов термальных вод (при резком преобладании хлоридных) является характерным для областей современного вулканизма. Кроме того, в районах выходов щелочных (и слабокислых) гидрокарбонатных углекислых терм часты источники и сильнокислых гидротерм (Йеллоустонский парк, о. Кунашир и др.).

В районах молодого четвертичного вулканизма описываемые гидрокарбонатные углекислые термы приурочены обычно к крупным зонам новейших разломов и формируются как в пределах складчатых структур, так и в артезианских бассейнах. Эти углекислые гидрокарбонатные термы хорошо изучены во многих регионах (Кавказ, Карпаты, Балканы, Альпы, Малая Азия, Атлас, Анды, Калифорния и др.). Минерализация их колеблется обычно от 1,5—2 до 4—6 г/кг, реже достигает 10—15 г/кг. Для последних характерны часто повышенные содержания хлор-иона (например, в районе Кавказских Минеральных вод — Нагуты, Ессентуки и др.). Вместе с тем развиты и гидрокарбонатные натриевые углекислые термы с минерализацией до 10—15 г/кг (типа Боржоми на Кавказе и др.) и реже до 20—25 г/кг (Папка в Восточных Карпатах, см. табл. 9 и др.). Температуры изученных гидрокарбонатных углекислых терм в районах молодого вулканизма обычно не превышают 50—70 °С. В Турции в районе Кизилдере, где выходили углекислые источники сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава (минерализация 3,5 г/л) с температурой до 60—88 °С, скважинами глубиной 500—1240 м выведены

Таблица 32

Химический состав слабощелочных и щелочных гидрокарбонатных азотных гидротерм, мг/кг

Компоненты	1 (12—49)	2 (12—99)	3 (14—261)	4 (12—163)	5	6	7 (10—46)	8 (16—48)	9
K^+	—	0	1,6	4	1,3	—	3,7	1,9	1,3
Na^+	124,75	90,2	34,5	101	97	241	23,0	74	2,6
NH_4^+	0,05	1,0	—	—	5,0	—	—	—	—
Mg^{2+}	1,74	2,0	0,6	1,5	0,01	3,9	2,0	—	15,0
Ca^{2+}	2,50	2,4	4,9	17	1,1	53,8	15,4	2,2	50,0
Fe^{2+}	—	0	1,2	<0,04	—	—	—	0,4	—
Al^{3+}	8,46	0	1,0	—	0,008	—	—	0,1	—
Cl^-	75,28	35,1	23,1	15	4,2	127,4	4,7	14	1,7
F^-	—	12,0	—	—	7,0	5,0	8,45	11	—
SO_4^{2-}	82,82	17,7	13,7	105	19	112	44,0	12	57,0
HCO_3^-	122,0	48,8	57	155	189	300,5	89,0	79	155
CO_3^{2-}	24,0	45,0	—	—	—	—	—	27	—
H_2SiO_3	102	103	50,2	97,5	76,7	65	71,5	105,3	27,3
Σ мин.	543	357,9	187,2	496	400	909	281,7	326	225
pH	9	9,3	8,6	7,6	9,01	6,9	7	9,2	7,6
T, °C	88	72	49,5	57	55	45	Горячие	98	34,6

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Северо-Восток, источники Тальские, скв. 69. 2 — СССР, Дальний Восток, источники Кульдур. 3 — Япония, источник Дого. 4 — Индия, Ассам, источник Копили: B<0,5 мг/кг. 5 — Новая Зеландия, о. Южный, источник Лэйк Самнер, мг/кг: Li 0,2; B — 4,0; H_2S 5,8; $\delta D = 59{,}2$ ‰; $\delta^{18}O = 9{,}42$ ‰. 6 — Танзания, источник Конга. 7 — Франция, источник Пломбиерс (Савониес), мг/кг: NO_3 3,2; Li 0,2; Cu 0,001; Zn 0,004; Co 0,003; As 0,25; B 0,5; Sr 0,1. 8 — США, Айдахо, источник Бойлинг, мг/кг: B_2O_3 0,08; H_2S<1. 9 — Канада, Рэм Крик, мг/кг: NO_3 0,5; H_2S 0,01; CO_2 5; O_2 5,4; 1 — [Калабин А. И., 1960 г.]; 2 — [Барабанов Л. Н., Дислер В. Н., 1968 г.]; 3 — [Накамура Х., 1962 г.]; 4 — [Чатерджи Г., 1969 г.]; 5 — [Барнс И., 1985 г.]; 6 — [Уолкер Б., 1969 г.]; 7 — [74]; 8 — [55]; 9 — [72].

Таблица 33

Химический состав свободно выделяющихся газов щелочных гидрокарбонатных азотных гидротерм, об. %

Компоненты	1 (12—49)	2 (12—99)	3 (12—43)	4	5 (12—210)	6	7	8	9	10 (10—46)
H_2S	0,06	—	—	0	—	Следы	—	—	?	—
CO_2	0,9	—	—	0	0,44	1,0	—	—	8,0	—
O_2	—	—	0,8	0	—	2,0	—	—	3,88	4,0
CH_4	4,4	0,5	2,90	0	5,62	2,1	—	—	0,74	—
H_2	—	—	—	0	—	—	—	—	—	—
N_2	94,7	99,5	96,3	100	93,94	94,6	81,2	93,7	85,2	94,5
Ar	—	1,729	1,491	1,42	—	—	—	—	2,22	1,375
He	—	0,181	0,211	0,52	—	—	17,9	4,7	0,0019	0,12

Примечания. В скобках даны номер рисунка — номер водопункта на нем. 1 — СССР, Северо-Восток, источники Тальские, скв. 62. 2 — Там же, источник Кульдур, скв. 3. 3 — Там же, Забайкалье, источник Могойский. 4 — Там же, Алтай, источник Белокуриха, скв. 1-К. 5 — Монголия, источник Хужиртэ. 6 — Индия, Баркешвар, источник Кхаркунда; кроме того, установлено C_2H_6 0,3 об. %. 7 — Танзания, источник Ньямози. 8 — Свазиленд, источник Эзулвени-1. 9 — Чехословакия, Дьяковице, скв. 1; кроме того, установлено CO_2 18,5 мг/кг. 10 — Франция, Пломбиерс-ле-Бэйнс. 1 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 2, 4 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 3 — [Барабанов Л. Н., Дислер В. Н., 1963 г.]; 5 — [Геохимия подземных минеральных вод Монгольской Народной Республики, 1976 г.]; 6 — [Чоудхури А. Н. и др., 1964 г.]; 7, 8 — [15]; 9 — [75]; 10 — [74].

Таблица 34

Химический состав свободно выделяющихся газов слабощелочных и щелочных гидрокарбонатных метановых гидротерм, об. %

Компоненты	1	2	3	4
CO_2	3,17	—	0,5	2,5
O_2	—	—	0	7,0
CH_4	43,87	92,7	93,7	82,0
N_2	52,96	7,3	5,8	8,37
Ar	0,82	1,45	0,0833	0,116
He	0,0074	0,035	0,0474	0,0077

Примечания. 1 — СССР, Сахалин, источник Агневский. 2 — СССР, Прибайкалье, скважина у пос. Сухая Загза, 100—150 м. 3 — СССР, Северный Кавказ, скв. 1 — Кумагорская. 4 — Югославия, Сербия, источник Стари Бечей. 1 — [Иванов В. В., 1960 г.]; 2 — [Басков Е. А., Климов Г. И., 1963 г.]; 3 — [Каталог минеральных вод СССР, 1969 г.]; 4 — [Димитриевич Н., 1975 г.].

сульфатно-гидрокарбонатные натриевые термы с минерализацией около 5 г/кг и температурой до 200—220 °С. Состав этих вод из скв. КД-6 (глубина 851 м) следующий, мг/кг; K^+ 145, NH_4 5, Na^+ 1264, Mg^{2+} 01, Ca^{2+} 3,1, Cl^- 98, F^- 17,8, SO_4^{2-} 705, HCO^-_3 2126, H_3BO_3 160, H_2SiO_3 560, As 0,9; температура 200 °С [88].

В адартезианских бассейнах и адмассивах встречаются также гидрокарбонатные термы с газами сложного состава (CH_4, N_2, H_2S, CO_2). Некоторые данные о них приведены в табл. 30, 31. Температуры их обычно до 40—50 °С.

Гидрокарбонатные азотные термы широко распространены в горноскладчатых областях, охваченных новейшими поднятиями. При этом в пределах массивов, сложенных кристаллическими и сильнометаморфизованными комплексами пород, минерализация этих терм обычно не более 0,4—0,6 г/кг; среди катионов преобладает натрий (табл. 32). Содержание кремневой кислоты в них порядка 50—100 мг/кг, фтора — до 10—15 мг/кг. В составе газов резко преобладает азот (табл. 33). Эти термы широко представлены в Прибайкалье, в Восточном Сихотэ-Алине, Северной Монголии, Родопском массиве, Пиренеях; Трансвааль-Родезийском и Мозамбикском массивах и др. В складчатых областях с развитием слабоконсолидированных геосинклинальных комплексов (Атлас, Пиренеи, Карпаты, Анды и др.) встречаются сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, азотные термы с минерализацией до 0,8—1,2 г/кг. Гидрокарбонатные азотные термы известны также в артезианских бассейнах (например, в юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна).

Гидрокарбонатные метановые, азотно-метановые и метаново-азотные термы (табл. 34, см. табл. 6) распространены в артезианских бассейнах, сложенных континентальными терригенными толщами (Паннонском, Большом Артезианском бассейне Австралии, Нижнезейском, Усть-Селенгинском и др.). Минерализация этих терм колеблется обычно от 0,6—0,8 до 1,5—3 г/кг. Температуры этих вод в Паннонском бассейне достигают 60—70 °С.

3.2.4. Щелочные (и слабокислые) кремневокислые термальные воды

Щелочные кремневокислые термы довольно широко распространены в Исландии в районах современного вулканизма. К ним, в частности, относятся термы Наумафьядль (жидкая фаза), термы Несьяведлир (жидкая фаза) (см. табл. 17). Температура этих терм на поверхности Земли около 100 °С. В их составе резко преобладает кремнекислота, а среди катионов — натрий. Характерны низкие содержания (около 20 мг/кг) хлор-иона. В составе газов преобладают водород и углекислота [30].

Своеобразные слабокислые (pH около 5—6) кремневокислые термы с общей минерализацией до 70 мг/кг известны в Индии в штате Бихар [Чатерджи Г., 1969 г.]. Температуры этих терм достигают 48—65 °С. В составе газов этих терм, вытекающих из кристаллических докембрийских образований, отмечается наличие углекислоты (табл. 17). Щелочные кремневокислые термы, связанные с сильноконсолидированными и кристаллическими породами, известны и в других областях (см. табл. 8).

4. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Некоторые общие черты распространения термальных вод были уже отмечены выше при обзоре структурно-гидрогеологического районирования Земли (см. разд. 1.4), а также при описании отдельных типов термальных вод (разд. 3.1, 3.2). Имеющиеся материалы по гидрогеохимии термальных вод Земли позволяют выделить в пределах как суши, так и акваторий ряд провинций (областей), существенно различающихся по составу, условиям распространения и формирования термальных вод. Это отражено на схематических гидрогеохимических картах термальных вод как всей территории Земли, так и отдельных континентов и регионов (см. рис. 9—18).

В соответствии с принятой в настоящей работе классификацией термальных вод (см. табл. 12) и с учетом принципов выделения провинций термальных вод, разработанных для территории СССР Н. И. Толстихиным [1938 г.], в пределах суши Земли нами выделено 12 типов провинций термальных вод и для субаквальных территорий — 4 (см. рис. 9—18). Начнем их краткое рассмотрение с областей суши.

Провинции первого и второго типа — с широким распространением кислых хлоридных и сульфатных и щелочных хлоридных углекислых (сероводородно-, азотно-, реже водородно-углекислых) терм приурочены к областям активного современного вулканизма. В Азии к ним относятся, например, вулканические районы Восточной Камчатки, Курильских, Японских, Филиппинских островов, островов Суматра, Ява и других Зондского архипелага (см. рис. 12), в Америке — вулканические районы в Андах, Кордильерах, Галапагосских, Малых Антильских и Алеутских островах (см. рис. 16, 17), в Африке — вулканические районы Восточно-Африканской рифтовой системы (см. рис. 15); в Европе — вулканические районы в Апеннинах, Исландии (см. рис. 10, 11), в Океании — вулканические районы островов Новой Гвинеи, Новой Британии, Соломоновых, Новой Зеландии (см. рис. 9, 18). В этих провинциях термальные воды характеризуются большим своеобразием — широким распространением кислых и щелочных углекислых (сероводородно-углекислых и др.) термальных вод в районах действующих вулканов. В других провинциях эти термы отсутствуют. В областях современного вулканизма развиты и другие типы щелочных гидротерм (гидрокарбонатные, сульфатные и др.) разного газового состава. Гидрогеохимические особенности как кислых, так щелочных терм областей современного вулканизма находятся в тесной взаимосвязи с особенностями геологического строения отдельных вулканических районов, и в частности с наличием в их разрезе определенных групп геологических формаций и современных условий питания подземных вод в районах действующих вулканов.

Так, например, в Исландии, где развиты только континентальные вулканогенные толщи неоген-четвертичного возраста, в пределах Срединной рифтово-вулканической зоны известны гидротермы лишь низкой (до 0,5—1,5 г/кг) минерализации с преобладанием кремнекислоты (см. табл. 17). Газовый состав их водородно-углекислый, азотно-углекислый и реже азотный. Лишь вблизи береговой линии на о-ове Рейкьянес встречены гидротермы с минерализацией до 30—50 г/кг хлоридного кальциево-натриевого состава, представляющие собой измененные современные океанические воды, вовлеченные в разгрузку процессами современного вулканизма. Температуры источников этих хлоридных терм достигают 100 °С, в скважинах на глубинах 300—1750 м — до 220—292 °С [30].

В областях современного вулканизма с развитием морских вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций (Восточная Камчатка, Курильские, Японские, Филиппинские острова, Ява, Суматра и другие острова Зондского архипелага, Новая Зеландия, Анды, Кордильеры, Аляска, Алеутские острова и др.) вблизи действующих вулканов широко распространены углекислые (азотно-углекислые и др.) хлоридные натриевые щелочные (и слабокислые) термы с минерализацией обычно от 3—10 до 20—30 г/кг. Минерализация кислых хлоридных и сульфатных терм на фумарольных полях здесь также обычно до 3—10 г/кг, но известны кратерные озера с минерализацией кислых вод до 80—100 г/кг (см. табл. 15). Вместе с тем в Данакильской впадине Восточно-Африканской рифтовой системы, где известны галогенные формации, на фумарольных полях встречены источники с температурой до 100—110 °С хлоридного состава с минерализацией до 300—400 г/кг и более (см. табл. 13). Также во взаимосвязи с галогенными отложениями находятся рассолы, установленные в районах современного вулканизма на Апеннинах (Центральная Италия, Чезано), в Центральных Андах (Эль-Татио).

Провинции третья, четвертая, пятая и шестая выделяются по наличию углекислых термальных вод и отчетливо тяготеют к проявлениям молодого (четвертичного) вулканизма. Третья и четвертая провинции приурочены к горноскладчатым областям; пятая и шестая к артезианским бассейнам. Третья провинция характеризуется широким распространением щелочных углекислых гидрокарбонатных и хлоридных соленых вод. Эта провинция выделяется, например, в Европе в пределах Французского массива, на Малом Кавказе; в Азии на Армянском нагорье, в пределах Памира и Гин-

дукуша, в Японии; в Африке в северной части гор Митумба и др. (см. рис. 10, 12—15).

Более широкое распространение имеет четвертая провинция — щелочных углекислых и азотных преимущественно гидрокарбонатных и хлоридных соленых вод в горноскладчатых областях. Эта провинция в Европе занимает большую часть Балканского полуострова, Альп, Карпат, Динарид, Большого Кавказа, в Азии она охватывает большую часть горных сооружений альпийской складчатости, в Африке — горы Атласа, в Америке широко развита в Кордильерах и Андах (см. рис. 9, 10, 12—18).

Пятая провинция — щелочных азотных, метановых и углекислых преимущественно соленых вод в основном гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного состава — установлена, например, в Европе в Паннонском бассейне, в южной части Терско-Кумского бассейна (район Кавказских Минеральных вод), в Северной Америке в Калифорнии (бассейн Лонг Вэлли) и др. (рис. 10, 16). Шестая провинция — щелочных азотных, метановых и углекислых соленых вод и рассолов хлоридного состава — выделяется в Европе в западной части Западно-Европейской артезианской области, в Южно-Германском бассейне, в Трансильванском бассейне, в Северной Америке в Калифорнии (Салтон-Си) (см. рис. 10, 16).

Седьмая и восьмая провинции приурочены к артезианским бассейнам. К седьмой провинции отнесены щелочные азотные и метановые пресные и соленые воды разного анионного состава (в основном гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные). Эти термы широко распространены в Западно-Сибирской артезианской области, Большом Австралийском бассейне, Паннонском, Парижском бассейнах и др. (см. рис. 9—18). Восьмая провинция — щелочных азотных и метановых соленых вод и рассолов преимущественно хлоридного состава — занимает территории большинства артезианских бассейнов Восточно-Сибирской, Восточно-Европейской, Западно-Европейской, Северо-Американской артезианских областей; установлена в Амазонском, Маранъонском, Паранском бассейнах Южной Америки; Сахарском, Ливийско-Египетском, Чадском, Конголезском бассейнах Африки и в других бассейнах с развитием галогенных формаций [Зайцев И. К., 1958 г.; Смирнов С. И., 1971 г.] (см. рис. 9, 10, 12, 15—17).

Девятая провинция — щелочных азотных в основном гидрокарбонатных и сульфатных пресных, реже слабосоленых гидротерм — приурочена к областям новейших сводово-глыбовых поднятий, сложенных сильнометаморфизованными и кристаллическими породами. Эта провинция занимает обширные территории горных сооружений Центральной и Южной Азии, Восточной и Южной Африки, Восточной Австралии, Европы (Родопы, Пиренеи, Мезета и др.), Северной Америки (Аппалачи и др.), Южной Америки (Патагонские, Восточные Кордильеры и др.) (см. рис. 9—18).

Десятая провинция — щелочных азотных хлоридных соленых гидротерм — достаточно четко выделяется в прибрежных зонах

Азиатского и Северо-Американского материков (см. рис. 12, 16). При удалении в глубь материков эти соленые хлоридные гидротермы сменяются обычно слабоминерализованными гидрокарбонатными и сульфатными азотными гидротермами девятой провинции. В областях новейших сводово-глыбовых поднятий, сложенных слабометаморфизованными, но сильнодислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами, выделяются провинции: одиннадцатая — щелочных азотных и метановых преимущественно соленых хлоридных вод, и двенадцатая — щелочных азотных и метановых хлоридных соленых вод и рассолов. Эти провинции установлены, например, в Европе во внешней зоне Карпат и Альп, выделяются они достаточно четко на Апеннинах в западной части Динарид и в других регионах (см. рис. 10).

Провинции термальных вод для субаквальных гидрогеологических структур выделяются в основном в порядке прогноза. В пределах подводных частей островных дуг с действующими подводными вулканами (Курильской, Алеутской, Филиппинской, Зондской и других) намечается провинция щелочных и кислых хлоридных соленых углекислых (сероводородно-азотно-углекислых и др.) гидротерм. В этой провинции в междуговых прогибах вероятно наличие артезианских структур с термальными водами хлоридного состава с преобладанием метана в растворенных газах. Некоторые имеющиеся данные о химическом составе источников субаквальных гидротерм островных дуг приведены в табл. 35. Эти источники выходят на небольших (до 10—30 м) глубинах от поверхности моря и не отражают всего разнообразия субаквальных гидротерм островных дуг. Обращают на себя внимание низкие содержания сульфат-иона и магния в источниках в бухте Кальдерной о. Янкича (Курильская дуга), что указывает на существенные высокотемпературные (?) преобразования седиментогенных вод морского питания.

К рифтовым зонам активных срединно-океанических хребтов приурочена провинция кислых и щелочных хлоридных углекислых (сероводородно-углекислых и др.) терм. Впервые эта провинция была по предположению намечена для Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса [3]. В 1977 г. в Галапагосском рифте были впервые обнаружены на глубинах около 2500 м источники с температурой до 17 °С [60; Корлисс Дж. Б. и др., 1979 г.]. В настоящее время гидротермы в рифтовых зонах активных срединно-океанических хребтов наиболее полно изучены в Тихом океане на Восточно-Тихоокеанском и Галапагосском хребтах. Температуры их достигают 317 °С. Имеющиеся сведения об их химическом составе приведены в табл. 36. Минерализация их находится в пределах 36—50 г/л, в составе преобладают хлориды натрия. Значения pH в разных выходах колеблются в основном в пределах 3,3—6,5, повышаются до 8,5 при максимальном смешении горячих струй с океанической водой. Минерализация этих растворов, как правило, превышает минерализацию океанических вод. Максимальная минерализация (50 г/л) установлена в гидротермальной системе на 13° с. ш. в

Таблица 35

Химический состав субаквальных гидротерм современных островных вулканических дуг, мг/л

Компоненты	1	2	3	4	5
K^+	972	756	525	469,2	430,1
Na^+	7 760	13 600	8 600	12 298	12 667
Ca^{2+}	1 106	395	1 030	581,2	581,2
Mg^{2+}	89	1 430	1 370	1 421,6	1 336,8
Fe	—	97	3,5	15,36	2,26
Mn	—	111	2,7	0,6	0,3
Cl^-	15 415	22 500	18 000	22 548	22 973
F^-	—	—	—	1,35	1,8
Br^-	—	76	60	87,9	77,5
SO_4^{2-}	244	5 420	2 230	2 545,6	2 785,8
HCO_3^-	0	—	—	524,7	329,5
B	—	9,8	5,4	6,6	7,3
Σ мин.	25 500	46 000	34 000	40 614	41 304
pH	5	3,7	6,1	5,4	6,3
T, °C	98	65	85	36	27,5

Примечания. 1 — Курильская вулканическая дуга, о. Янкича, бухта Кальдерная. 2 — Новобританская вулканическая дуга, бухта Матупи-Харбор, у подножия вулкана Таравурвур; кроме того, установлены, мг/л: Li 0,42; Cu 0,05; Zn 2,53; Pb 0,09; As 0,02. 3 — Там же, у подножия вулкана Рабаланкайя, мг/кг: Li 0,4; Cu 0,05; Zn 0,03; Pb 0,07; As 0,01. 4 — Эгейская вулканическая дуга, о. Санторин, затопленная кальдера Палае Камени; кроме того, установлены, мг/л: Rb 0,03; Li 0,4; Sr 10,95. 5 — Там же, Неа-Камени, мг/л: Rb 0,03; Li 0,4; Sr 10,51; Cu 0,0025; Zn 0,05. 1 — [Мальцева В. И., 1985 г.]; 2, 3 — [73]; 4,5 — [65].

выходе под названием Шанделер [Гримаунд Д. и др., 1984 г.]. Причем следует отметить, что минерализация в гидротермах на 13° с. ш., а также на 21° с. ш. повышается в струях с наиболее низкими значениями pH и находится в прямой зависимости главным образом от содержаний Cl^- и Na^+.

Характерным для всех субаквальных гидротерм Восточно-Тихоокеанского рифта является обеднение (до 0) магнием и сульфатионом. Часто в этих термах в значительных концентрациях содержатся различные металлы (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Ba и др.). С деятельностью их сопряжено формирование сульфидных руд железа, меди и цинка. При этом в очагах разгрузки гидротерм образуются трубы высотой до 5 м, из которых вырываются «черные дымы» — взвесь тонких частичек железа, которые осаждаются из раствора [60]. Газы этих гидротерм обогащены CO_2 и H_2S. В океаническом хр. Хуан-де-Фука, протягивающемся вдоль северных берегов Северной Америки, в кальдере подводного вулкана (45°49′ с. ш., 130°03′ з. д.) установлены выходы источников с температурой 7—35 °С. По составу воды их близки к океанической воде, но отличаются от нее высокими концентрациями CO_2 (до 1760 мг/л) и

Таблица 36

Химический состав субаквальных гидротерм континентального шельфа и срединно-океанических рифтовых зон, мг/кг

Компоненты	1 (2)	2 (6)	3 (5)	4 (4)	5 (3)	6 (1)
Li^+	3,0	4,7—7,9	5,09	4,7	—	0,4
Rb^+	1,8	1,1—1,7	1,54	1,2	—	0,37
K^+	410	735,1	1 161,77	1 157,3	1 950	10 693**
Na^+	5 200	5 954—11 196	14 835,0	12 874,4	11 961**	—
Ca^{2+}	1 600	986—1 611	2 581,1	2204,4	1 600	443,5
Mg^{2+}	80	0	137,05	0	—	1 200
Fe^{2+}	0,94	Есть	647,7	58,6	1—13	0,14
Mn^{2+}	0,81	19,8—62,6	80,19	3,9	7—13	1,5
Sr^{2+}	—	7,6	19,54	3	19,3	8,06
Cl^-	10 800	11 414—21 092	29 778	26 2ээ,0	22 700	18 855
SO_4^{2-}	351	0	268,8	0	—	2 490
HCO_3^-	374	—	—	—	—	162,3
SiO_2	156	613,2	1 140	1 320	660—840	66,2
Σ мин.	18 975	36 029 (max)	50 866	43 912,8	38 800	35 602
pH	6,1	—	3,39	4—5*	5,9	6,18
T, °C	102	—	До 317	До 350	До 315	До 37

* По Р. М. Хэймону и М. Кастнеру [1981 г.].
** Рассчитаны авторами по разности сумм миллиграмм-эквивалентов анионов и катионов.

Примечания. В скобках даны номера водопунктов на рис. 9. 1 — шельфовая зона океана вблизи побережья Мексики, штат Байя, Калифорния, 400 м от берега м. Пунта Банда, на глубине 30 м; кроме того, установлены, мг/кг: Ba 0,94; Ni 0,00003; Cu 0,0001; Zn 0,00046; As 0,42; Cd 0,00003; F 1,8; B 23; H_2S 0,7. 2 — Галапагосский рифт, глубина до 2300 м. 3 — Восточно-Тихоокеанская рифтовая зона, 13° с. ш., струя Шанделер, глубины до 2600 м; кроме того, установлены, мг/кг: Ba 4,37; Al 0,5; Br 97,47; F 0,99; HS—0,138. 4 — Там же, 21° с. ш., глубины до 2650 м. 5 — Рифтовая зона Калифорнийского залива, бассейн Гуаймас, глубины до 2000 м; кроме того, установлены, мг/кг: Cu 0,4; Zn до 2,6; Pb 0,047—0,135. 6 — Осевая часть рифтовой зоны Хуан-де-Фука; кроме того установлены, мг/кг: Ba 0,18; H_2S 11,2; CO_2 (своб.) 1760; $^3He/^4He=8,11\pm0,15$. 1 — [90]; 2, 4 — [Мичард Г. и др., 1984 г.]; 3 — [Гримаунд Д. и др., 1984 г.; Мичард Г. и др., 1984 г.]; 5 — [60; Эдмонд Дж. М., К. фон Дамм, 1982 г.]; 6 — [Природа, 1985, т. 313, № 5999].

H_2S (до 11,2 мг/л) (табл. 36). Севернее этих источников, в рифте Эндивор (в районе 48° с. ш., 129° в. д.) обнаружены источники с температурой от 50 до 400 °С [Мак Дафф Р. Е. и др., 1984 г.].

В субаквальных артезианских бассейнах в подводной части материков в области шельфа (например, в Северном, Норвежском, Баренцевом морях и др.) широко распространены термальные в основном щелочные (и слабокислые) хлоридные соленые воды и рассолы. Наиболее полно они изучены в Северном море и других акваториях, где проводится добыча нефти. В субаквальных артезианских бассейнах межконтинентальных рифтов (Красном море, Калифорнийском заливе) местами в связи с современными маг-

Таблица 37

Химический состав субаквальных гидротерм межконтинентальной рифтовой зоны Красного моря, мг/л (по К. Эмери и др. [1974 г.])

Компоненты	Впадина Атлантис-II	Впадина Дискавери	Компоненты	Впадина Атлантис-II	Впадина Дискавери
K^+	1 870	2 140	Cu	0,3	0,1
Na^+	92 600	93 050	Co	0,2	0,1
Ca^{2+}	5 150	5 120	Pb	0,6	0,2
Mg^{2+}	760	810	Ni	—	0,3
Cl^-	156 030	155 300			
Br^-	130	120			
SO_4^{2-}	840	700	Σ мин.	257 760	257 370
HCO_3^-	140	30			
Si	30	3	pH	~5	—
Fe	80	3	T, °C	56,5	44,7
Mn	80	50	Cl/Br	1 200	1 294
Zn	5	0,8			

матическими процессами формируются термальные хлоридные воды в верхних частях разреза, обогащенные CO_2 и H_2S, а также различными металлами (см. разд. 5).

Сходные гидрогеологические условия наблюдаются в субаквальном артезианском бассейне в Тихом океане у побережья п-ова Калифорния. Здесь у м. Пунта Банда в 400 м от берега на глубине 30 м обнаружены подводные гидротермы с минерализацией около 19 г/л хлоридного состава и температурой 120 °С (табл. 36).

Следует отметить, что в субаквальных артезианских бассейнах наблюдается, так же как и на суше, зависимость минерализации гидротерм от наличия в геологическом разрезе галогенных формаций. Хлоридные рассолы установлены в Северном, Красном и других морях, в Мексиканском заливе, где развиты галогенные формации (табл. 37).

Весьма вероятно также наличие термальных вод в крупных океанических поднятиях, сложенных мощными вулканогенными толщами. Скорее всего, в них могут быть встречены щелочные соленые воды хлоридного состава. Газовый состав их, возможно, азотный. Остается открытым вопрос о наличии термальных вод в осадочно-вулканогенных слабометаморфизованных образованиях океанических платформ. В тех районах, где мощность этого чехла менее 1000 м, термальные воды, видимо, отсутствуют.

5. МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

В настоящее время накоплен довольно большой материал по металлоносности гидротерм различных складчатых и в меньшей степени платформенных областей Земли. Сведения о металлоносности термальных вод были получены в результате различных исследований: выявления возможностей использования их в лечебных и промышленных целях (как источника сырья), проведения гидрогеохимических методов поисков, изучения условий формирования месторождений полезных ископаемых и т. п., в связи с чем качество этих материалов весьма неравноценное в силу различия аналитических методов определения металлов.

В большинстве своем сведения о концентрациях металлов в термальных водах базируются на данных спектрального анализа сухих остатков, выполненного в разные годы в различных лабораториях. Наряду с данными о металлоносности термальных вод, полученными на основе спектрографических исследований, были учтены для многих металлов результаты, полученные и другими физико-химическими методами анализа. Особо следует отметить получившие в последние годы широкое применение такие точные и высокочувствительные методы определения металлов в водах, как пламенной фотометрии, полярографический, атомно-абсорбционный, активационный и др. (табл. 38).

Материалы, приведенные в табл. 38, показывают, что чувствительность различных методов определения металлов в природных водах в целом довольно сходна, это позволяет сопоставлять эти данные и судить по ним о распространенности металлов в гидротермах.

Ниже по данным многочисленных и разнообразных исследований охарактеризовано распространение металлов в гидротермах разного типа в различных регионах Земли. В соответствии с основными геохимическими свойствами рассматриваемые элементы объединяются в группы в основном согласно классификации А. Н. Заварицкого [1944 г.]. Указанная классификация, как и широко известные геохимические классификации В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана и других, базируется на развернутой таблице Д. И. Менделеева, отчетливо выражающей геохимические и химические свойства элементов, что в целом и предопределяет большое сходство этих классификаций.

Таблица 38

Чувствительность определения металлов в природных водах различными методами анализа

Элемент	Спектральный анализ сухих остатков в лабораторных службах, %			Физико-химические методы определения, мг/л***						
	СССР, ВСЕГЕИ	Японии*	США**	Колориметрический	Флуориметрический	Амальгамной полярографии с накоплением	Фотометрии пламени	Бумажной хроматографии	Радиохимический нейтронно-активационный	Атомной абсорбции
Ag	$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$		$1\cdot10^{-3}$					$1\cdot10^{-7}$	
As	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$				$1\cdot10^{-5}$		
Au				$0{,}05\cdot10^{-5}$					$1\cdot10^{-7}$	
Ba	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$							
Be	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$		$1\cdot10^{-4}$					
Bi	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$			$1\cdot10^{-5}$		$1\cdot10^{-5}$		
Cd	$5\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-5}$			$1\cdot10^{-5}$	
Ce	$1\cdot10^{-2}$		$1\cdot10^{-2}$							
Co	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$				$1\cdot10^{-5}$		
Cr	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$						
Cs							$1{,}5\cdot10^{-2}$			
Cu	$3\cdot10^{-4}$		$3\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-4}$		$1\cdot10^{-5}$		
Ga	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$		$1\cdot10^{-4}$					
Ge	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$						
Hg			$1\cdot10^{-1}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$						
In	$1\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-4}$		$1\cdot10^{-4}$					
La	$1\cdot10^{-2}$		$3\cdot10^{-3}$							
Li	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$						$1\cdot10^{-5}$	
Mn	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$				$3\cdot10^{-2}$		
Mo	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$						$1\cdot10^{-1}$
Ni	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$						$2\cdot10^{-2}$
Pb	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$				$1\cdot10^{-5}$		
Rb						$1\cdot10^{-5}$				$5\cdot10^{-1}$
Sb	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$				$8\cdot10^{-3}$			
Sn	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$			$1\cdot10^{-5}$		$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-6}$	
Sr	$1\cdot10^{-3}$		$3\cdot10^{-4}$							
Sc	$1\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-4}$				$5\cdot10^{-1}$			
Ta	$1\cdot10^{-2}$		$1\cdot10^{-2}$						$1\cdot10^{-5}$	
Ti	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$				$1\cdot10^{-5}$		
Tl	$3\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-3}$							
V	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$						
W	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$						
Y	$1\cdot10^{-2}$		$3\cdot10^{-3}$				$5\cdot10^{-1}$			
Zn	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-4}$				
Zr	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$							$5\cdot10^{-1}$

* По Я. Удзумаса [94].
** По Дж. Дж. Роу и др. [86].
*** По Б. А. Колотову и др. [1983 г.].

5.1. ГРУППА МЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

5.1.1. Подгруппа меди

Золото. Сведения о распространении золота в термальных водах (как и вообще в природных водах) еще весьма немногочисленны (табл. 39). Вместе с тем они свидетельствуют о наличии золота как в кислых, так и в щелочных термах Камчатки, Курильских островов, Новой Зеландии, западных штатов США и других регионов в количествах до 0,001—0,028 мг/кг. Наиболее полно распределение золота в термальных водах изучено в Японии в районе Беппу. Среднее содержание золота здесь в гидротермах составляет 0,00053 мг/кг, максимальное 0,0022 мг/кг. О наличии золота в термальных водах ряда источников в США и Новой Зеландии свидетельствует обнаружение его в современных минеральных отложениях этих источников. Так, в кремнистом иле одного из источников геотермальной площади Стимбот-Спрингс в штате Невада содержание золота достигает 15 г/т, а там же в рудных отложениях, представленных опалом и метастибнитом, до 60 г/т [Страчан Д. Г., 1985 г]. Особый интерес представляют исследования Б. Г. Вейссберга [91], установившие, по существу, региональное распространение в районах современного вулканизма Новой Зеландии (термальные районы Ваймангу, Вайотапу, Ротокоа, Бродлендс-Охаки и др.) вблизи источников гейзеритов с весьма высокими (до 55—85 г/т) содержаниями золота, а также других металлов. При этом следует отметить, что концентрации золота в термальных водах этих районов довольно низкие — около 0,00004 мг/кг, т. е. лишь в 10 раз превышающие средние концентрации золота в океанических водах.

О широком распространении золота в термальных водах вулканических областей свидетельствует его частое обнаружение в пропилитизированных четвертичных вулканитах, местами в промышленных концентрациях [Василевский М. М., Ротман В. К., 1965 г.]. В концентрациях до 0,0001—0,0004 мг/кг золото установлено в термальных подсолевых рассолах Восточной Сибири [Гомонова Л. Н., 1975 г.].

Формы миграции золота в термальных водах изучены еще недостаточно. В сильнокислых хлоридных термах (как, например, на вулкане Эбеко, pH<1, Eh>+0,8В) золото может мигрировать в виде хлоридных комплексов $AuCl_2^-$ и $AuCl_4^-$ [Голева Г. А. и др., 1970 г.]. В кислых сульфатных термах золото (в отличие от серебра, меди, цинка и других металлов) слабо мигрирует — не образует сульфатных растворимых комплексов. В щелочных и слабокислых термах, по мнению Г. А. Голевой и др. [1970 г.], золото, вероятно, переносится в основном в виде элементарных незаряженных частиц и псевдоколлоидов, а при наличии тиосульфатов также в виде комплексных соединений $Au(S_2O_3)_2^{3-}$. В. В. Щербина [1972 г.] считает более вероятными формами миграции золота в

этих средах комплексы AuS_3^{3-}, а в присутствии избытка H_2S также $Au(HS)_4^-$ или $Au(HS)_6^{3-}$.

По данным Г. Л. Барнса и Г. К. Чаманского [1970 г.], растворимость золота в щелочных растворах, содержащих сульфидные и бисульфидные ионы, обусловлена возникновением в этих средах весьма устойчивых сульфидных комплексов согласно реакции

$$Au + HS \rightleftarrows AuS + 1/2H_2.$$

По-видимому, в этих формах золото мигрирует в сильнощелочных термах, для которых характерно почти постоянное наличие сульфидных и бисульфидных ионов.

Серебро. Присутствует во всех типах термальных вод. Характер его распределения в термах разного типа на примере некоторых складчатых областей СССР показан на рис. 19. Как видно из этого рисунка, наиболее высокие концентрации установлены в областях современного и четвертичного вулканизма (Курило-Камчатская область и Кавказ). Серебро довольно часто устанавливается в термальных водах других вулканических областей, при этом концентрации его обычно не превышают 0,005—0,01 мг/кг, достигают в единичных случаях как в кислых, так и в щелочных термах 0,2—0,3 мг/кг (табл. 39). Обращают на себя внимание весьма высокие содержания (до 100—200 г/т) серебра в гейзеритах в ряде термальных районов Новой Зеландии (Бродлендс-Охаки, Уакареварева и др.) при довольно низких концентрациях (0,006 мг/кг) серебра в водах источников [91]. По данным спектрографических исследований Страчана Д. Г. [1985 г.] в кремнистых илах источников Стимбот-Спрингс (Невада, США) концентрации серебра достигают 150 г/т, а в рудных отложениях, представленных метастибнитом и опалом до 400 г/т.

В щелочных сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах Забайкалья, Дальнего Востока и Памира содержание серебра не превышает 0,001—0,009 мг/кг, повышенные (0,01—0,09 мг/л) концентрации его отмечаются для некоторых терм Болгарии [Басков Е. А., Климов Г. И., 1963 г.]. В гидрокарбонатных углекислых водах Забайкалья и Кавказа концентрации серебра находятся обычно в пределах 0,001—0,01 мг/кг.

В хлоридных и гидрокарбонатных метановых соленых термальных водах артезианских бассейнов Западной Сибири, США, Канады и других районов содержание серебра достигает 0,006—0,04 мг/кг (табл. 39).

Аномально высокие концентрации (до 2,7 мг/кг) установлены в высококонцентрированных углекислых хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в районе Салтон-Си, в Калифорнии [56 и др.], и в термальных подсолевых и межсолевых метановых хлоридно-кальциевых рассолах Восточной Сибири, соответственно до 2,2 и до 1,2 мг/кг [Гомонова Л. Н., 1975 г.].

В последние годы серебро установлено в субаквальных гидротермах срединно-океанических хребтов. Так, в гидротермах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны на 21° с. ш., разгружающихся

Таблица 39

Содержание в термальных водах золота, серебра и меди

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация** / Возраст	pH / *M*, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
					Au	Ag	Cu
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, вулкан Эбеко, конденсат фумарольного газа, 100 °С	В / Q	0,05 / 43	Cl—H / $CO_2(H_2S)$	0,003	0,012	0,15
15—22 / б	Эфиопия, источник на куполе Даллол, >107 °С	Г / —	0,5 / 300	Cl—Na / $CO_2(H_2S)$	⩽0,1	⩽0,1	18,5
9—14 / в	СССР, Восточная Сибирь, Марковская 29, 2540—2551 м, 30 °С	ТК / $Є_1$	~4 / 357	Cl—Ca / CH_4	0,0004	2	0,18
14—239 / г	Япония, источник Насу	В / —	1,5 / 3	SO_4 / CO_2	<0,00001	0,001	0,028
13—73 / в, д	СССР, Камчатка, кальдера Узон, источники, 95 °С	В / Q	5—8 / 2—3,8	Cl—Na / $CO_2(H_2S)$	До 0,028	0,011	0,014
13—88 / в, д	СССР, Камчатка, Паужетка, воды из скважин, 109—148 °С	В / P—N	6,8—8,5 / 2,8—3,7	Cl—Na / CO_2	До 0,0007	До 0,25	0,032
18—17 / в	Новая Зеландия, гидротермальная система Бродлендс, 287 °С	В / N_2—Q	7—8,5 / 4,2	Cl—Na / CO_2	До 0,0001	До 0,0007	—
14—265 / г	Япония, источник Беппу	В / —	—	Cl—Na / CO_2	До 0,0022	До 0,057	—
— / е	США, Калифорния, Вилбур-Спрингс, 57 °С	— / J_3	7,2 / 29,1	Cl—Na / CH_4?	—	0,02	0,05
— / ж	СССР, Западная Сибирь, термальные воды с глубин свыше 1500 м, до 140 °С	Т / J—K	— / 10—35	Cl—Na / CH_4	—	До 0,006	До 0,2
— / в	СССР, Восточная Сибирь, скв. Коркинская, 1806 м, теплая	Г / $Є_1$	5,38 / —	Cl—Ca / CH_4	—	0,2	0,2
11—162 / е	Исландия, источник Хвераваллир, 90 °С	В / Q	8,7 / 1,1	SO_4—Na / CO_2	—	0,0006	0,007
12—40 / з, и	СССР, Забайкалье, источники Гусихинские, 56 °С	М—И / PR	7,5 / 0,7	SO_4—Na / N_2	$3,5 \cdot 10^{-6}$	0,0002	0,003
— / к	США, Калифорния, источник Салфер-Бэнк, 69,5 °С	В / —	6,8 / 7	HCO_3—Na / CO_2	—	—	0,01
12—42 / з, и	СССР, Забайкалье, источник Аллинский 75 °С	К / PR	8,7 / 0,5	HCO_3—Na / N_2	$1,5 \cdot 10^{-6}$	0	0,002
— / е	Канада, провинция Альберта, Эллис-Пул, 922 м	— / J	8,6 / 5,6	HCO_3—Na / $CH_4(N_2)$	—	0,04	0,03
9—14 / л	Тихий океан, субаквальные гидротермы на 21° с. ш., 2500—2650 м, 30—220 °С	В / —	4,2—6,5 / До 43,9	Cl—Na / CO_2?(H_2S)	—	До 0,004	До 2,8
— / м	Океаническая вода	—	—	—	$4 \cdot 10^{-6}$	0,0001	0,00025

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — [Голева Г. А., 1977 г.], б — [15], в — [45], г — [94], д — [41], е — [93], ж — [Матусевич В. М., 1976 г.], з — [Погребняк Ю. Ф., 1983 г.], и — [38], к — [55], л — [К. фон Дамм, Боуэрс Т. С., 1983 г.], м — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

** В табл. 39—51 даны геологические формации: Т — терригенные, ТК — терригенно-карбонатные, К — карбонатные, Г — галогенные, ВО — вулканогенно-осадочные, В — вулканогенные, М — метаморфические, И — интрузивные.

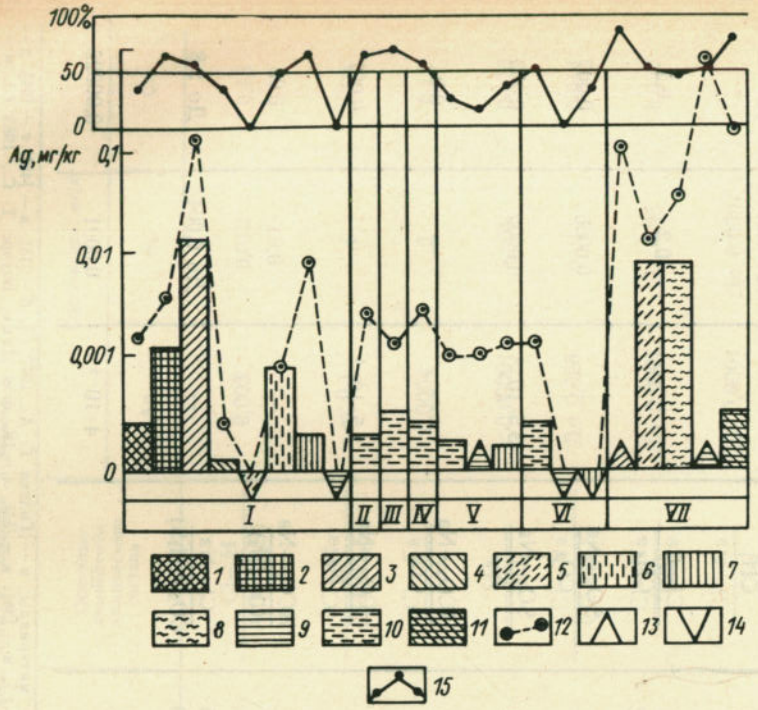


Рис. 19. Особенности распределения серебра в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

1—11 — химические типы термальных вод: *1* — кислые хлоридные сероводородно-углекислые (фумарольные), *2* — кислые сульфатные сероводородно-углекислые (фумарольные), *3* — слабокислые и щелочные хлоридные сероводородно-углекислые, углекислые, азотно-углекислые, *4* — слабокислые и щелочные хлоридные азотные, *5* — щелочные хлоридные азотно-метановые, *6* — слабокислые и щелочные сульфатные сероводородно-углекислые, *7* — слабокислые и щелочные сульфатные азотные, *8* — щелочные сульфатные азотно-метановые, *9* — слабокислые гидрокарбонатные углекислые, *10* — щелочные гидрокарбонатные азотные, *11* — щелочные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные азотно-метановые и метановые; *12* — максимальные содержания; *13* — элемент отмечается в следах; *14* — элемент не обнаружен; *15* — вероятность обнаружения элемента в водах.

I—VII — складчатые области: *I* — Курило-Камчатская, *II* — Сихотэ-Алинская, *III* — Буреинский массив, *IV* — Даурская зона Монголо-Охотской области, *V* — Байкальская, *VI* — Алтае-Саянская, *VII* — Кавказская.

на глубинах 2500—2650 м, содержание серебра достигает 0,004 мг/кг, что более чем на порядок превышает его содержание в океанической воде (табл. 39).

Представляют интерес сведения о наличии серебра в водных включениях кварцевых жил гидротермальных полиметаллических месторождений Северного Кавказа [Сущевская Т. М. и др., 1970 г.]. Содержание серебра в них довольно высокое — 2—3 мг/кг, а в одной пробе составляет 188 мг/кг.

Имеющиеся данные показывают, что миграция серебра осуществляется как в кислых, так и в щелочных термах. В кислых термах перенос серебра происходит обычно в виде галоидных комплексов и соединений и солей серной кислоты. В щелочных растворах серебро мигрирует часто совместно с серой в форме тио-

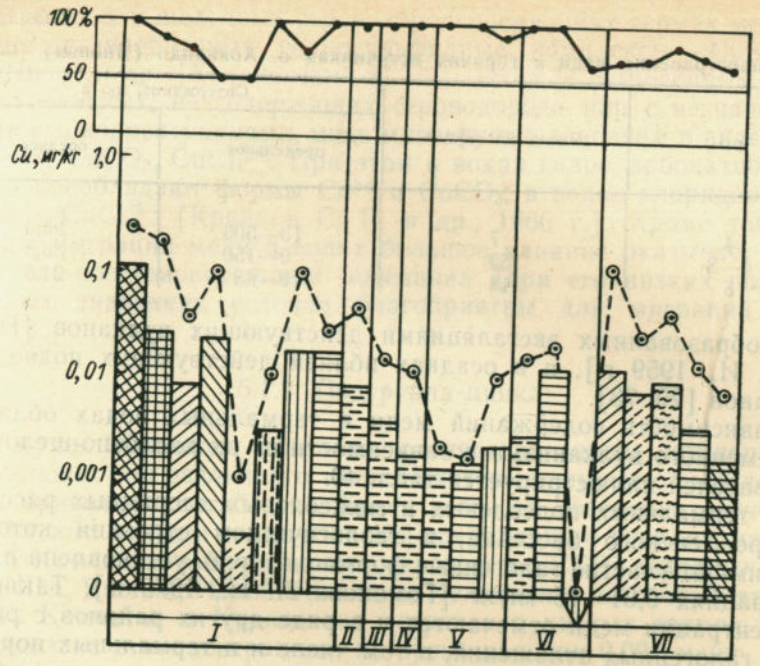


Рис. 20. Особенности распределения меди в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

Условные обозначения см. на рис. 19.

сульфидного комплекса AgS^-, реже в виде кислородных соединений типа AgO^- [Павлов А. Л., 1971 г.].

Медь. Довольно хорошо изучена и широко распространена в термальных водах различных областей. Особенности распределения меди в термах различного состава некоторых складчатых областей СССР иллюстрируется рис. 20. Некоторые характерные данные о содержаниях меди в различных типах гидротерм приведены в табл. 39. Наиболее высокие концентрации ее установлены в кислых хлоридных гидротермах купола Даллол (Эфиопия) — 18,5 мг/кг. Имеются сведения Г. А. Голевой [1974 г.] об обнаружении аномально высоких (до 51 мг/кг) содержаний меди в кислых фумарольных термах на вулкане Эбеко (Курильские острова), значительно превышающих даже концентрации ее (20 мг/кг) в рассолах, вскрытых скважинами в Салтон-Си [56]. В кислых сульфатных термах областей современного вулканизма содержание меди обычно не превышает 0,1—0,3 мг/кг. В щелочных гидротермах областей современного вулканизма концентрации меди большей частью находятся в пределах 0,01—0,1 мг/кг, при этом не обнаружено четких зависимостей концентраций от состава и степени минерализации гидротерм. Медь является в целом весьма характерным металлом для гидротерм областей современного вулканизма. Об этом свидетельствует также ее частое нахождение в возго-

Таблица 40

Распространение меди в горячих источниках о. Хоккайдо (Япония) [94]

pH	Число источников	Содержание, мкг/л	
		предельное	среднее
4	7	13—306	98,3
4—8	52	0—150	33,5
8	14	10—48	21,6

нах, образованных эксгаляциями действующих вулканов [Набоко С. И., 1959 г.], и в осадках вблизи действующих подводных вулканов [20, 73].

Зависимость содержаний меди в термальных водах областей современного вулканизма в зависимости от их кислотно-щелочных показателей иллюстрируется табл. 40.

В термальных подсолевых и межсолевых хлоридных рассолах Ангаро-Ленского бассейна, в геологическом строении которого принимают участие галогенные формации, медь установлена в концентрациях 0,01—15 мг/кг [Гомонова Л. Н., 1975 г.]. Такие же концентрации меди отмечаются и в ряде других районов с развитием галогенных отложений, в том числе и в термальных поровых растворах глинистой сульфидно-железистой формации во впадине Атлантис-II в Красном море [50]. В субаквальных гидротермах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны на 21° с. ш. на глубинах 2500—2650 м концентрации меди также высоки и достигают 2,8 мг/кг [К. фон Дамм, Боуэрс Т. С. 1983 г.].

В артезианских бассейнах с солеными хлоридными и гидрокарбонатными метановыми термальными водами (Западно-Сибирский и др.) медь обычно содержится в концентрациях 0,1—0,2 мг/кг [67; Матусевич В. М., 1976 г.].

В гидротермах других типов в различных складчатых областях Земли содержание меди большей частью находится в пределах 0,001—0,2 мг/кг. Так, в щелочных хлоридных и гидрокарбонатных углекислых водах Кавказа медь составляет 0,006—0,2 мг/кг [Басков Е. А., Пустовалова Г. И., 1979 г.], в щелочных сульфатных и гидрокарбонатных азотных гидротермах Забайкалья — 0,001—0,01 мг/кг [Басков Е. А., Климов Г. И., 1963 г.], Дальнего Востока — 0,001—0,08 мг/кг [Басков Е. А. и др., 1979 г.] и т. д.

В термальных соленых и рассольных хлоридных водах, вскрытых горными выработками и скважинами на глубинах от 300 до 1500 м в гранитах Корнуэлла (Англия) и Канадского щита медь установлена в количествах от 0,005 до 0,02 и от 0,2 до 0,8 мг/кг соответственно [Эдмундс В. и др., 1985 г.; Фрейп С. К. и др., 1983 г.]. Высокие концентрации меди (до 176 мг/кг) установлены в водных жидких включениях кварцевых жил гидротермальных полиметаллических месторождений Северного Кавказа [Сущевская Т. М. и др., 1970 г.].

В кислых и щелочных сероводородсодержащих термах медь образует разнообразные гидросульфидные комплексы — $CuS \cdot HS^-$, $Cu(HS)_2^-$ и др. [Ходаковский И. Л., 1966 г.]. В щелочных водах и слабокислых, не содержащих сероводорода или с незначительными его концентрациями, медь мигрирует в основном в виде Cu^{2+}, $CuOH^+$, $CuCO_3$, $CuCl_4^{2-}$. При этом в водах гидрокарбонатного состава преобладают формы Cu^{2+} и $CuCO_3$, в водах хлоридного состава — $CuCl_4^{2-}$ [Крайнов С. Р. и др., 1966 г.]. Кроме того, на формы миграции меди в водах большое влияние оказывает окислительно-восстановительный потенциал (при его низких положительных значениях условия благоприятны для миграции Cu^{2+} и т. п.).

5.1.2. Подгруппа цинка

Ртуть. Является довольно распространенным компонентом термальных вод различного типа. Некоторые данные о ее содержаниях приведены в табл. 41. Более всего ее поведение изучено в термальных водах и газах областей современного вулканизма, особенно Камчатки и Курильских островов в СССР, западных штатов США, Японии, Новой Зеландии, Исландии и некоторых других.

На Камчатке и Курильских островах в кислых термах ртуть установлена в концентрациях, не превышающих 0,002 мг/кг. Максимальное содержание ртути в кислых термах (0,01 мг/кг) установлено в кислых хлоридных водах источников Тамагава в Японии [94]. Повышаются ее концентрации в конденсатах фумарольных газов действующих вулканов. Наиболее высокие концентрации (до 0,11 мг/кг) установлены в высокотемпературных (до 1020 °С) фумаролах вулкана Толбачик, хлоридные и сульфатно-хлоридные конденсаты которых были отобраны при извержении 1975—1976 гг. [Меняйлов И. А. и др., 1984 г.]. Меньшие концентрации (до 0,072 мг/кг) установлены в конденсатах фумарол (до 500 °С) вулкана Мутновского [Сауков А. А. и др., 1972 г.]. Большой интерес представляют данные о наличии ртути в эксгаляционной сере — до $7 \cdot 10^{-4}$ [Сауков А. А. и др., 1972 г.].

В слабокислых и слабощелочных термах областей современного вулканизма максимальные содержания ртути установлены в кальдере Узон на Камчатке — до 0,015 мг/кг [Набоко С. И. и др., 1974 г.], в источниках Гейзеры в Калифорнии — до 0,13 мг/кг [55], в источниках Нгоха в Новой Зеландии — до 0,028 мг/кг [Дэви Г. А., Мурт И. К. ван, 1974 г.]. Большей же частью ее концентрации в водах этих регионов обычно не превышают 0,002—0,005 мг/кг. Представляет интерес обнаружение в свободно выделяющихся углекислых газах Налычевских источников на Камчатке ртути в количестве $1{,}8 \cdot 10^{-5}$ г/м^3, т. е. почти как в газах действующих вулканов на этой территории [Сауков А. А. и др., 1972 г.]. Вместе с тем в водах этих источников содержание ртути не превышает 0,002 мг/кг. Данные изучения конденсатов пара, в газовой составляющей которых преобладают CO_2 и H_2S, с геотермальных пло-

Таблица 41

Содержания в термальных водах ртути, цинка и кадмия

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / *M*, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
					Hg	Zn	Cd
14—234 / а	Япония, источник Тамагава, 97,8 °С	В / Q	1,15 / 4,8	Cl—Na / $CO_2(H_2S)$	0,01	2,8	—
15—22 / б	Эфиопия, источник на куполе Даллол, >107 °С	Г / —	0,5 / 300	Cl—Na / $CO_2(H_2S)$	10?	5?	—
— / в	СССР, Восточная Сибирь, Седановская 108, 3801—3847 м	ТК / $Є_1$	— / 291	Cl—Ca / CH_4	0,027	125	—
— / г	СССР, о. Кунашир, вулкан Головнина, источник на Черепаховом фумарольном поле, 87 °С	В / Q	4,0 / 1,2	SO_4—Ca / $CO_2(H_2S)$	0,002	0,5	0
13—73 / д	СССР, Камчатка, кальдера Узон, источник на Центральном фумарольном поле, 95 °С	В / Q	6—7 / 2—3	Cl—Na / CO_2	0,05	0,3	0,016
18—16 / е	Новая Зеландия, парогидротермальное месторождение Вайракей	ВО / N_2—Q	8,6 / 3,7	Cl—Na / CO_2	0,00012	0,002	0,0005
18—17 / е	Там же, парогидротермальное месторождение Бродлендс	ВО / N_2—Q	7—8,5 / 4,2	Cl—Na / CO_2	0,0001	0,001	0,00002
16—85 / е	США, Калифорния, парогидротермальное месторождение Каса Диабло	В / Q	—	Cl—Na / CO_2	0,0001	0,19	<0,01
— / ж	СССР, Западная Сибирь, термальные воды с глубин свыше 1500 м, до 140 °С	Т / J—K	— / 10—35	Cl—Na / CH_4	До 0,015	До 0,6	—
— / в	СССР, Восточная Сибирь, Омолойская-13	Г / $Є_1$	— / 374	Cl—Ca / CH_4	0,016	0,25	—
— / з	СССР, Днепрово-Донецкая впадина, Распашеновская-14, 4362—4367 м	Т—К / C_3	— / 324	Cl—Na (Ca) / CH_4	—	48	0,21
13—63 / д	СССР, Камчатка, источники Апапельские, 78 °С	ВО / N_1	8,1 / 1,6	SO_4—Na / $N_2(CO_2)$	0,004	0,058	0,079
12—8 / и	СССР, Кавказ, Джермук-3, 64,5 °С	И / P	7,2 / 5,4	HCO_3—Na / CO_2	0,001	0,02	—
12—105 / и	СССР, Приморье, источник Вангоу, 30 °С	И / MZ	6,75 / 0,15	HCO_3—Na / N_2	0,001	0,03	0
9—4 / к	Тихий океан, субаквальные гидротермы на 21° с. ш., 2500—2650 м, 30—220 °С	В / —	4,2—6,5 / До 43,9	Cl—Na / CO_2 ?(H_2S)	—	До 6,9	До 0,02
— / л	Океаническая вода	—	—	—	0,00003	0,001	0,00007

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — [94], б — [15], в — [Гомонова Л. Н., 1975 г.], г — [Сауков А. А. и др., 1972 г.], д — [41], е — [Эллис А. Дж., 1977 г.], ж — [Матусевич В. М., 1976 г.], з — наши данные, и — [38], к — [К. фон Дамм, Боуэрс Т. С., 1983 г.], л — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

щадей Гватемалы и Японии свидетельствуют о весьма высоких концентрациях в них ртути (по А. Коге и Т. Ноде [1975 г.]).

Геотермальная площадь	Содержание Hg, мг/кг
Гватемала:	
Зуниль	0,18—0,44
Мойюта	0,20—0,41
Япония:	
Матсукава	0,049—0,061
Оникобэ	0,15—0,411
Кирисима	0,010—0,148
Отаке	0,003—0,028
Асо	0,009—0,057
Беппу	0,0004—0,154

В то же время в конденсатах с геотермальных месторождений Исландии ртуть содержится в сравнительно низких концентрациях — 0,0001—0,0004 мг/кг [30].

В термальных водах ртутных месторождений Калифорнии (Салфер-Бэнк, Скаггс и др.) содержание ртути обычно не превышает 0,02 мг/кг [56]. Обращают на себя внимание весьма высокие концентрации (0,1—0,5 мг/кг) ртути в соленых хлоридных метановых водах нефтяного месторождения Цимрик, расположенного в юго-западной части Калифорнии [56]. Для сравнения отметим, что в водах Богачевского нефтяного месторождения на Камчатке содержание ртути менее 0,0002 мг/кг, примерно такие же концентрации (0,0001—0,0004 мг/кг) ртути в водах Челекенского нефтяного месторождения в Туркмении [Сауков А. А., 1972 г.].

В областях молодого (четвертичного) вулканизма и интенсивных новейших тектонических движений (Забайкалье, Кавказ, Приморье и др.) содержание ртути в щелочных гидротермах разного состава обычно не превышает 0,02—0,003 мг/кг [Сауков А. А. и др., 1972 г.].

В хлоридных рассольных и соленых метановых гидротермах артезианских бассейнов установлены концентрации ртути до 0,015—0,027 мг/кг (табл. 41).

В сероводородсодержащих термах ртуть, по-видимому, мигрирует в основном в виде гидросульфидных комплексов [Барнс Г. Л., Чаманский Г. К., 1970 г.]. При этом, по данным И. Л. Ходаковского [1966 г.], в кислых термах наиболее устойчивы комплексы $Hg(HS)_2$, в щелочных — $Hg(HS)_3$. Эта точка зрения общепризнанна. В работе Саукова А. А. и др. [1972 г.] приводятся данные о том, что в кислых водах в присутствии сероводорода щелочной сульфидный комплекс существовать не может, при этом обращается большое внимание на возможность переноса ртути в газовой фазе.

Кадмий. Распространение кадмия в термальных подземных водах изучено весьма слабо. Максимальные содержания его на Камчатке и Курильских островах в кислых хлоридных термах достигают 0,05 мг/кг, в кислых сульфатных термах — 0,1 мг/кг, в щелочных хлоридных термах — 0,1 мг/кг. В наших коллекциях термальных вод Курильских островов кадмий обнаружен лишь в семи пробах (из 98) в «следах» (при чувствительности спектрального анализа 0,003 %).

В других регионах кадмий в термальных водах изучен также весьма слабо. На парогидротермальных месторождениях Новой Зеландии Бродлендс и Вайракей его содержания составляют 0,00001—0,0005 мг/кг [Смит Д. Г., 1985 г.]. Максимальные его концентрации установлены в термальных хлоридных метановых рассолах Челекена — до 2,3—4,5 мг/кг [33], Днепрово-Донецкой впадины — до 0,1—0,8 мг/кг, Туранской плиты — до 0,15 мг/кг.

Цинк. Довольно широко распространен в различных типах термальных вод как складчатых, так и платформенных областей, но распределение его весьма неравномерно. Некоторые данные о его содержаниях приведены в табл. 41. В складчатых областях наиболее высокие его концентрации (до 10—90 мг/кг) отмечаются в кислых хлоридных термах районов современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Япония и др.). В сульфатных кислых термах (там же) содержание его на один-два порядка ниже [Басков Е. А. и др., 1978 г.]. В щелочных и слабокислых термах концентрации цинка более низкие и обычно не превышают 0,1—0,2 мг/кг. Хорошо изучено распределение цинка в источниках группы Беппу (Япония). Здесь содержания его колеблются от 0,01 до 1—2 мг/кг [94]. Близкие концентрации цинка в азотных и углекислых термах Кавказа — до 0,5—1,5 мг/кг, Алтае-Саянской области — до 0,4 мг/кг и других районов [Басков Е. А. и др., 1978 г.]. Характер распределения цинка в разных типах термальных вод некоторых складчатых областей СССР показан на рис. 21.

В наиболее высоких концентрациях цинк содержится в кислых и слабокислых хлоридных кальциевых термальных рассолах, вскрытых скважинами в платформенных областях. В подсолевых и межсолевых рассолах Сибирской платформы содержания цинка достигают 100—160 мг/кг [Гомонова Л. И., 1975 г.], Амударьинского и Припятского бассейнов — до 100—200 мг/кг [Алехин С. Н., 1982 г.; Герасимов В. Г. и др., 1975 г.], бассейна Парадокс (США) — до 60 мг/кг [Майхев Е. И. и др., 1965 г.], Центрально-миссисипского бассейна — до 33—367 мг/кг [68].

Аномально высокие (до 300—500 мг/кг) концентрации установлены в рассолах, вскрытых скважинами в районе Салтон-Си [56]. В термальных рассолах Челекенского района концентрации цинка достигают 4,1—5,3 мг/кг [33].

В субаквальных гидротермах Красного моря, связанных с галогенной формацией, содержания цинка достигают 15—20 мг/кг, а в гидротермах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны на глубинах свыше 2500 м — до 6,9 мг/кг [К. фон Дамм, Боуэрс Т. С., 1983 г.].

В сильнокислых сульфатных водах цинк, так же как и медь, мигрирует главным образом в виде простых (Zn^{2+}) и комплексных ($ZnHCO_4^+$) катионов. В щелочных и слабокислых термах цинк пе-

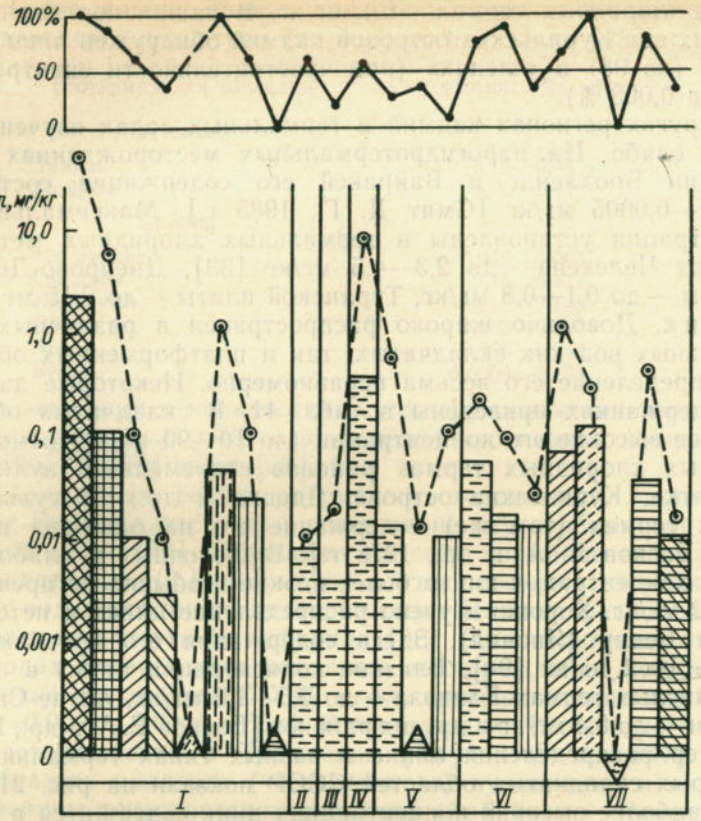


Рис. 21. Особенности распределения цинка в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

Условные обозначения см. на рис. 19.

реносится в основном в виде хлоридных, сульфатных и гидрокарбонатных комплексов ($ZnCl^+$, $ZnSO_4$, $ZnHCO_3^+$ и др.) [Голева Г. А. и др., 1968 г.]. В сероводородсодержащих термах цинк, как и другие тяжелые металлы, находится в растворе в основном в виде гидросульфидных комплексов [Барнс Г. Л., Чаманский Г. К., 1970 г.; Ходаковский И. Л., 1960 г.].

5.1.3. Подгруппа германия

Германий. Довольно хорошо изучен в термальных водах различных складчатых областей мира, и особенно в районах современного и кайнозойского вулканизма (табл. 42). В кислых термах Курильских островов его содержания обычно не превышали 0,015 мг/кг [Басков Е. А., Суриков С. Н., 1979 г.], а в кислых термах Японии достигают 0,033 мг/кг [94].

В щелочных термах содержания германия в целом более высокие и достигают весьма больших значений. Например, в углекислых гидрокарбонатных источниках Салфер-Бэнк и Грэбтри в Калифорнии его содержания доходят соответственно до 0,2 и 0,3 мг/кг [93], а в Японии в источниках Беппу — до 0,15 мг/кг [94]. Характер распределения германия в термальных водах Японии в зависимости от их кислотно-щелочных свойств иллюстрируется табл. 43.

В хлоридных углекислых термах областей современного и молодого вулканизма различных районов мира германий содержится в основном в пределах 0,02—0,09 мг/кг. Например, его содержания составляют, мг/кг: в источниках Йеллоустонского национального парка в США — 0,05—0,09 [86, 93], в геотермальном месторождении Хвераведлир в Исландии — 0,05 [Арнорссон С., 1984 г.], в источниках Памира — 0,02—0,06 [Крайнов С. Р., 1967 г.], в источниках Кармадонских и Арзни на Кавказе — 0,02—0,08 [Басков Е. А., Пустовалова Г. И., 1979 г.], в Налычевских источниках на Камчатке — 0,027 [41].

В концентрациях до 0,052 и до 0,027 мг/кг германий обнаружен в водородных термах геотермальных площадей Крафла и Наумафьядль (соответственно) в Исландии [Арнорссон С., 1984 г.]. В азотных гидрокарбонатных термах Дальнего Востока СССР, Забайкалья, Саяно-Алтае-Саянской области, Памира, Тянь-Шаня и других германий обычно содержится в пределах 0,001—0,01 мг/кг [38]. В сульфатных азотных термах содержания германия возрастают до 0,03—0,04 и более (см. табл. 42).

Особенности распределения германия в зависимости от химического состава гидротерм проиллюстрированы на примере некоторых складчатых областей СССР (рис. 22).

Обычно в небольших концентрациях (до 0,01) содержится германий в соленых и рассольных метановых водах артезианских бассейнов, например в Западно- и Восточно-Сибирском (см. табл. 42). Во всех изученных типах гидротерм содержания германия обычно на несколько порядков превышают его содержания в океанической воде (см. табл. 42). Избыточный по сравнению с океанической водой германий также установлен Мэртлоком П. А. и др. [1984 г.] в горячих струях на дне океанов (в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия) между 12 и 20° ю. ш. В кислых и щелочных термах германий находится часто в анионной и молекулярной формах германиевых кислот (H_2GeO_3 и др.), а также германийорганических соединений [Крайнов С. Р., 1967 г.]. В кислых сульфатных термах германий мигрирует в основном в виде четырехвалентного катиона.

Олово. Является одним из наиболее редко обнаруживаемых металлов в термальных водах. По данным изучения его в гидротермах областей современного и кайнозойского вулканизма установлено, что наиболее высокие концентрации характерны для кислых и слабощелочных хлоридных сероводородно-углекислых и углекислых источников. Концентрации его от 0,02 до 0,036 мг/кг

Таблица 42

Содержание в термальных водах германия, олова и свинца

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / *M*, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
					Ge	Sn	Pb
12—96 / а	СССР, о. Кунашир, источники Нижнеменделеевские, 87 °С	В / Q	1,75 / 3,1	$Cl(SO_4)$—Na / $N_2(CO_2, H_2S)$	0,015	0,036	0,31
— / б	СССР, Восточная Сибирь, подсолевые рассолы, глубины от 1500 до 3950 м, слабогорячие	ТК / $Є_1$	~4 / до 375	Cl—Ca(Na) / CH_4	До 0,01	—	До 115
14—239 / в	Япония, источник Насу	В / Q	1,5 / 2,9	SO_4—Ca / $CO_2(H_2S)$	—	0,0002	0,072
13—88 / г	СССР, Камчатка, Паужетская гидротермальная система, скважины, до 148 °С	ВО / P—N	6,9—8,5 / 2,8—3,7	Cl—Na / $CO_2(N_2)$	0,014	0,03	0,029
13—77 / г	Там же, источники Налычевские, до 74 °С	ВО / P—N	6,3—8 / 1,1—4,5	Cl—Na / CO_2	0,027	0,036	до 0,017
14—265 / в	Япония, источники Беппу	В / Q	—	Cl—Na / CO_2	До 0,15	—	—
— / —	СССР, Западная Сибирь, термальные воды с глубин свыше 1500 м, до 140 °С	Т / J—K	10—35	Cl—Na / CH_4	До 0,01	—	До 0,1
13—63 / г	СССР, Камчатка, источники Нижнеапапельские, до 78 °С	ВО / P—N	7,1—7,7 / 1,4—1,8	SO_4—Na / $N_2(CO_2)$	0,084	0,003	0,01
— / е	СССР, Забайкалье, источник Зменный, 44 °С	И / PR	7,4 / 0,48	SO_4—Na / N_2	0,03	0	0
16—54 / ж	США, Вайоминг, Йеллоустонский национальный парк, источник Смоук Джампер, 91 °С	В / Q	6,9 / 0,4	SiO_2 / CO_2	0	0,02	0,08
— / з	Исландия, Хаудакалур, источник Сисюданда, 100 °С	В / Q	9,7 / 0,98	CO_3—Na / CO_2	0,03	0	0,02
12—42 / е	СССР, Забайкалье, источники Аллинские, 52 °С	И / PR_3	9,95 / 0,7	CO_3—Na / N_2	0,008	0	0,02
9—3 / и	Тихий океан, Калифорнийский залив, бассейн Гуаймас, до 315 °С	Т / Q	5,9 / ~38,8	Cl—Na / CO_2, H_2, CH_4	—	—	0,047—0,135
— / к	Океаническая вода	—			0,00006	0,0005	0,00003

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — данные авторов, б — [Гомонова Л. Н., 1975 г.], в — [94], г — [41], д — [Матусевич В. М., 1976 г.], е — [38], ж — [83], з — [93], и — [К. фон Дамм и др., 1983 г.], к — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

Таблица 43

Распространение германия в термальных водах Японии [94]

pH	Число источников	Содержание, мг/кг	
		предельное	среднее
4	18	0,0024—0,033	0,012
4—8	100	0,0004—0,043	0,009
8	13	0,0016—0,037	0,011

установлены в источниках Нижнеменделеевских и Горячего Пляжа на о. Кунашир, в Паужетских и Налычевских источниках на Камчатке, в источниках Арзакан и Бжни на Кавказе, в источнике Смоук Джампер в Йеллоустонском национальном парке в США (см. табл. 42). В кислых сульфатных водах на Главном фумарольном поле вулкана Головнина и Алехинского северного источника на о. Кунашир (Курильские острова) установлены его содержания соответственно 0,019 и 0,056 мг/кг [3]. Вместе с тем в Японии в кислых сульфатных водах источников Насу содержание олова со-

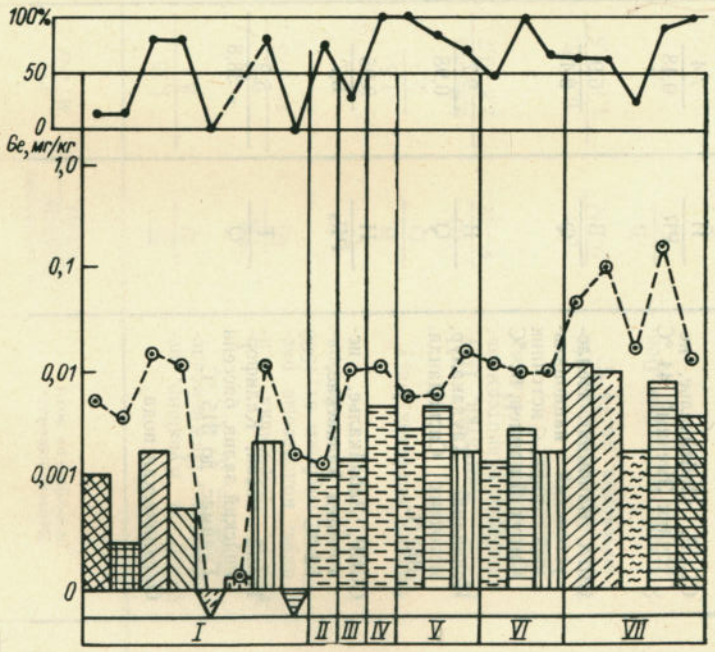


Рис. 22. Особенности распределения германия в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

Условные обозначения см. на рис. 19.

ставляет всего 0,0002 мг/кг, что ниже его содержания в океанической воде (см. табл. 42). Олово установлено в щелочных сульфатных азотных источниках Нижнеапапельских на Камчатке — 0,084 и Змеином в Забайкалье — 0,03 мг/кг (см. табл. 42). На порядок ниже содержания олова в гидрокарбонатных азотных термах юга Дальнего Востока СССР и Забайкалья — до 0,001—0,008 мг/кг [38].

В слабоминерализованных гидрокарбонатных азотных термах, связанных с гранитоидными массивами Пломбиерс и Бурбон ле Бэйнс во Франции содержания олова составляют 0,006—0,013 мг/кг, а в источнике Сапарева Баня в Болгарии — 0,0006 мг/кг [Садурский А. и др., 1984 г.]. Максимальное содержание олова (0,65 мг/кг) установлено в хлоридных углекислых термальных рассолах района Салтон-Си в Калифорнии [56].

Формы миграции олова в природных водах плохо изучены. В кислых водах оно, вероятно, может находиться в виде двухвалентного иона или комплексов $(SnCl_6)^{2+}$. В щелочных водах олово образует устойчивые комплексные соединения с серой и кислородом [Ферсман А. Е., 1959 г.].

Свинец. В отличие от олова является довольно распространенным металлом в термальных водах различного типа. Некоторые данные о его содержаниях приведены в табл. 42, а характер распространения его в гидротермах разного типа на примере некоторых складчатых областей СССР показан на рис. 23.

По данным изучения свинца в кислых сероводородно-углекислых вулканических гидротермах Курильских островов установлено, что максимальные его концентрации достигают 1,6 мг/кг в хлоридных и 2,0 мг/кг в сульфатных источниках [Суриков С. Н., 1980 г.]. Аномально высокие его концентрации установлены И. А. Меняйловым и Л. П. Никитиной [1974 г.] в искусственном конденсате сульфатного состава (pH=1,1) с вулкана Эбеко — 12 мг/кг. Еще более высокие концентрации свинца (до 32 мг/кг) установлены ими в конденсатах слабокислого (pH=5,5) сульфатно-аммонийного состава с вулкана Камбального на юге Камчатки. Такие высокие концентрации свинца характерны для жидких включений в кварце полиметаллических месторождений [Сущевская Т. М. и др., 1970 г.]. Максимальные содержания свинца в кислых хлоридных термальных источниках Японии достигают 1,6 мг/кг в источниках Тамагава и до 2,6 мг/кг в источниках Ноборибетцу. В сульфатных источниках Насу и Хаконе — соответственно до 0,072 и 0,029 мг/кг [94].

В слабокислых хлоридных углекислых термальных водах районов современного вулканизма свинец обычно содержится в концентрациях 0,01—0,1 мг/кг. В углекислых слабых рассолах Аримы в Японии свинец установлен в количестве 0,392 мг/кг [Икеда Н., 1956 г.].

Высокие содержания свинца характерны для хлоридных высококонцентрированных термальных рассолов артезианских бассейнов, в геологическом разрезе которых имеются галогенные форма-

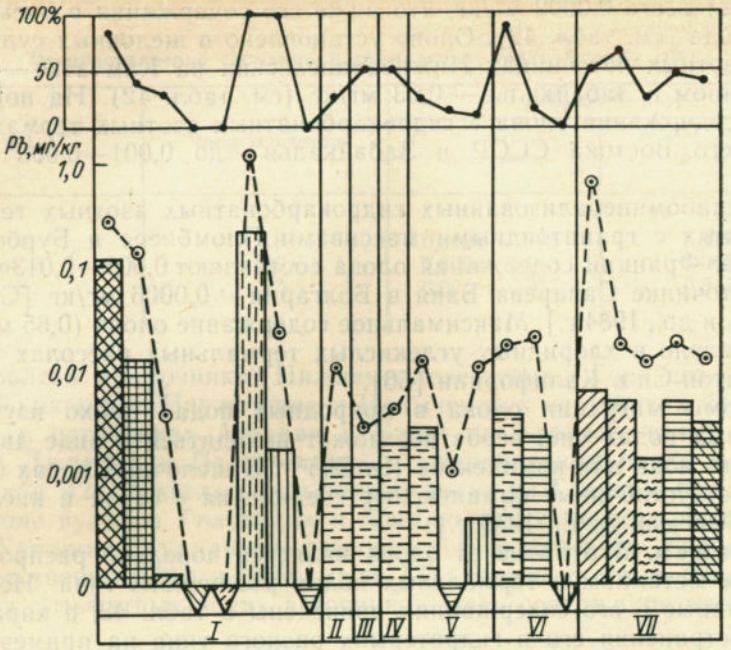


Рис. 23. Особенности распределения свинца в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

Условные обозначения см. на рис. 19.

ции. Например, в подсолевых рассолах Восточной Сибири свинца содержится до 115 мг/кг [Гомонова Л. Н., 1975 г.], в Амударьинском бассейне — до 125 мг/кг [Алехин С. Н., 1979 г.], в рассолах Челекена — до 5—42 мг/кг [33], в подсолевых и межсолевых рассолах Припятской впадины — до 25 мг/кг [Альтшулер П. Г., Кудельский А. В., 1979 г.], до 17—111 мг/кг в рассолах нефтегазоносного поля Рейлей в США [Сверинский Д. А., 1984 г.], до 34 мг/кг в рассолах цехштейна Северо-Германской впадины [67] и др. Высокое содержание свинца (80—102 мг/кг) установлено в термальных рассолах скважин в районе оз. Салтон-Си в Калифорнии [56]. Значительно ниже концентрации свинца в термальных соленых (до 35 г/кг) хлоридных метановых водах артезианских бассейнов. Так, в Западно-Сибирском бассейне его концентрации не превышают 0,1 мг/кг [Матусевич В. М., 1976 г.].

В гидрокарбонатных метаново-азотных термах Кавказа концентрации свинца редко превышают 0,01 мг/кг, в гидрокарбонатных азотных термах Кульдура его содержание — 0,012 мг/кг, а в азотных гидрокарбонатных термах на территории КНДР — 0,01—1,7 мг/кг [Созинов Н. А., 1964 г.]. В гидрокарбонатных углекислых термах Памира содержание свинца до 0,01—0,03 мг/кг [Учителева Л. Г., 1979 г.].

В гидротермах, содержащих в значительных количествах сероводород, свинец, как и другие тяжелые металлы, мигрирует, по-видимому, в основном в виде гидросульфидных комплексов $Pb(HS)_2$, $Pb(HS)_3^-$, а также тиосульфатных комплексов $Pb(S_2O_3)_3^{4-}$ [Ходаковский И. Л., 1966 г.]. При отсутствии (или незначительных концентрациях) сероводорода в термах свинец находится в различных формах (Pb^{2+}, $PbOH^-$, $PbCl$, $Pb(SO_4)_2^{2-}$ и др.) в зависимости от состава терм, значений pH и Eh, температуры. Так, в сильнокислых сульфатных термах свинец мигрирует часто в виде $Pb(SO_4)_2^{2-}$, в щелочных — в виде $PbOH^+$, $PbCO_3$ и др. [Голева Г. А. и др., 1970 г.].

5.1.4. Подгруппа галлия

Галлий. По-видимому, довольно широко распространен в термальных водах, но изученность его еще довольно слабая. Некоторые сведения о его концентрациях в различных типах термальных вод приведены в табл. 44. Характер распространения галлия наиболее изучен в гидротермах областей современного вулканизма Японии (табл. 45) и Курильских островов.

Концентрации его находятся в основном в пределах до 0,01—0,07 мг/кг. Но степень обнаружения его невелика. Так, в гидротермах Курильских островов она составляет от 30 до 45 %. При этом наиболее часто галлий встречается в кислых термах сульфатного состава в концентрациях до 0,02—0,05 мг/кг. В кислых термах хлоридного состава он обнаруживается реже — в концентрациях до 0,07 мг/кг. В слабокислых и щелочных хлоридных, сульфатных и гидрокарбонатных азотных и углекислых термах областей современного вулканизма галлий содержится в концентрациях 0,01—0,03 мг/кг (см. табл. 44). Несколько ниже концентрации галлия в гидротермах Исландии — от 0,001 до 0,012 мг/кг [30]. Поведение галлия в гидротермальном процессе в областях современного вулканизма изучалось Л. А. Борисенок [1971 г.], установившей, что при воздействии кислых гидротерм на водовмещающие породы образуются обогащенные галлием аргиллитизированные и алунитизированные породы, в которых он связывается с алюминием. В случае взаимодействия слабокислых и слабощелочных терм, как это установлено для Паужетской и Паратунской гидротермальных систем (на Камчатке), не происходит сколько-нибудь заметного обогащения галлием гидротермально-измененных пород [Борисенок Л. А., 1971 г.]. По нашим данным, повышенные количества галлия обнаружены в плюмбоярозите, отлагаемом из воды Нижнеменделеевских источников (0,008 %), в алунитах района Верхнедокторских источников и с горы Ильинской (0,005 %), а также в гидротермальных глинах (0,002—0,008 %) на о. Кунашир.

Действие сернокислых растворов приводит к разложению алюмосиликатов с переходом в раствор галлия в форме сернокислых соединений. Сульфаты Ga^{3+} устойчивы только при pH>3,4, а при

Таблица 44

Содержание в термальных водах галлия и таллия

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг	
					Ga	Tl
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, вулкан Эбеко, конденсат фумарольного газа, 100 °С	В / Q	0,05 / 43	Cl—H / $CO_2(H_2S)$	До 0,07	—
12—96 / а	СССР, о. Кунашир, источники Верхнедокторские	В / Q	2,0 / 2,5	Cl—Na / $CO_2—N_2$	0	0,01
— / б	СССР, Восточная Сибирь, подсолевые рассолы, до 50 °С	ТК / $Є_1$	4 / До 357	Cl—Ca / CH_4	—	0,72—2,76
— / в	СССР, о. Кунашир, вулкан Головнина, источник на Главном фумарольном поле, 83 °С	В / Q	2,3 / 1,9	SO_4—Ca / $CO_2(H_2S)$	0,048	0
— / г	Япония, источники Кавайю, 75 °С	В / Q	1,5 / —	SO_4—Al / $CO_2(H_2S)$	0,072	—
— / г	Там же, источники Сугайю, 64 °С	В / Q	1,5 / —	SO_4 / $CO_2(H_2S)$	0,014	—
18—17 / д	Новая Зеландия, источник Охаки-Пул, 95 °С	ВО / N_2—Q	7,0 / 3,1	Cl—Na / CO_2	—	0,003
18—17 / д	Там же, скв. Бродлендс-2, 276 °С	ВО / N_2—Q	8,0 / 4,2	Cl—Na / CO_2	—	0,007
16—54 / е	США, Йеллоустонский национальный парк, Верхний бассейн, источник, 94 °С	В / N_2	9,6 / 1,1	Cl—Na—SiO_2 / CO_2	0,03	0
— / а	СССР, о. Кунашир, источник Добрый Ключ, 69 °С	В / N_2	6,15 / 1,4	Cl—Na / N_2	0,01	0
12—11 / ж	СССР, п-ов Челекен, до 76 °С	Т / N_2	— / До 270	Cl—Na(Ca) / CH_4	—	0,7—3,5
13—60 / в	СССР, Камчатка, источники Русаковские, 70 °С	В / Q	7,2 / 1,5	SO_4—Na / N_2	0,03	—
11—162 / е	Исландия, Хвераведлир, источник Бляховер, 90,5 °С	В / Q	8,7 / 1,1	SO_4—Na—SiO_2 / $CO_2(H_2S)$	0,02	—
12—7 / з	СССР, Тбилиси, скв. 2, теплая	ВО / Р	7,4 / 0,29	$Cl(HCO_3)$—Na / $N_2(CH_4)$	0,003	—
— / е	Исландия, Хаудакалур, источник Сисноданда, 100 °С	В / Q	9,7 / 0,98	CO_3—Na / $CO_2(H_2S)$	0,004	—
— / и	Океаническая вода	—	—	—	0,00002	0,00001

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — данные авторов, б — [Гомонова Л. Н., 1975 г.], в — [3], г — [94], д — [91], е — [Уайт Д. Е. и др., 1983 г.]; ж — [33], з — [Басков Е. А., Пустовалова Г. И., 1979 г.]; и — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

Таблица 45

Распространение галлия в термальных водах Японии [94]

pH	Число источников	Содержание, мкг/кг	
		предельное	среднее
4	12	0,52—7,2	14,1
4—8	75	0,11—5,0	0,88
8	11	0,19—5,4	1,2

меньших значениях происходит их гидролиз [Борисенок Л. А., 1971 г.].

Широкой встречаемостью (50—95 %) галлий характеризуется в гидрокарбонатных азотных термах Дальнего Востока СССР и Забайкалья. Концентрации галлия достигают 0,02 мг/кг. Несколько ниже концентрации его в гидротермах Байкальской и Алтае-Саянской областей [Басков Е. А. и др., 1978 г.].

Индий. Является наиболее слабоизученным элементом этой группы, сведений по его содержанию в термальных водах почти не имеется. В силу слабой чувствительности спектрального метода на этот элемент (0,001 %) он не был обнаружен ни в одной из 98 проанализированных проб Курильских островов. В количестве 0,001 % индий обнаружен только в скородите южных Алехинских источников кислого сульфатного состава (на о. Кунашир). По данным изучения индия в термальных водах Японии содержание его в них не превышает 0,0001 мг/кг [95].

Таллий. Также относится к числу слабоизученных металлов. Имеются лишь отрывочные данные по некоторым областям современного вулканизма и рассольным термальным водам отдельных артезианских бассейнов. В термальных водах Курильских островов таллий обнаружен только в одной из 98 проб (при чувствительности спектрального анализа 0,001 %) в количестве 0,01 мг/кг, а в термах Новой Зеландии — в количествах до 0,007 мг/кг (см. табл. 44), где он, по-видимому, широко распространен. Об этом свидетельствуют данные Вейссберга Б. Г. [91] об обнаружении его в осадках термальных источников (до 0,5 %) в районах Ваймангу, Вайотапу и Ротокоа и данные Страчана Д. Г. [1985 г.] о содержании таллия в осадках геотермальной площади Стимбот-Спрингс в Неваде (США) до 0,7—2,0 %.

Об участии таллия в гидротермальном процессе в областях современного вулканизма свидетельствуют данные о его обнаружении в продуктах фумарольной деятельности вулканов Катмай на Аляске и Стромболи в Тирренском море [Шоу Д. М., 1959 г.] и Эль-Мисти в Перу [Бирни Р. В., Халл И. Г., 1974 г.].

Более высокие концентрации таллия (до 2—3,5 мг/кг) установлены в термальных рассолах Челекена и Ангаро-Ленского бассейна (см. табл. 44). В концентрациях 0,04—0,4 мг/кг таллий содержится в рассолах Амударьинского бассейна [Тарасов В. М., 1964 г.].

5.2. ГРУППА МЕТАЛЛОИДНЫХ И МЕТАЛЛОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Мышьяк. Широко распространен в термальных водах различных типов во многих районах Земли и особенно хорошо изучен в областях современного и четвертичного вулканизма. Особенности распределения его в гидротермах разного типа на примере некоторых складчатых областей СССР показаны на рис. 24. Многочисленные сведения о его содержаниях имеются по Курило-Камчатскому региону и Кавказу в СССР, Японии, Новой Зеландии, по западным штатам США, Чили, Франции, Италии и другим ре-

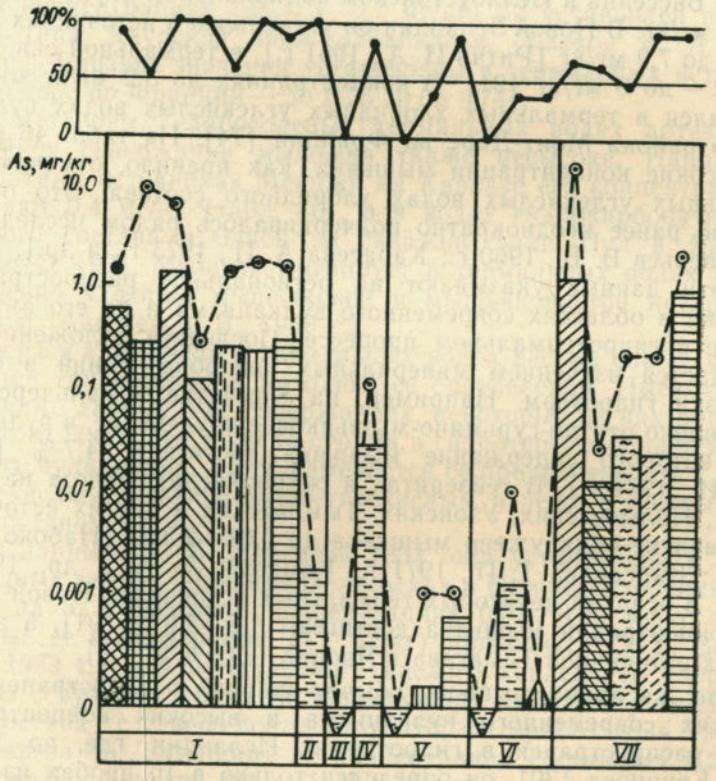


Рис. 24. Особенности распределения мышьяка в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.
Условные обозначения см. на рис. 19.

гионам. В наиболее высоких концентрациях мышьяк, как правило, содержится в хлоридных и гидрокарбонатных как кислых, так и щелочных углекислых термальных водах. Некоторые данные приведены в табл. 46. В концентрациях до 8—10 мг/кг мышьяк установлен в кислых хлоридных термах Курильских островов [Басков Е. А., Суриков С. Н., 1979 г.]. Высокие концентрации его (до 40 мг/кг) установлены [41] в хлоридных гидротермах кальдеры Узон на Камчатке. На Кавказе наиболее высокие концентрации мышьяка обнаружены в термальных источниках Джульфа — до 28,4 мг/кг [Басков Е. А., Пустовалова Г. И., 1979 г.]. Очень высокие концентрации мышьяка (до 59 мг/кг) установлены в сероводородно-углекислых гидрокарбонатно-хлоридных водах геотермальной системы Латера в Италии [Каваретта Г. и др., 1983 г.].

По данным Р. Е. Стауффера и Дж. М. Томпсона [1984 г.], высокие концентрации мышьяка отмечаются в водах гидротермальной системы Эль-Татио (Чили) — до 47 мг/кг, в водах гидротермальной системы Кизилдере (Турция) — до 39 мг/кг, в источниках Лассен-Пик в Калифорнии (США) — до 24,3 мг/кг, в источниках Норрис Бассейна в Йеллоустонском национальном парке (США) — до 3,56 мг/кг. В Новой Зеландии он установлен в источниках Вайотапу — до 7,9 мг/кг [Ритчи И. А., 1961 г.], в термальной скв. Бродлендс-2 — до 8 мг/кг [91]. В концентрациях до 3,2 мг/кг мышьяк установлен в термальных хлоридных углекислых водах вулканического района Монт-Доре во Франции [74]. Из табл. 46 видно, что высокие концентрации мышьяка, как правило, отмечаются в термальных углекислых водах хлоридного состава. Это обстоятельство ранее неоднократно подчеркивалось рядом исследователей [Аверьев В. В., 1960 г.; Карасева А. П., 1975 г., и др.]. Кроме того, эти данные указывают на региональное распространение мышьяка в областях современного вулканизма и на его активное участие в гидротермальном процессе. Последнее положение подтверждается изучением минеральных новообразований в очагах разгрузки гидротерм. Например, на Камчатке в кальдере Узон установлено ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение, в рудной залежи которого содержание мышьяка достигает 34,7 % [Набоко С. И., 1974 г.]. В гейзеритах и гидроокислах железа на Киреунских, Налычевских, Узонских, Тымлатских и других источниках на Камчатке обнаружено мышьяка до 0,01—2,3 % [Набоко С. И., 1974 г.; Кирсанова Т. П., 1971 г.; Комкова Л. А. и др., 1971 г., и др.]. В осадках некоторых термальных источников Новой Зеландии концентрации мышьяка достигают 1,5—2,0 % [91], а в отложениях источников Тамагава в Японии — 1—8 % [55].

В то же время мышьяк, обычно широко распространенный в областях современного вулканизма в высоких концентрациях, слабо распространен в гидротермах Исландии, где, по данным В. И. Кононова [30], он определен только в 16 пробах из 137, в которых относительные его повышения (0,02—0,04 мг/кг) отмечаются лишь в термопроявлениях с повышенной минерализацией в прибрежных районах.

Мышьяк широко распространен в слабокислых гидрокарбонатных углекислых термах в районах потухшего вулканизма. Например, в хорошо изученных источниках этого типа во Франции концентрации мышьяка составляют, мг/кг: 0,48 — в источнике Шамалье, 0,58 — в источнике Ду-Доме, 0,5 — в источнике Ройят, 0,5—0,64 — в источниках Салинле-Терм [74], 0,09 — в Чехословакии в источниках Карловы Вары.

В слабокислых и слабощелочных азотных сульфатных Апапельских источниках на Камчатке и в Алехинских источниках на о. Кунашир содержания его колеблются в пределах 0,4—3 и 0,03 мг/кг соответственно.

В азотных хлоридных термальных водах Франции мышьяк установлен в количестве 2,5 мг/кг в источнике Бурбон-де-Ланси (на севере Французского массива) и 0,24 мг/кг в источнике Бурбон-ле-Бэйнс (в Вогезском массиве).

В маломинерализованных азотных гидрокарбонатных термах Забайкалья, Дальнего Востока и других районов СССР содержание мышьяка обычно не превышает 0,1 мг/кг. В сравнительно высоких концентрациях (до 0,3—0,7 мг/кг) он установлен в термах этого типа Даурской зоны Забайкалья [Басков Е. А. и др., 1979 г.]. Близкие значения установлены в термальных источниках Пломбиерс во Франции — до 0,25 мг/кг [74].

В метановых слабосоленых термальных водах артезианских бассейнов содержания мышьяка также невысоки. Например, в сульфатных источниках Менджи на Кавказе его концентрации составляют 0,4 мг/кг (табл. 46), а в водах гидрокарбонатного натриевого состава в одной из скважин Эллис-Пул в Канаде — 0,23 мг/кг [93]. Мышьяк мигрирует в термальных водах преимущественно в форме мышьяковой и мышьяковистой кислот и их анионов [Аверьев В. В., 1960 г.].

Сурьма. Изучена в термальных водах весьма слабо, что объясняется трудностями в методике ее определения. Имеются лишь единичные данные о ее содержаниях, некоторые из них приведены в табл. 46. Наиболее изучена сурьма в гидротермах областей современного вулканизма. Здесь намечается ее приуроченность к термам с углекислым, сероводородно-углекислым и реже с азотным газовым составом.

По данным Л. М. Лебедева [33], она установлена в кислых хлоридных термах Нижнеменделеевских и Нижнедокторских источников на о. Кунашир в концентрациях 0,01—0,26 мг/кг. Максимальные ее концентрации (4,1 мг/кг) приводятся О. Г. Воробьевым [1969 г.] для естественного кислого конденсата хлоридного состава с вулкана Эбеко (о. Парамушир). В конденсате сульфатного состава с северо-восточного сольфатарного поля вулкана Менделеева (о. Кунашир) ее концентрация составляет 0,2 мг/кг [Озерова Н. А. и др., 1971 г.]. О широком участии сурьмы в вулканических эксгаляциях свидетельствует ее постоянное обнаружение в концентрациях до 120,7 мг/кг в искусственных конденсатах хлоридного состава высокотемпературных (до 1020 °С) фумароль-

Таблица 46

Содержание в термальных водах мышьяка и сурьмы

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / *M*, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг: As	Sb
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, вулкан Эбеко, естественный конденсат фумарольного газа, 90 °С	В / Q	0,82 / 17,3	$Cl(SO_4)$—Fe / CO_2—H_2S	3,7	0
14—234 / б	Япония, источник Тамагава (Камитороко), 98 °С	В / Q	2,5 / —	Cl—Na / $CO_2(H_2S)$	5,1	—
16—54 / в	США, Вайоминг, Йеллоустонский национальный парк, Норрис Бассейн, гейзер Пинвил, 95 °С	В / Q	2,75 / 1,1	Cl—Na—Si / CO_2	2,8	0
14—241 / б	Япония, источник Мандза (Карабука), 96 °С	В / Q	1,8 / —	SO_4—Fe—Al / $CO_2(H_2S)$	17,4	—
13—73 / г	СССР, Камчатка, кальдера Узон, источники Центрального фумарольного поля, до 95 °С	В / Q	5—8 / 2,1—3,8	Cl—Na / CO_2	До 40	До 0,7
16—54 / в	США, Вайоминг, Йеллоустонский национальный парк, Нижний бассейн, Большой гейзер, 95 °С	В / Q	6,25 / 1,3	Cl—Na—Si / CO_2	3,6	До 0,166
16—72 / д	США, Невада, источник Стимбот, 60 °С	В / Q	6,1 / 2,2	Cl—Na / CO_2	3,1	0,5
16—69 / е	США, Юта, источник Рузвельт, 55 °С	В / Q	7,9 / 7,9	Cl—Na / CO_2	2,0	—
18—17 / ж	Новая Зеландия, гидротермальная система Бродлендс, 287 °С	ВО / N_2—Q	7—8,5 / 4,2	Cl—Na / CO_2	8,0	0,2
18—17 / ж	Там же, источник Охаки-Пул, 95 °С	ВО / N_2—Q	7,0 / 3,1	Cl—Na / CO_2	3,0	0,9
16—85 / д	США, Калифорния, источник Лассен-Пик	В / Q	—	—	2,2—24,3	До 0,65
17—36 / д	Чили, гидротермальная система Эль-Татио, до 260 °С	В / N_1—Q	до 32	Cl—Na / CO_2	До 47	—
13—77 / г	СССР, Камчатка, источники Налычевские, 74 °С	ВО / P—N	6,3—8,0 / 1,1—4,5	Cl—Na / CO_2	13,5	0,225
12—9 / з	СССР, Кавказ, Джульфа (Дарыдаг), скв. 7 (64), 42 °С	К / K_2	6,6 / 21,8	$Cl(HCO_3)$—Na / CO_2	28,4	—
10—39 / и	Франция, источник Монт-Доре, до 50 °С	В / —	6,0 / 1,2	HCO_3—Na / CO_2	3,2	—
— / и	Франция, источник Бурбон-ле-Бэйнс	И / —	6,9 / 7,6	Cl—Na / N_2	0,24	—
— / и	Там же, источник Бурбон-ле-Ланси (Ле Лимб)	Т / J	6,3 / 1,7	Cl—Na / N_2	2,5	—
— / к	ФРГ, Бад-Лангенбрюкен, 46,9 °С	—	36,9	Cl—Na / —	2,2	—
— / з	СССР, Кавказ, источники Менджи, скв. 2, 55 °С	К / K_1	7,3 / 2,56	SO_4 / $CH_4(N_2)$	0,4	0
— / л	Океаническая вода	—	—	—	0,002	0,0003

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — данные авторов, б — [94], в — [86], г — [41], д — [Стауффер Р. Е., Томпсон Дж. М., 1984 г.], е — [93], ж — [91], з — [38], и — [74], к — [67], л — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

ных газов, отобранных при трещинном извержении вулкана Большой Толбачик на Камчатке в 1975—1976 гг. [Меняйлов И. А. и др., 1984 г.].

В слабокислых и слабощелочных хлоридных сероводородно-углекислых термах в кальдере Узон на Камчатке концентрации сурьмы достигают 0,7 мг/кг. Там же она установлена в поровых растворах в количествах 0,008—0,4 мг/кг, геотермальном паре — до 0,3 мг/кг и в гидротермально-измененных породах и минеральных отложениях из вод 0,01—0,7 % [Набоко С. И., 1974 г.]. Кроме того, сурьма установлена в сульфатных азотных водах Апапельских источников в концентрациях до 0,84 мг/кг и в гидрокарбонатно-хлоридных углекислых Налычевских источниках в концентрациях до 0,22 мг/кг [41].

В близких по значению концентрациях сурьма установлена в термальных водах хлоридного состава Новой Зеландии, в которых концентрации ее находятся в пределах 0,03—0,9 мг/кг [91], и западных штатов США (источники Стимбот-Спрингс, Бойлинг, Салфер-Бэнк и др.) в концентрациях от 0,1 до 0,8 мг/кг. По данным Р. Е. Стауффера и Дж. М. Томпсона [1984 г.], в термальных водах Йеллоустонского национального парка содержание сурьмы составляет 0,03—0,166 мг/кг, в источниках Стимбот-Спрингс — 0,1—0,4, а в источниках Лассен-Пик — до 0,65 мг/кг.

По результатам изучения углекислых термальных вод Франции содержание сурьмы в них не превышает 0,01 мг/кг [74]. В термальных водах Исландии концентрации сурьмы обычно невелики — до 0,001 мг/кг — и повышаются до 0,04 мг/кг в кислых конденсатах Наумафьядля [30].

По распределению сурьмы в термальных водах артезианских бассейнов имеются весьма ограниченные данные. В соленых хлоридных натриевых термах Западной Сибири сурьма содержится в концентрациях 0,004—0,01 [Матусевич В. М., 1976 г.], а в хлоридных кальциево-натриевых рассолах Челекена — в концентрациях до 0,7—0,9 мг/кг [33].

Приведенные данные свидетельствуют о связи сурьмы с хлором. Прямая зависимость этих элементов в термальных водах кальдеры Узон отмечалась Г. А. Карповым [1974 г.]. Н. А. Озерова и др. [1971 г.] обращают внимание на высокую летучесть галоидных соединений сурьмы и предполагают, что она присутствует в парогазовой фазе в виде хлоридов.

Висмут. По-видимому, пользуется очень слабой распространенностью в термальных водах как областей современного вулканизма, так и других. Имеются лишь наши данные об обнаружении его в одной из проб термальной воды кислого сульфатного состава, отобранной из штольни на серном месторождении Новое (о. Итуруп), в количестве 0,004 мг/кг и в одной из проб воды в кальдере Узон на Камчатке — 0,2 мг/кг [Пийп Б. И., 1937 г.], а также в гидротермальном паре (там же) — 0,008—0,07 мг/кг [Набоко С. И., 1974 г.].

5.3. ГРУППА ЖЕЛЕЗА

Титан. Широко распространен в термальных водах и характеризуется сравнительно высокой встречаемостью. Концентрации его в различных типах термальных вод находятся в широких пределах (табл. 47). Он довольно широко распространен в кислых и слабощелочных гидротермах областей современного вулканизма. Наиболее высокие его концентрации характерны для кислых гидротерм. В кислых хлоридных они часто достигают 2—5 мг/кг, а в сульфатных — 2—3 мг/кг. Аномально высокие концентрации титана установлены в природном конденсате сульфатно-хлоридного состава на Северо-Восточном фумарольном поле вулкана Эбеко на о. Парамушир — 37,5 мг/кг. Такие же высокие концентрации титана установлены в естественном конденсате хлоридного состава фумаролы Биг-Дональд на о. Уайт в Новой Зеландии — 33 мг/кг и там же в ручье на фумарольном поле — 23 мг/кг. В Индонезии в сульфатной воде термального кратерного оз. Кава-Иджен содержание его составляют 23,4 мг/кг, а в истоках р. Банджипати — 35,1 мг/кг [20]. В Японии максимальное количество титана (12 мг/кг) установлено в водах источника Исобе [94].

Такие же высокие концентрации титана (до 27—31 мг/кг) установлены в термальных подсолевых рассолах хлоридного натриево-кальциевого состава Ангаро-Ленского артезианского бассейна в Восточной Сибири.

Меньшие концентрации титана характерны для термальных соленых хлоридных натриевых метановых вод Западно-Сибирского артезианского бассейна (табл. 47). Для других типов термальных вод характерны содержания титана обычно менее 1 мг/кг, а наиболее низкие, обычно до 0,001—0,002 мг/кг, отмечаются в маломинерализованных гидрокарбонатных азотных термах гидрогеологических массивов (табл. 47).

Ванадий. Неравномерно изучен и распространен в разных типах термальных вод. Наибольшим распространением он пользуется в сероводородно-углекислых и углекислых гидротермах областей современного вулканизма. Высокие концентрации ванадия (до 7,5 мг/кг) установлены в естественных конденсатах хлоридного состава на Северо-Восточном фумарольном поле вулкана Эбеко (о. Парамушир). Такие же концентрации его зафиксированы в Японии в источниках Арима — 6,1 мг/кг [Икеда Н., 1956 г.] и в источниках Яманучи — 7,0 мг/кг [94]. Обычно на порядок ниже концентрации ванадия в кислых сульфатных термах Камчатки и Японии (табл. 47).

В термальных водах Исландии, в отличие от других изученных в отношении распространения ванадия в гидротермах областей современного вулканизма, он содержится в более низких концентрациях — до 0,02 мг/кг, увеличивается до 0,03—0,08 мг/кг в конденсатах естественных паровых струй. Отмечается, что концентрации ванадия связаны с содержанием в термальных водах кремнезема и увеличиваются с ростом его содержания [30].

Содержание в термальных водах металлов группы железа

Таблица 47

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, Северо-Восточное фумарольное поле, 90 °С	В / Q	0,82 / 17,3	Cl(SO_4)—Al / CO_2(H_2S)	37,6	7,5	0,225	7,0	392,5	0,14	0
14—254 / б	Япония, источники Арима, 94 °С	И / MZ	5,8 / 77,2	Cl—Na / CO_2	2,6	6,1	0,09	44,3	157	0,001	0,001
13—75 / в	СССР, Камчатка, источники Верхнесемячинские, 94 °С	В / Q	3,3 / 1,7	SO_4—Ca / CO_2(H_2S)	2,49	0,025	0,249	0,8	1,2	0,025	0,025
14—239 / б	Япония, источник Насу, 70 °С	В / Q	1,5 / 2,9	SO_4—NH_4 / CO_2(H_2S)	0,17	0,51	0,004	0,32	28	0,000*n*	0,000*n*
13—88 / г	СССР, Камчатка, источники Паужетские, до 149 °С	ВО / P—N	6,9—8,5 / 2,8—3,7	Cl—Na / CO_2(N_2)	—	0,64	0,32	0,04	—	0,022	0,064
13—77 / г	Там же, источники Налычевские, до 74 °С	ВО / —	6,3—8,0 / 1,1—4,5	Cl—Na / CO_2	—	—	0,9	2,4	—	0,36	0,045
11—164 / д	Исландия, Большой Гейзер, 85 °С	ВО / N_2—Q	9,2 / 1,37	Cl—Na / N_2—CO_2	0,015	0,001	0,002	—	0,012	0,001	0,001
16—54 / е	США, Вайоминг, Йеллоустонский национальный парк, Верхний бассейн, гейзер Сапфир, 95 °С	ВО / Q	8,3 / 1,6	Cl(HCO_3)—Na / CO_2	0,01	0	0,006	0,03	0,3	0	0
— / ж	СССР, Западная Сибирь, термальные воды с глубин свыше 1500 м, до 140 °С	Т / J—K	— / 10—35	Cl—Na / CH_4	0,2—1,5	0,1	0,06—0,13	0,001—0,02	—	0,01—0,015	0,05—0,1
— / з	СССР, Восточная Сибирь, Братская-18, 3389—3397 м	ТК / $Є_1$	— / 267,9	Cl—Ca / CH_4	26,8	—	—	267,9	1072	—	—
— / и	СССР, Припятская впадина, подсолевые термальные рассолы с глубин 2500—3500 м	Г / D_{2-3}	—	Cl—Na(Ca) / CH_4	—	0,2—4	1—2	50—250	6000—9000	1—4	2—10
— / к	США, Луизиана, Тимбалье-Бэй, скв. PP-19, 70 °С	Т / N_2	6,6 / 138	Cl—Na / CH_4	8,6	—	0,6	1,1	—	—	1,5
— / к	Там же, Вест-Бэй, скв. 28-E, 87 °С	Т / N_1	6,3 / 158	Cl—Na / CH_4	—	—	—	30	110	—	2,1
11—162 / к	Исландия, Хвераведлир, Бляховер (Голубой источник), 90 °С	В / Q	8,7 / 1,1	HCO_3 / CO_2(H_2S)	—	0,008	0,001	0	0,21	—	0,006
10—88 / л	Чехословакия, Слиач, источник Кусские, 71 °С	Т / N_{1-2}	6,0 / 3,88	SO_4(HCO_3)—Ca / CO_2	0,13	—	<0,02	0,8	7,2	0,002	<0,005
13—60 / в	СССР, Камчатка, источники Русаковские, 51—64 °С	ВО / P—N	7,2 / 1,5	SO_4—Na / N_2	0,1	0,03	—	0,1	—	0,3	—

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / M, г/кг
13—63 / г	Там же, источники Нижнеапапельские, 78 °С	ВО / P—N	7,1—7,7 / 1,4—1,8
— / м	Франция, Абрест, источник Ду-Доме	—	6,9 / 4,8
— / н	СССР, Памир, источник Жунт, 32 °С	М / AR	6,3 / 2,3
12—99 / н	СССР, Дальний Восток, источник Кульдур, скв. 3, до 74 °С	И / PZ	9,5 / 0,38
12—45 / н	СССР, Забайкалье, источники Аллинские, 71 °С	И / PR	10,3 / 0,56
9—4 / о	Тихий океан, субаквальные гидротермы на 21° с. ш., 2500—2650 м, 30—220 °С	В / —	4,24—6,52 / до 43,9
— / п	Океаническая вода		

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — з — [Гомонова Л. Н., 1975 г.], и — [Альтшулер П. Г., Кудельский А. В., 1979 г.; Жеребцо Дамм, Боуэрс Т. С., 1983 г.], п — данные авторов, б — [94], в — [3], г — [41], д — [30], е — [86], ж — [Матусевич В. М., 1976 г.], ва И. К., Филонов В. А., 1980 г. и др.], к — [93], л — [75], м — [74], н — [38], о — [К. фон [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

Как показали исследования термальных вод складчатых областей различных районов СССР, в слабощелочных хлоридных и сульфатных углекислых и азотных термах его концентрации обычно находятся в пределах 0,01—0,1 мг/кг, иногда повышаются до 0,64 мг/кг (табл. 47).

Сравнительно равномерно ванадий распределяется в гидрокарбонатных азотных термах Сихотэ-Алинской области, Буреинского массива, Даурской зоны Байкальской области, причем максимальные концентрации его в этих термах отмечаются в Сихотэ-Алинской области (до 0,02 мг/кг) при высокой встречаемости. В хлоридных метановых соленых и рассольных водах артезианских бассейнов ванадий содержится в концентрациях от 0,1 до 4 мг/кг (табл. 47).

Ванадий часто присутствует в минеральных новообразованиях, отлагаемых источниками термальных вод в Курило-Камчатской области. Существует мнение, что ванадий вместе с другими металлами группы железа поступает с субаквальными гидротермами и эксгаляциями, это способствует его накоплению в железомарганцевых конкрециях в зоне осадконакопления вдоль срединно-океанических хребтов [Холодов В. Н., 1975 г.].

Продолжение табл. 47

Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг						
	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni
$SO_4(HCO_3)$—Na / N_2	0,84	0,084	0,08	—	0,084	—	—
HCO_3—Na / CO_2	—	—	0,01	0,038	0,92	Есть	0,046
HCO_3—Ca / CO_2	0,002	0,008	—	0,2	21	0,001	0,001
HCO_3—Na / N_2	0,001	0	0,003	0,01	—	—	—
HCO_3—Na / N_2	0,2	—	0,04	0,04	—	—	0,004
Cl—Na / $CO_2?(H_2S)$	—	—	—	До 56	До 139	До 0,012	<0,008
	0,001	0,0015	0,000 25	0,0001	0,005	0,000 03	0,0005

Мигрирует ванадий в кислых термальных водах в виде V^{3+} или VO^{2+}, а в нейтральных и щелочных в виде $H_2VO_4^-$, HVO_4^{2-}, HV_2O_5 [94, Арнорссон С., 1970 г.].

Хром. Распространение хрома в термальных водах изучено слабо. Наиболее полные сведения имеются по термам Японии, Курильских островов, Исландии и некоторым другим районам.

В Японии в районе Беппу было обследовано 38 источников. Содержание хрома в них изменялось от 0,0043 до 0,0138 мг/кг. В большинстве источников (34) содержание хрома было менее 0,01 мг/кг. Наиболее вероятная форма миграции хрома в этих водах Cr^{3+} [94]. Максимальная концентрация хрома (2,5 мг/кг) в Японии установлена в источниках Яманучи.

На Курильских островах хром обнаружен в 20 пробах (из 98) в основном кислых термальных вод от 0,006 до 0,225 мг/кг. Для слабокислых и слабощелочных терм хром не характерен и обнаружен только в двух пробах в количествах 0,003 мг/кг в хлоридных углекислых водах и 0,005 мг/кг в сульфатных углекислых водах. В хлоридных натриевых углекислых водах Камчатки хром иногда содержится в довольно высоких концентрациях — до 0,3—

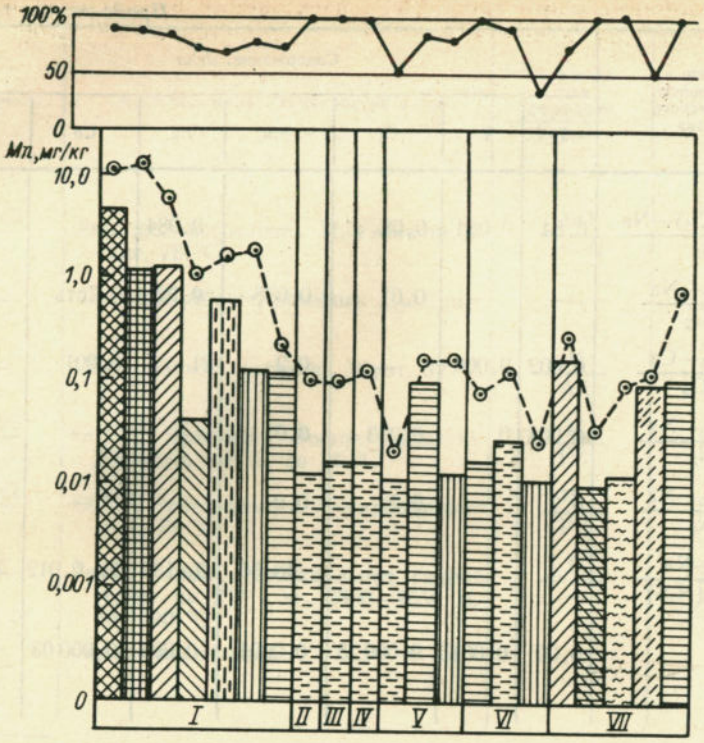


Рис. 25. Особенности распределения марганца в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

Условные обозначения см. на рис. 19.

0,9 мг/кг, а в термах Исландии его содержания на два порядка ниже (табл. 47).

В складчатых областях азиатской части СССР хром часто устанавливается в гидрокарбонатных азотных термах при средних концентрациях 0,0003—0,015 и максимальных до 0,06 мг/кг [Басков Е. А. и др., 1978 г.].

В соленых метановых термальных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна концентрации хрома составляют 0,06—0,13 мг/кг, а в рассолах Припятской впадины и Луизианы (США) соответственно 1—2 и 0,6 мг/кг (табл. 47).

Марганец. Является одним из наиболее широко распространенных и хорошо изученных металлов в различных типах термальных вод. Особенности его распределения в гидротермах разного типа в некоторых районах СССР иллюстрирует рис. 25. Вероятность обнаружения марганца обычно высока. Например, в термах Курильских островов он обнаружен в 97 из 98 проанализированных проб. В целом в областях современного вулканизма в кислых фумарольных термах хлоридного состава содержание марганца обычно колеблется от 0,1 до 1—2 мг/кг и достигает 10—15 мг/кг.

В кислых фумарольных термах сульфатного состава концентрации марганца несколько ниже и не превышают 4,5 мг/кг. Аномально высокие концентрации марганца в кислых сульфатных термах (до 350 мг/кг) установлены в Японии в пределах вулкана Иссайкё [Сато Г., Като Т., 1979 г.]. В щелочных термах этих регионов содержание марганца обычно находится в пределах 0,01—3 мг/кг и лишь в водах источников Арима достигает 44,3 мг/кг (табл. 47).

Аномально высокие (около 1400 мг/кг) концентрации марганца обнаружены в кислых высококонцентрированных хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в Салтон-Си [56]. Весьма высокие (до 500—700 мг/кг) содержания марганца установлены в кислых высококонцентрированных рассолах артезианских бассейнов, сложенных соленосными отложениями [Басков Е. А., 1977 г.]. Довольно высокие концентрации (до 56 мг/кг) установлены в субаквальных гидротермах в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. В термальных поровых рассолах впадины Атлантис-II Красного моря содержание марганца колеблется в пределах 2—249 мг/кг (по данным глубоководного бурения в 13-м рейсе «Гломар Челленджер»).

В наиболее низких концентрациях (обычно до 0,001 мг/кг) марганец содержится в щелочных слабоминерализованных термах Исландии, повышается лишь в естественных конденсатах паровых струй Наумафьядля до 1,2 и в термальном морском рассоле Рейкьянеса до 4,2 мг/кг [30].

Обычно невелики концентрации марганца в метановых соленых (до 35 г/кг) хлоридных и гидрокарбонатных натриевых термальных водах артезианских бассейнов и редко превышают 0,1—0,2 мг/кг. Довольно равномерно марганец распространен в гидрокарбонатных азотных термах восточных областей СССР в концентрациях от 0,01 до 0,2 мг/кг [Басков Е. А. и др., 1978 г.].

Для ряда слабокислых и слабощелочных терм различного состава характерны отложения марганцевых минералов в ассоциации с известковистыми и кремнистыми туфами. Такие отложения известны на о. Кунашир на Камчатке, в Японии и в других районах. Наиболее крупные образования марганцевых минералов в ассоциации с травертинами и вольфрамом, отложившихся из вод термальных источников, известны в США (Абрахам, Ист-Рейндж, Содавилл, Голконда и др.) и в Боливии (Унсия), где они образуют иногда промышленные скопления [Уайт Д. Е., 1959 г.].

Железо. Имеет повсеместное распространение в термальных водах различного типа. Некоторые сведения о его концентрациях в разных типах термальных вод приведены в табл. 47. Наиболее характерны высокие концентрации железа для кислых гидротерм областей современного вулканизма и для высококонцентрированных термальных подсолевых и межсолевых рассолов платформенных областей. В вулканических районах наиболее высокие содержания железа (до 1000—3000 мг/кг) отмечаются как в хлоридных, так и в сульфатных термах, представляющих собой естественные конденсаты фумарольных газов, образующихся на фумарольных

полях в кальдерах и кратерах многих действующих вулканов. Максимальное количество железа (10,6 г/кг) в гидротермах этого типа установлено в конденсатах фумаролы Биг-Дональд в Новой Зеландии [Вильсон С. Х., 1953 г.]. Характерно, что железо в этих термах наряду с алюминием часто является преобладающим компонентом катионного состава. Это сближает кислые термальные воды с кислыми водами рудничного типа. Кислыми термами с вулканов выносится огромное количество железа. Так, например, по подсчетам С. С. Сидорова [1967 г.], ручьем Юрьева на о. Парамушир ежесуточно выносится до 35 т железа. Часто из кислых гидротерм образуются значительные отложения лимонита (например, Лимонитовый Каскад на о. Итуруп, Красные озера на о. Шиашкотан и др.).

Весьма высоких концентраций (до 1000—9000 мг/кг) железо достигает в высококонцентрированных рассолах платформенных областей (табл. 47).

В слабощелочных углекислых термах разного анионного состава складчатых областей концентрация железа часто достигает 10—20 мг/кг. В других типах щелочных термальных вод концентрации железа обычно не превышают 1—2 мг/кг.

В высоких концентрациях (до 139 мг/кг) железо установлено в субаквальных гидротермальных системах срединно-океанических хребтов [К. фон Дамм, Боуэрс Т. С., 1983 г.].

В кислых термах железо находится как в форме Fe^{3+}, так и в формах Fe^{2+} и коллоидной. В щелочных термах оно мигрирует в основном в виде Fe^{2+}.

Кобальт. Наиболее часто обнаруживается в кислых термальных водах. По данным изучения его в кислых термах Курило-Камчатского региона максимальные содержания достигают 0,48 мг/кг в хлоридных и 0,12 мг/кг в сульфатных. В слабощелочных хлоридных и сульфатных термах Камчатки кобальт устанавливается редко, но иногда в значительных концентрациях — до 0,36 мг/кг (табл. 47). По данным изучения кобальта в термальных водах Японии в большинстве исследованных проб он не был обнаружен [94]. Так, в водах источников Беппу он был установлен только в водах одного источника (из 48 опробованных) в количестве 0,0025 мг/кг. Аномально высокое содержание кобальта (2,19 мг/кг) определено в Японии в сульфатных кислых водах источника Тентоки [94]. Такие же высокие концентрации его установлены в термальных подсолевых рассолах Припятской впадины (табл. 47).

В субаквальных гидротермах срединно-океанических рифтовых зон содержание кобальта достигает 0,012 мг/кг, что значительно превышает его содержание в воде океана (табл. 47).

Формы миграции кобальта в водах мало изучены. Наиболее часто он мигрирует в двухвалентной форме как в кислых, так и в щелочных средах. Трехвалентные ионы кобальта образуют водорастворимые комплексные соединения с органическим веществом [Черняев А. М. и др., 1970 г.].

Никель. Как и кобальт, не имеет широкого распространения в термальных водах. В гидротермах Курильских островов встречаемость никеля составляет 26 %, причем в большинстве проб он присутствует в концентрациях ниже предела чувствительности спектрального анализа (0,001 %). Вместе с тем никель установлен здесь как в кислых, так и в щелочных гидротермах. Содержания его в кислых водах не превышают обычно 0,01—0,02 мг/кг, в щелочных 0,06—0,08 мг/кг. На Камчатке в кальдере Узон содержание никеля в кислых хлоридных термах составляет 0,003—0,006 мг/кг. Близкие содержания (0,0025 мг/кг) никеля установлены здесь в щелочных хлоридных термах [Пилипенко Г. Ф., 1971 г.].

В Японии распространение никеля в кислых водах изучено довольно хорошо. Так, в горячих сульфатных кислых ($pH=2\div3$) источниках о. Хонсю установлены содержания никеля от 0,004 до 2,08 мг/кг. Наиболее высокие концентрации (9,38 мг/кг) никеля (так же как и кобальта) определены в кислых сульфатных водах источника Тентоку на о. Кюсю [94].

В слабокислых хлоридных и гидрокарбонатных углекислых термах Алтае-Саянской области и Кавказа содержания никеля достигают 0,18 и 0,04 мг/кг соответственно. В более низких концентрациях никель содержится в азотных термах различного состава, в которых его максимальные концентрации редко превышают 0,005 мг/кг [38].

В высоких концентрациях (до 1—10 мг/кг) кобальт содержится в высококонцентрированных углекислых рассолах скважины Салтон-Си в Калифорнии [56], в метановых рассолах Припятской впадины и штата Луизианы в США (табл. 47). В соленых же метановых термальных водах Западной Сибири содержание никеля ниже — 0,05—0,1 мг/кг.

Наилучшие условия для миграции никеля наблюдаются в кислых сульфатных термах, в которых он находится в виде двухвалентного иона [Черняев А. М. и др., 1970 г.].

5.4. ГРУППА МОЛИБДЕНА

Молибден. Широко распространен в термальных водах различного типа, но, как это видно из табл. 48, распределение его очень неравномерное. Наиболее часто он обнаруживается и содержится в наиболее высоких концентрациях в гидрокарбонатных и сульфатных азотных термах различных складчатых областей мира (рис. 26). Так, например, в гидрокарбонатных термах Алтае-Саянской и Сихотэ-Алинской областей его концентрации достигают 0,5 и 0,15 мг/кг соответственно; в сульфатных азотных термах Алтае-Саянской области — менее 0,1 мг/кг. Обычно на порядок ниже содержания молибдена в углекислых гидрокарбонатных и хлоридных термах. Так, в углекислых термах Кавказа его содержания не превышают 0,1 мг/кг.

Во всех типах термальных вод молибден установлен в областях современного вулканизма. Например, в кислых термах Ку-

Таблица 48

Содержание в термальных водах молибдена и вольфрама

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / *M*, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг Mo	Содержание, мг/кг W
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, вулкан Эбеко, гидросольфатора на 2-м сольфаторном поле, 100 °С	ВО / Q	0,37 / 23,9	Cl—H—Ca / CO_2—H_2S	0,03	0
12—97 / а	СССР, о. Кунашир, вулкан Менделеева, источник на Восточном фумарольном поле, 58 °С	ВО / Q	4,1 / 0,2	SO_4—Ca / CO_2—H_2S	0,05	0
13—88 / б	СССР, Камчатка, Паужетское геотермальное месторождение, до 148 °С	ВО / P—N	6,9—8,5 / 2,8—3,7	Cl—Na / $CO_2(N_2)$	0,029	0,064
13—62 / б	Там же, источники Большие Киреунские, до 100 °С	ВО / N_2—Q	7,0—8 / 1,1—1,9	Cl—Na / $CO_2(N_2)$	0,14	0,03
18—19 / в	Новая Зеландия, источник Шампан-Пул, 98 °С	ВО / N_2—Q	5,7 / 4	Cl—Na / $CO_2(H_2S)$	0,001	0,02
— / г	США, Калифорния, источник Вилбур, 57 °С	Т / J_3	7,2 / 29,1	Cl—Na / CO_2	—	9,4
13—63 / б	СССР, Камчатка, источники Верхнеапапельские, до 97 °С	ВО / P—N	8,2—8,5 / 1,2—1,7	O_4—Na / N_2	0,035	0,08
13—81 / б	Там же, источники Начикинские, 79 °С	ВО / P—N	7,0—8,4 / 1,2	SO_4—Na / N_2	0,03	0,072
— / д	СССР, Забайкалье, источник Хакусский, 46 °С	И / PR_2	7,4 / 0,32	SO_4—Na / N_2	0,33	0,03
16—80 / г	США, Калифорния, источник Эмеди, 92 °С	В / N	8,5 / 0,8	SO_4(Cl)—Na / N_2	0,06	0,2
16—54 / е	США, Вайоминг, Йеллоустонский национальный парк, Верхний бассейн, гейзер Дэйзи, 90,5 °С	В / N	7,6 / 1,7	HCO_3(Cl)—Na / CO_2	0,03	0,3
10—40 / ж	Франция, Виши, источник Гранд Гриль, термальный	—	6,8 / 7,4	HCO_3—Na / CO_2	0,00006	0,1
— / д	СССР, Забайкалье, источник Котельниковский, 50 °С	И / AR	/ 0,23	HCO_3—Na / N_2	0,07	0,48
— / д	СССР, Горный Алтай, источник Джумалинский, 19 °С	Т / O	6,9 / 0,3	HCO_3—Na / N_2	0,48	0,6
— / д	СССР, Памир, источник Джиланды, 66 °С	И / J—K_1	9 / 0,4	HCO_3(SO_4)—Na / N_2	0,012	0,08
12—14 / д	СССР, Тянь-Шань, источник Ходжа-Оби-Гарм, 98 °С	И / PZ	8,9 / 0,5	HCO_3—Na / N_2	0,02	0,2
10—46 / з	Франция, источник Пломбиерс-ле-Бэйнс, 70 °С	И / —	8,1 / 0,4	HCO_3—Na / N_2	0,006	0,225
10—115 / з	Болгария, источник Сапарева Баня, до 90 °С	И / —	8,0—9,5 / До 1,0	HCO_3—Na / N_2	0,009	0,26
12—161 / и	Индия, Западная Бенгалия, Баркешвар, источник Сурья, 63,3 °С	М / AR	9,3 / 0,4	HCO_3(Cl)—Na / N_2	0,004	0,04
— / к	Океаническая вода	—	—	—	0,01	0,0001

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — наши данные, б — [41], в — [61], г — [93], д — [38], е — [86], ж — [86], з — [Садурский А. и др., 1984 г.], и — [Чоудхури А. Н. и др., 1964 г.], к — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

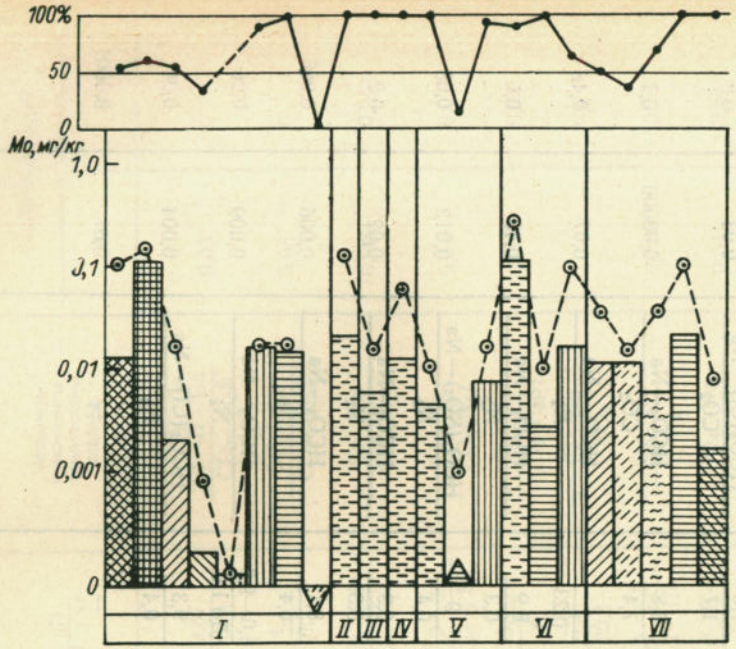


Рис. 26. Особенности распределения молибдена в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

Условные обозначения см. на рис. 19.

рильских островов концентрации его колеблются от 0,0007 до 0,1—0,3 мг/кг. В щелочных и слабокислых термах концентрации молибдена часто находятся в пределах 0,02—0,06 мг/кг.

В Японии в районе Беппу было изучено 36 источников. Концентрации молибдена в них изменялись от 0,001 до 0,041 мг/кг при средних содержаниях 0,006 мг/кг [94].

По данным изучения молибдена в термальных водах Исландии он присутствует в большинстве слабокислых и щелочных источников в концентрациях 0,001—0,0067 мг/кг и отсутствует в кислых водах [30]. По мнению С. Арнорссона [1969 г.], концентрация молибдена взаимосвязана с содержанием в водах кремнезема и сероводорода. С ростом содержаний кремнезема содержание молибдена увеличивается, а с ростом сероводорода — уменьшается.

В концентрациях 0,002—0,001 мг/кг молибден содержится в метановых термальных водах Западной Сибири [Матусевич В. М., 1976 г.] и в концентрациях 0,02 мг/кг иногда обнаруживается в термальных подсолевых рассолах Восточной Сибири.

В термальных водах молибден может находиться в виде MoO_4^{2-}, $HMoO_4^-$ и H_2MoO_4. Кроме того, он может мигрировать в форме кремнемолибдатного комплекса, который при высоких содержаниях сероводорода переходит в осадок [Хитаров Н. И. и др., 1965 г.].

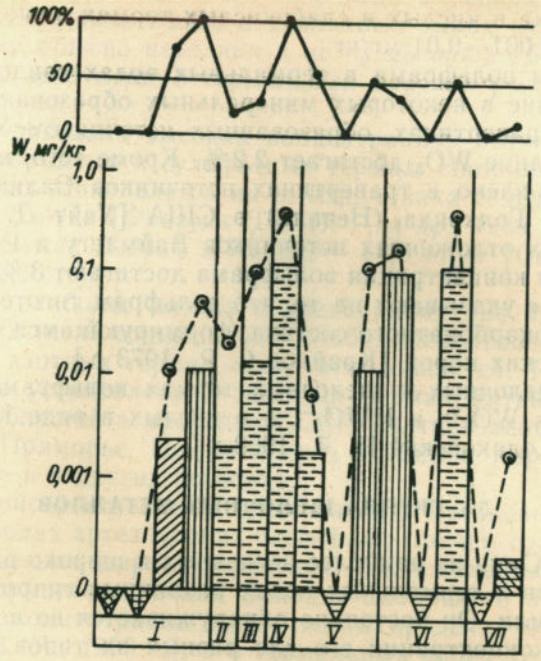


Рис. 27. Особенности распределения вольфрама в разных типах термальных вод некоторых горноскладчатых областей СССР.

Условные обозначения см. на рис. 19.

Вольфрам. Один из наименее изученных элементов термальных вод, что объясняется в первую очередь слабой чувствительностью существующих аналитических методов его определения. Вместе с тем имеющиеся данные позволяют, вероятно, судить о широком его распространении в термальных водах различных типов. Некоторые данные о его содержаниях в гидротермах приведены в табл. 48.

Наиболее полно вольфрам изучен в гидрокарбонатных и сульфатных азотных термах некоторых складчатых областей Востока СССР (рис. 27), Болгарии, Франции, восточных штатов США и др. Максимальные концентрации вольфрама, мг/кг, установлены в гидрокарбонатных термах Даурской и Алтае-Саянской областей — до 0,6, Буреинского массива — до 0,1, Сихотэ-Алинской области — до 0,03. В сульфатных азотных термах высокие концентрации вольфрама мг/кг, установлены в областях: Алтае-Саянской — до 0,3, Байкальской — до 0,13, Камчатской — до 0,08 (рис. 27).

Довольно часто в высоких концентрациях (до 0,3—0,4 мг/кг) вольфрам присутствует в щелочных углекислых и азотных гидрокарбонатных и хлоридных термах Йеллоустонского национального парка (Вайоминг) в США [86]. Аномально высокое содержание вольфрама (9,4 мг/кг) установлено в источнике Вилбур [93].

В областях современной вулканической деятельности содержания вольфрама в кислых и слабокислых термах ниже и обычно не превышают 0,001—0,01 мг/кг.

О наличии вольфрама в термальных водах свидетельствует и его нахождение в некоторых минеральных образованиях источников. Так, в травертинах, образованных источником Унсия (Боливия), содержание WO_3 достигает 2,2 %. Кроме того, наличие вольфрама установлено в травертинах источников Салин-Вэлли (Калифорния) и Голконда (Невада) в США [Уайт Д. Е., 1959 г.]. В кремнистых отложениях источников Ваймангу и Ротокоа в Новой Зеландии концентрации вольфрама достигают 3 % [91]. Имеющиеся данные указывают на то, что вольфрам тяготеет к азотным термам гидрокарбонатного состава, формирующимся среди кислых кристаллических пород [Крайнов С. Р., 1973 г.].

В слабощелочных и щелочных термах вольфрам находится в виде анионов WO_4^{2-} и HWO_4^-, а в кислых в виде $H_2WO_4^0$ [Иванова Г. Ф., Ходаковский И. Л., 1968 г.].

5.5. ГРУППА ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ

Литий. Один из наиболее изученных и широко распространенных металлов в термальных водах различных гидрогеологических структур Земли. Он постоянно обнаруживается во всех типах гидротерм, но концентрации его для разных их типов колеблются в довольно широком диапазоне — от тысячных и сотых долей миллиграмма до сотен миллиграммов на килограмм (табл. 49).

В кислых гидротермах Камчатки, Курил, Японии и других областей современного вулканизма содержание лития обычно не превышает 0,2—0,1 мг/кг (табл. 49). В единичных случаях в кислых хлоридных термах обнаружены концентрации лития около 2 мг/кг (кальдера Узон) [Пилипенко Г. Ф., 1971 г.]. В кислых термах Новой Гвинеи концентрации лития достигают 2,2 мг/кг, а в Новой Зеландии — 3,6 мг/кг (табл. 49).

В слабокислых и слабощелочных термах областей современного вулканизма концентрации лития в целом более высокие. Например, на Камчатке — до 6 мг/кг [41], в Японии — до 11 мг/кг [94], в Новой Зеландии — до 10—24 мг/кг [79], в Новой Гвинее — до 25 мг/кг [Хеминг Р. Ф., 1969 г.], в Чили — до 48,9 мг/кг [Кусиканкью Х. и др., 1975 г.], в Йеллоустонском национальном парке в США — до 8,4 мг/кг [86], в Италии — до 14 мг/кг [Каваретта Г. и др., 1983 г.]. Обычно отмечается приуроченность наиболее высоких концентраций лития к углекислым термам хлоридного, хлоридно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатного состава. Так, концентрации лития в источниках Арима в Японии 55,8 мг/кг [94], Хервидеро в Перу 24,5 мг/кг [92]. Приуроченность высоких концентраций лития к углекислым термам наблюдается также в областях молодого (кайнозойского, реже более раннего) вулканизма на Кавказе, в Турции, Афганистане, Китае, Югославии, Франции, ФРГ и других регионах (табл. 49).

В то же время в таком вулканически активном районе, как Исландия, содержания лития в различных типах слабоминерализованных терм обычно невелики и не превышают 0,5 мг/кг, повышаются лишь до 3 мг/кг в термальных морских рассолах м. Рейкьянес [30].

Иногда в довольно высоких концентрациях литий содержится в азотных, хлоридных и сульфатных термах. Например, в хлоридных источниках Махапелесса на о. Шри-Ланка содержание лития составляет 5,0 мг/кг [Фонсека Дж. П. Р. и др., 1969 г.], а в сульфатных источниках Лейклс в Канаде — 10,2 мг/кг [Саутер Дж. Г., Халстед Е., 1969 г.].

Обычно в наиболее низких концентрациях (не превышающих 0,2—0,3 мг/кг) литий содержится в слабоминерализованных гидрокарбонатных азотных термах складчатых областей. Такие концентрации лития установлены в азотных термах активизированных складчатых областей в пределах СССР (Алтае-Саянская область, Забайкалье, Приморье, Памир и др.), в Индии, Корее, во Франции, в Канаде и в других регионах.

Широкое распространение имеет литий в метановых и азотных термальных водах артезианских бассейнов. Причем содержания его варьируют в весьма широких пределах. Так, в соленых (до 35 г/кг) хлоридных термальных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна его концентрации находятся в пределах 0,1—1,3 мг/кг [Матусевич В. М., 1976 г.], а в термальных водах (с минерализацией 21,9 г/кг) нефтяного поля Прудхо-Бэй на севере Аляски его содержание 4 мг/кг (табл. 49). В аномально высоких концентрациях (до 100—300 мг/кг и более) литий содержится в подсолевых и межсолевых термальных хлоридно-кальциевых рассольных водах, связанных с галогенными формациями в артезианских бассейнах платформенного, реже межгорного типа [93; Басков Е. А., 1983 г.]. Близкие концентрации лития установлены в высокотемпературных хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в районе оз. Салтон-Си в Калифорнии [56].

В субаквальных гидротермах рифтовой зоны Красного моря (впадина Атлантис) концентрации лития достигают 4,2 мг/кг [Брукс Р. и др., 1974 г.], а в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия повышаются до 9,4 мг/кг (табл. 49).

Литий мигрирует в термальных водах, по-видимому, в основном в виде одновалентного катиона, а в высококонцентрированных рассолах также как нейтральный комплекс LiCl [Крайнов С. Р., 1973 г.].

Рубидий. Довольно широко распространен в термальных водах разного типа. Некоторые данные о его содержаниях приведены в табл. 49. В целом имеются сведения о его наиболее широком распространении в термальных сероводородно-углекислых и углекислых водах хлоридного состава областей как современного, так и потухшего вулканизма, а также в рассольных хлоридных натриевых и кальциевых водах артезианских бассейнов, связанных с галогенными формациями.

Таблица 49

Содержание в термальных водах лития, рубидия и цезия

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
					Li	Rb	Cs
18—10 / а	Новая Зеландия, о. Уайт, фумарола Биг-Дональд, конденсат, до 500 °С	В / Q	1 / 99,4	Cl—Fe—Na / $CO_2(H_2S)$	0,05	7,7	2
15—22 / б	Эфиопия, источник на куполе Даллол, 107 °С	Г / —	0,5 / 300	Cl—Na / $CO_2(H_2S)$	5,5	3,2	2,8
12—97 / в	СССР, о. Кунашир, источники Верхнедокторские, 50 °С	В / Q	2,0 / 2,7	Cl(SO_4)—Na / N_2?	0,3	1,6	0,45
— / г	СССР, Восточная Сибирь, Седановская 108, 3915—3950 м, горячая	ТК / $Є_1$	— / 226,6	Cl—Ca(Na) / CH_4	—	28	1,04
18—18 / а	Новая Зеландия, источник Ротокоа, более 100 °С	ВО / —	2,3 / 2,8	SO_4—Ca / CO_2	3,6	0,5	1,2
18—17 / д	Там же, гидротермальная система Бродлендс, скв. 2, 260 °С	В / N_2—Q	8,5 / 4,3	Cl—Na / CO_2	11,4	2,2	1,9
13—88 / е	СССР, Камчатка, Паужетская гидротермальная система, скважины, до 148 °С	ВО / P—N	6,9—8,5 / 2,8—3,7	Cl—Na / $CO_2(N_2)$	3,45	0,23	0,37
— / ж	США, Калифорния, источник Вилбур, 57 °С	Т / J_3	7,2 / 29,1	Cl—Na / CO_2	14	1,2	0,7
17—36 / з	Чили, Эль-Татио, источник № 227, 85 °С	В / Q	7,4 / 14,2	Cl—Na / CO_2	47	6,88	13,0
15—30 / и	Джибути, источник на восточном берегу оз. Ассаль, 72 °С	В / —	6,5 / 94,2	Cl—Na / CO_2?	6,9	6,4	—
— / к	Италия, гидротермальная система Флегрейские поля, источник № 4, 63 °С	В / —	6,7 / 21,5	Cl—Na / CO_2	5,1	1,59	—
— / л	Там же, гидротермальная система Латера, скв. 2, 212 °С	В / —	8,21 / 11,9	Cl(HCO_3)—Na / $CO_2(H_2S)$	13,7	2,8	5,9
— / м	ФРГ, Бад-Вальдиесборн, 36,9 °С	— / K_2	— / 94,0	Cl—Na / CO_2	8,21	5,05	9,3
12—144 / н	Афганистан, источник Намаки-Шур-Дек, 35 °С	Т / N_1	— / 3,5	Cl—Na / CO_2	15,0	2,5	3,5
— / о	США, Аляска, Прудхо-Бэй, скв. Арко 13 D. S., 2804—2835 м, 94 °С	Т / —	6,5 / 21,9	Cl—Na / CH_4	4	0,5	1,1
13—63 / е	СССР, Камчатка, источник Нижнеапапельский, до 78 °С	В / K_2—P_2	7,1—7,7 / 1,4—1,8	SO_4(HCO_3)—Na / (CO_2)	1,2	0,1	0,15

Продолжение табл. 49

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
					Li	Rb	Cs
12—151 / п	Индия, источник Пуга, скв. 1, 125 °С	В / K_2—P_2	7,55 / 2,7	$\frac{HCO_3(Cl)—Na}{CO_2}$	6,8	—	10
11—164 / р	Исландия, Большой Гейзер, до 100 °С	В / Q	9,2 / 1,3	$\frac{HCO_3—Na—Si}{CO_2}$	0,28	0,15	—
12—161 / с	Индия, Баркешвар, источник Сурья, 63,3 °С	М / AR	9,3 / 0,4	$\frac{Cl(HCO_3)—Na}{N_2}$	0,003	0,05	—
— / м	ФРГ, источник Фюссинг, 51 °С	— / К	— / 1,2	$\frac{HCO_3(Cl)—Na}{CH_4(N_2)}$	0,13	0,03	0,03
9—4 / т	Тихий океан, субаквальные гидротермы на 21° с. ш., 2500—2650 м, до 220 °С	В / —	4,5—6,5 / До 43,9	$\frac{Cl—Na}{CO_2?(H_2S)}$	До 9,4	1,2	—
— / у	Океаническая вода	—	—	—	0,18	0,12	0,0003

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — [79], б — [15], в — данные авторов, г — [Гомонова Л. Н., 1975 г.], д — [70], е — [41], ж — [93], з — [Кусиканкью Х. и др., 1975 г.], и — [Бош Б. и др., 1977 г.], к — [Балди П. и др., 1975 г.], л — [Кавагетта Г. и др., 1983 г.], м — [67], н — [Геология и полезные ископаемые Афганистана, 1980 г.], о — [Карака Дж. К., Каротерс В., 1983 г.], п — [Саксена В. К., д'Аморе Ф., 1984 г.], р — [30], с — [Чоудхури А. Н. и др., 1964 г.], т — [К. фон Дамм, Эдмонд Дж. М., 1982; Мичард Г. и др., 1984 г.], у — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

В кислых гидротермах областей современного вулканизма на Камчатке, Курилах, в Японии, Новой Зеландии, западных штатах США, Исландии и других регионах содержания рубидия обычно не превышают 0,2—0,5 мг/кг и лишь в сильноконцентрированных кислых хлоридных рассолах фумаролы Биг-Дональд (Новая Зеландия) и в источнике на куполе Даллол (Эфиопия) содержания его достигают соответственно 7,7 и 3,2 мг/кг (табл. 49). В щелочных (и слабокислых) термах содержания рубидия достигают, мг/кг: на Камчатке 1—2,5; в Японии 3,5—10; в Новой Зеландии 1—2,2; в Калифорнии 1,2; в Чили 6,88; в Италии 2,8 (табл. 49). В щелочных термах Исландии содержания рубидия не превышают 0,6 мг/кг [30].

В Японии специальные исследования по распространению рубидия в термальных водах проводились на о. Хоккайдо и в северной части о. Хонсю. Некоторые обобщенные данные этих исследований [94] приведены ниже.

Число источников	Содержание, мг/кг
19	0,1
47	0,1—1,0
9	1,0

В водах большинства источников содержание рубидия находится в пределах 0,1—1 мг/кг. Максимальное содержание (10 мг/кг) установлено в водах источника Футамата на о. Хоккайдо [94].

В областях молодого (четвертичного) вулканизма (на Кавказе и др.) рубидий в хлоридных углекислых термах обнаружен в количествах до 2,5—3 мг/кг [Крайнов С. Р. и др., 1966 г.]. Высоких концентраций рубидий достигает в хлоридных углекислых термах ФРГ, Афганистана (табл. 49) и других областей.

Наиболее высокие концентрации рубидия установлены в термальных метановых высококонцентрированных рассолах артезианских бассейнов, в геологическом разрезе которых присутствуют галогенные отложения. Так, например, в пластовых подсолевых и межсолевых рассолах Восточной Сибири содержания рубидия до 10—20 мг/кг [2], Припятской впадины — до 30 мг/кг и более [Голева Г. А. и др., 1981 г.], Западно-Европейского бассейна — до 60—78 мг/кг [67].

В пластовых соленых метановых хлоридных и гидрокарбонатно-хлоридных термальных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна содержания рубидия обычно не превышают 0,1—0,25 мг/кг [Матусевич В. М., 1976 г.], а в водах нефтяного месторождения Прудхо-Бэй на Аляске — до 0,5 мг/кг (табл. 49).

В субаквальных термах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны на 21° с. ш. концентрация рубидия составила 1,2 мг/кг, что на порядок выше содержания его в океанической воде (табл. 49). В наиболее низких концентрациях (обычно до 0,1 мг/кг) рубидий содержится в азотных сульфатных и гидрокарбонатных термах складчатых областей с проявлениями тектоно-магматической активизации.

Основной формой миграции рубидия в термальных водах является одновалентный катион Rb^+, в рассольных водах появляется нейтральный комплекс RbCl [Крайнов С. Р. и др., 1966 г.].

Цезий. Более всего изучен в гидротермах областей современного и потухшего вулканизма и в пластовых термальных соленых и рассольных водах артезианских бассейнов. В кислых хлоридных гидротермах содержания цезия достигают 2—3 мг/кг, а в сульфатных редко превышают 1 мг/кг. В более высоких концентрациях цезий устанавливается в слабощелочных углекислых и сероводородно-углекислых хлоридных термах (табл. 49). Максимальные концентрации его (до 15—20 мг/кг) для областей современного вулканизма установлены в водах геотермальной системы Эль-Татио [Кусиканкью Х. и др., 1975 г.]. Довольно хорошо изучено распространение цезия в гидротермах Новой Зеландии, где концентрации его в слабощелочных термах от 1 до 4,7 мг/кг [61, 79]. Высокие концентрации цезия установлены в перегретых водах гидротермальной системы Латера в Италии (табл. 49).

Наиболее полно изучено распределение цезия в термальных водах Японии. Распространение цезия в горячих источниках Японии о. Хоккайдо и северной части о. Хонсю [94] приведены ниже.

Число источников	Содержание, мг/кг
12	0,01
30	0,01—0,10
30	0,10—1,0
5	1,0

В большинстве опробованных источников цезий обнаружен в количествах от 0,01 до 1,0 мг/кг. Максимальные содержания (6,2 мг/кг) цезия в Японии установлены в кислых сульфатных водах источников Футамата на о. Хоккайдо [94].

В гидротермах Исландии, связанных с современной вулканической деятельностью, в противоположность другим вулканически активным областям содержания цезия весьма незначительны и не превышают 0,001 мг/кг [30]. Высокими концентрациями цезия характеризуются углекислые хлоридные и гидрокарбонатные термы областей угасшего вулканизма. Например, в источниках Бад-Вальдиесборн в ФРГ концентрация цезия составляет 9,3 мг/кг [67], в источнике Намаки-Шур-Дек в Афганистане — 3,5 мг/кг [Колотов Б. А., 1980 г.], в источниках Пуга в Индии — до 10 мг/кг [Саксена В. К., д'Аморье Ф., 1984 г.]. В углекислых хлоридных и гидрокарбонатных термах Северного Кавказа концентрации цезия достигают 2,6—2,8 мг/кг [Крайнов С. Р. и др., 1966 г.].

В соленых и рассольных метановых термальных водах хлоридного натриевого и кальциевого состава артезианских бассейнов платформенных областей содержания цезия находятся в широких пределах (от сотых долей миллиграмма до нескольких миллиграммов на литр). Причем большей частью концентрации его иногда значительно ниже, чем в водах вулканических областей. Например, в соленых водах Западно-Сибирского артезианского бассейна его содержание составляет 0,07—0,14 мг/кг, а в крепких рассолах Ангаро-Ленского бассейна — 0,4—0,9 мг/кг. В то же время в Северо-Германской впадине скважиной в Леере в нижнепермских отложениях вскрыты термальные рассолы с содержанием цезия 10 мг/кг [67].

В меньшей степени изучено распределение цезия в слабоминерализованных азотных термальных водах складчатых областей. Имеющиеся данные по некоторым складчатым областям СССР показывают, что в большинстве содержания его в этом типе терм не превышают 0,1 мг/кг.

Цезий находится в термальных водах в виде гидратированного иона Cs^+ [Крайнов С. Р., 1976 г.].

5.6. ГРУППА БЕРИЛЛИЯ

Бериллий. Характеризуется весьма неравномерным распределением в различных типах термальных вод. Некоторые данные о его концентрациях в термальных водах разного типа приведены в табл. 50. Несмотря на довольно высокую чувствительность спектрального анализа на этот элемент, обнаруживается он довольно редко. Наибольшая встречаемость бериллия характерна для сероводородно-углекислых и углекислых терм областей современного и кайнозойского вулканизма. Так, например, в сероводородно-углекислых термах Курильских островов его встречаемость составляет до 60 % при максимальных концентрациях до 0,04 мг/кг (сульфатные термы вулкана Эбеко, о. Парамушир).

В Японии он установлен главным образом в кислых термальных водах источников Юноханадзава — 0,001—0,005 мг/кг, Мацунояма — 0,04—0,08 мг/кг и Кимбу — 0,05—0,1 мг/кг [94].

Приуроченность бериллия к кислым водам отмечалась многими, изучавшими его геохимические особенности [Беус А. А., Диков Ю. П., 1967 г.; Голева Г. А., 1968 г.; Крайнов С. Р., 1973 г.; Коган Б. И. и др., 1975 г.], и объяснялась ими, как результат кислотного выщелачивания бериллийсодержащих силикатов. Значения pH 7,5—8 являются пределом, выше которого бериллий обнаруживается редко [Коган Б. И. и др., 1975 г.].

В гидротермальных глинах в кальдере Узон на Камчатке, обязанных своим происхождением кислым термальным растворам, установлены концентрации бериллия до 0,001—0,07 % [Набоко С. И., 1974 г.]. Значительная роль глинистых образований в аккумуляции бериллия подчеркивалась А. А. Беусом [1960 г.], С. Р. Крайновым [1973 г.] и др.

В слабокислых и слабощелочных термальных водах бериллий обнаруживается значительно реже. Максимальные концентрации его определены в углекислых гидрокарбонатных термах, связанных с проявлениями кайнозойского вулканизма на севере Камчатки (источники Тымлатские — 0,03 м г/кг) и в Байкальской области (источник Плотинный — до 0,02—0,03 мг/кг). Несколько повышен-

Таблица 50

Содержание в термальных водах бериллия, стронция и бария

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
					Be	Sr	Ba
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, вулкан Эбеко, естественный конденсат фумарольного газа, 100 °С	В / Q	0,37 / 23,9	Cl—Ca—Fe—H / $CO_2(H_2S)$	0,003	2,8	0,3
12—97 / а	СССР, о. Кунашир, вулкан Менделеева, источник на Восточном фумарольном поле, 93 °С	В / Q	3,15 / 0,5	SO_4—H_2SiO_3 / $CO_2(H_2S)$	0,002	0,04	0,02
12—97 / а	Там же, источники Столбовские, 78 °С	ВО / N_{1-2}	7,4 / 2,6	Cl—Na / $CO_2(CH_4)$	0,01	1,2	0,1
11—164 / б	Исландия, морской гейзер, Рейкьянес, 100 °С	В / Q	6,7 / 47,0	Cl—Na(Ca) / $CO_2(H_2S)$	0	15	11
— / в	ФРГ, Бад-Наугейм, источник Шпрудель XII, 33 °С	—	— / 32,6	Cl—Na / CO_2	0,001	48,05	0,94
12—2 / г	СССР, Кавказ, источники Верхнекармадонские, до 42 °С	Т / J_1	— / 3—4	$Cl(HCO_3)$—Na / $N_2(CO_2)$	0,002	4,4	До 4,7
— / д	СССР, Восточная Сибирь, Братская 8, 3358—3372 м	Т / $Є_1$	— / 293	Cl—Ca / CH_4	—	5580	8
— / в	ФРГ, Бад Лангенбрюкен, 46,9 °С	— / T_2	— / 36,9	Cl—Na / $N_2(CO_2)$	—	31,2	96,3
— / е	Чехословакия, Лучки BI—101, 32 °С	ТК / —	6,0 / 2,9	SO_4—Ca / $N_2(CO_2)$	0	8,5	0,1
— / б	США, Вайоминг, Пилот Бютте, I-E, горячая	— / P—T	8,3 / 13,3	SO_4—Na / CH_4	0	9,6	0,3
16—63 / б	США, Колорадо, источник Оурай, 62 °С	ТК	6,8 / 1,7	SO_4—Ca / N_2?	—	1,7	0,05
10—139 / ж	СССР, Кавказ, Ессентуки, скв. 49а, 825 м, 46 °С	К / K_2	6,8 / 8	$HCO_3(Cl)$—Na / CO_2	—	6	5
12—45 / г	СССР, Забайкалье, источник Плотинный, 23 °С	В / Q	7,0 / 6,9	HCO_3—Na / CO_2	0,005	9,3	0,2
16—54 / з	США, Вайоминг, Йеллоустонский национальный парк, Блэк Вэрриоуз, 93 °С	В / Q	7,6 / 0,5	Si—NCO_3—Na / CO_2	0,003	0,01	0,03
— / б	США, Калифорния, источник Крэбтри, 41,5 °С	— / MZ	6,7 / 7,7	HCO_3—Na / CO_2	—	0,4	1,5

Продолжение табл. 50

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
					Be	Sr	Ba
— / и	Индия, Западная Бенгалия, Баркешвар, источник Сурья, 63,3 °С	M / AR	9,3 / 0,4	$\frac{HCO_3(Cl)—Na}{N_2}$	—	0,005	0,005
12—38 / г	СССР, Забайкалье, источник Былыринский, 43 °С	И / T	9,1 / 0,28	$\frac{HCO_3—Na}{N_2}$	0,0065	0,14	0,02
— / в	ФРГ, Бад-Лангенбрюкен, источник Святой Витус, 28 °С	— / J_{1-2}	— / 2,8	$\frac{HCO_3(Cl)—Na}{N_2?}$	0,01	0,28	1,8
— / б	Канада, Альберта, Элис-Пул, скв. 57—33в, 37 °С	T / J	8,6 / 5,6	$\frac{HCO_3(Cl)—Na}{CH_4?}$	0	0,9	2,2
9—5 / к	Тихий океан, субаквальные гидротермы на 13° с. ш., глубина 2600 м, 317 °С	B / —	3,39 / 50,9	$\frac{Cl—Na}{CO_2(H_2S)?}$	—	195,4	4,3
— / л	Океаническая вода	—	—	—	$6 \cdot 10^{-7}$	8,1	0,018

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — данные авторов, б — [93], в — [67], г — [38], д — [Гомонова Л. Н., 1975 г.], е — [75], ж — [Кавказские минеральные воды, 1972 г.], з — [86], и — [Чоудхури А. Н. и др., 1964 г.], к — [Гримаунд Д. и др., 1984 г.], л — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

ные содержания бериллия отмечаются и в сульфатных азотных термах Байкальской области — до 0,01 мг/кг [38].

Сведения об аномально высоких концентрациях бериллия (до 0,1—0,4 мг/кг), по данным К. Сухи [1958 г., 1960 г.], приводятся С. Р. Крайновым [1973 г.] для сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных минеральных вод Чешского массива. В остальных типах гидротерм содержания его обычно редко превышают 0,001 мг/кг, а чаще всего он вообще не обнаруживается.

Стронций. Принадлежит к числу наиболее распространенных и довольно хорошо изученных элементов термальных вод. Ему свойственна высокая встречаемость почти во всех типах гидротерм, но концентрации его колеблются в широких пределах (табл. 50). Как показали данные изучения стронция в термальных водах некоторых складчатых областей СССР, в хлоридных углекислых термах Курило-Камчатской области и Кавказа содержания стронция достигают соответственно 24 и 12 мг/кг, в гидрокарбонатных углекислых термах Курило-Камчатской области — 3,8 мг/кг, Байкальской области — 9,3 мг/кг, Алтае-Саянской области — 4 мг/кг и на Кавказе — 12 мг/кг. Сравнительно высокие концентрации стронция отмечаются и в сульфатных азотных термах Кавказа — до 12 мг/кг [38]. Такие же концентрации стронция характерны и для сульфатных углекислых и углекисло-азотных терм Западных Карпат Чехословакии [75]. В Канаде в азотных источниках национального парка Джаспер, имеющих сульфатно-кальциевый состав, отмечено содержание стронция до 13—15 мг/кг [72].

Наиболее низкими концентрациями стронция характеризуются гидрокарбонатные азотные термы, в которых, за редким исключением, содержания его не превышают 0,1 мг/кг.

В термальных соленых и рассольных водах артезианских структур стронций обычно содержится в более высоких концентрациях. Так, в метановых соленых хлоридных и гидрокарбонатных водах Западной Сибири концентрации его находятся в пределах от 10—50 до 150—200 мг/кг [Матусевич В. М., 1976 г.]. Весьма высокие (до 5000—7000 мг/кг) концентрации его установлены в сильноконцентрированных хлоридных кальциевых рассолах в артезианских бассейнах, в геологическом разрезе которых присутствуют галогенные отложения [2]. Близкие концентрации (около 2000 мг/кг) стронция установлены в высокотермальных хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в районе оз. Салтон-Си, в Калифорнии [56]. Представляют интерес данные о содержании стронция в слаботермальных соленых и рассольных водах, вскрываемых в кристаллических породах. Например, в концентрациях до 13—40 мг/кг он установлен в соленых водах гранитов Корнуэлла в Англии [Эдмундс В. М. и др., 1985 г.] и до 1600 мг/кг — в кристаллических породах Канадского щита [76].

Значительные концентрации (до 195 мг/кг), в десятки раз превышающие содержания стронция в океанической воде, установлены в субаквальных гидротермах активных рифовых зон океана (табл. 50).

В целом для стронция характерно, что в кислых термах его содержание возрастает по мере повышения минерализации и понижения pH, а для слабокислых и слабощелочных терм оно растет одновременно с хлором и минерализацией.

Наличие стронция отмечается часто в минеральных отложениях источников (травертине, гипсе, арагоните и др.). Постоянно, но в незначительных количествах стронций присутствует и в вулканических возгонах и выцветах [Набоко С. И., 1959 г.].

Барий. Относится к широко распространенным элементам в термальных водах, но изученность его еще недостаточная. Он характеризуется относительно высокой встречаемостью в различных типах термальных вод и резкой изменчивостью концентраций как по типам вод, так и по областям. Как показало изучение распределения содержаний бария в термальных водах некоторых складчатых областей СССР, максимальные концентрации его отмечаются в термальных водах Кавказа, мг/кг: в сульфатных азотных — до 1,9; в хлоридных азотных — до 5,9; в гидрокарбонатных углекислых — до 4,6 и в хлоридных углекислых — до 4,7. В складчатых областях Востока СССР концентрация бария обычно на порядок ниже, повышается лишь в кислых хлоридных термах Курило-Камчатской области (до 2,2 мг/кг) и в гидрокарбонатных углекислых термах Байкальской области (до 1,1 мг/кг). Наиболее низкими концентрациями бария характеризуются гидрокарбонатные азотные термы различных складчатых областей, в которых максимальные содержания его не превышают 0,01—0,3 мг/кг.

Некоторые данные о содержаниях бария в слабокислых и щелочных термальных водах других складчатых областей мира приведены в табл. 50. Обращает на себя внимание высокая концентрация бария (11 мг/кг) в термальных сероводородно-углекислых слабых рассолах Рейкьянеса в Исландии. Еще более высокие концентрации бария (62,4 мг/кг) установлены в углекислых рассолах Аримы в Японии [56]. В щелочных и слабокислых термах различного состава Северной Америки (Салфер-Бэнк, Стимбот, Абрахам, Эмеди и др.) он содержится от 0,05 до 0,2—1,5 мг/кг.

В термальных слабосоленых, соленых и рассольных водах артезианских структур концентрации бария колеблются в широком диапазоне от десятых долей миллиграмма до десятков (реже первых сотен) миллиграммов на килограмм (табл. 50). Высокие концентрации бария (до 15—50 мг/кг) установлены в метановых термальных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна [Матусевич В. М., 1976 г.]. В близких концентрациях барий содержится в рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна — до 31 мг/кг [Гомонова Л. Н., 1975 г.], Амударьинского артезианского бассейна — до 20 мг/кг [Ходжакулиев Я. А., Борзасеков В. Ф., 1982 г.], в рассолах Челекена — до 49 мг/кг [33]. Аномально высокие концентрации бария (235 мг/кг) установлены в высокотермальных углекислых рассолах, вскрытых скважинами в районе Салтон-Си в Калифорнии [56].

В субаквальных гидротермах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны барий содержится в концентрациях до 4,3 мг/кг, что значительно превышает его концентрации в океанической воде (табл. 50).

О широком участии бария в гидротермальном процессе свидетельствует его частое обнаружение (до 0,01—0,03 %) в минеральных отложениях из горячих источников. Повышенные его содержания установлены в отложениях из кислых хлоридных термальных источников. Например, в плюмбоярозите из источников Нижненеменделеевских его содержание составляет 0,15 %, а на участке разгрузки источников Хокуто на о. Тайвань и Тамагава в Японии отлагается минерал хокутолит — радиоактивный плюмбобарит [87].

5.7. ГРУППА РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Скандий. Является одним из наиболее слабоизученных элементов как в природных водах вообще, так в термальных в частности. Немногочисленные пока данные о его концентрациях имеются лишь для термальных вод Курильских островов, Камчатки и Исландии, которые свидетельствуют о его довольно широком распространении в кислых гидротермах (табл. 51). Он обнаруживается в 55—75 % проб из кислых термальных источников. Наиболее высокие его концентрации (до 0,1—0,3 мг/кг) установлены в кислых хлоридных термах. Обычно на порядок ниже они в кислых сульфатных термах. Выпадение гидроокиси скандия в осадок происходит при pH=6,1 [Борисенко Л. Ф., 1961 г.].

В еще более низких концентрациях (от $3 \cdot 10^{-6}$ до $2{,}2 \cdot 10^{-5}$ мг/кг) скандий установлен нейтронно-активационным анализом в слабощелочных азотных сульфатного натриевого состава водах Паратунского геотермального месторождения на Камчатке. Такие же низкие концентрации скандия характерны и для щелочных гейзеров Исландии [Меняйлов А. А. и др., 1976 г.]. Но даже и эти концентрации на порядок и более превышают его содержания в океанической воде (табл. 51).

Цирконий. По-видимому, широко распространен в термальных водах различных областей, но изученность его пока еще весьма низкая. В Курило-Камчатской области он чаще всего обнаруживается в кислых термах хлоридного и сульфатного состава, где его концентрации достигают соответственно 0,2 и 0,03 мг/кг. Максимальное содержание циркония (0,75 мг/кг) установлено в кислом природном конденсате фумарольного газа на вулкане Эбеко. В кислых термальных водах сульфатного состава 0,03 мг/кг циркония обнаружено в источниках Юноханадзава в Японии [94] и в гейзере Эхинус в Норрис Бассейне Йеллоустонского национального парка в США [86].

В слабокислых гидрокарбонатных и хлоридных углекислых термах Кавказа содержания циркония достигают 0,04—0,3 мг/кг. В единичных пробах из углекислых сульфатных термальных ис-

Таблица 51

Содержание в термальных водах группы редких металлов

I* / II	Местоположение, температура воды	Геологическая формация / Возраст	pH / М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг Sc	Zr	Y	Ta
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, вулкан Эбеко, Северо-Восточное фумарольное поле, 100 °С	B / Q	0,82 / 17,6	Cl—SO_4—Al—Fe / $CO_2(H_2S)$	0,15—0,37	0,75	0,15	0
12—97 / а	СССР, о. Кунашир, источники Нижнеменделеевские, 87 °С	B / Q	1,75 / 3,1	Cl—Na / N_2	0,186	0	0,186	0
12—97 / а	Там же, источники Верхнедокторские, 98 °С	B / Q	1,62 / 4,2	Cl—Na / N_2	0,126	0	0,08	0
16—54 / б	США, Вайоминг, Норрис Бассейн, гейзер Эхинус, 87 °С	B / Q	3,55 / 0,9	SO_4—Na—Si / CO_2?	0	0,03	0,03	0
12—92 / а	СССР, о. Парамушир, источник в верховье р. Серная, 40 °С	B / Q	2,2 / 1,7	SO_4—Ca / $CO_2(H_2S)$	0,025	0	0,085	0
12—97 / а	СССР, о. Кунашир, вулкан Головнина, Главное фумарольное поле, 93 °С	B / Q	2,3 / 1,9	SO_4—Ca / $CO_2(H_2S)$	0,038	0,038	0	0
— / а	Там же, вулкан Руруй, источник на 2-м фумарольном поле, 87 °С	B / Q	2,55 / 0,9	SO_4—Ca / $CO_2(H_2S)$	0,008	0	0,03	0
— / а	Там же, источники Нескученские, 97 °С	B / Q	7,25 / 0,5	SO_4—Ca / CO_2	0	0	0,015	0
12—95 / а	СССР, о. Итуруп, источники Старозаводские, 97 °С	B / Q	7,05 / 0,9	SO_4—Ca / CO_2	0	0,009	0,009	0
— / в	Исландия, Тейстарейкир (конденсат), более 100 °С	B / Q	Кислая / —	SO_4—Si / H_2	$3 \cdot 10^{-4}$	0	—	$56 \cdot 10^{-5}$
13—91 / в	СССР, Камчатка, Нижнепаратунские источники, скв. 49. 89,5 °С	B / P—N_1	7,5 / 1,7	SO_4(Cl)—Na / N_2	$9 \cdot 10^{-6}$	$71 \cdot 10^{-4}$	—	0
12—40 / г	СССР, Забайкалье, источник Гусихинский, 31 °С	И / PR	— / 0,78	SO_4—Na / N_2	0	0,073	0	0
— / г	СССР, Кавказ, источник Цаиши, 89 °С	K / K_2	7,6 / 1,45	SO_4—Na / CH_4—N_2	0	0,018	0	0
— / г	Там же, источник Арзакан, 40 °С	И / MZ	7,8 / 3,35	HCO_3(Cl)—Na / CO_2	0	0,04	0	0
12—42 / г	СССР, Забайкалье, источники Аллинские, 71 °С	И / PR	10,3 / 0,56	HCO_3—Na / N_2	0	0,02	0	0
10—115 / д	Болгария, источник Сапарева Баня, 50—90 °С	И / —	8,8 / 1,0	SO_4—Na / N_2	—	0,012	—	$1 \cdot 10^{-5}$
10—46 / д	Франция, Вогезы, источник Пломбиерс-ле-Бэйнс, 68—70 °С	И / Є—Т	8,0	SO_4—Na / N_2	—	0,026	—	$1 \cdot 10^{-5}$
— / д	Там же, источник Бэйнс-ле-Бэйнс, более 50 °С	И / O	7,1—7,4 / 0,4	HCO_3—Na / N_2	—	0,029	—	$5 \cdot 10^{-5}$
— / д	Франция, Западные Пиренеи, источник Тюс-ле-Бэйнс, термальный	И / —	8,5—9 / 0,3	HCO_3—Na / N_2	—	0,001	—	$1 \cdot 10^{-5}$
— / е	Океаническая вода	—	—	—	$8 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$

* I — номер рисунка — номер водопункта на нем; II — использованные материалы: а — данные авторов, б — [86], в — [Меняйлов И. А. и др., 1976 г.], г — [38], д — [Садурский А. и др., 1984 г.], е — [Гордеев В. В., Лисицин А. П., 1979 г.].

точников Курильских островов и Камчатки содержания его обычно не превышают 0,01 мг/кг. Такие же его концентрации установлены в щелочных слабоминерализованных азотных гидрокарбонатных термах Алтае-Саянской, Даурской и Сихотэ-Алинской складчатых областей. В то же время в гидрокарбонатных азотных термах Франции и Болгарии концентрации циркония на порядок выше и составляет от 0,01 до 0,03 мг/кг (табл. 51).

В азотных сульфатных термах Камчатки содержания циркония не превышают 0,01 мг/кг, а в термах такого же состава в Забайкалье и Алтае-Саянской области его концентрации повышаются до 0,07—0,1 м г/кг [38].

Цирконий мигрирует в подземных водах в виде различных комплексов, например $[Zr(OH)_3CO_3]$, и, возможно, в коллоидном состоянии [Черников А. А., Корсакова Н. В., 1966 г.].

Теллур. По данным А. А. Меняйлова и др. [1976 г.], установлен в азотных сульфатных водах Паратунского геотермального месторождения в концентрациях от 0,0033 до 0,027 мг/кг и в гейзерах Исландии в концентрациях 0,0018—0,0019 мг/кг.

Гафний. Установлен в одной из проб с Паратунского геотермального месторождения на Камчатке в количестве $1 \cdot 10^{-6}$ мг/кг и в количестве $2 \cdot 10^{-6}$ мг/кг в конденсате гейзера Тейстарейкир в Исландии [Меняйлов А. А. и др., 1976 г.].

Тантал. Обнаружен в концентрациях 0,000 01—0,000 08 мг/кг в некоторых азотных термах гидрокарбонатного состава в Вогезском массиве и в Пиренеях во Франции и Рильском массиве в Болгарии (табл. 51). В источнике Бурбон-ле-Бэйнс в Вогезах концентрация тантала составила 0,00049 мг/кг [Садурский А. и др., 1984 г.], в Исландии в конденсате гейзера Тейстарейкир — 0,00056 мг/кг [Меняйлов А. А. и др., 1976 г.].

Редкоземельные металлы (лантан, церий, европий, самарий, неодим, гадолиний, диспрозий, эрбий, иттрий, иттербий). Весьма слабо изучены в термальных водах в силу недостаточной чувствительности существующих аналитических методов их определения. Наиболее часто устанавливаются спектральным анализом в сухих остатках, полученных выпариванием из термальных вод, иттрий и иттербий. Следует отметить, что наиболее часто они обнаруживаются в кислых гидротермах. Максимальные концентрации иттрия в водах термальных источников Курило-Камчатской области достигают 0,3—0,9 мг/кг, а иттербия — до 0,04—0,003 мг/кг [Басков Е. А. и др., 1978 г.]. В слабокислых и слабощелочных термах сульфатного состава этой области присутствует 0,009—0,03 мг/кг иттрия, иттербий же обнаружен только в углекислой воде сульфатного состава Нескученских источников на о. Кунашир — 0,0007 мг/кг. Иттрий, кроме того, обнаружен в щелочных гидрокарбонатных азотных термах Даурской складчатой области в концентрациях до 0,002 мг/кг [Басков Е. А. и др., 1978 г.].

Некоторые отрывочные сведения по данным нейтронно-активационного анализа о концентрациях других редкоземельных металлов в термальных водах приводятся в работах А. А. Меняйлова и др. [1976 г.] и А. Мичард и Ф. Альбареде [1986 г.].

Лантан (0,0043 мг/кг) и европий ($7 \cdot 10^{-6}$ мг/кг) определены в воде сульфатного состава из скв. 49 на Нижнепаратунских источниках на Камчатке. Самарий ($1{,}9 \cdot 10^{-5}$ мг/кг) установлен в конденсате гейзера Тейстарейкир в Исландии [Меняйлов А. А. и др., 1976 г.].

В щелочных термах Болгарии и Тибета установлены, мг/кг: церий — до $6{,}3 \cdot 10^{-8}$, неодим — до $2{,}2 \cdot 10^{-8}$, самарий — до $5{,}3 \cdot 10^{-9}$, европий — до $0{,}4 \cdot 10^{-9}$, гадолиний — до $5 \cdot 10^{-9}$, диспрозий — до $7{,}7 \cdot 10^{-9}$, эрбий — до $5{,}1 \cdot 10^{-9}$, иттербий — до $5{,}2 \cdot 10^{-9}$. Эти же металлы, в концентрациях, на один-два порядка превышающих их концентрации в термах Болгарии и Тибета, установлены в соленых кислых субаквальных гидротермах хлоридного состава в пределах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны на 13 и на 21° с. ш. [Мичард А., Альбареде Ф., 1986 г.].

5.8. АЛЮМИНИЙ

Алюминий весьма широко распространен в термальных водах областей современного вулканизма и довольно хорошо изучен. Основные сведения о распространении его в термальных водах разного типа приведены в табл. 13, 15 и др. Наибольшее распространение алюминий имеет в кислых термальных водах, в которых содержание его зависит главным образом от pH и минерализации и достигает иногда нескольких граммов на килограмм, тогда он приобретает первостепенное значение в катионном составе. Максимальные концентрации его обнаружены в водах вулкана Мутновского (Камчатка), кратерного озера вулкана Иджен (Индонезия), о. Уайт (Новая Зеландия), вулкана Руиз (Колумбия) и др. Некоторые кислые источники выносят значительные количества алюминия, который при нейтрализации воды выпадет в виде гидроокиси алюминия. Так, по подсчетам С. С. Сидорова [1966 г.], гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир) ежесуточно выносится до 160,3 кг алюминия и еще большие количества его выносятся из кратерного озера вулкана Иджен, в котором содержание алюминия достигает 5 г/кг [20].

В щелочных и слабокислых термах разного состава алюминий присутствует в незначительных количествах, редко достигает первых десятков миллиграммов на килограмм [38, 86].

5.9. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Приведенные фактические данные о содержаниях металлов в различных типах термальных вод в структурах разного типа позволяют наметить некоторые региональные закономерности металлоносности термальных вод. При этом отчетливо выделяются территории, характеризующиеся в целом сходными условиями распро-

Зак. 366

странения в термальных водах различных металлов. Такие территории могут рассматриваться в качестве гидроминерагенических зон (или областей) [3].

С учетом степени изученности металлоносности термальных вод с разной степенью обоснованности может быть намечено несколько типов гидроминерагенических зон, краткая характеристика которых приводится ниже.

Гидроминерагенические зоны первого типа приурочены к различным гидрогеологическим структурам (артезианским, адартезианским бассейнам, массивам, адмассивам и др.) в районах активной современной вулканической деятельности (Восточная Камчатка, Курильские острова, вулканические зоны Японии, Филиппин, Индонезии, Новой Зеландии, Анд, Кордильер и др.). Для этих зон характерно почти повсеместное распространение в кислых сероводородно-углекислых и слабокислых и щелочных хлоридных углекислых термах меди, свинца, цинка, мышьяка, ртути, сурьмы, а также золота и серебра. Кроме того, в кислых сероводородно-углекислых термах здесь постоянно содержатся железо, алюминий, марганец и титан, а в щелочных хлоридных углекислых — бор, литий и реже рубидий и цезий. Такое большое разнообразие металлов в термальных водах является определяющим показателем для гидроминерагенических зон первого типа.

В гидроминерагенических зонах второго типа термальные слабокислые и щелочные хлоридные углекислые воды обогащены повсеместно мышьяком, бором, литием, а в отдельных районах (Новая Зеландия, Япония и др.)— также рубидием и цезием. Зоны второго типа располагаются в адбассейнах, адмассивах и других структурных областях четвертичного вулканизма. Они установлены на Камчатке, в Японии, Новой Зеландии, Андах.

Термальные в основном хлоридные углекислые и сульфатные азотные воды в гидроминерагенических зонах третьего типа почти повсеместно содержат мышьяк, сурьму, свинец, цинк, медь, молибден, германий (реже ртуть, золото, серебро). Эти воды приурочены к разломам среди вулканогенных толщ четвертичного и более древнего возраста.

К четвертому типу гидроминерагенических зон отнесены бассейны термальных углекислых хлоридных весьма крепких рассолов с высокими содержаниями серебра, меди, свинца, цинка, железа, марганца и других металлов, установленные, в частности, в Калифорнии в районе оз. Салтон-Си.

Гидроминерагенические зоны пятого типа характеризуются широким распространением в термальных преимущественно сульфатных азотных водах вольфрама, германия, реже молибдена, меди и других металлов. Эти термы формируются в крупных зонах разломов гидрогеологических массивов. Они установлены в Западном Забайкалье, Северном Приамурье и в других регионах.

В термах гидроминерагенических зон шестого типа имеют широкое распространение вольфрам, олово, молибден, свинец и в меньшей степени цинк, медь и другие металлы. К этому типу, в

частности, принадлежат гидрокарбонатные азотные термы Сихотэ-Алиня, формирующиеся в крупных разломах гидрогеологических массивов.

Для седьмого типа гидроминерагенических зон характерно частое наличие в сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах свинца, меди, цинка, германия и реже молибдена. Такого типа зоны установлены в северной части п-ова Корея.

Восьмой тип гидроминерагенических зон выделяется по наличию в азотных сульфатных (?) термах вольфрама и марганца. Сведения о других металлах для них отсутствуют. Термы этого типа приурочены к зонам разломов в гидрогеологических массивах Анд, Кордильер.

В гидроминерагенических зонах девятого типа развиты весьма крепкие хлоридные рассолы с высокими содержаниями бора, брома, калия, стронция (реже лития и рубидия), а также железа, марганца и других металлов. Эти зоны располагаются в артезианских бассейнах Восточной Азии и Америки, в строении которых участвуют мощные соленосные толщи.

Гидроминерагенические зоны десятого типа охватывают артезианские бассейны с промышленными иодными, бромными и борными водами. Эти зоны приурочены к артезианским структурам, сложенным в основном морскими отложениями. В сводовых частях срединно-океанических хребтов гидротермы обогащены железом, марганцем, а также цинком, медью и другими металлами. Здесь намечается своеобразный одиннадцатый тип гидроминерагенических зон.

По мере накопления фактических данных намеченные гидроминерагенические зоны могут быть существенно уточнены, выделены новые зоны и т. п. Вместе с тем, по-видимому, основные типы гидроминерагенических зон выделены и прослежены достаточно объективно. В пользу этого свидетельствует наблюдаемая общность между металлогеническими и гидроминерагеническими зонами в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. Так, например, гидроминерагенические зоны первого типа, характеризующиеся широким распространением в термах меди, свинца, цинка, мышьяка, ртути, сурьмы, а также золота, серебра и других металлов при практическом отсутствии вольфрама и олова, совпадают с металлогенической провинцией тихоокеанского типа, выделенной С. С. Смирновым [1946 г.], в пределах которой известны многочисленные месторождения меди, серебра, ртути, золота, цинка, железа и других металлов при незначительном развитии оловянно-вольфрамовых месторождений. Вместе с тем в металлогенических провинциях континентального типа с оловянно-вольфрамовыми месторождениями развиты гидроминерагенические зоны, для которых характерно наличие в термах относительно повышенных содержаний вольфрама и олова.

6. СОВРЕМЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Процессы рудообразования, связанные с современными гидротермами, весьма разнообразны. Несмотря на то что этой проблеме посвящен ряд специальных работ [20; 55; Бетехтин А. Г., 1955 г.; Дзоценидзе Г. С., 1969 г.; Набоко С. И., 1970 г.], многие ее вопросы еще слабо разработаны и остаются дискуссионными. Особенно это касается процессов формирования гидротермальной минерализации на больших глубинах (2—3 км и более), где физико-химические условия рудообразующих растворов отличаются значительной сложностью и могут быть охарактеризованы обычно лишь по ряду косвенных признаков, а также еще весьма слабо изученных процессов гидротермального рудообразования в субаквальных условиях Мирового океана.

6.1. РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТЯХ СУШИ

В соответствии с принятой классификацией гидротерм целесообразно рассмотреть процессы формирования рудной минерализации раздельно для кислых и щелочных терм.

С деятельностью кислых гидротерм главным образом в областях современной вулканической деятельности, как известно, связаны процессы интенсивного гидротермального преобразования горных пород: опалитизация, аргиллитизация, алунитизация и др. [Набоко С. И., 1963, и др.]. С ними тесно сопряжено образование серных, колчеданных, железофосфатных и других руд.

На фумарольных полях действующих вулканов, где наблюдаются выходы сильнокислых (pH обычно менее 2—3) сульфатных и хлоридных терм, образуются опаловые, опал-серные, опал-алунитовые, опал-алунит-мельниковитовые, кварцит-опаловые, кварцит-алунитовые породы [Набоко С. И., 1963 г.; Власов Г. М., Борисов О. Г., 1969 г., и др.]. Вскрытая мощность этих образований, например, на Курильских островах достигает 100—160 м [Вулканические серные месторождения..., 1971 г.], а в Японии 200—500 м [Ивао Ш., 1965 г.; Наковник Н. И., 1968 г.]. Опаловые, алунитовые и другие сильноизмененные породы часто подстилаются пропилитизированными толщами. Однако представления об условиях взаимоотношений этих образований во многом остаются дискуссионными.

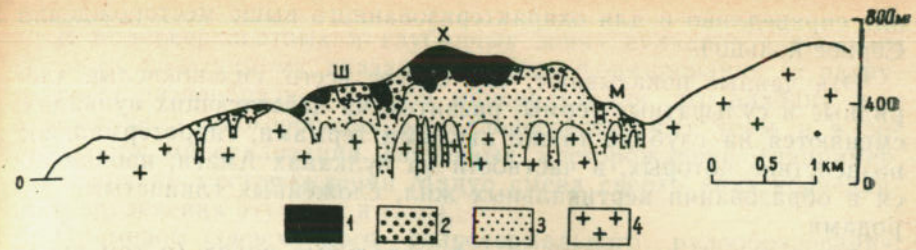


Рис. 28. Профиль поля измененных пород в районе группы вулканов Амаги (по Ш. Ивао [1965 г.]).

1—4 — породы: *1* — кремнистые, *2* — алунитовые, *3* — глинистые, *4* — первичные. *Ш* — Шибаяма, *Х* — Хакко, *М* — Миокен и Хотокейши.

Довольно хорошо изучены гидротермально-измененные породы на вулкане Вернадского (о. Парамушир, Курильские острова). Здесь на месторождении Серное кольцо толща измененных пород вскрыта тремя скважинами до глубины 245 м [Аверьянов И. П., 1969 г.]. В верхних частях разреза до 50—70 м развиты в основном мономинеральные и кварцсодержащие опалиты, они сменяются кварц-алунитовыми опалитами, которые на глубинах 80—100 м интенсивно замещаются кварц-каолинитовыми, а затем кварц-слюдистыми опалитами. С глубины 120—140 м наблюдается резкий переход кварц-гидрослюдистых опалитов в низкотемпературные пропилиты, которые обычно рассматриваются как тесно взаимосвязанные с вышележащими опалитами фации гидротермально-измененных пород.

Большой интерес представляют данные Ш. Ивао [1965 г.] по геологическому строению кремнистых и алунитовых месторождений в районе группы вулканов Амаги в Центральной Японии. Хорошо изученное поле гидротермально-измененных пород имеет здесь площадь около 10 км², общая мощность измененных пород достигает 500 м (рис. 28). Алунитовые породы сложены в основном мелкими зернами кварца и алунита, иногда с небольшим количеством каолинита, кремнистые — в основном мелкими кристаллами кварца. Основная часть нижней половины разреза измененных пород (мощностью до 200—300 м) представлена глинистыми разностями. Среди глинистых минералов преобладают серицит, монтмориллонит, каолинит, галлуазит. Постоянно присутствуют кварц, пирит, окислы железа.

Важно отметить, что в нижней части разреза измененных пород проходит ряд вертикальных тел или жил, сложенных глинистыми породами. Они как бы пронизывают сравнительно малоизмененные (регионально пропилитизированные) вулканогенные породы, представленные андезитами, дацитами и диоритовыми порфиритами. Ш. Ивао рассматривает эти пропилитизированные вулканогенные породы в качестве первичных образований по отношению к кремнистым и алунитовым породам (вероятно, это положе-

ние справедливо и для охарактеризованного выше месторождения Серное кольцо).

Эти данные показывают, что, скорее всего, сильнокислые хлоридные и сульфатные термы, развитые на действующих вулканах, сменяются на глубине также кислыми термами, гидротермальное воздействие которых, в частности на вулканах Амаги, проявляется в образовании вертикальных жил, сложенных глинистыми породами.

Образование серных руд на фумарольных полях (в том числе и в кратерных озерах) происходит только в кислых средах в результате главным образом окисления сероводорода. Отложение серы на фумарольных полях обычно сопровождается выпадением сульфидов железа. Согласно А. В. Зотову [1969 г.], сульфиды железа, связанные с кислыми термами, по условиям формирования на фумарольных полях могут быть подразделены на две группы: 1) осадки кислых грязевых котлов (сероводород поступает с глубины с кислыми водами, а железо извлекается из вмещающих пород); 2) осадки, образующиеся при смешении кислых вод, содержащих Fe^{2+}, и щелочных терм, богатых H_2S.

Важно отметить, что образование сульфидов железа на фумарольных полях происходило как на поверхности Земли, так и в подземных условиях. Как указывают Г. М. Власов и О. Г. Борисов [1971 г.], железо, выносимое из вулканических пород кислыми гидротермами, частично уносится поверхностными водами, частично же уходит с просачивающимися водами на глубину, где, встречаясь с сероводородом, выпадает из растворов в виде сульфидов. Такой генезис, в частности, по мнению Г. М. Власова, имеет крупное серноколчеданное месторождение Мацуо в Японии. Часто такие месторождения, состоящие в основном из пирита, марказита и реже мельниковита, содержат ртутную и сурьмяно-мышьяковистую минерализацию (серноколчеданные залежи вулкана Менделеева на о. Кунашир, месторождение Мацуо и др.). Довольно крупные месторождения железо-фосфатов (ярозитов и др.) известны на о. Ява [20]. В настоящее время отложение ярозитов происходит на о. Кунашир.

Окислы железа в районах действующих вулканов выпадают в осадок обычно в некотором удалении от выходов сероводородсодержащих вод. Важно отметить большое разнообразие физико-геологических обстановок накопления бурых железняков на действующих вулканах, что обусловливает в свою очередь большое разнообразие состава, условий залегания и морфологии вулканогенно-осадочных месторождений железа [Дзоценидзе Г. С., 1969 г.].

Кислыми гидротермами наряду с железом из вулканогенных пород выносятся огромные количества алюминия, марганца и других металлов, образующие при благоприятных условиях и их последующей седиментации месторождения этих полезных ископаемых.

В приповерхностных и глубинных зонах вулканов с кислыми термами, по-видимому, связаны процессы формирования (и разрушения?) разнообразной рудной минерализации, что находит свое отражение в многообразии металлоносности этих терм и в зональности минерализации изученных месторождений (например, в Японии на месторождении Мацуо смена сверху вниз колчеданного оруденения ртутным и т. п.).

Примером современного гидротермального рудообразования, связанного с разгрузкой кислых термальных вод, может служить колчеданная залежь на северо-восточном склоне вулкана Менделеева на о. Кунашир (Курильские острова), где активно проявлена современная гидротермальная деятельность (рис. 29). На его фумарольных полях наблюдаются выходы парогазовых струй, а также термальных источников и бессточных кипящих «грязевых» котлов. Температура парогазовых струй обычно 90—100 °С, а температура источников от 30—40 до 90—95 °С. Некоторые данные об их химическом и газовом составе приведены в табл. 10, 15, 16. Для парогазовых струй характерны высокие содержания CO_2 и H_2S. Воды источников кислые сульфатные с минерализацией 0,5—2,5 г/кг с низкими концентрациями хлор-иона. У выходов парогазовых струй местами образуются кристаллическая эксгаляционная сера, которая содержит примесь ртути — $(1 \div 5) \times \times 10^{-4}$ %.

Ниже по склону от Северо-Восточного фумарольного поля в долинах ручьев Кислый и Докторский известны выходы кислых хлоридно-сульфатных терм с минерализацией от 1,5—2,5 до 4—4,6 г/кг, температура их достигает 60—90 °С. Газовый состав этих терм углекисло-азотный. Обращают на себя внимание относительно высокие (до 100 мг/кг) содержания в них закисного железа, цинка (до 5 мг/кг) и других металлов. Буровыми скважинами в районе этих источников на глубинах до 100—130 м вскрыты кислые сульфатно-хлоридные термальные (85—130 °С) воды с минерализацией около 7 г/кг. Содержания закисного железа в них весьма высокие (500—725 мг/кг), цинка в большинстве проб от 3,5 до 8 мг/кг, свинца и меди не превышают 1 мг/кг [Лебедев Л. М. и др., 1980 г.].

Колчеданная залежь на северо-восточном склоне вулкана Менделеева установлена в пределах Северо-Восточного фумарольного поля, она хорошо обнажена также в бортах долины руч. Кислый, в его верхнем течении, и, кроме того, вскрыта скважинами в районе Нижнеменделеевских источников на глубинах 149—196 м [Лебедев Л. М. и др., 1977 г.]. Сульфидное оруденение занимает здесь площадь не менее 5,5—6 км^2 и представлено залежью сложного строения и генезиса.

На Северо-Восточном фумарольном поле (размеры его около 500×300 м) колчеданные проявления представляют собой приповерхностные образования этой залежи. В пределах этого поля развиты в основном пирокластические породы, подвергшиеся интенсивному гидротермальному метасоматозу. На западной границе

Рис. 29. Схематический гидрогеологический разрез о. Кунашир (составили Е. А. Басков, С. Н. Суриков).

1 — пирокластические отложения (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и т. п.) и лавы андезитов и андезито-базальтов (в пределах фумарольных полей сильно гидротермально-измененные); *2* — туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, лавы базальтов; *3* — туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, лавы липаритов; *4* — жерловые вулканические образования; *5* — интрузии гранитоидов; *6* — экструзии липаритов; *7* — дацитовый некк; *8* — колчеданные руды; *9* — разломы; *10—12* — подземные воды: *10* — пресные преимущественно гидрокарбонатные магниево-кальциевые кислородно-азотные, *11* — слабощелочные соленые хлоридные натриевые углекислые и углекисло-азотные (с частой примесью сероводорода), *12* — сильнокислые хлоридные и сульфатные сложного катионного состава (H, Fe, Al и др.) углекислые и сероводородно-углекислые; *13* — глубинные магматические эманации (CO_2, H_2O, SO_2, H_2S и др.); *14* — границы гидрогеохимических зон; *15* — источники сильнокислых термальных вод, цифра в знаке — минерализация, г/кг; *16* — источники слабощелочных вод, цифра в знаке — минерализация, г/кг; *17* — скважина, цифра в знаке — максимальная минерализация вод, г/кг; *18* — уровень грунтовых вод.

фумарольного поля наблюдаются выходы почти неизмененных андезито-базальтовых лав, погружающихся под пирокластические гидротермально-переработанные породы. Последние представлены обычно белой и серой (до темно-серой) глинообразной массой. При этом белые и серовато-белые разности пород представляют собой опаловые или опал-алунитовые метасоматиты, а серые и темно-серые являются теми же породами, но с различной степенью обогащенности пиритом. При высоком содержании пирита (65—70 %) они представляют собой колчеданные метасоматиты [Лебедев Л. М. и др., 1980 г.].

Помимо метасоматических колчеданных руд здесь широко развиты также рудные образования, связанные с деятельностью кипящих «грязевых» котлов. Они имеют форму карманов различной формы и выполнены пирит-марказитовыми опаловыми и опал-алунитовыми пизолитами [Лебедев Л. М. и др., 1977 г.]. Размеры котлов в поперечнике достигают 1,5—2,0 м. Встречаются котлы, выполненные почти целиком сульфидными рудами, в большинстве котлов наряду с сульфидами содержатся опаловые и опал-алунитовые пизолиты. Кроме того, на фумарольном поле встречены седиментационные серные руды (с пиритом, опалом и алунитом) кратерно-озерного типа. Важно отметить широкое развитие здесь тектонических нарушений, контролирующих как современную сольфатарную деятельность и ртутные рудопроявления, так и рудные образования кипящих котлов [Лебедев Л. М. и др., 1980 г.].

В районе Нижнеменделеевских источников колчеданные метасоматические руды вскрыты скв. 31 в интервале глубин 149—158 и 187—196 м. Они сложены тонкозернистым пиритом, составляющим до 95—97 % всей массы породы [Лебедев Л. М. и др., 1980 г.].

Формирование колчеданной залежи на вулкане, очевидно, связано с деятельностью кислых терм с минерализацией до 5—10 г/кг (а возможно, и более). В результате деятельности этих гидротерм происходила интенсивная метасоматическая переработка пирокластики и лавовых потоков. Сульфатно-хлоридные термы обогащались железом и другими металлами. В зонах смешения этих гидротерм с водами, обогащенными сероводородом, происходило образование колчеданных руд. При этом для приповерхностных колчеданных руд характерным является совместное образование пирита и марказита, в более глубоких горизонтах колчеданных залежей развит только пирит [Озерова Н. А., и др., 1971 г.].

Довольно хорошо изучены характер гидротермального метасоматоза и процессы современного рудообразования, особенно в очагах разгрузки термальных вод в областях современного и молодого вулканизма.

Вертикальная зональность гидротермально-измененных пород в очагах разгрузки щелочных хлоридных натриевых терм изучена на Камчатке, Курильских островах, в Новой Зеландии, Северной Америке и в других регионах. Во многих случаях она обладает

довольно сходным обликом [61; Уайт Д. Е., 1959 г.; Набоко С. И., Пийп Б. И., 1961, и др.].

Так, на Камчатке в районе выходов Паужетских источников хлоридного натриевого состава с минерализацией 2—3 г/кг С. И. Набоко и Б. И. Пийпом [1961 г.] по материалам изучения керна скв. Р-1 до глубины 800 м были выделены три зоны гидротермально-измененных пород: каолинизации (0,5 м), цеолитизации и фельдшпатизации (30—240 м), пропилитизации (240—800 м). Термальные воды в зоне каолинизации кислые (pH=3,3) сульфатного натриевого состава с минерализацией до 2,7 г/кг. Они образуются в результате конденсации пара, отделяющегося от термальных вод при миграции их к поверхности Земли, и окисления содержащегося в них сероводорода. Воды Паужетских источников имеют в основном следующий состав:

$$M_{3,2}\frac{Cl\,95\;SO_4\,3}{Na\,90\;Ca\,6\;K\,4}.$$

Содержание сульфатов в них довольно низкое — от 0,7 до 0,086 мг/кг, pH=8,0÷8,2. Термальные воды, вскрываемые скв. Р-1 в интервале 300—800 м, отличаются от вод источников несколько меньшей минерализацией и вместе с тем более высоким содержанием сульфатов. Действительные значения pH воды в пластовых условиях неизвестны. По расчетным данным они, вероятно, равны 6,2—6,5 [Паужетские горячие воды на Камчатке, 1965 г.].

Наблюдаемая вертикальная метасоматическая зональность на Паужетском месторождении термальных вод обусловлена изменением кислотности — щелочности растворов с глубиной вследствие процессов глубинного парообразования и конденсации пара вблизи поверхности Земли [Аверьев В. В., 1961 г.; Набоко С. И., Пийп Б. И., 1961 г.]. Парообразование на Паужетском месторождении начинается, вероятно, с глубин 120—250 м. При этом парообразование в крупных открытых трещинах происходит на больших глубинах по сравнению с монолитными пористыми породами, в связи с чем на одном гипсометрическом уровне минеральные ассоциации должны существенно отличаться от новообразований, возникающих в порах пород [Аверьев В. В., 1961 г.].

Основными минералами в зоне пропилитизации являются кальцит, хлорит, пирит, серицит, альбит, сфен, реже кварц, цеолиты и др. Эти минералы возникают при воздействии хлоридных натриевых терм, вскрытых в скв. Р-1 на глубинах 300—800 м. Каолинизация пород у поверхности термального поля вызвана воздействием кислых вод, образовавшихся в результате конденсации паров и окисления сероводорода.

На о. Кунашир на месторождении Горячий Пляж вертикальная метасоматическая зональность характеризуется сменой сверху вниз зон аргиллитизации (мощность до 60 м), адуляр-цеолитовой пропилитизации (мощность до 150 м) и хлорит-кальцит-цеолит-эпидотовой пропилитизации (мощность более 100 м) [Набоко С. И. и др., 1969 г.]. Скважины на этом месторождении вскры-

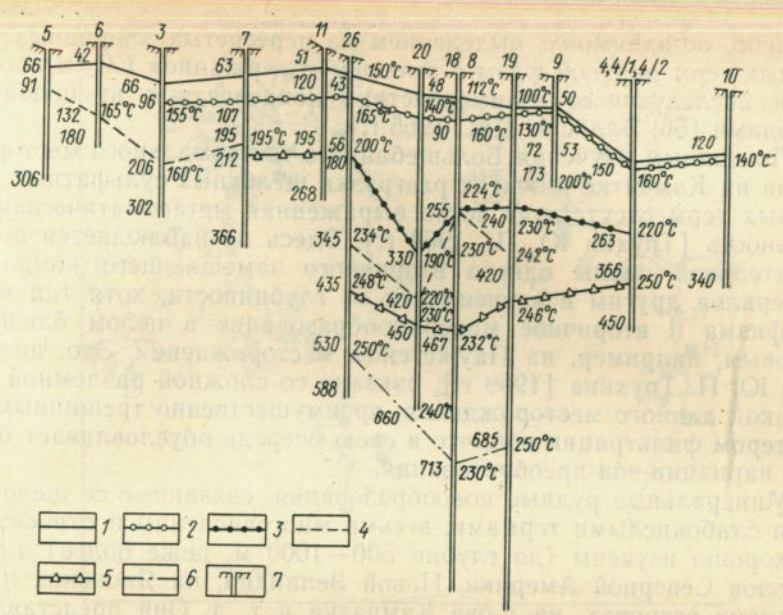


Рис. 30. Зоны гидротермального изменения на термальном поле Вайракей, Новая Зеландия (по А. Дж. Эллису [1965 г.]).

1—6 — верхние границы зон: *1* — монтмориллонитизации, *2* — образования морденита, *3* — образования уайракита, *4* — альбитизации, *5* — образования адуляра, *6* — образования гидрослюд; *7* — скважина и ее номер (глубина дана в метрах).

ли воды хлоридного натриевого состава с минерализацией от 1—2 до 10—25 г/кг. Важно отметить, что сильносоленые хлоридные натриевые воды характеризуются относительно высоким содержанием кальция, что в общем характерно для вод артезианских структур.

Довольно хорошо изучены гидрогеохимическая зональность и характер гидротермально-измененных пород на термальном поле Вайракей (Новая Зеландия, рис. 30). На центральном и восточном участках этого поля щелочные (и слабокислые) хлоридные натриевые воды с минерализацией 3—4 г/кг местами разгружаются в виде источников. В западной части этого месторождения (район скв. 3, 5, 6 и др.) в верхних частях разреза вскрываются термальные воды гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 1—1,5 г/кг. При этом гидротермальные изменения на участках развития гидрокарбонатных натриевых вод характеризуются образованием альбита и очень незначительно калиевого полевого шпата, тогда как в центральных и восточных частях месторождения, где развиты хлоридные натриевые воды, наоборот, характерно образование адуляра и в значительно меньшей степени альбита [56].

Формирование гидрокарбонатных натриевых вод в областях современного вулканизма, в частности в районе Вайракей, обус-

ловлено, по-видимому, выделением из перегретых хлоридных натриевых терм паровой фазы с высоким содержанием CO_2 и процессами последующего взаимодействия конденсата с вмещающими породами [56; Эллис А. Дж., 1965 г.].

По данным изучения Большебанного геотермального месторождения на Камчатке в очагах разгрузки щелочных сульфатных натриевых терм отсутствует четко выраженная метасоматическая зональность [Трухин Ю. П., 1969 г.]. Здесь не наблюдается последовательной смены одного вторичного замещающего комплекса минералов другим в зависимости от глубинности, хотя тип метаморфизма и вторичное минералообразование в целом близки к таковым, например, на Паужетском месторождении. Это, по мнению Ю. П. Трухина [1969 г.], связано со сложной разломной тектоникой данного месторождения, преимущественно трещинным характером фильтрации вод, что в свою очередь обусловливает большие вариации зон преобразования.

Минеральные рудные новообразования, связанные со щелочными и слабокислыми термами, весьма многочисленны и относительно хорошо изучены (до глубин 500—1000 м, реже более) в ряде районов Северной Америки, Новой Зеландии, на Японских и Курильских островах, на п-ове Камчатка и т. д. Они представлены ртутными (например, Эмеди, Косо, Урмири, Тоя), ртутно-сурьмяными (Салфер-Бэнк, Стимбот), ртутно-сурьмяно-мышьяковистыми (в том числе Скаггс, Узон), полиметаллическими (Арима), марганцево-вольфрамовыми (Унсия, Голконда, Абрахам), золото-серебряными (Таупо, Оха-Кальенте и др.), флюоритовыми (Понча-Спрингс, Баунтовское) месторождениями и рудопроявлениями (рис. 31).

Киноварь и метациннабарит отлагают источники Эмеди в Калифорнии, Апапельские на Камчатке; киноварь и самородную ртуть — источники Бойлинг в Айдахо (США); самородную ртуть — источники Тоя на Хоккайдо (Япония); ртутьсодержащий пирит (Hg до 2 %) — источники Двухъюрточные на Камчатке. Наиболее представительными ртутно-сурьмяными новообразованиями, связанными с современными гидротермами, являются Стимбот и Салфер-Бэнк в Калифорнии, где во вмещающих породах и гейзеритах обнаружены киноварь, метациннабарит и антимонит. Ртутно-сурьмяно-мышьяковистое оруденение установлено в кальдере Узон на Камчатке. Здесь в очагах выходов хлоридных натриевых терм происходит отложение сульфидов железа, мышьяка, ртути, цинка, меди и других металлов. Содержание мышьяка в осадках достигает 30—40 %, сурьмы и ртути — десятых долей процента [Набоко С. И., Главадских С. Ф., 1971 г.]. К этому же типу относится и оруденение Скаггс в Калифорнии, где горячими водами отлагаются киноварь, метациннабарит, реальгар, аурипигмент.

Полиметаллическое оруденение, связанное с термальными водами, отмечается в районе горячих источников Арима (Япония), геотермального района Салтон-Си в Калифорнии, источников Оурай (Колорадо) и ряда других, где в осадках отмечаются по-

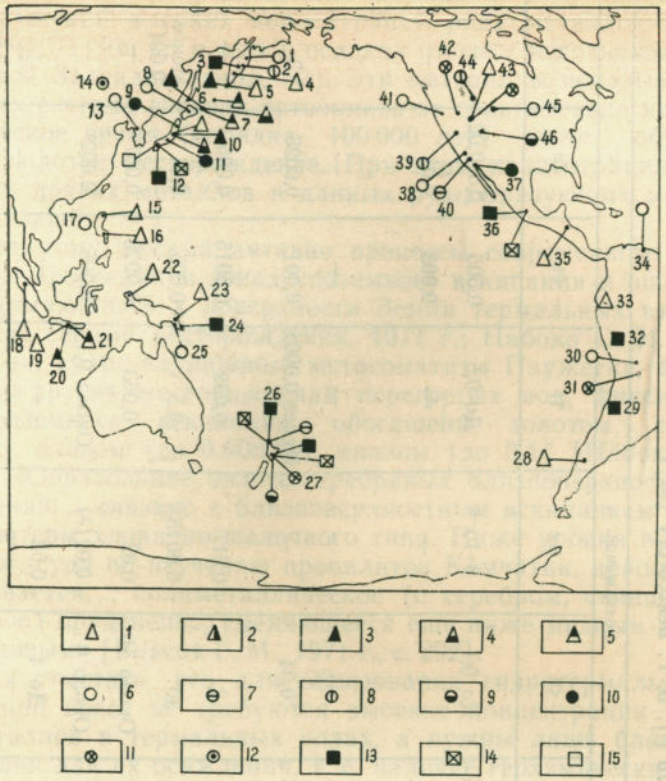


Рис. 31. Схема расположения некоторых рудопроявлений и месторождений Тихоокеанского сегмента Земли, связанных с современными гидротермами (составили Е. А. Басков, С. Н. Суриков).

1—5 — руды, связанные с кислыми термами: *1* — серные, *2* — железо-фосфатные, *3* — колчеданные, *4* — алуниты, *5* — лимониты; *6—12* — руды, связанные со щелочными и слабокислыми термами: *6* — ртутные, *7* — ртутно-сурьмяные, *8* — ртутно-сурьмяно-мышьяковистые, *9* — золото-серебряные, *10* — полиметаллические, *11* — марганцево-вольфрамовые, *12* — флюоритовые; *13—15* — гидротермы с промышленными содержаниями: *13* — рубидия, цезия, *14* — бора, *15* — германия.

1—46 — источники, образующие рудопроявления и месторождения (номера на схеме): *1* — Апапельские, *2* — Узонские, *3* — Налычевские, *4* — Мутновские, *5* — Эбекские, *6* — Чирипские, *7* — Менделеевские, *8* — Тоя, *9* — Тамагава, *10* — Насу, *11* — Арима, *12* — Беппу, *13* — Северной Кореи, *14* — Баунтовский, *15* — Асин, *16* — Булусан, *17* — Тагбурос, *18* — Керинчи, *19* — Чипанас, *20* — Чиатер, *21* — Иджен, *22* — Арктак, *23* — Лангила, *24* — Дей-Дей, *25* — Авару, *26* — Нгава, *27* — Таупо, *28* — Копаху, *29* — Эль-Татио, *30* — Урмири, *31* — Унсия, *32* — Хервидеро, *33* — Тангурагуа, *34* — Чагуарама, *35* — Чипамека, *36* — источник между Ихтапан-деля-Соль и Танатико, *37* — Салтон-Си, *38* — Косо, *39* — Салфер-Бэнк и Скаггс, *40* — Стимбот, *41* — Эмеди, *42* — Голконда, *43* — Абрахам, *44* — Йеллоустонского парка, *45* — Понча-Спрингс, *46* — Оха-Кальенте.

вышенные содержания свинца, меди, цинка, серебра, марганца и др. В Северной и Южной Америке известны марганцевые и марганцево-вольфрамовые месторождения, связанные с термальными водами. Руды здесь приурочены к травертинам, отлагаемым источниками, и представлены в основном вольфрамоносным псиломеланом. Это широко известное месторождение Унсия в Боливии, а также Голконда, Абрахам, Содавилл в США и др.

Таблица 52

Некоторые данные о содержаниях металлов в осадках термальных источников (по С. И. Набоко [1959 г.], А. А. Саукову и др. [1972 г.], Д. Е. Уайту [1970 г.], Б. Г. Вейссбергу [91])

Источники и скважины	Содержание, %									
	Au	Ag	As	Sb	Hg	Tl	Pb	Zn	W
СССР									
Камчатка, Налычевские	—	0,0002	Более 10	До 0,1	$8 \cdot 10^{-6}$	До 0,5	0,005	До 0,02	—
о. Кунашир, Алехинские (источник Южный)	—	—	10	—	—	—	0,003	0,01	—
Япония									
Тамагава	—	—	1—8	—	—	—	—	—	—
Новая Зеландия									
Вайманту, оз. Фрейшиг-Пэн	Менее 0,0001	Менее 0,0005	Более 1,5	0,04	—	Менее 0,0001	0,001	0,0025	3
Вайотапу, пруд	0,008	0,0175	2	2	0,017	0,032	0,0015	0,005	—
Шампан-Пул				30					Менее 0,001
Ротокоа, скв. 2	0,007	0,003	0,4		0,0015	0,5	0,005	0,01	
Бродленс, Охаки-Пул	0,0085	0,05	0,04	Около 10	0,02	0,063	0,0025	0,007	—
Бродленс, скв. 2	0,0055	0,02	0,025	Около 8	0,02 (?)	Около 0,1	0,005	0,002	—
США									
Стимбот	0,0009	0,0045	—	До 4	0,02	—	—	—	—
Анаконда	До 0,002	—	—	—	—	—	—	—	—
Голконда	—	—	—	—	—	—	—	—	5,5
Боливия									
Унсия	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7

Примечание. Прочерк означает — нет сведений.

Большой интерес представляют данные Б. Г. Вейссберга [71] об обнаружении высоких концентраций ряда металлов (Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Pb, Zn и др.) в осадках горячих источников и скважин Новой Зеландии (табл. 52). Эти материалы показывают, что локальная система горячих источников за сравнительно небольшое геологическое время (порядка 100 000 лет) может образовать крупное золотое месторождение. При этом концентрации золота, серебра и других металлов в данных рудообразующих растворах весьма низкие.

По-видимому, весьма активно процессы современного рудообразования протекают в зонах подземного вскипания и ощелачивания поднимающихся к поверхности Земли термальных вод [Вулканические серные месторождения, 1971 г.; Набоко С. И., 1970 г. и др.]. Так, кварц-адуляровые метасоматиты Паужетки, Горячего Пляжа и других месторождений перегретых вод, фиксирующих зону подземного вскипания, обогащены золотом, серебром (0,003 %), оловом (до 0,006 %), цинком (до 0,1) [Набоко С. И., 1970 г.]. «Образование золото-серебряных близповерхностных месторождений... связано с близповерхностным вскипанием перегретых гидротерм хлоридно-щелочного типа. Ниже уровня вскипания гидротерм, судя по изучению пропилитов Камчатки, довольно часто развивается... полиметаллическое (с серебром, свинцом, цинком, медью) оруденение, сменяющееся еще ниже медным и медно-молибденовым» [Власов Г. М., 1971 г., с. 292].

Важно отметить, что для образования гидротермальных месторождений вовсе не требуются высокие концентрации тех или иных металлов в термальных водах, а нужны лишь благоприятные условия для их осаждения, т. е. наличие геохимических барьеров. Такие геохимические барьеры в гидротермальных системах возникают, например, при резком изменении физико-химического состояния растворов: при истечении их на поверхность Земли, отделении паровой фазы, при вскипании растворов, а также при трещинообразовании.

6.2. РУДООБРАЗОВАНИЕ В ПОДВОДНЫХ УСЛОВИЯХ

В последние полтора десятилетия появилась обширная литература, посвященная современному рудообразованию в очагах разгрузки подводных гидротерм. Наиболее полный обзор имеющихся материалов по рудообразующей деятельности субаквальных гидротерм приведен в работах А. И. Кривцова и И. Т. Макеевой [1984 г.], В. Е. Попова и др. [52], П. Роны [47], Г. Ю. Бутузовой [1986 г.] и других. Следует отметить, что изучение этих процессов сопряжено с большими техническими сложностями и носит в целом эпизодический характер, тем не менее полученные данные уже дают определенное представление о масштабах рудообразующей деятельности гидротерм в подводных условиях.

Сведения о современной рудообразующей деятельности гидротерм в пределах шельфа материков пока весьма немногочислен-

ны. Примером могут служить современные гидротермальные образования в виде инкрустаций, отобранных вокруг выходов подводных гидротерм на шельфе Калифорнии вблизи п-ова Пунта Банда. Гидротермы с температурой до 104 °С разгружаются из риолитов на глубине 25—30 м на расстоянии 400 м от берега. Разгрузка их приурочена к трансформному разлому Аква Бланка [Видаль В. М. и др., 1981 г.]. Их состав приведен в табл. 36. Представлены инкрустации пиритом и гипсом (табл. 53). В основании материкового склона в Мексиканском заливе (26°02′ с. ш., 84°55′ з. д.) на глубине 3266 м установлены признаки активной гидротермальной деятельности и сульфиды, представленные пиритом в известняковом клиффе [Попов В. Е. и др., 1985 г.].

Установлено, что процессы современного рудообразования активно протекают в шельфовой зоне островных вулканических дуг. Например, в Липарской вулканической дуге над подводным фумарольным полем в затопленной кальдере о. Вулькано на глубине до 15 м разгружаются газы, состоящие из пара, CO_2, SO_2, H_2S. Температура этих струй до 50 °С. Значение pH над фумаролами 2,53. Концентрации железа до 1 мг/кг. Отложения, образующиеся на дне, представлены туфами, содержащими 30—40 % сульфидных минералов, в основном сульфидов железа в форме марказита и пирита [Кронэн Д. С., 1979 г.]. Кроме железа с содержанием до 20,2 % в них установлены сурьма — 0,064 %, мышьяк — 0,0065 %, а также ртуть, хром, кобальт, никель, ванадий. Причем следует отметить, что концентрации этих рудных элементов увеличиваются по направлению к фумаролам.

Активно протекают процессы накопления металлоносных железистых илов, содержащих гидротроиллит, вивианит, сульфаты и гидроокислы железа в подводной кальдере вулкана Санторин (Эгейская вулканическая дуга), где разгружаются подводные источники с температурой 27—40 °С и pH от 5,4 до 6,3 [65]. Средние содержания рудных элементов в этих осадках составляют, %: Fe 26,5—32,6, Mn 0,01—0,2, Ti 0,01—0,41, Cu 0,0009—0,003, Zn 0,0057—0,01, Pb 0,001—0,0023, Mo 0,0002—0,0035, V 0,0026—0,0172, Ba 0,008—0,037, $Hg(0{,}03 \div 0{,}179) \cdot 10^{-6}$ [Смит П. А., Кронэн Д. С., 1983 г.]. Причем, как отмечают П. А. Смит и Д. С. Кронэн [1983 г.], концентрации железа, молибдена, меди и ртути возрастают по направлению к очагам разгрузки гидротерм.

В Новобританской вулканической дуге в зал. Матупи-Харбор у подножия вулканов Рабаланкайя и Таравурвур в районе разгрузки подводных фумарол вблизи берега на породах образуются инкрустации красно-бурых гидроокислов железа, представленных гётитом и аморфными разновидностями с содержанием, %: Fe до 25,6, Mn до 1,03, Zn до 0,11 и Cu до 0,0026. В осадочно-пирокластических осадках на дне залива также отмечены повышенные содержания, %: Fe до 12,3; Mn до 2,48; Zn до 0,1; Cu до 0,007; Pb до 0,008; Ni до 0,018; Ti до 0,05 [73].

В осадках, находившихся во взвеси над действующим подводным вулканом Каруа в Новогебридской вулканической дуге, в одной из проб было установлено присутствие, %: SiO_2 61,7; Fe 12,85; Cu 12,31; Al 4,39 [Шеньо М., 1965 г.].

При исследованиях в подводной кальдере Айра в северной части зал. Когосима (Япония) на глубинах до 200 м установлены подводные фумаролы с температурами до 215 °С. Фумаролы выделяли CO_2. Вокруг них образовались металлоносные осадки, содержащие ртуть, сурьму, мышьяк, концентрации которых увеличиваются по направлению к фумаролам. Ртуть присутствует в газах в концентрациях 2—3 мг/м³, а в осадках близ фумарол ее содержание повышается до 0,27 % при средних содержаниях 0,01—0,05 % [Богатиков О. А., Лучицкий И. В., 1983 г.].

Широко освещены в литературе процессы современного гидротермального рудообразования, происходящие в субаквальном Красноморском артезианском бассейне, приуроченном к межконтинентальной рифтовой зоне [Дегенс Э., Росс Д., 1969 г.; Бакер Х., 1979 г.; Бишофф Дж., 1974 г., и др.]. Здесь современная сульфидная минерализация связана с термальными рассолами, установленными в ряде впадин (Атлантис-II, Дискавери, Чейн и др.) на глубине около 1800 м (табл. 53). Рудное вещество представлено в основном металлоносными осадками мощностью от 20 до 100 м. Среди этих осадков выделяются слои монтмориллонита, аморфного гётита, сульфидов, манганосидерита, ангидрита и манганита с валовым содержанием (%) окислов железа до 67, Mn до 36, Zn до 12, Cu до 4,5 [50].

Наиболее изучены металлоносные осадки впадины Атлантис-II, где они представляют собой стратиформную сульфидную залежь. Здесь под монтмориллонитовыми илами мощностью 4—6 м залегают черные тонкозернистые осадки, состоящие в основном из сульфидов (сфалерита, халькопирита, пирита и др.). Мощность сульфидных тел достигает 1,5—2 м. По данным Дж. Бишоффа и Ф. Манхейма [1974 г.], средние содержания в сульфидах впадины Атлантис-II составляют, %: Fe 23, Mn 0,9, Cu 4,6, Zn 8,5, Pb 0,2, Ag 0,011, Au 0,00013. По данным Г. Н. Батурина и др. [1986 г.], содержания Au и Hg в сульфидах впадины Атлантис-II составляет соответственно 0,00056 и 0,000025 %, а во впадине Дискавери содержание Hg 0,000026 %. Установлено, что в непосредственной близости от очагов разгрузки термальных источников образуются сульфиды меди, а на некотором удалении они сменяются сульфидами цинка. Сульфиды металлоносных осадков впадин Суакин, Эрба, Кебрит, Нереус и Судан представлены преимущественно пиритом, а впадин Альбатрос, Дискавери и Вальдивия — сфалеритом [Бутузова Г. Ю., Лисицина Н. А., 1983 г.]. Формирование сульфидных руд Красного моря происходило, по мнению Дж. Бишоффа [1974 г.], за счет извлечения рассолами рудных компонентов из глинистых пород. Рудные компоненты в виде хлоридных комплексов транспортировались в пределах рифтовой зоны Красного моря, прогревались, а затем просачивались вверх по трещинам к поверхности дна моря.

Таблица 53

Характеристика некоторых современных рудопроявлений в очагах разгрузки субаквальных гидротерм Мирового океана

№ п/п*	Местоположение	Температура воды, °С	Тип рудопроявления	Основной минералогический состав	Содержание главных рудных элементов, мас. %
	Шельфовая зона материков с отсутствием проявлений современного вулканизма				
1	Тихий океан, шельф Калифорнии, 400 м от п-ова Пунта Банда, глубина 30 м	102—104	Инкрустации в трещинах вокруг выходов гидротерм	Пирит, гипс	Fe 9; Mn 2
	Шельфовая зона современных островных вулканических дуг				
2	Средиземное море, Липарская вулканическая дуга, подводное фумарольное поле вулкана Вулькано, глубина 15 м	До 50	Сульфиды, цементирующие осадки	Марказит, пирит, халькопирит, арсенопирит	Fe 20,2
3	Там же, Эгейская вулканическая дуга, кальдера подводного вулкана Санторин	27—40	Металлоносные осадки		Fe 26,2
4	Тихий океан, подводное фумарольное поле в зал. Матупи-Харбор, Новая Британия	65—85	Эксгаляционные осадки и инкрустации	Сера, пирит и окислы железа	Fe 17,6—25,6; Mn 0,068—1,03
	Межконтинентальные рифтовые зоны				
5	Красное море, впадина Атлантис-II, глубина ~1800 м	До 56	Металлоносные осадки		Средние содержания: Fe 23; Cu 4,6; Zn 8,5
	Океанические рифтовые зоны				
6	Тихий океан, Восточно-Тихоокеанское поднятие, 13° с. ш., глубина 2600 м	До 317	Сульфидные колонны и покровы	Пирит, марказит, халькопирит	Fe 20—40; Cu 3; Co 0,3—31,6
7	Там же, 21° с. ш., глубина 2500—2650 м	До 380	Сульфидные трубы, колонны и покровы	Сфалерит, вюртцит, пирит, марказит, халькопирит и др.	Zn до 50; Fe до 30; Cu до 6
8	Там же, хр. Хуан-де-Фука, глубина 2300 м	7—35	Сульфидные конусы, покровы	Сфалерит, марказит, пирит, вюртцит	Zn 2,3—61; Fe 8—50; Cu 0,04—3; Pb 0,2—0,3
9	Там же, Галапагосское поднятие, глубина 2400—2600 м	Нет. свед.	Трубы и колонны массивных руд	Халькопирит, пирит, сфалерит, ковеллин, халькантит, окислы железа	Cu 6,5—26,7; Fe до 44; Zn до 1
10	Там же, Калифорнийский залив, бассейн Гуаймас, глубина 2000 м	315	Колонны, холмы сульфидов, вкрапленность в осадках	Сфалерит, пирротин, халькопирит, окислы железа и марганца	Zn до 55; Cu до 1; Pb до 0,1
11	Атлантический океан, Срединно-Атлантическое поднятие, 26° с. ш., глубина 2900 м	Нет свед.	Корки	Нонтронит Бёрнессит	Fe 32,35; Mn 0,67 Mn 41,5—52,3; Fe до 9,57; Ti 0,3

* 1 — [Видаль В. М. и др., 1981 г.], 2 — [Кронэн Д. С., 1979 г.], 3 — [Смит П. А., Кронэн Д. С., 1983 г.], 4 — [73], 5 — [Бишофф Дж., Манхейм Ф., 1974 г.], 6 — [Баллард Р. Д. и др., 1984 г.; Хекиниан Р., Фуке Я., 1985 г.], 7 — [Бишофф Дж. и др., 1983 г.; Боуэрс Т. С., Тэйлор Х. П., 1985 г.], 8 — [Бишофф Дж. и др., 1983 г.; Коски Р. А. и др., 1984 г.], 9 — [Бишофф Дж. и др., 1983 г.; Малахофф А., 1982 г.], 10 — [Лонсдэйл П. Ф., Бишофф Дж., 1980 г.], 11 — [Рона П. и др., 1984 г.].

Исходными водами для металлоносных термальных рассолов большинство исследователей предполагает воды Красного моря (Г. Крейг, Дж. Бишофф и другие). Но более вероятно, что здесь осуществляется разгрузка седиментогенных хлоридных вод более глубоких горизонтов из терригенных и карбонатных отложений, подстилающих миоценовые эвапориты.

В последние годы все больше поступает данных о современной рудообразующей деятельности субаквальных гидротерм, приуроченных к океаническим рифтовым зонам [47; Эдмонд Дж. и др., 1979 г.; Хекиниан Р. и др., 1980 г.; Бишофф Дж. и др., 1983 г.; Богданов Ю. А. и др., 1985 г.; Бутузова Г. Ю., 1986 г., и др.]. Такая рудообразующая деятельность установлена и наиболее изучена в Тихом океане в пределах рифтовых зон Галапагосской, Восточно-Тихоокеанской, Калифорнийского залива, Хуан-де-Фука на глубинах 1500—2600 м и в некоторых пунктах Атлантического и Индийского океанов. В Тихом океане открыты и изучены рудные образования, приуроченные к очагам активной современной разгрузки гидротерм. Эти очаги представляют собой подводные гейзеры двух типов — «белые» и «черные курильщики», с температурой соответственно до 350 и >350 °С [Списс Ф. Н. и др., 1980 г.]. На устьях этих «курильщиков» в зоне смешения восходящих горячих струй и холодной океанической воды образуются различные минеральные образования в виде полых «сталагмитов», значительных по своим размерам (до нескольких метров в высоту). Иногда такие «сталагмиты» у основания срастаются между собой, образуя вытянутые гребни сульфидных холмов.

«Белые курильщики» в устьях жерл образуют минеральные скопления, представленные в основном кремнеземом, баритом и некоторым количеством пирита. По периферии «белых курильщиков» были открыты экзотические сообщества бентоса [Списс Ф. Н. и др., 1980 г.].

«Черные курильщики» выносят из своих жерл взвешенный материал черного цвета, представленный сульфидными минералами (пирит, пирротин, сфалерит и др.). Вокруг жерл образуются трубчатые сталагмитообразные скопления рудных минералов. Эти скопления довольно сложны по своему минералогическому составу и строению. Так, Хекиниан Р. и др. [1980 г.], исследуя образцы полиметаллических сульфидов с одного из «черных курильщиков», поднятые вблизи 21° с. ш. в пределах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны, установили зональный характер их строения. Внешняя часть трубообразного образца состоит из массивного кристаллического пирита и сфалерита, сменяющихся внутрь аморфным кремнеземом и далее гидроокислами железа. По-видимому, зональность минералогического состава обусловлена изменчивостью состава рудоносных струй во времени.

На 13° с. ш. в пределах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны детальными исследованиями на 20-километровом сегменте между разломными зонами Ороско и Клиппертон выявлены 24 активных гидротермальных жерловых поля с «курильщиками» и 80 пунктов

сульфидной аккумуляции. Сульфиды железа, цинка и меди слагают здесь колонны и холмы высотой до 25 м, иногда сросшиеся в поля размером 30×80 м [Баллард Р. Д. и др., 1984 г.; Хекиниан Р., Фуке Я., 1985 г., и др.].

Современное образование колчеданных руд установлено в районе активной гидротермальной деятельности в северо-восточной части Тихого океана в рифтовой зоне Хуан-де-Фука. Здесь в осевой части рифта на глубинах до 2300 м обнаружены сульфидные покровы и холмы, состоящие из сфалерита, пирита, марказита, вюртцита, барита, ангидрита и опала [Коски Р. А. и др., 1984 г.].

В Галапагосской рифтовой зоне с современными гидротермами также связано формирование крупнейшего из всех известных сульфидных рудных тел, имеющего высоту 40 м, ширину 200 м и протяженность около 1 км, образовавшегося в результате срастания отдельных более мелких сульфидных построек. Здесь сульфиды представлены преимущественно пиритом и халькопиритом.

В отличие от рассмотренных выше сульфидных образований, формирующихся непосредственно на океанических базальтах, в бассейне Гуаймас в Калифорнийском заливе на глубине 2000 м на поверхности мощной толщи (до 5 км) биогенно-терригенных осадков, перекрывающих базальты, также были обнаружены конусовидные тела сульфидных руд высотой до 20 м [Малахофф А., 1982 г.]. В составе сульфидов преобладает сфалерит, присутствуют также халькопирит, пирротин, барит и др. Возможно, что в пределах осадочной толщи могут быть встречены стратифицированные рудные тела.

Сульфидные гидротермальные образования установлены также в пределах Срединно-Атлантического хребта в районе 23°23′ с. ш., южнее трансформного разлома Кейн [Детрик Р. С. и др., 1986 г.]. Здесь в 106-м рейсе «Гломар Челленджер» в пределах высокотемпературной (до 350 °С) гидротермальной системы с «черными курильщиками» на глубинах более 2600 м были установлены «трубы» высотой до 11 м и впервые в активной зоне пробурены 10 неглубоких (от 1,5 до 13 м) скважин. Ими были вскрыты сульфидные образования железа, меди и железа, цинка. Преимущественным развитием среди них пользуется халькопирит. Мощность сульфидных образований превышает 13 м.

Во всех вышеописанных сульфидных образованиях кроме основных рудных элементов — железа, цинка, меди, свинца (табл. 53) — установлены, %: Cd до 0,106, Ag до 0,048, Au до 0,00002, As до 0,125, Hg до 0,0002, Sb до 0,0045, Sn до 0,0001, Co до 0,05, Ni до 0,009, Cr до 0,003 [Бишофф Дж. и др., 1983 г.; Хекиниан Р., Фуке Я., 1985 г.; Коски Р. А. и др., 1984 г.; Малахофф А., 1982 г.]. Помимо сульфидных руд, связанных с очагами разгрузки гидротерм, в океанических рифтовых зонах формируются несульфидные (преимущественно окисные) металлоносные минеральные образования в виде корок на коренных породах, представленные гётитом, гематитом, магнетитом, манганитом, тодорокитом, пиролюзитом, бёрнесситом и др. Сульфидные и окисные

рудные минеральные образования, подобные изученным в Тихом океане, установлены также в отдельных пунктах в Атлантическом океане, например, на 26° с. ш. корки и скопления оксидов марганца и железа [20] и в Индийском океане марганцевые руды в рифте Таджура [Монин А. С. и др., 1985 г.].

Приведенные выше примеры современного гидротермального рудообразования в субаквальных условиях довольно широко освещены в специальной литературе. Существующие точки зрения об условиях возникновения сульфидного оруденения, и прежде всего об источнике рудного вещества, еще весьма противоречивы и дискуссионны, но несомненно, что большинство исследователей склоняются в пользу корового источника основных металлов, накапливающихся в сульфидах и окисных рудах на дне океана [Бонетти Э. и др., 1976 г.; Бишофф Дж., Диксон Ф., 1975 г., и др.].

Ведущую роль в мобилизации рудных элементов, их транспортировке и перераспределении они отводят океанической (или морской) воде, которая в условиях высоких температур и давлений на дне океана и при участии активных газов (CO_2, H_2S и др.), поступающих из неглубоко залегающих магматических тел, весьма активно взаимодействует с породами. Проникая по зонам трещиноватости на глубину и выщелачивая рудные элементы из пород, морские воды обогащаются ими и превращаются в рудоносные растворы. Это подтверждается многочисленными экспериментальными данными по взаимодействию нагретой морской воды с базальтами [Бишофф Дж., Диксон Ф., 1975 г.; Сейфрид В. Е., Бишофф Дж., 1981 г., и др.]. Вместе с тем нельзя не учитывать также участия в этих процессах магматогенных флюидов, поступающих на дно океана по зонам разломов и несущих как летучие, так и некоторые металлические элементы. В очагах разгрузки сформировавшихся термальных рудоносных растворов возникает геохимический барьер, вызванный в первую очередь резкой сменой температуры, а также изменением и других физико-химических показателей (давление, pH и др.). Это приводит к разрушению хлоридных комплексов металлов, в форме которых они находятся в гидротермальных растворах, а в конечном итоге к их осаждению в виде сульфидов на дне океана. При этом следует отметить, что при температурах гидротермальных струй более 380 °С отлагаются сульфиды пирит-халькопиритового ряда, а при температурах около 350 °С — пирит-сфалеритового ряда. Образующиеся рудные скопления вокруг очагов разгрузки современных океанических гидротерм по своим масштабам могут быть сопоставимы с рудными объектами на суше.

7. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Вопросы формирования гидротерм, особенно в областях современного вулканизма, несмотря на большой объем проведенных исследований, еще во многом остаются дискуссионными. Для этих целей ниже привлекаются материалы изотопного и бактериального состава вод, а также данные корреляционных связей между отдельными компонентами химического состава гидротерм.

7.1. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

В настоящее время накоплен огромный материал по изотопному составу H, O, C, S, Ar, He, Sr и других элементов термальных вод (и газов). Важно отметить, что эти данные по стабильным изотопам хорошо сопоставимы, так как определения их, произведенные в различных лабораториях разных государств, выполнены по сходным методикам (масс-спектрометрическим), результаты приведены обычно к единым стандартам (SMOW и др.). Наиболее крупные обобщения по изотопному составу термальных вод выполнены Г. Крейгом [1963 г.], Х. П. Тейлором [1974 г., 1977 г.], В. И. Ферронским и др. [1975 г.], Д. Е. Уайтом [1975 г.], Х. Сакаи и О. Матсубая [1975 г.], В. Е. Ветштейном [7], В. И. Виноградовым [1980 г.].

7.1.1. Водород и кислород

Изотопы водорода и кислорода широко используются при выявлении генезиса термальных вод. Важное значение имели работы Г. Крейга [1961 г., 1963 г.], в которых была установлена корреляция в распределении изотопов водорода и кислорода в метеорных водах ($\delta D = \delta^{18}O + 10$) [1961 г.] и осуществлен первый сравнительный анализ изотопов водорода и кислорода термальных вод и парогидротерм основных геотермальных районов мира [1963 г.].

Воды термальных источников (как кислых, так и щелочных) областей современного вулканизма обычно значительно обеднены дейтерием по сравнению с океаническим стандартом (SMOW). Так, например, на Курильских и Японских островах δD колеблется от —50 до —80‰ (табл. 54, рис. 32). Еще большее облегчение дейтерием наблюдается в термальных водах Камчатки и особенно

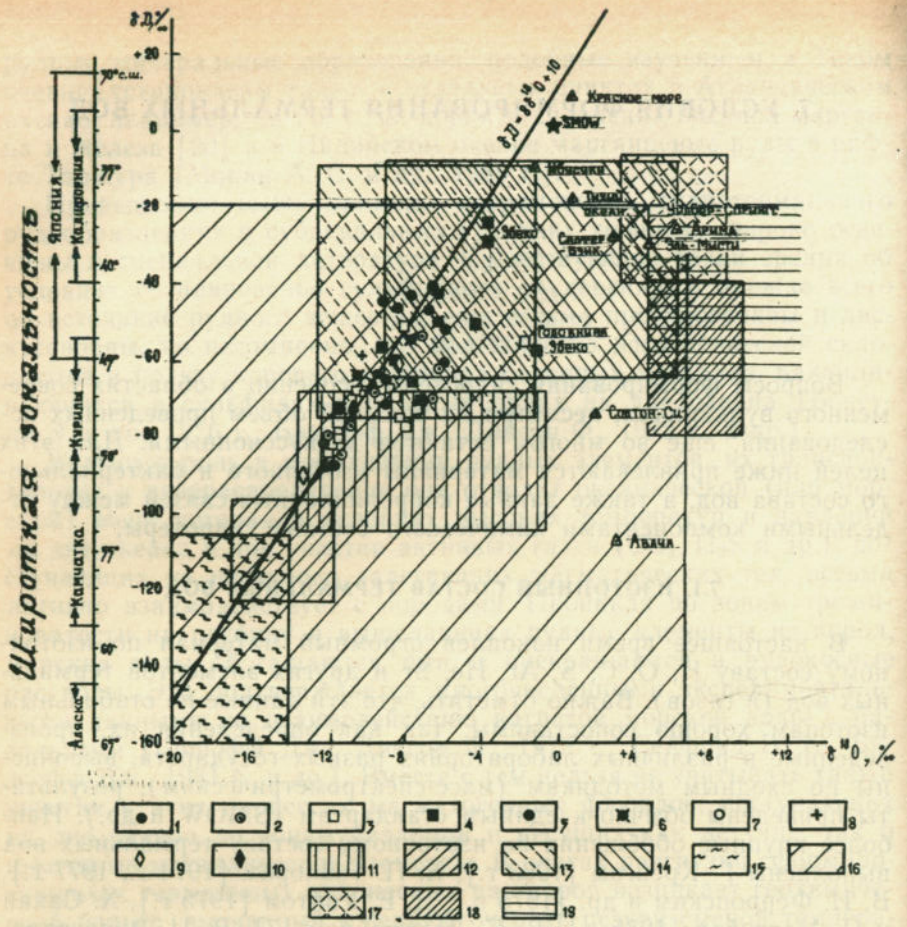


Рис. 32. Изотопный состав водорода и кислорода в природных водах Курильских островов и других областей современного вулканизма (составил С. Н. Суриков) и прямая Крейга, отражающая корреляционную зависимость между D и ^{18}O [Крейг Г., 1967 г.].

1—10 — природные воды Курильских островов: *1* — атмосферные осадки, *2* — грунтовые и поверхностные воды, *3* — кислые хлоридные термы, *4* — кислые сульфатные термы, *5—10* — слабокислые и слабощелочные термы (*5* — хлоридные углекислые, азотно-углекислые и сероводородно-углекислые, *6* — хлоридные азотные, *7* — гидрокарбонатно-хлоридные азотно-метановые, *8* — хлоридно-гидрокарбонатные углекислые, *9* — сульфатные углекислые, *10* — сульфатные азотные); *11—16* — термальные воды: *11* — кальдеры Узон на Камчатке, *12* — Паратунского месторождения термальных вод на Камчатке, *13* — Японии, *14* — Калифорнии, *15* — центральной Аляски, *16* — областей современного и четвертичного вулканизма; *17* — конденсаты фумарольных газов вулканов Японии; *18* — «магматические» воды; *19* — метаморфические воды.

Северной Америки (до —143,5‰, Йеллоустонский парк). Таким образом, в разных регионах воды термальных источников характеризуются разными концентрациями дейтерия. Вместе с тем, как это отмечалось и ранее [Крейг Г., 1961 г., 1963 г. и др.], концентрации дейтерия в термальных водах отдельных регионов весьма близки к их концентрациям в поверхностных водах тех же регионов. Это может указывать на преимущественно атмосферное питание многих термальных источников. Следует отметить, что молекулярный водород в вулканических газах (в том числе фумарольных и других) изотопически значительно легче водорода термальных вод. Так, например, на вулкане Плоский Толбачик (Камчатка), в Йеллоустонском парке (Северная Америка), на месторождении Бродлендс (Новая Зеландия), на вулкане Сюртсей (Исландия) значения δD в свободном водороде газов достигают соответственно, ‰: —600, —661, —456, —158; тогда как δD в водах составляют соответственно, ‰: —82, —140, —40, —53 [7; Хёфс Й., 1983 г.]. Это соотношение изотопов водорода в H_2 и H_2O показывает, что в системе жидкость—пар—газ более сложная система обогащена тяжелыми изотопами больше, чем простая [7].

Содержание трития в термальных водах областей современного вулканизма хорошо изучено. Так, например, на вулкане Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) в кислых сульфатных термах (Верхнеменделеевские источники) тритий обнаружен в количестве 57±4 Т.Е., а в щелочных хлоридных термах Горячего Пляжа в количестве от 18 до 32 Т.Е. [Селецкий Ю. Б. и др., 1981 г.]. По этим данным возраст кислых сульфатных терм составляет 55 лет, а щелочных хлоридных терм — около 80—100 лет.

Значения $\delta^{18}O$ в термальных водах областей современного вулканизма колеблются обычно от +3÷+6 до —5÷—15‰ (рис. 32, табл. 54). Относительное обогащение ^{18}O (по сравнению с атмосферными водами соответствующих регионов) намечается для высокотемпературных гидротерм, что обычно объясняется изотопным кислородным обменом вод термальных источников и вмещающих пород при повышенных температурах [Крейг Г., 1963 г.; Ферронский В. И. и др., 1975 г., и др.]. При этом Г. Крейгом [1963 г.] было показано, что изотопный состав водорода (D) и кислорода ($\delta^{18}O$) термальных вод областей современного (и молодого) вулканизма находится в определенной зависимости от географического положения исследуемых вод и, следовательно, доля ювенильных вод в них невелика — не должна превышать 5 %.

Вместе с тем нужно отметить, что существуют и другие интерпретации изотопных данных по D и ^{18}O термальных вод областей современного вулканизма, и в частности кислородно-изотопного сдвига [Трусделл А. Г. и др., 1977 г.; Хёфс Й., 1983 г.]. Предполагается, что этот сдвиг может быть вызван потерей гидротермальным флюидом газовой фазы при температуре 230 °С, т. е. при температуре максимальной энтальпии. При этой температуре должно происходить минимальное фракционирование дейтерия между паром и водой, но значительное фракционирование изотопов кислорода. Отделившийся пар движется к поверхности Земли, где он конденсируется и питает термальные источники. Все это указывает на определенную неоднозначность в возможной интерпретации данных по изотопии водорода и кислорода термальных вод областей современного вулканизма при обсуждении вопросов их ге-

Таблица 54

Изотопный состав водорода и кислорода термальных вод областей современного вулканизма

№* п/п	Местоположение	Температура, °С	pH / *M*, г/кг	Основные компоненты химического состава	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰
1	Камчатка, вулкан Плоский Толбачик, Южный прорыв, Западная бокка, конденсат фумарольного газа	1200	0,5 / 22,7	Cl / $H_2(CO_2)$	—82	+5,2
2	Там же, Южная бокка, газ (об. %): H_2 — 68, CO_2 — 9, N_2 — 22	1000	—	—	—600	—
3	Там же, вулкан Авача, конденсат фумарольного газа	400		SO_4 / CO_2	—108	+3,4
4	Курильские острова, о. Парамушир, вулкан Эбеко, источник на 2-м фумарольном поле	100	0,37 / 23,9	Cl / CO_2	—58	—0,8
5	Там же, о. Кунашир, источники Верхнеменделеевские	94	2,1 / 3	SO_4 / CO_2	—65	—5
6	Там же, Горячий Пляж, скв. 4	90	7,1 / 6,4	Cl / $CO_2(N_2)$	—72	—8,7
7	Там же, колодец у г. Южно-Курильск	13	6,3 / 0,19	HCO_3 / $N_2(O_2)$	—78	—10,4
8	Японские острова, о. Хонсю, источник Тамагава (Обуки)	97	1,3 / ~4	Cl / $CO_2(H_2S)$	—58	—7,7
9	Там же, источник Хаконе-8	93	8,3 / ~3	Cl / $CO_2(H_2S)$	—46,7	—6,0
10	Там же, источник Арима-1	98	5,3 / 6,5	Cl / $CO_2(H_2)$	—27,8	+6,5
11	Там же, о. Кюсю, источник Беппу-2	105	2,5 / ~3	Cl / CO_2	—48,1	—5,2
12	Новая Зеландия, о. Северный, источник Те-Капуа	94	2,0 / 1,6	SO_4 / $CO_2(H_2S)$	—19,1	—1
13	Там же, источник Ред Хилл	100	7,3 / 0,9	Cl / CO_2	—36,8	—5,2
14	Там же, о. Южный, источник Кау Стрим	52	8,4 / 0,7	HCO_3 / N_2	—41,9	—6,6
15	Северная Америка, Калифорния, Салтон-Си, скв. 1	340	5,2 / 259	Cl / CO_2	—75	+2,3
16	Там же, Салфер-Бэнк, источник Гейзер	69,5	6,8 / 6,9	$HCO_3(Cl)$ / CO_2	—29,4	+3,2
17	Там же, Уилбер-Спрингс, источник Главный	55	6,9 / 27	$Cl(HCO_3)$ / CO_2	—22,2	+5,27
18	Там же, нефтяное месторождение Цимрик, скв. 22—256	81	7,5 / 16	Cl / CH_4	—11,4	+5,9
19	Северная Америка, Невада, источник Стимбот	89,2	7,9 / 2,3	Cl / CO_2	—113	—11,5
20	Там же, Йеллоустонский парк, Верхний бассейн	95	8,7 / 1,7	Cl / CO_2	—143,5	—15,9
21	Европа, Италия, Лардерелло, скв. Печчана-3	300	/ 0,3	SO_4 / CO_2	—42	—3,4
22	Исландия, Скагафьярдар, Вармахлид, скв. 2	91	9,5 / 0,4	H_2SiO_3 / N_2	—102	—14

* 1, 2 — [Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм . . ., 1986 г.], 3—7 — [3], 8—11 — [81], 12—13 — [Шепард Д. С., Лион Г. Л., 1984 г.], 14 — [Барнс И., 1985 г.], 16—18 — [Уайт Д. Е. и др., 1973 г.], 19—20 — [Крейг Г., 1961 г.]; 21 — [Феррара Г. Ц., и др., 1965 г.]; 22 — [Кристманнсдоттир Н., 1983 г.].

незиса. К тому же остаются довольно дискуссионными и представления об изотопном составе водорода и кислорода в ювенильных водах, отделившихся от магмы (в виде паров и диссоциированных от магмы водорода и кислорода) и ранее не участвовавших во внешних кругооборотах вод. По мнению В. Е. Ветштейна [7], для этих ювенильных вод наиболее вероятны значения $\delta D = -85 \div -65‰$ и $\delta^{18}O = +7 \div +9‰$. Действительно, такие значения δD и $\delta^{18}O$ характерны для высокотемпературных вулканических водных паров. Например, на вулкане Этна $\delta D_{H_2O} = -55 \div -43‰$, $\delta^{18}O_{H_2O} = +4 \div +6‰$ (температура пара 1000 °С); на вулкане Плоский Толбачик $\delta D_{H_2O} = -82 \div -65‰$, $\delta^{18}O_{H_2O} = +3{,}5 \div +9{,}3‰$ (температура пара 1200 °С); на вулкане Мерапи: $\delta D_{H_2O} = -21{,}4‰$, $\delta^{18}O_{H_2O} = +7{,}7‰$ (температура пара 900 °С); на вулкане Уайт-Айленд $\delta D_{H_2O} = -17{,}8‰$, $\delta^{18}O_{H_2O} = +5{,}5‰$ (температура пара 810 °С), на вулкане Эрта-Алле: $\delta D_{H_2O} = -22‰$, $\delta^{18}O_{H_2O} = +8{,}2‰$ (температура пара 1130 °С) [77].

Вместе с тем сходный изотопный состав имеют подземные воды многих артезианских бассейнов. Так, например, в Амударьинском бассейне на глубинах 1500—3000 м широко распространены щелочные (и слабокислые) термальные (до 80—120 °С) метановые (местами углекисло-сероводородно-метановые и углекисло-метаново-сероводородные) рассолы с минерализацией 140—270 г/л хлоридного кальциево-натриевого состава, в которых δD колеблется от $-70 \div -60$ до $-40 \div -11‰$, а $\delta^{18}O$ от $-8 \div -4$ до $+2 \div +6{,}2‰$ [7; Гуревич М. С. и др., 1980 г.]. По комплексу показателей (историко-геологических, геохимических и др.) эти рассолы имеют седиментационное происхождение, наблюдаемое обогащение ^{18}O и обедненность D в них (по сравнению с океанической водой) вызвано различными реакциями изотопного обмена между компонентами вод, пород и газов в условиях диагенеза и катагенеза.

Все это необходимо учитывать при определении условий генезиса термальных вод по данным изотопии водорода и кислорода, иначе по одним и тем же материалам могут быть сделаны существенно различные выводы. Так, например, Л. К. Гуцало и В. Е. Ветштейн [1974 г.], исходя из изотопного состава ($\delta D = -52‰$, $\delta^{18}O = +4{,}9‰$) углекислых мышьяковистых гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод с минерализацией 20—35 г/л Синегорских источников на Сахалине, допускали существенную роль в их питании ювенильных вод. Однако уже в 1976 г. эти же исследователи, учитывая особенности ионно-солевого, газового и изотопного состава вод Синегорских источников, полагают, что они являются преимущественно захороненными морскими водами, обогатившимися ^{18}O за счет обменных процессов с породами при агрессивном воздействии на них CO_2 [7]. Такой же генезис имеют в Калифорнии, по-видимому, и воды термальных источников типа Вилбур-Спрингс и Салфер-Бэнк, изотопный состав которых весьма сходен ($\delta D = -29 \div 22‰$, $\delta^{18}O = +3{,}2 \div +5{,}27‰$) с изотопным

составом подземных вод имеющихся здесь нефтяных месторождений (Цимрик) (табл. 54).

Воды щелочных сульфатных, гидрокарбонатных и кремневокислых азотных терм характеризуются в разных регионах значениями δD и $\delta^{18}O$, близкими к значениям в метеорных водах этих регионов. Обобщенные данные об изотопном составе водорода (D) и кислорода (^{18}O) разных типов термальных вод некоторых областей современного вулканизма приведены на рис. 32.

7.1.2. Углерод

В кислых и щелочных термах областей современного и молодого вулканизма значения $\delta^{13}C$ в CO_2 изменяются обычно от $+0{,}7$ до $-12‰$ (табл. 55). При этом средние значения $\delta^{13}C$ для них близки к $-7 \div -8‰$ и соответствуют, по мнению Э. М. Галимова [1968 г.], изотопному составу эндогенной мантийной CO_2 (они попадают в пределы $\delta^{13}C$ от -3 до $-13‰$, характерные для углистого и графитового вещества метеоритов). Вместе с тем значения $\delta^{13}C$ в CO_2, отобранного из жидкой лавы, изменяются в пределах от -14 до $-28‰$ [Хёфс Й., 1983 г.]. Все это указывает на неопределенность принятых значений $\delta^{13}C$ для глубинной (мантийной) CO_2. Изотопный состав метана в кислых и щелочных термах областей современного вулканизма характеризуется $\delta^{13}C$ обычно от -15 до $-40‰$. Некоторые данные об изотопном составе метана этих терм приведены в табл. 55. В настоящее время наиболее распространенной является точка зрения о том, что облегченность метана вулканических районов изотопом $\delta^{13}C$ (и соответственно обогащенность ^{12}C) не унаследована от исходного углерода, а приобретена в результате изотопного обмена с углеродом углекислоты [Галимов Э. М., 1968 г.].

В щелочных хлоридных рассолах артезианских бассейнов значения $\delta^{13}C$ в метановых газах находятся в пределах от -35 до $-70‰$, в среднем около $-40‰$ [Алексеев Ф. А., Лебедев В. С., 1964 г., и др.]. В углекислом газе, присутствующем обычно в виде примеси (по объему до 4—5 %) в метановых газах артезианских нефтегазоносных бассейнов, $\delta^{13}C$ изменяется от $-21{,}9$ до $+12{,}8‰$, что указывает на разный источник углерода в CO_2 [Галимов Э. М., 1986 г.]. Наиболее тяжелая CO_2 в природных газах с $\delta^{13}C$ от $+6$ до $+20‰$ и более установлена в газах грязевых вулканов [Валяев Б. М., Гринченко Ю. И., 1984 г.].

7.1.3. Азот

В настоящее время данные по изотопному составу азота термальных вод областей современного вулканизма еще довольно ограниченны [Волынец В. В. и др., 1971 г.; Рожков А. М. и др., 1984 г.]. В некоторых пробах газа наблюдается обогащение N_2 тяжелым изотопом ^{15}N, в других, наоборот, облегчение (по сравнению с азотом воздуха). Так, например, в газах источников Нижне-

Таблица 55

Изотопный состав углерода газов CO_2 и CH_4 термальных вод вулканических областей

№* п/п	Местоположение, температура воды	pH / *M*, г/кг	Основные компоненты химического состава	$\delta^{13}C$, ‰ CO_2	$\delta^{13}C$, ‰ CH_4
1	Камчатка, вулкан Мутновский, Активная воронка, фумарола, 360 °С	0,26 / 31,4	$SO_3(Cl)$ / CO_2	—12,1	—
2	Там же, Дачные источники, Активная группа, 98 °С	3,8 / 0,12	$SO_4(Cl)$ / $CO_2(H_2, H_2S)$	—8,1	—27,7
3	Курильские острова, о. Кунашир, вулкан Менделеева, источники Верхнеменделеевские	2,5 / 0,9	SO_4 / CO_2	—1,8	—
4	Там же, источники Нижнеменделеевские	1,8 / 4	Cl / CO_2	—11,7	—
5	Там же, вулкан Головнина, оз. Горячее	1,4 / 4,9	SO_4 / CO_2	+0,7	—31,4
6	Японские острова, о. Ио, фумарола Арайама-1, 835 °С		— / CO_2	—5,5	—
7	Новая Зеландия, о. Северный, Вайракей, скв. 11, 203 °С	7,6 / —	Cl / CO_2	—3,4	—26
8	Там же, скв. 18, 235 °С	7,7 / —	Cl / CO_2	—3,6	—27
9	Северная Америка, Йеллоустонский парк, источник Железный Ключ	3 / 2,4	SO_4 / CO_2	—1,7	—27,4
10	Там же, источник Файерхоул	9,2 / 1,2	Cl / CO_2	—4,4	—26,1
11	Северная Америка, Калифорния, Уилбер-Спрингс, источник Главный	6,9 / 2,7	$Cl(HCO_3)$ / CO_3	—5,75	—
12	Там же, Салфер-Бэнк, источник Гейзер	6,8 / 6,9	$HCO_3(Cl)$ / CO_2	—7,3	—
13	Аляска, вулкан Аугустин, фумарола Центральная, более 450 °С	—	— / CO_2	—5,6	—

* 1, 2 — [Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм . . . , 1986 г.], 3—5 — [3], 6 — [Матсубая О. и др., 1975 г.], 7—8 — [Хальстон Дж. Р. и др., 1962 г.], 9—10 — [Крейг Г., 1954 г.], 11—12 — [Уайт Д. Е. и др., 1973 г.], 13 — [Хармон Р. С. и др., 1983 г].

кошелевских (Камчатка) и Беппу (Япония) значения $\delta^{15}N$ достигают соответственно +15,5 и +26,7 ‰, а в газах источников Верхнекошелевских и Южно-Камбальных (Камчатка) составляют —4,4 и —7,7 ‰ [Волынец В. В. и др., 1971 г.]. Предполагается, что это обусловлено различиями в изотопном обмене с аммиаком (азот в N_2 обогащается изотопом ^{15}N) и аммонием (азот N_2 облегчается ^{15}N). По данным А. М. Рожкова и др. [1984 г.], в термальных водах Камчатки с повышенным отношением $^3He/^4He = (6{,}6 \div 10{,}6) \cdot 10^{-6}$ значение $\delta^{15}N$ варьировало от —4 до —0,8 ‰. Для мантии этими исследователями предполагаются значения ^{15}N порядка —3÷+1 ‰, т. е. близкие к атмосферным. Однако другие исследователи [Свиней Р. Е. и др., 1978 г.] полагают, что для ювенильного азота $\delta^{15}N$ находится в пределах —16÷—18 ‰.

В азотных газах термальных вод артезианских бассейнов значения $\delta^{15}N$ (так же как и в свободных газах), вероятно, находятся в диапазоне от —15 до +20 ‰ [Шталь В., 1977 г.]. Э. М. Прасоловым и др. [1984 г.] на примере Волго-Уральской нефтегазоносной провинции показано, что газы в девонских преимущественно терригенных толщах характеризуются облегченным азотом: $\delta^{15}N$ в них имеет значения около —7 ‰; тогда как в пермских и каменноугольных карбонатных и галогенных толщах распространены газы с изотопно тяжелым азотом: $\delta^{15}N$ в них в среднем +12 ‰. Эти данные свидетельствуют о решающем значении литологических факторов на изотопию азота в артезианских бассейнах.

7.1.4. Аргон

Сведения об изотопном составе аргона термальных вод довольно многочисленны [Ранкама К., 1956 г.; Флоренский К. П., 1958 г.; Чердынцев В. В., Шитов Ю. В., 1967 г.; Шуколюков Ю. А., Левский Л. К., 1972 г.; Гуревич М. С., 1967 г., и др.].

В областях современного вулканизма в газах как кислых фумарольных, так и щелочных терм отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ часто близко к его значению (296) в атмосфере и указывает на воздушное происхождение аргона ($\delta^{40}Ar = 0$). Это характерно, например, для термальных вод Камчатки, Курильских островов, Северной Америки (Йеллоустонский парк, парк Лассен и др.) и других регионов. Вместе с тем в вулканических областях встречены гидротермы, газы которых существенно обогащены ^{40}Ar по сравнению с атмосферой. Это обусловлено присутствием в газах радиогенного ^{40}Ar, что впервые было установлено Г. Боато и др. [1952 г.] при исследовании низкотемпературных фумарол Италии. Содержание радиогенного аргона в этих термах достигало 50 % от всего аргона. Еще более высокое содержание (до 61,8 %) радиогенного аргона обнаружено в газах гидротерм Новой Зеландии; в них отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ достигает 760 ($\delta^{40}Ar = 158$ %) [Шуколюков Ю. А., Левский Л. К., 1972 г.].

В Исландии газы термальных вод в южных и западных районах характеризуются устойчивым, но относительно незначитель-

ным обогащением ^{40}Ar ($\delta^{40}Ar$ до 10—12 %) [30]. Но значения отношения $^{38}Ar/^{36}Ar$ в них типично атмосферные и указывают на то, что обогащение этих газов ^{40}Ar не связано с процессами изотопного фракционирования аргона. Кроме того, участки обогащения газов ^{40}Ar совпадают в флюидах Исландии с участками обогащения легким изотопом гелия. На этом основании делается вывод о подтоке газов в южных и западных районах Исландии из мантии [30]. Однако это положение довольно спорно, так как и вынос облегченного гелия из мантии осуществляется магматическими расплавами [Поляк Б. Г., 1985 г. и др.].

В газах термальных источников Камчатки и Курильских островов значение $\delta^{40}Ar$ достигает $+5 \div +14$ %. Вместе с тем В. В. Чердынцевым и Ю. В. Шитовым [1967 г.] было обращено внимание на наличие в ряде газов здесь избыточного содержания ^{36}Ar ($\delta^{40}Ar$ до -5 %). По их мнению, это свидетельствует о миграции части газов с больших глубин — из верхней мантии. Наличие газов на Курильских островах с избытком ^{36}Ar было подтверждено последующими исследованиями [3]. Газы с избытком ^{36}Ar ($\delta^{40}Ar = -5$ %) были обнаружены в том же пункте (о. Кунашир, вулкан Головнина, оз. Горячее), где они были установлены ранее В. В. Чердынцевым и Ю. В. Шитовым. Небольшое обогащение газов ^{36}Ar может быть также объяснено фракционированием изотопов, что было показано С. Б. Смеловым [1976 г.] и для терм вулкана Головнина.

В щелочных азотных слабоминерализованных термах гидрокарбонатного и сульфатного состава Забайкалья, Дальнего Востока и других регионов $\delta^{40}Ar$ близко к нулю, азот в них воздушного генезиса [Басков Е. А., 1964; Шуколюков Ю. А., Толстихин И. Н., 1965 г., и др.].

В газах термальных вод артезианских бассейнов содержание радиогенного аргона часто достигает 20—50 % и более [Гуревич М. С., 1968 г., и др.].

7.1.5. Гелий

Большой интерес представляют результаты изучения изотопного состава гелия в газах термальных вод областей современного вулканизма и других регионов [54; Толстихин И. Н. и др., 1972 г.].

Уже первые единичные определения изотопов гелия в газах термальных как кислых, так и щелочных источников Курильских островов из коллекций Н. В. Альбинского (ВСЕГЕИ) установили аномально высокие отношения $^3He/^4He$, равные $n \cdot 10^{-5}$, в то время как для других природных газов земной коры характерны отношения $n \cdot (10^{-7} \div 10^{-8})$ [Мамырин Б. А. и др., 1969 г.]. Последующие исследования в Курило-Камчатской области [Толстихин И. Н. и др., 1972 г.; Басков Е. А. и др., 1973 г.; Каменский И. Л. и др., 1976 г.], на Японских островах [Вакита Х. и др., 1978 г.], в Исландии [Кононов В. И. и др., 1974 г.], Северной Америке [Крейг Г. и др., 1978 г.], на Апеннинах [Поляк Б. Г. и др., 1979 г.] и в других районах подтвердили эти данные. Значения $^3He/^4He$ в газах опробованных гидротерм в этих регионах изменяются обычно в интервале $(0{,}5 \div 3) \cdot 10^{-5}$.

Значения δ^3He достигают в них 500—800 % (по отношению к гелию атмосферы).

Для объяснения высоких содержаний ^3He в термальных водах областей современного вулканизма было предложено несколько гипотез [Мамырин Б. А. и др., 1969 г.]. В частности, допускалось, что обогащение ^3He произошло в результате присутствия в водах термальных источников техногенного трития. Для проверки этого предположения было изучено распределение трития в водах этих источников, показавшее, что техногенный тритий в них отсутствует. Было также показано, что источником гелия в газах с высоким отношением $^3He/^4He$ не может быть атмосферный воздух [судя по значениям в них $^3He/Ar = (3 \div 7) \cdot 10^{-7}$]. Все это позволило обосновать предположение о мантийном происхождении гелия в вулканических газах с высоким отношением $^3He/^4He$. В пользу этого свидетельствовало большое однообразие изотопного состава гелия в газах областей современного вулканизма, отобранных в пунктах, отстоящих один от другого на расстоянии до 1000—1500 км. Вместе с тем все эти пункты расположены в районах действующих вулканов с интенсивной сейсмичностью и аномально повышенным тепловым режимом. Все это указывает на региональный характер причин, обусловливающих аномально высокое накопление ^3He в газах термальных источников и на их тесную взаимосвязь с процессами современного вулканизма. Важно отметить, что имеющиеся материалы по вулканизму Тихоокеанского подвижного пояса свидетельствуют в пользу мантийного происхождения базальтовых магм этого региона и весьма малой роли при вулканизме процессов ассимиляции пород земной коры [Горшков Г. С., 1967 г.].

В Исландии в газах щелочных и кислых гидротерм значения $^3He/^4He$ находятся в диапазоне $(0{,}55 \div 3{,}3) \cdot 10^{-5}$ [Кононов В. И. и др., 1974 г.]. При этом значительное обогащение (на 2—3 порядка по сравнению с континентальными блоками земной коры) газов ^3He наблюдается здесь не только на площади проявления четвертичного вулканизма, но и в пределах выходов на поверхность платобазальтов миоценового возраста. Это, по мнению В. И. Кононова [30], указывает на отсутствие континентального гранитного слоя в коре Исландии.

Высокие концентрации ^3He ($^3He/^4He = n \cdot 10^{-5}$) установлены также в газах субаквальных гидротерм, выходящих в рифтовых зонах Красного моря [Лаптон Дж. и др., 1977 г.], Восточно-Тихоокеанского поднятия (на 21° с. ш.) [Велхан Дж. А, Крейг Г., 1979 г.] и др.

В азотных газах щелочных гидрокарбонатных и сульфатных терм Байкальского рифта $^3He/^4He$ достигает значений $1 \cdot 10^{-5}$ [Ломоносов И. С. и др., 1976 г.], в Северной Монголии в районе впадины оз. Хубсугул — $(0{,}5 \div 2{,}9) \cdot 10^{-6}$ [Прасолов Э. М. и др., 1984 г.].

В газах щелочных термальных вод артезианских бассейнов древних платформ $^3He/^4He$ находится обычно в пределах $(0{,}5 \div 3) \cdot 10^{-8}$, молодых платформ — от $(2 \div 5) \cdot 10^{-8}$ до $(2 \div 5) \cdot 10^{-7}$.

Важно отметить, что изотопный состав гелия в геологических структурах разного типа хорошо коррелируется с плотностью кондуктивного теплового потока [Поляк Б. Г., 1979 г., и др.]. Для верхней мантии отношение $^3He/^4He$ составляет около $3 \cdot 10^{-5}$ [Толстихин И. Н., 1980 г.].

7.1.6. Стронций

Значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в термальных водах областей современного вулканизма колеблются обычно от 0,703 до 0,711 [45; Поляк Б. Г., 1985 г.]. В океанических водах отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ довольно постоянное и составляет 0,7093. Исследования, проведенные на Камчатке [Пампура В. Д. и др., 1977 г.] и в Исландии [Эльдерфильд Х., Гравес М., 1981 г.], выявили функциональную зависимость изотопного состава стронция гидротерм и вмещающих пород. В частности, например, весьма сходным, почти тождественным, оказался изотопный состав стронция щелочных хлоридных натриевых гидротерм и вмещающих пород Паужетской вулканотектонической депрессии на Камчатке [45]. Эти данные свидетельствуют в основном об инфильтрогенном происхождении хлоридных гидротерм Паужетки.

Большой интерес представляют данные Б. Г. Поляка [1985 г.] о существовании четкой корреляционной связи между изотопным составом стронция в вулканитах областей современного вулканизма и изотопным составом гелия в термальных флюидах этих регионов. Эта взаимосвязь изотопных составов стронция пород и гелия флюидов указывает на синхронность их поступления из мантии в земную кору и общий механизм их переноса с силикатным веществом из мантии. Представляются вполне убедительными выводы Б. Г. Поляка [1985 г.], что единственным агентом, способным обеспечить вынос из мантии не только летучего гелия, но и литофильного стронция, может быть только само ее силикатное вещество, т. е. магматический расплав.

Отметим, что в субаквальных термах, выходящих в сводовой части Восточно-Тихоокеанского поднятия (на 13° с. ш.), значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблются в пределах 0,7044—0,7089 [Мичард Г. и др., 1984 г.], отражая разную степень смешения глубинных эманаций с океанической водой.

7.1.7. Сера

В настоящее время имеется обширный материал об изотопном составе серы термальных вод [Виноградов В. И., 1970 г., 1980 г.; Гриненко В. А. и др., 1971 г.; Йенсен М. Л., 1970 г., и др.].

В областях современного вулканизма в щелочных (и слабокислых) термах хлоридного состава изотопный состав серы сульфатов

характеризуется обычно значениями $\delta^{34}S$ относительно стандарта от +16 до +28 ‰ [Виноградов В. И., 1970 г., и др.], т. е. он довольно близок к составу серы океанического сульфата ($\delta^{34}S = +20$ ‰). Изотопный состав серы сероводорода этих терм значительно облегчен по сравнению с серой сульфатов. Значения $\delta^{34}S$ в H_2S этих терм изменяются от $-5 \div -9$ до $+5 \div +8$ ‰.

В кислых фумарольных термах хлоридного и сульфатного состава $\delta^{34}S$ колеблется обычно от $-1 \div -2$ до $+10 \div +20$ ‰. Источником сульфатной серы на фумарольных полях могут быть различные серосодержащие соединения (двуокись серы, сероводород и др.). Окисленные формы серы (SO_2, SO_3) фумарольных газов на Камчатке, на Курильских, Японских островах, в Новой Зеландии имеют значения $\delta^{34}S$ обычно в пределах $+10 \div +20$ ‰. Вместе с тем встречаются в них значения $\delta^{34}S$ до $-7 \div -13$ ‰, как, например, на вулкане Мутновском на Камчатке [Виноградов В. И., 1980 г.]. Столь необычно легкий изотопный состав серы вулканических газов объясняется В. И. Виноградовым влиянием окислительных процессов (сгорание S^0 в приповерхностных условиях). Облегченным изотопным составом серы ($\delta^{34}S$ от −8 до +11 ‰) обладает сероводород на фумарольных полях. В связи с этим здесь тяжелые (в смысле изотопного состава серы) сульфаты образуются при окислении двуокиси серы (SO_2), легкие — при окислении сероводорода [Гриненко В. А. и др., 1971 г.; Йенсен М. Л., 1970 г.].

В Исландии в гидротермах, приуроченных к вулканически активным зонам, изотопный состав как сульфатной, так и сульфидной серы близок к метеоритному ($\delta^{34}S$ часто в пределах $-1 \div +1$ ‰) [30]. За пределами районов активного вулканизма $\delta^{34}S$ в сульфатах щелочных азотных гидротерм варьирует в пределах $+3 \div +10$ ‰, а вблизи береговой линии на п-ове Рейкьянес — до +15,1 ‰. Здесь уже проявилось подтягивание океанических вод к магматическим очагам. Интересно отметить, что в газах, выделявшихся из жерл на вулканах — островах Сюртсэй и Хеймаэй, $\delta^{34}S$ характеризовалось значениями, близкими к нулю, что свидетельствовало о полной изоляции в это время магмоподводящего канала от океанических вод [30].

В высокотемпературных (около 360 °С) флюидах хлоридного состава, вскрытых скважиной на о. Гавайи у вулкана Килауэа (см. табл. 11), $\delta^{34}S$ в сульфатах имеет значения $+20 \div +21{,}5$ ‰, а в сероводороде $+5 \div +6{,}2$ ‰ [Томас Д., Сакаи Х., 1983 г.]. Эти данные свидетельствуют об участии океанических вод в питании этих высокотемпературных флюидов. Для высокотемпературных флюидов (212 °С) геотермальной системы Латера (Италия) гидрокарбонатно-хлоридного состава значения $\delta^{34}S$ в сульфатах составляют в среднем +14 ‰ [Каваретта Г. и др., 1983 г.], что указывает на наличие в них серы осадочного цикла.

В щелочных хлоридных метановых термах артезианских структур $\delta^{34}S$ в сульфатах колеблется от +5 до +30 ‰ и находится часто в хорошем соответствии с изотопным составом серы вод бассейнов осадконакопления водовмещающих (или смежных с ними

по разрезу) геологических формаций [Виноградов В. И., 1980 г.]. Это подтверждает седиментогенное происхождение основной массы хлоридных метановых терм в артезианских структурах.

Таким образом, имеющиеся данные по изотопному составу ряда элементов термальных вод свидетельствует о наличии различных источников их питания. Судя по изотопному составу водорода, кислорода, аргона, основная масса термальных вод имеет атмосферное и седиментогенное (морское) происхождение. Вместе с тем часть газов (He, CO_2), возможно, имеет глубинное подкоровое происхождение. При этом наиболее надежным критерием глубинного происхождения вещества является изотопный состав гелия, стронция и углерода.

7.2. БАКТЕРИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Закономерность распространения и геохимическая роль микроорганизмов в термальных водах изучены в настоящее время довольно хорошо. Наиболее полно эти сведения имеются как для артезианских областей, так и для областей современного вулканизма, где температуры подземных вод часто превышают 100 °С. При столь высоких температурах вод, естественно, казалось бы, исключена возможность существования и развития в них микроорганизмов. Но, как показали многочисленные исследования, и при достаточно высоких температурах (до 100 °С) в подземных водах существуют различные группы аэробных и анаэробных микроорганизмов, адаптировавшихся к этим экстремальным условиям [29; Заварзин Г. А., 1972 г.; Брок Т. Д., 1978 г. и др.]. Более того, анаэробные бактерии, как показали исследования микрофлоры в термальных водах глубоких горизонтов артезианских бассейнов, усиливают свою активность. На примере изучения бактериального состава термальных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна Л. Е. Крамаренко и С. В. Егоров [1964 г.] установили, что встречаемость анаэробных микроорганизмов с повышением температуры увеличивается, а аэробных, наоборот, уменьшается (табл. 56).

Среди физиологических групп аэробных термофильных бактерий в водах Западно-Сибирского артезианского бассейна установлены в активном состоянии развивающиеся при температурах 27—60 °С тионовые бактерии и развивающиеся при температурах 35—83 °С бактерии, окисляющие углеводороды. Из анаэробных бактерий в широком температурном интервале (27—84 °С) очень активны сульфатвосстанавливающие бактерии и растущие на белковых средах. Число последних достигает 1 млн. клеток на 1 мл воды. Активная жизнедеятельность анаэробных термофильных бактерий в глубоких горизонтах артезианских бассейнов приводит к возникновению восстановленных форм углерода, азота и серы.

Таблица 56

Встречаемость микроорганизмов в соленых водах Западно-Сибирского артезианского бассейна при разных температурах и глубинах

Температура, °С	Глубина опробования, м	Микроорганизмы, %	
		Аэробные	Анаэробные
43—50	До 1000	50	25
50—60	До 3000	44	22
74—83	3000	37	75

Довольно хорошо в настоящее время изучен бактериальный состав гидротерм некоторых районов областей современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Япония, Новая Зеландия, Йеллоустонский национальный парк в США и др.), где температуры в источниках достигают 100 °С. Вместе с тем в приповерхностных и поверхностных условиях в этих районах, когда температуры природных вод падают ниже 100 °С, в них устанавливаются различные группы бактерий.

Одни из первых исследований в этом направлении были выполнены в Японии И. Эмото в 1929 г., а в СССР на Камчатке С. И. Кузнецовым в 1955 г. В кислых термах данными исследователями были обнаружены тионовые бактерии *Thiobacilus termitanus*, *Th. lobatus*, *Th. thiooxidans* и др.

В 1962 г. М. В. Ивановым, а также Г. А. Соколовой и Г. А. Каравайко изучалась микрофлора вод кислых термальных источников и озер в кальдере вулкана Головнина и на вулкане Менделеева (о. Кунашир). На сольфатарных полях этих вулканов в кислых водах с температурой до 50—60 °С ими были обнаружены в довольно больших количествах (до 100 тыс. клеток в 1 г породы) сероокисляющие бактерии *Th. thiooxidans*. Образование значительной части серной кислоты в озерах и гидротермах данные исследователи объясняли процессами окисления серы и сульфидов бактериями. Тионовые бактерии (*Th. thiooxidans*) были в изобилии обнаружены Г. Эрлихом и Р. Шоэном [1967 г.] на участках выходов многих горячих источников Йеллоустонского парка (США). Эти авторы также указывают, что наличие серной кислоты, наблюдаемой в наиболее кислых термальных источниках, можно объяснить жизнедеятельностью обнаруженной микрофлоры.

До последнего времени оставалось слабоизученным распространение микрофлоры в щелочных (и слабокислых) термах областей современного вулканизма.

Некоторые данные о бактериальном составе кислых и щелочных терм Курильских островов приведены в табл. 57. Они показывают, что почти во всех сильнокислых термах хлоридного и сульфатного состава, формирующихся на фумарольных полях действующих вулканов Курильских островов, присутствуют различные виды тионовых бактерий, способных окислять серу, сероводород и сульфиды до серной кислоты.

Повсеместно устанавливается наличие микрофлоры и в щелочных термах хлоридного состава, вытекающих из вулканогенно-оса-

Таблица 57

Бактериальный состав термальных вод Курильских островов

№ п/п	T° C	pH	M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Бактерии*							
					Th. thiooxidans	*Th. ferrooxidans*	*Th. thioparus*	*Th. trautweinii*	*Th. denitrificans*	Сульфатвосстанавливающие	Растущие на среде Эмото	Растущие на МПА
1	75	0,64	18,8	$Cl—CO_2$	20	0	43	0	Следы	0	11	—
2	80	1,85	4,2	$Cl—CO_2$	0	0	0	0	0	+++	0	0
3	97	2,55	2,0	$SO_4—CO_2$	0	0	13	57	0	0	0	
4	32	2,47	1,4	$SO_4—CO_2$	23	0	24	5	Следы	0	0	—
5	27,5	3,08	2,7	$SO_4—CO_2$	49	2,2	0	—	0	0	0	—
6	40	2,2	2,0	$SO_4—CO_2$	35	12,5	0	100	0	0	0	1
7	23	3,6	0,3	SO_4	73	0	4	13	Следы	0	0	—
8	86	2,65	0,7	$SO_4—CO_2$	61	0	—	—	2,88	0	—	—
9	72	7,4	2,1	$Cl—CO_2$	100	0	0	—	1,2	+++	100	1566
10	78	7,8	2,5	$Cl—CO_2$	0	0	0	0	62,5	+++	0	110
11	69	6,0	25,8	$Cl—CO_2(N_2)$	49	11,1	—	—	10,0	0	0	—
12	55,5	7,5	1,8	$HCO_3—CH_4$	50	5,0	50	55	0	++	—	4880
13	29	7,35	4,3	$HCO_3—CO_2$	100	0,7	—	—	0	0	—	—

* Активность *Th. thiooxidans*, *Th. thioparus*, *Th. trautweinii* и бактерий, растущих на среде Эмото, выражена в процентах окисленного гипосульфита в среде; активность *Th. ferrooxidans* — количеством Fe^{3+} (мг/л), образовавшегося из Fe^{2+}; активность *Th. denitrificans* — количеством NO_2^- (мг/л), образовавшегося из NO_3^-. Для сульфатвосстанавливающих и водородпродуцирующих бактерий показана активность: слабая (+), средняя (++), сильная (+++). Прочерк означает, что определения не проводились. МПА — белковая среда (мясо-пептонный агар).

Примечание. 1 — о. Парамушир, Северо-Восточное фумарольное поле вулкана Эбеко, естественный конденсат. 2 — о. Кунашир, источники Верхнедокторские, 3 — о. Парамушир, юго-восточный склон вулкана Эбеко, источник Железистый. 4 — Там же, источник на Западном фумарольном поле. 5 — о. Итуруп, источник на фумарольном поле вулкана Буревестник. 6 — Там же, вулкан Баранского, источник в верховье р. Серная. 7 — Там же, источник Глухой. 8 — о. Кунашир, источники Верхнемендеевские, железистые. 9 — Там же, источник Третьяковский, южный. 10 — Там же, источники Столбовские. 11 — Там же, Горячий Пляж, скв. 5, 400—620 м. 12 — о. Итуруп, источники Горячие Ключи. 13 — Там же, источники Дачные.

дочных толщ неогенового возраста обычно у подножий действующих вулканов. Из тионовых бактерий в них распространены виды *Th. thiooxidans, Th. ferrooxidans* и *Th. denitrificans*. В указанных термах в активном состоянии обнаружены также сульфатредуцирующие бактерии, что свидетельствует о развитии в этих термах наряду с окислительными и восстановительных биохимических процессов, связанных с преобразованием серы и ее производных. Особенно активны эти бактерии в водах Столбовских источников на о. Кунашир и в источниках Горячие Ключи на о. Итуруп. Высокая активность сульфатвосстанавливающих бактерий была установлена в кислых хлоридных водах Верхнедокторских источников на о. Кунашир. При этом какой-либо другой микрофлоры в них не было обнаружено. Следует отметить наличие в водах источников Горячие Ключи активных водородобразующих бактерий. В составе свободно выделяющихся газов этого источника присутствует водород (0,3 об. %).

Как известно, одним из наиболее важных внешних факторов, оказывающих большое влияние на жизнедеятельность микрофлоры, является температура среды. В целях изучения влияния температуры на активность микрофлоры в Курильских термах Л. Е. Краменко были проведены специальные опыты, результаты которых приведены в табл. 58.

Как видно из этих данных, бактерии исследованных терм довольно четко разделяются на две группы. К первой группе (мезофильной) относятся бактерии, развивающиеся при температуре 30 °С и не развивающиеся при 65 °С. Ко второй группе (термофильной) относятся бактерии, развивающиеся при 65 °С. При этом важно отметить, что мезофильные бактерии характерны в основном для кислых терм, формирующихся на фумарольных полях, тогда как термофильные бактерии обнаружены лишь в щелочных термах хлоридного состава, связанных с осадочно-вулканогенными толщами неогена. Отмеченные особенности распределения микрофлоры в изученных термальных водах хорошо отражают условия их формирования.

Кислые сульфатные и хлоридные фумарольные термы представляют собой, как известно [Иванов В. В., 1964 г.], смесь естественных конденсатов высокотемпературных (200—300 °С) вулканических газов и грунтовых вод. Температуры грунтовых вод обычно не превышают 5—10 °С, что и предопределяет мезофильный облик микрофлоры фумарольных терм.

Источники щелочных (и слабокислых) хлоридных терм приурочены к зонам разломов среди осадочно-вулканогенных образований неогенового возраста. Важно отметить, что уже сам факт наличия жизнедеятельной термофильной (реже мезофильной) микрофлоры в щелочных хлоридных термах указывает на то, что в питании их участвуют инфильтрационные атмосферные воды. Следовательно, низкая (1—3 г/л) минерализация этих терм (источники Столбовские, Третьяковские и др.) может быть объяснена значительной

Таблица 58

Результаты опытов по изучению жизнедеятельности бактерий в водных средах при различных температурах (по Л. Е. Крамаренко)

№ п/п	T, °C		Бактерии*							
	В источнике	Опыта	*Th. thiooxidans*	*Th. thioparus*	*Th. trautweinii*	Растущие на среде Эмото	*Th. denitrificans*	Сульфатвосстанавливающие	Водородпродуцирующие
					Кислые термы				
1	75	30	0	0	0	0	0	+	0
		65	0	0	0	0	0	+	0
2	23	30	35	0	100	0	0	0	0
		65	0	0	0	0	0	0	0
3	86	30	100	0	0	100	1,2	+	—
		65	100	100	20	100	2,5	+	—
					Щелочные термы				
4	72	30	0	0	0	0	62,5	+	—
		65	0	0	0	0	62,5	+	—
5	78	30	0	0	0	0	0	+	0
		65	0	0	0	0	15,0	0	0
6	55	30	0	50	55	—	0	+	—
		65	0	0	0	0	0	+	0
7	97	30	0	0	100	—	0	0	—
		65	0	0	100	—	0	+	—
8	52	30	0	0	100	—	30	0	—
		70	0	0	0	—	45	+	—
9	55	30	0	0	100	—	0	0	—
		70	0	0	0	—	0	+	—
10	71	30	0	0	0	—	0	+	—
		70	0	0	0	—	0	+	—

* См. сноску к табл. 57.

Примечания. 1 — о. Парамушир, вулкан Эбеко, Северо-Восточное фумарольное поле, естественный конденсат. 2 — о. Итуруп, источник Глухой. 3 — о. Кунашир, источники Верхнемендеевские. 4 — Там же, источник Третьяковские, южный. 5 — Там же, источники Столбовские. 6 — о. Итуруп, источники Горячие Ключи. 7 — о. Кунашир, источники Нескученские. 8 — Сихотэ-Алинь, источники Анненские. 9 — Забайкалье, источники Гусихинские. 10 — Там же, источники Аллинские.

примесью слабоминерализованных вод атмосферного питания в разгружающихся по зонам разломов седиментогенных соленых хлоридных водах. Минерализация седиментогенных вод в неогеновых вулканогенно-осадочных толщах Курильских островов, судя по фактическим данным и палеогидрогеологическим предпосылкам, в условиях затрудненного водообмена составляет около 35 г/л. Наличие термофильных бактерий в щелочных хлоридных водах свидетельствует о длительной циркуляции в недрах инфильтрационных атмосферных вод при высоких температурах (до 70—90 °С). Именно это предопределило возможность адаптации к высоким температурам микрофлоры.

Таким образом, полученные данные показывают, что процессы биогенного окисления серосодержащих соединений в вулканических районах протекают не только на поверхности Земли (на фумарольных полях), но и в подземных условиях, где температуры вод не превышают 70—90 °С. В пользу этого свидетельствует активная жизнедеятельность тионовых бактерий в изученных щелочных хлоридных термах, а также выявленная термофильность этих бактерий — их адаптация к высоким температурам.

Американский исследователь Т. Д. Брок [1978 г.] выделил в водах термальных источников Йеллоустонского парка специфические микробные сообщества, температурные пределы существования которых от 70 °С до точки кипения воды. Эти микробы по месту их обнаружения получили название кальдерных. Среди них наиболее активны бактерии *Sulfolobus acidocaldarius*, окисляющие элементарную серу до серной кислоты. Такие бактерии были также установлены в кислых термах Исландии, Новой Зеландии и в кальдере Узон на Камчатке. Среди термофильных бактерий, развивающихся при температуре ниже 50 °С, наиболее активен род *Sulfobacillus*, окисляющий элементарную серу и сероводород до серной кислоты. Одним из ведущих видов среди кальдерных бактерий в щелочных гидротермах является *Thermothrix thiopare*, продуцирующий элементарную серу из сероводорода. Физиологически этот вид является аналогом *Thiobacillus denitrificans* и наиболее активно развивается в температурном интервале 50—80 °С [Заварзин Г. А., 1984 г.]. Он установлен в гидротермах Йеллоустонского парка [Брок Т. Д., 1978 г.], в источниках Джемец и Сода Дам в Нью-Мексико [Колдуэлл Д. Е. и др., 1983 г.], в кальдерах Узон на Камчатке и Головнина на о. Кунашир [Карпов Г. А. и др., 1984 г.]. В результате жизнедеятельности этого вида микроорганизмов возникают колонии нитеобразных скоплений, которые сверху обычно покрываются яркими белыми и светло-желтыми коллоидальными отложениями серы.

В гидротермах Йеллоустонского парка в США и кальдеры Узон на Камчатке среди кальдерных бактерий выделены метанпродуцирующий анаэробный микроорганизм *Methanobacterium thermoantotrophicum*, имеющий наиболее активный рост при температуре около 65 °С. При более высоких температурах (65—97 °С) активно развиваются бактерии *Methanothermus fervidus*, выделенные запад-

ногерманским исследователем К. Штеттером в гидротермах Исландии [Заварзин Г. А., 1984 г.].

На участках разгрузки гидротерм с температурой 25—75 °С часто широко распространены слоистые бактериально-водорослевые образования (маты), основой которых являются сине-зеленые водоросли, зеленые нитчатые бактерии *Cloroflexus aurantiacus* [Орлеанский В. К. и др., 1983 г.]. В этих образованиях найдены также водород- и метанпродуцирующие и другие бактерии. Такие бактериально-водорослевые маты горячих источников изучены в Йеллоустонском парке [Брок Т. Д., 1978 г.], в кальдере Узон на Камчатке [Орлеанский В. К. и др., 1983 г.] и в других районах мира.

В меньшей степени, чем в областях современного вулканизма, изучена микрофлора термальных вод складчатых областей новейшей активизации. В термальных источниках Памира и Тянь-Шаня А. Г. Родина [1974 г.] установила наличие активно развивающихся при температурах до 85 °С тионовых бактерий (*Th. thioparus*, *Th. denitrificans*), сульфатвосстанавливающих и азотпродуцирующих бактерий. Весьма активно сульфатвосстанавливающие бактерии развиваются в некоторых азотных термальных источниках Забайкалья и Дальнего Востока СССР (табл. 58).

В углекислых термальных источниках Карловых Вар (Чехословакия) с температурой до 72 °С установлены колонии бактерий *Thermus ruber* и *Thermus flavus* [Шворчова Л., 1980 г.].

Еще большие возможности адаптации микроорганизмов к высоким температурам выявились в процессе широко развернувшихся в последнее десятилетие исследований субаквальных гидротерм. Западногерманский исследователь К. Штеттер в районе подводных сольфатарных гидротерм около о. Вулькано (Италия) выделил анаэробные метанпродуцирующие бактерии *Metanococcus thermolithotrophicus* с температурным оптимумом роста 35—70 °С и *Pyrodictium occultum*, восстанавливающих серу в сероводород. Причем следует отметить, что оптимальная температура для активного роста *Pyrodictium occultum* составила 105 °С; при 85 °С он рос в 5 раз медленнее, а при 110 °С его рост прекращается, как полагают, из-за спекания серы.

Уникальные данные были получены по изучению бактериального состава в высокотемпературных (до 380 °С) струях, так называемых черных курильщиках, в пределах срединно-океанических хребтов на глубинах 2000—2500 м и более. Непосредственный прямой подсчет в этой воде, взятой с подводного научно-исследовательского судна «Алвин» на 21° с. ш., дал весьма высокую концентрацию — $1 \cdot 10^4$—$9 \cdot 10^5$ клеток на 1 мл [Баррос Дж. А. и др., 1982 г.]. Перегретые воды, восходящие непосредственно из сульфидных труб, содержат сложные сообщества бактерий, включающих три — пять морфологически различных типов как аэробных, так и анаэробных видов. Как было установлено Дж. А. Барросом и его коллегами [1982 г.], эти сложные бактериальные сообщества, перенесенные в свежую среду, при 100 °С и атмосферном давлении начали расти со временем генерации 37—65 мин и вырабатывать

CH_4, CO, H_2 и N_2O (следы). В качестве источников энергии служили $S_2O_3^{-2}$, Mn^{2+} и Fe^{2+}. Метаногенные анаэробные бактерии уже через 12—15 ч достигали плотности 10^9 клеток на 1 мл воды. Плотность метанокисляющих аэробных бактерий через 11 ч достигла $(4 \div 11) \cdot 10^7$ клеток на 1 мл воды.

При опытах с этой водой в титановой камере при давлении 26,5 МПа и температуре 250 °С удалось вырастить бактерии, продуцирующие водород, углекислый газ и метан [Баррос Дж. А. и др., 1982 г.]. Это весьма важный факт, который свидетельствует, что микроорганизмы могут существовать и развиваться без разрушения протеинов при таких высоких температурах и давлениях. Эти бактерии относятся к хемолитотрофным, т. е. получающим энергию для своего роста и развития из недр Земли. Они в свою очередь служат питательной средой для разнообразных более высоко организованных организмов, в большом количестве обнаруженных вокруг очагов разгрузки субаквальных гидротерм в пределах срединно-океанических рифтовых зон.

7.3. КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ КОМПОНЕНТОВ СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Формы накопления и условия миграции различных компонентов химического состава в термальных водах характеризуются большой сложностью и разнообразием, вместе с тем изучены они еще довольно слабо. Определенный интерес для выяснения этих вопросов могут представить данные о корреляционных связях между отдельными компонентами химического состава гидротерм. Например, наличие полных или частичных прямых связей между компонентами состава может служить во многих случаях основанием для выводов об общих условиях их водной миграции и т. п.

Для статистического анализа использованы материалы по гидрохимии термальных вод Курильских островов. Вычисление коэффициентов корреляции выполнено на электронно-вычислительной машине БЭСМ-4 по программам, разработанным в отделе математических методов ВСЕГЕИ Л. Н. Дуденко, З. В. Агукиной и другими.

Корреляционный анализ устанавливает наличие значительных (в основном, видимо, прямолинейных) связей между многими компонентами состава, выраженными в миллиграммах на килограмм воды, как кислых, так и щелочных (и слабокислых) терм (табл. 59, 60).

Высокие положительные корреляционные связи компонентов термальных вод могут служить указанием на общность процессов их миграции в термальных водах. В кислых термах выявляется большое количество сильных корреляционных связей между концентрациями отдельных компонентов в водах. Так, H^+ обладает сильными прямыми связями с Cl ($r = +0{,}98$), F^- ($r = +0{,}92$), Al^{3+} ($r = +0{,}83$), Cu^{2+} ($r = +0{,}83$), H_3BO_3 ($r = +0{,}74$), HSO_4^- ($r = +0{,}72$)

Таблица 59

Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции компонентов химического состава кислых терм Курильских островов

	H^+	K^+	Li^+	Na^+	Ca^{2+}	Sr^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{3+}	Cu^{2+}	Zn^{2+}	Al^{3+}	H_3BO_3	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HSO_4^-	Σ мин.
Σ мин.	+0,96	+0,43	+0,03	+0,13	+0,61	+0,44	+0,79	+0,51	+0,77	+0,07	+0,91	+0,71	+0,79	+0,94	+0,52	+0,85	+1,00
HSO_4^-	+0,72	+0,27	−0,08	+0,03	+0,42	+0,76	+0,68	+0,84	+0,53	+0,05	+0,94	+0,30	+0,41	+0,65	+0,75	+1,00	
SO_4^{2-}	+0,31	+0,15	+0,09	+0,02	+0,59	+0,80	+0,55	+0,79	+0,16	−0,04	+0,64	+0,07	+0,02	+0,22	+1,00		
Cl^-	+0,98	+0,38	+0,02	+0,09	+0,53	+0,18	+0,68	+0,23	+0,85	+0,03	+0,77	+0,82	+0,93	+1,00			
F^-	+0,92	+0,20	−0,10	−0,06	+0,50	−0,07	+0,48	−0,02	+0,84	−0,07	+0,56	+0,83	+1,00				
H_3BO_3	+0,74	+0,54	+0,36	+0,33	+0,61	−0,13	+0,56	−0,11	+0,62	+0,23	+0,40	+1,00					
Al^{3+}	+0,83	+0,23	−0,13	−0,02	+0,44	+0,65	+0,70	+0,74	+0,67	−0,00	+1,00						
Zn^{2+}	−0,06	+0,64	+0,73	+0,68	−0,14	−0,13	+0,23	+0,15	−0,16	+1,00							
Cu^{2+}	+0,83	+0,08	−0,20	−0,17	+0,37	+0,13	+0,42	+0,17	+1,00								
Fe^{3+}	+0,33	+0,11	−0,07	−0,03	+0,18	+0,82	+0,43	+1,00									
Mg^{2+}	+0,65	+0,62	+0,28	+0,42	+0,60	+0,40	+1,00										
Sr^{2+}	+0,27	−0,06	−0,21	−0,14	+0,35	+1,00											
Ca^{2+}	+0,53	+0,25	+0,02	+0,08	+1,00												
Na^+	−0,03	+0,86	+0,86	+1,00													
Li^+	−0,11	+0,77	+1,00														
K^+	+0,24	+1,00															
H^+	+1,00																

Таблица 60

Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции компонентов химического состава щелочных (и слабокислых) терм Курильских островов

	pH	K^+	Na^+	NH_4^+	Li^+	Ca^{2+}	Sr^{2+}	Mg^{2+}	Fe_2O_3	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	H_2SiO_3	H_3BO_3	Br^-	Σ мин.
Σ мин.	+0,20	+0,81	+0,98	−0,03	+0,89	+0,55	+0,65	+0,47	+0,13	+0,20	+0,96	−0,09	+0,15	+0,24	+0,82	+0,96	+1,00
Br^-	+0,13	+0,85	+0,98	−0,01	+0,83	+0,46	+0,66	+0,37	+0,11	+0,10	+0,99	−0,22	−0,01	+0,14	+0,77	+1,00	
H_3BO_3	+0,11	+0,74	+0,82	−0,05	+0,84	+0,35	+0,40	+0,29	+0,03	+0,03	+0,81	−0,18	+0,10	+0,24	+1,00		
H_2SiO_3	+0,35	+0,14	+0,16	−0,17	+0,25	+0,11	+0,25	+0,38	+0,16	−0,01	+0,13	−0,02	+0,28	+1,00			
HCO_3^-	+0,38	−0,18	+0,06	−0,13	+0,25	−0,02	−0,13	+0,61	+0,18	−0,01	−0,06	−0,08	+1,00				
SO_4^{2-}	−0,10	−0,34	−0,19	+0,14	−0,15	+0,61	+0,00	+0,07	+0,23	+0,57	−0,23	+1,00					
Cl^-	+0,13	+0,88	+0,99	−0,02	+0,83	+0,45	+0,67	+0,31	+0,07	+0,11	+1,00						
F^-	+0,32	+0,16	+0,18	−0,13	−0,20	+0,42	−0,04	−0,16	+0,17	+1,00							
Fe_2O_3	+0,08	−0,05	+0,08	−0,02	+0,13	+0,28	+0,19	+0,37	+1,00								
Mg^{2+}	+0,19	+0,04	+0,35	+0,01	+0,48	+0,41	+0,51	+1,00									
Sr^{2+}	+0,07	+0,44	+0,63	+0,09	+0,50	+0,50	+1,00										
Ca^{2+}	+0,10	+0,20	+0,45	−0,17	+0,37	+1,00											
Li^+	+0,18	+0,75	+0,87	−0,08	+1,00												
NH_4^+	−0,32	−0,04	−0,01	+1,00													
Na^+	+0,18	+0,86	+1,00														
K^+	+0,18	+1,00															
pH	+1,00																

и общей минерализацией ($r=+0{,}96$), значительная отрицательная связь наблюдается у H^+ лишь с pH ($r=-0{,}63$). Этот характер связей, видимо, отражает поступление в термы кислых фумарольных газов (HCl, HF и др.) с сопутствующим накоплением в термах меди, бора, алюминия. В свою очередь для алюминия характерны сильные положительные связи с Fe^{3+} ($r=+0{,}74$), Mg^{2+} ($r=+0{,}70$), Sr^{2+} ($r=+0{,}65$), а также с HSO_4^- ($r=+0{,}94$), Cl^- ($r=+0{,}77$) и другими компонентами. Сильные положительные связи Fe^{3+} имеет также с HSO_4^- ($r=+0{,}84$), SO_4^{2-} ($r=+0{,}79$), Sr^{2+} ($r=+0{,}82$). Для Cu^{2+} сильные положительные связи помимо водорода наблюдаются с Cl^- ($r=+0{,}85$) и с F^- ($r=+0{,}84$). Такие же закономерности характерны и для бора (H_3BO_3).

Приведенные данные (табл. 59) показывают, что H^+, Cl^-, F^-, HSO_4^-, SO_4^{2-}, H_3BO_3, Cu^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+}, а также Sr^{2+} и Mg^{2+} в кислых термах представляют собой достаточно обособленную ассоциацию компонентов, обладающую сильными положительными связями. При этом для меди и бора выявляются сильные связи с хлором и фтором, а для алюминия, железа и стронция — с соединениями серы. По-видимому, эти связи отражают и процессы формирования терм: бор и медь в основном мигрируют вместе с хлоридами и фторидами, а накопление в термах алюминия, железа и стронция связано с процессами возникновения и миграции серных и сернистых соединений в приповерхностных условиях.

Данные, приведенные в табл. 59, указывают на наличие и других взаимосвязанных компонентов в кислых термах. Так, обнаруживаются довольно сильные положительные связи K^+ с Na^+ ($r=+0{,}86$), Li^+ ($r=+0{,}77$), Fe^{2+} ($r=+0{,}76$) и Zn^{2+} ($r=+0{,}64$). Кроме того, Na^+ имеет сильные связи с Li^+ ($r=+0{,}86$) и Zn^{2+} ($r=+0{,}68$), а Li^+ с Zn^{2+} ($r=+0{,}73$). Таким образом, ассоциация компонентов K^+, Na^+, Li^+ и Zn^{2+} довольно четко выявляется взаимными сильными положительными связями.

По данным корреляции сухих остатков кислых терм достаточно четко намечаются две ассоциации элементов. К первой относятся ванадий, хром, титан и цинк, ко второй — молибден и германий.

В водах щелочных (и слабокислых) терм четко обособляется большая группа компонентов (Cl^-, Br^-, K^+, Na^+, Li^+ и H_3BO_3), характеризующихся сильными положительными корреляционными связями ($r=+0{,}9\div+0{,}7$) как между собой, так и со значениями общей минерализации (табл. 60). К этой группе компонентов, возможно, также примыкает стронций, обладающий довольно сильными связями с хлором ($r=+0{,}67$), бромом ($r=+0{,}66$) и натрием ($r=+0{,}63$). Весьма сильная ($r=+0{,}97\div+10{,}99$) прямая связь установлена между цинком, медью и свинцом в сухих остатках щелочных (и слабокислых) терм. Довольно хорошо также коррелируют между собой в сухих остатках этих терм железо и алюминий ($r=+0{,}85$). Вместе с тем обращает на себя внимание отсутствие прямолинейных корреляционных связей в щелочных (и слабокислых) термах между хлором и фтором, резко выраженных в кислых термах.

Все выявленные корреляционные связи между компонентами и их ассоциации, как правило, легко объясняются геохимическим сродством тех или иных компонентов и отражают общность условий их миграции в рассматриваемых термальных водах. Вероятно, установленные корреляционные связи различных компонентов состава для гидротерм Курильских островов в основном будут справедливы и для терм других районов современного вулканизма.

7.4. ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Изучению условий формирования термальных вод, как это показано в разд. 2, посвящено большое количество исследований. Следует отметить, что многие важные вопросы этой сложной проблемы уже решены, но некоторые из них еще остаются предметом непрекращающихся дискуссий.

К таким остро дискуссионным вопросам, имеющим общее значение, относятся, в частности, представления о генезисе щелочных хлоридных натриевых терм вулканических районов. Генезис этих терм, отмечают Г. М. Власов и О. Г. Борисов [1969 г.], является основным вопросом проблемы дифференциации магматических эманаций, а в конечном счете и всей проблемы гидротермального рудообразования. Соглашаясь в целом с такой оценкой значимости данного вопроса, перейдем к его более обстоятельному рассмотрению. Одновременно остановимся также на анализе условий формирования сильнокислых хлоридных и сульфатных терм, которые, по мнению многих исследователей, генетически связаны со щелочными хлоридными термами [Уайт Д. Е., 1957 г., 1965 г. и др.; Власов Г. М., 1971 г. и др.; Набоко С. И., 1970 г., и др.].

Наиболее полно вопросы формирования термальных вод областей современного вулканизма были впервые рассмотрены Д. Е. Уайтом [1957 г.]. Они получили большое признание как за рубежом, так и в СССР (С. И. Набоко, Г. М. Власов и др.). Согласно Д. Е. Уайту [1967 г.], хлоридные натриевые термы вулканических областей формируются в результате прямой конденсации надкритических газов высокой плотности с H_2O, CO_2, H_2S, галоидами щелочей, бромом и другими компонентами, отделяющихся от магматических очагов. При этом бóльшая часть других термальных вод в областях современного вулканизма, по мнению Д. Е. Уайта, происходит из хлоридных терм.

Д. Е. Уайт считает, что непосредственно после конденсации вулканических надкритических газов возникают кислые хлоридные воды, которые после взаимодействия с породами становятся щелочными. Одним из основных доводов в пользу магматического происхождения хлоридных терм Д. Е. Уайт приводит высокое содержание в них щелочных металлов (K, Li, Rb, Cs), а также бора, хлора и других элементов, накапливающихся в остаточных магматических расплавах. Эти положения поддерживаются также

С. И. Набоко [41; 1961 г., 1974 г.], Г. И. Арсановой [1974 г.]. Однако, как это показано А. Дж. Эллисом [61; 1965 г.], все эти металлы могут быть извлечены термальными водами из горных пород. В частности, А. Дж. Эллис [1970 г.] указывает, что концентрация редких щелочных металлов (Li, Rb, Cs) в термальных водах вулканических областей отражает их содержание в окружающих породах. Это же положение отмечалось для отдельных районов Кавказа С. Р. Крайновым [1973 г.]. Следует подчеркнуть, что в более поздних работах Д. Е. Уайт [55] отказался от гипотезы только магматического происхождения хлора в гидротермах и признал, в частности, возможность участия в образовании гидротерм седиментогенных хлоридных вод.

При рассмотрении условий формирования кислых хлоридных и сульфатных терм вулканических районов Д. Е. Уайт [1957 г.] намечает два основных пути. Наряду с образованием кислых терм в приповерхностных условиях за счет окисления сероводорода, выделившегося из щелочных хлоридных терм после вскипания, что было обстоятельно рассмотрено еще А. Деем и Е. Т. Алленом [1925 г.], Д. Е. Уайт указывает на возможность формирования кислых терм за счет непосредственной конденсации магматических паров, содержащих галоидные кислоты и окисляющуюся серу. Так, в частности, рассматривая условия формирования кислых сульфатных вод оз. Фрэйинг-Пэн, где выносится в течение суток около 800 кг свободной серной кислоты, Д. Е. Уайт отмечает, что в данном случае происходит выделение серы из магмы не в виде H_2S или S_2, а в виде окисленных серных газов SO_2 и SO_3. Это, по-видимому, вполне вероятно, так как хорошо согласуется с данными о составе вулканических газов.

Г. М. Власов и О. Г. Борисов [1969 г.], рассматривая вопросы формирования гидротерм в вулканических районах, склоняются в пользу первичного происхождения щелочных хлоридных терм. Они подчеркивают, что кислые сульфатные и сульфатно-хлоридные термы развиваются у выходов на поверхность хлоридных щелочных вод вследствие окисления содержащегося в последних сероводорода и что смена сверху вниз кислотных продуктов породами, преобразованными щелочными растворами, согласуется с общим зональным распределением вод различного состава.

С. И. Набоко в ряде своих работ обосновывает первичность хлоридных натриевых вулканических терм. В частности, по ее представлениям [1970 г., 1974 г.], глубинные гидротермальные растворы имеют преимущественно хлоридный натриевый состав и сопровождаются хлоридно-сульфатными и сульфатными окисленными дифференциатами. При этом родоначальными являются хлоридные натриевые растворы, все остальные — результат их дифференциации за счет глубинного вскипания и приповерхностного метаморфизма в зоне окисления. Если области разгрузки хлоридных натриевых гидротермальных растворов совпадают с областью их глубинного формирования, то в этом случае характерно совпадение фаций кислотного выщелачивания и аргиллизированных пород с

пропилитовыми фациями, т. е. смена глубинной зоны пропилитизации и щелочных метасоматитов мощной зоной опалитов, каолинитов, опало-алунитовых и других фаций измененных пород сернокислого выщелачивания [Набоко С. И., 1970 г.].

Хлоридные натриевые гидротермы в кальдере Узон (Камчатка) с минерализацией до 1,5—3,3 г/л С. И. Набоко [1974 г.] относит к магматогенным, связанным с дегазацией мантии. Этих же взглядов она придерживается и в более поздних работах [Набоко С. И., 1985 г.].

В. В. Иванов [1960 г.], учитывая региональное распространение щелочных (и слабокислых) хлоридных натриевых терм в Курило-Камчатской области, большой дебит, однообразный химический состав, высказывался в пользу того, что это в основном воды выщелачивания, образующиеся при глубоком проникновении атмосферных вод в вулканогенные и осадочные породы, с примесью седиментогенных вод морского происхождения. Несколько позже В. В. Иванов [1964 г., 1966 г.] стал допускать возможность поступления в эти воды также газов глубинного происхождения — магматических и термометаморфических. На существенную роль вод атмосферного питания этих гидротерм указывали данные их изотопного состава [Крейг Г., Боато Г., Уайт Д. Е., 1954 г., 1956 г.]. Оказалось, что изотопный состав поверхностных вод Новой Зеландии, Северной Америки (парк Лассен, Йеллоустонский парк, Стимбот), Исландии различен, но воды горячих источников каждого из этих районов весьма сходны с поверхностными водами того же района [Уайт Д. Е., 1957 г.]. Подробнее эти вопросы рассмотрены в разд. 4.

О питании гидротерм в вулканических областях водами атмосферных осадков свидетельствуют значительные колебания теплового потока в пределах гидротермальных систем. Так, например, в районе Таупо (Новая Зеландия), Паужетки (Камчатка) наряду со значениями тепловых потоков, характерными для современных вулканических зон (на Паужетке в целом около 195 Вт/м^2), обнаружены нулевые значения теплового потока [Пампура В. Д., 1981 г.]. Появление нулевых значений потока объясняется нисходящим движением инфильтрогенных вод атмосферного питания до глубин 500—1000 м и более в областях питания современных гидротерм. Это хорошо согласуется с положениями гидрогеодинамической зональности для районов современного вулканизма [Манухин Ю. Ф., 1971 г.], допускающими большую глубину (до 1—3 км и более) проникновения инфильтрогенных вод атмосферного питания (а в пределах островных дуг — также морских вод) в недра.

Важным показателем глубинного происхождения хлоридных гидротерм областей вулканизма являются, по мнению Д. Е. Уайта [1957 г.], В. В. Аверьева [1; 1964 г.] и других, условия теплового питания современных гидротермальных систем. Наблюдаемые на Паужетке, в Долине Гейзеров и на других термальных полях тепловые потоки интенсивностью порядка 6—10 Вт/км^2 связаны, по

мнению В. В. Аверьева [1], с поступлением из нижних горизонтов земной коры и, возможно, из верхней мантии эндогенного пара, доля которого в высокотемпературных системах достигает 30 %. Развивая взгляды Дж. Ферхугена и Д. С. Коржинского, В. В. Аверьев в 1964 г. ввел представление о «гидротермальном магматизме», вызываемом эндогенным паром (водным флюидом), представляющим собой, по существу, магматический дериват, отделяющийся от магмы где-то на границе земной коры и верхней мантии. Однако уже в 1966 г. В. В. Аверьев существенно уточнил свои взгляды на природу этого флюида. Он допускал, что, возможно, в составе флюида принимает участие и ювенильная вода, однако большая часть воды является, вероятно, возрожденной и мобилизованной из нижних горизонтов земной коры. Таким образом, В. В. Аверьев в этой работе высказывается в пользу метаморфогенного генезиса мигрирующего вверх перегретого пара в областях современного вулканизма в зонах термоаномалий, что, по нашему мнению, более оправданно. Вполне обоснованы также выводы В. В. Аверьева о том, что отделение воды от магмы при высоких давлениях возможно только в том случае, если магма пересыщена водой или, что более вероятно, если через магматическое тело идет фильтрация водного флюида.

Гипотеза В. В. Аверьева о «гидротермальном магматизме» была поддержана С. И. Набоко [1969 г.]. По ее взглядам, в районе Курило-Камчатской вулканической дуги сопряженно развивается магматический и гидротермальный «вулканизм» и соответственно имеются вулканы преимущественно в магматической и гидротермальной стадии деятельности. При этом для первых характерны извержения андезито-базальтовой магмы и в основном свежие, небольшие поля измененных пород. Такие вулканы имеют мантийное питание. Вулканы второй группы, расположенные наиболее часто в крупных кольцевых и других вулкано-тектонических депрессиях, имеют коровое питание и характеризуются интенсивной гидротермальной деятельностью.

Ф. Ш. Кутыев и В. Н. Шарапов [1979 г.], рассматривая вопросы глубинного петрогенезиса под вулканами в нижней коре и мантии и основываясь на изучении состава основных лав и ультраосновных включений в них, приходят к выводу о существенной роли мантийных глубинных флюидов в формировании гидротерм, что, по их мнению, подтверждает гипотезу В. В. Аверьева [1]. Но, как отмечено выше, В. В. Аверьев разделял представления о метаморфогенном генезисе глубинных флюидов.

Наряду с тепловым питанием современных гидротермальных систем за счет притока высоконагретых флюидов с больших глубин, по-видимому, во многих случая привнос тепла осуществляется в результате остывания неглубоко залегающих магматических очагов. Следует отметить, что во всех вулканических провинциях наблюдается четкая приуроченность интенсивной гидротермальной деятельности к кальдеро-вулканам, и особенно к тем, где развиты экструзивные купола. Образование кальдеро-вулканов сопровождалось многократными взрывами и выбросами кислого материала. Интенсивная взрывная деятельность обусловливала резкое увеличение водопроницаемости горных пород и создавала благоприятные условия для подтока вод земной коры к неглубоко залегающим вулканическим очагам. Важно подчеркнуть, что кальдеро-вулканы располагаются в пределах сильно обводненных гидрогеологических структур (адбассейнов, вулканогенных бассейнов и др.). Таким образом, по-видимому, существует взаимосвязь взрывных процессов, ведущих к образованию кальдер, и гидротермальной деятельности в этих структурах, являющихся крупными очагами разгрузки термальных вод разного генезиса.

В. Д. Пампура [45], рассматривая вопросы формирования гидротерм областей современного вулканизма, полагает, что наибольшую роль в тепловом питании гидротермальных систем играют периферические магматические очаги. Метеорные воды с поверхности Земли вовлекаются в глубокий подземный сток (до 5 км) и нагреваются до 400 °С кондуктивным или конвективным способом в надынтрузивной зоне периферического магматического очага. При этом современные гидротермы, по мнению В. Д. Пампуры [45], унаследуют «качественный состав свободной газовой фазы, растворенной в магматических расплавах различного состава». К этим положениям В. Д. Пампуры можно прежде всего сделать замечание о том, что в глубинный подземный сток будут вовлекаться не только метеорные воды, но и седиментогенные, метаморфогенные и морские воды (последние — в прибрежных районах материков и в пределах островных дуг).

Следует также отметить, что в настоящее время получают признание взгляды А. Дж. Эллиса [1965 г.] о значительной аккумуляции тепла в действующих гидротермальных системах в результате гидротермальных изменений (раскристаллизация, гидратация силикатов и др.), особенно стекловатых вулканических пород. Один кубический километр вулканической породы в гидротермальной области Таупо в Новой Зеландии может выделять в результате гидротермальных изменений тепло, достаточное для деятельности гидротермальной площади Вайракей в течение 100 лет.

При решении вопросов формирования хлоридных натриевых терм в областях современного вулканизма нужно хотя бы кратко остановиться на анализе региональной гидрогеохимической зональности этих территорий и некоторых аспектов палеогидрогеологии.

В настоящее время для многих областей современного вулканизма могут быть намечены основные черты гидрохимической зональности подземных вод. Частично эти вопросы изложены выше (см. разд. 1, 3) и отражены на рис. 29.

В гидрогеологических складчатых областях, приуроченных в основном к субаквальным островным дугам (Алеутской, Курильской и др.), преимущественное распространение, очевидно, имеют соленые хлоридные натриевые воды седиментогенного (морского) происхождения. Важно отметить, что соленые хлоридные натриевые воды здесь развиты как в пределах геосинклинальных зон

(продольных прогибов), так и в геоантиклинальных зонах, характеризующихся большим разнообразием гидрогеологических структур (системы адмассивов, адбассейнов, массивов и др.). Продольные прогибы представляют собой в основном субаквальные артезианские бассейны с солеными хлоридными натриевыми водами морского питания.

На п-ове Камчатка, Японских, Больших Зондских островах, островах Новая Гвинея, Новая Зеландия и других весьма широко распространены осадочные и вулканогенные толщи палеогена и неогена мощностью до 10—14 км, образование которых весьма сходно с современными процессами осадконакопления в островных дугах (типа Алеутской, Курильской, Рюкю, Кермадек, Тонга и др.), находящихся в основном под уровнем моря. После поднятия этих регионов и превращения их в области суши в них происходили процессы замещения соленых хлоридных натриевых вод морского генезиса пресными водами атмосферного питания. Очевидно, в пределах горных сооружений эти процессы протекали весьма активно, охватывая толщи пород на многие тысячи метров (по меньшей мере до местных базисов эрозии), тогда как в межгорных пространствах (часто совпадающих с синклинорными зонами) существовали условия для сохранения основной массы седиментогенных вод. Наиболее крупные очаги разгрузки седиментогенных вод в пределах горноскладчатых сооружений были приурочены к зонам долгоживущих региональных разрывных дислокаций, с которыми часто ассоциировали и проявления вулканизма.

Таким образом, региональные закономерности гидрохимической зональности в Курило-Восточно-Камчатской, Японской, Филиппинской, Индонезийской, Новозеландской и других гидрогеологических складчатых областях, приуроченных к островным дугам, определяются в значительной мере особенностями проявления в них тектонических движений в субаэральный этап развития. В этих областях в пределах суши в различных впадинах, прогибах, синклинориях, сложенных в основном слабометаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами кайнозойского возраста и представляющих собой систему артезианских и адартезианских структур, гидрохимическая зональность характеризуется в общем виде наличием в верхних частях разреза пресных и слабосолоноватых вод мощностью от 50—100 до 500—1000 м (реже более), которые сменяются солеными хлоридными натриевыми водами мощностью до 3000—4000 м (реже более).

В горных сооружениях Европы, Азии, Африки и Австралии, включающих разнообразные гидрогеологические структуры (в основном адмассивы и адбассейны), гидрохимическая зональность сложная и изучена еще недостаточно хорошо. Верхние водоносные горизонты и зоны трещиноватости этих структур (до уровней региональных базисов эрозии) хорошо промыты и содержат в основном пресные воды атмосферного питания. На больших глубинах в структурах типа адбассейнов возможно сохранение разбавленных (в разной степени) вод морского происхождения, что подтверждается наличием в этих районах источников хлоридного состава. В тех участках, где выходят на поверхность кристаллические породы допозднемелового возраста, развиты только пресные воды атмосферного питания. Эта региональная гидрохимическая зональность осложняется многочисленными аномалиями, фиксируемыми обычно термальными источниками различного состава, выходы которых приурочены к действующим вулканам и зонам разломов.

Сходный облик имеет гидрохимическая зональность и в Андийской гидрогеологической складчатой области. Важно отметить наличие здесь крупных скоплений соленых и рассольных седиментогенных подземных вод хлоридного состава в нижних горизонтах мезозойских отложений, испытавших преимущественно глыбовую складчатость. Не вызывает сомнений также присутствие скоплений седиментогенных вод хлоридного состава в различных гидрогеологических структурах (в основном в адбассейнах и адмассивах) Кордильер. Об этом свидетельствует, в частности, общий анализ истории геологического развития региона (накопление мощных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ в морских бассейнах, наличие зон со сравнительно пологим залеганием этих отложений и т. п.).

Вместе с тем очевидно, что в процессе геологическго развития регионов в субаэральных условиях происходило преобразование ранее существовавших артезианских и адартезианских структур, которые постепенно превращались в адмассивы и массивы. Эти процессы сопровождались и интенсифицировались вулканическими явлениями и приводили к значительным изменениям горных пород в зонах разгрузки подземных вод. Важно отметить, что такие процессы носили региональный характер и наиболее интенсивно проявлялись в крупных зонах разломов. По-видимому, именно с ними связаны зеленокаменные изменения пород — пропилитизация осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

Как следует из приведенного обзора условий формирования хлоридных натриевых терм в областях современного вулканизма, имеющиеся данные определенно свидетельствуют в пользу их корового происхождения. Наиболее полно отвечают фактическому материалу, по нашему мнению, взгляды В. В. Иванова [1964 г.], допускающего участие в их формировании инфильтрационных, седиментогенных и метаморфогенных (или магматических) вод. Проведенные исследования по изучению изотопного состава этих вулканических вод также свидетельствуют о разных источниках их питания (см. разд. 4). При этом в различных регионах в зависимости от конкретных гидрогеологических (и палеогидрогеологических) условий преобладают воды той или иной генетической группы.

Ранее [Басков Е. А., 1975 г., 1980 г., 1983 г. и др.] было отмечено, что для термальных вод областей современного и четвертичного вулакнизма наблюдается довольно четкая взаимосвязь между химическим составом термальных вод и наличием в этих областях определенных геологических формаций. Приведенные в настоящей работе новые материалы по гидрогеохимии термальных вод, в том

числе и по субаквальным территориям, в целом подтверждают эти положения, но возникает необходимость и некоторых уточнений.

Например, термальные хлоридные крепкие (140—270 г/кг) и весьма крепкие (270—350 г/кг) рассолы установлены в тех вулканических областях, в которых присутствуют галогенные галитовые формации (Апеннины, Анды, Восточно-Африканская рифтовая зона, Красное море). Вполне вероятно наличие этих формаций и в Южной Калифорнии (Салтон-Си). Таким образом, и в вулканических областях сохраняется установленная И. К. Зайцевым [1958 г.] и другими исследователями закономерность в распространении крепких (и весьма крепких) подземных рассолов для артезианских бассейнов — их тесная взаимосвязь с галогенными галитовыми формациями. Для слабых рассолов (70—140 г/кг) и крепких (до 180—200 г/кг) была намечена взаимосвязь с галогенными ангидрит-гипсовыми формациями [Басков Е. А., 1961 г. и др.]. Однако необходимо иметь в виду, что в вулканических областях (в том числе и в субаквальных условиях) залежи гипса (и ангидрита) могут образовываться в ходе гидротермальных процессов за счет хлоридных соленых вод морского питания. Например, гипс-ангидритовые руды широко распространены во взаимосвязи с сульфидными стратиформными рудами типа Куроко в Японии [Мацукума Т., Хорикоси Е., 1973 г.].

Термальные хлоридные соленые воды повсеместно приурочены в вулканических областях к районам развития осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, накапливавшихся в морских бассейнах. Вместе с тем в районах четвертичного (например, в Становом нагорье в Азии) и современного вулканизма (например, в Исландии), где отсутствуют осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, накапливавшиеся в морских и лагунных бассейнах, хлоридные соленые термы не обнаружены. Все это свидетельствует в пользу немагматического происхождения хлоридных соленых вод в областях современного вулканизма [Басков Е. А., 1975 г.]. Важным доводом в пользу инфильтрационного генезиса основной массы воды большинства гидротерм в областях современного вулканизма служат данные об их изотопном составе (см. разд. 7.1).

Вместе с тем формирование сильнокислых сульфатных и хлоридных терм на действующих вулканах, вероятнее всего, обусловлено поступлением из магматических (видимо, промежуточных) очагов высокотемпературных вулканических газов сложного состава, содержащих H_2S, SO_2, H_2, CO_2, CO, HCl, HF и др. [41; Уайт Д. Е., 1957 г.; Иванов В. В., 1964 г.]. При этом исходя из парагенезиса железистых минералов магмы [Мацуо С., 1965 г.] наиболее вероятными собственно магматическими газами являются SO_2, H_2, H_2S, CO, CO_2. Образование хлористого водорода, возможно связано с реакциями типа

$$2\,NaCl + SiO_2 + H_2O \rightleftarrows Na_2SiO_3 + 2\,HCl.$$

Основная масса водяного пара кислых терм, вероятнее всего, поступает из пород земной коры и фильтруется через остывающие магматические тела [Кадик А. А. и др., 1971 г.]. Углекислота вулканических районов имеет по общему признанию термометаморфическое или магматическое происхождение, что подтверждается также данными изотопного состава (см. разд. 7.1).

Высокотемпературные (до 300—400 °С) термы хлоридного натриевого состава с минерализацией в пределах 30—52 г/л, обнаруженные в сводовых частях срединно-океанических хребтов, в целом сходны по составу с морскими водами, но отличаются от них прежде всего значительно более низкими содержаниями Mg^{2+} и SO_4^{2-}. Вопросы формирования этих терм обстоятельно рассмотрены Д. М. Эдмондом и К. фон Даммом [60]. При проникновении морских вод по зонам новейших разломов внутрь коры на глубины до нескольких километров происходит формирование высокотемпературных гидротерм, которые активно взаимодействуют с остывающими базальтовыми породами. При этом магний морских вод связывается силикатами базальтов, образуя нерастворимое соединение $Mg(OH)SiO_3$, сульфат-ион разлагается с образованием сероводорода, а гидрокарбонат-ион разлагается с образованием углекислоты. Из базальтов переходят в раствор различные металлы (Fe, Mn, Cu, Zn и др.), которые затем осаждаются сероводородсодержащими термами, образуя различные сульфиды.

Условия формирования остальных типов термальных вод в целом менее дискуссионны и достаточно полно отражены в литературе [19; 43; Шварцев С. Л. и др., 1982 г., и др.]. Не останавливаясь подробно на этих вопросах, отметим лишь некоторые основные положения.

Щелочные (и слабокислые) хлоридные и гидрокарбонатные соленые минеральные термы, залегающие в артезианских (и адартезианских) структурах областей современного вулканизма, так же как и в других регионах, имеют, несомненно, в основном седиментационное происхождение. В пользу этого свидетельствуют как особенности химического состава терм (высокие содержания иода, Cl/Br и др.), так и литолого-фациальные, палеогеографические и палеотектонические данные (преобладание нисходящих колебательных движений в геологической истории структур и т. п.). Нет оснований противопоставлять артезианские бассейны вулканических областей артезианским бассейнам других геотектонических регионов, так как специфика гидротермальных процессов вулканизма проявляется лишь в локальных зонах, связанных с магматическими очагами.

Щелочные сульфатные и гидрокарбонатные натриевые азотные термы, приуроченные обычно к зонам новейших разломов гидрогеологических массивов, формируются в результате процессов выщелачивания инфильтрационными водами вмещающих пород. Накопление сульфат-иона в этих термах отражает процессы глубинного кислотного выщелачивания и, возможно, формирования рудной минерализации в зонах разломов [Басков Е. А., Климов Г. И., 1963 г.].

8. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В ПРАКТИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Эти вопросы в историческом плане рассмотрены выше, в разд. 2. Ниже кратко будет охарактеризовано современное состояние использования термальных вод в различных практических целях. При этом основное внимание будет уделено вопросам использования геотермальной энергии.

В топливно-энергетическом балансе многих стран мира все большее внимание начинает уделяться использованию геотермальных ресурсов — тепловой энергии недр земной коры. В настоящее время эксплуатируются лишь гидрогеотермальные ресурсы (термальные воды, пароводяные смеси и пары воды), освоение же петрогеотермальных ресурсов (тепловой энергии твердых фаз горных пород) находится еще в стадии экспериментальных исследований. Современное состояние всех этих вопросов в отечественной литературе наиболее полно отражено в работах Ю. Д. Дядькина, Ю. М. Парийского [18], А. А. Смыслова и др. [49], В. И. Кононова [30; 31; 1982 г.], Б. Ф. Маврицкого и др. [1975 г.], Б. Ф. Маврицкого, А. А. Шпака [35], И. М. Дворова, В. И. Дворова [17], А. А. Самохина [48], Г. Д. Романова и др. [46], Э. И. Богуславского [5], У. И. Моисеенко, А. А. Смыслова [39], Н. А. Маринова, Е. В. Пиннекера [1983 г.], Г. П. Новикова и др. [42], Л. И. Флеровой, Н. А. Маринова [57]. Среди зарубежных работ должны быть отмечены обобщения Э. Бермана [4], А. Дж. Эллиса, В. А. Дж. Махона [70], материалы 1-го и 2-го симпозиумов ООН по изучению и использованию геотермальных ресурсов, Италия (Пиза, 1970 г.) и США (Сан-Франциско, 1975 г.), Конгресса по термальным водам, геотермальной энергии и вулканизму Средиземноморского региона, Греция (Афины, 1976 г.) и др.

Наиболее крупные региональные обобщения по анализу геотектонических обстановок и геотермического режима земной коры в связи с оценкой возможностей практического освоения внутреннего тепла Земли осуществлены А. А. Смысловым [1979 г., 1986 г.]. В пределах континентов А. А. Смысловым намечено несколько типов областей (блоков земной коры), в разной мере благоприятных для использования тепла Земли в практических целях (с учетом современного уровня технических средств): 1) малоперспективные (до глубины 3—5 км); со стационарным режимом, нормальным тепловым потоком ($q \leqslant 60$ мВт/м^2) и геотермическим градиентом

(grad $T < 20$ °С/км) (фундамент древних платформ, палеозойские складчатые области и др.); 2) ограниченно перспективные; охлаждающиеся блоки ($q \approx 80$ мВт/м^2; grad $T \geqslant 20 \div 30$ °С/км) (области кайнозойского оледенения и др.); 3) перспективные; с эволюционным верхнекоровым разогревом осадочных отложений и заключенных в них подземных вод, температура которых на глубинах 1,5—2,5 км достигает 50—100 °С при весьма значительной площади их распространения ($q = 40 \div 60$ мВт/м^2; grad $T \geqslant 25 \div 30$ °С/км) (чехол молодых платформ и др.); 4) весьма перспективные; области с разогревом благодаря притоку глубинного тепла и его экранизации слаболитифицированными осадочными отложениями ($q = 60 \div 80$ мВт/м^2; grad $T \geqslant 30 \div 50$ °С/км) (рифтовые впадины, межгорные и краевые впадины в регионах с орогенным режимом и др.); 5) перспективные; разогревающиеся блоки без проявлений магматизма ($q \geqslant 80$ мВт/м^2; grad $T = 25 \div 30$ °С/км) в пределах рифтовых структур и современных орогенов; 6) наиболее перспективные; с современными проявлениями вулканизма и гидротермальной деятельности ($q > 70$ мВт/м^2; grad $T = 25 \div 90$ °С/км).

В пределах океанов наиболее потенциально перспективные области для использования геотермальной энергии приурочены к сводовым частям срединно-океанических хребтов, где происходит интенсивный вынос тепла в результате конвекции его океаническими водами от неглубоко залегающих магматических тел.

А. А. Смысловым [1979 г., 1986 г.] осуществлен первый опыт глобальной оценки ресурсов геотермальной энергии Земли (табл. 61). Общие запасы геотермальной энергии огромны — около $3000 \cdot 10^{10}$ Вт. При этом основная часть их (до 70—80 %) связана с практически сухими горными породами — с петрогеотермальной энергией.

В промышленных масштабах в настоящее время эксплуатируются гидротермальные месторождения. Они весьма разнообразны по преобладающему фазовому состоянию и температурному режиму подземных вод как теплоносителей (весьма перегретые с преобладанием пара, $T > 250$ °С; значительно перегретые, $T = 150 \div 250$ °С; слабоперегретые, $T = 100 \div 150$ °С; весьма горячие, $T = 75 \div 100$ °С и т. п.), по условиям скопления (залегания) этих флюидов в горных породах (пластовые, трещинно-жильные и др.), по минерализации подземных вод (пресные — до 1 г/кг; солоноватые — 1—3 г/кг; слабосоленые — 3—10 г/кг; сильносоленые — 10—35 г/кг; весьма слабые рассолы — 35—70 г/кг; слабые рассолы — 70—140 г/кг; крепкие рассолы — 140—270 г/кг и др.), преобладающему ионно-солевому составу (гидрокарбонатные, сульфатные; хлоридные и др.), составу растворенных газов (N_2, CH_4, CO_2, H_2 и др.) и степени газонасыщенности, по теплопроизводительности (и дебиту скважин) и другим показателям, предопределяющим особенности их разведки и технологические условия их эксплуатации. Предложены различные классификации гидрогеотермальных месторождений, в разной степени учитывающие перечисленные выше параметры. Наиболее полный обзор их приведен в работах [48, 57].

Таблица 61

Ориентировочные ресурсы геотермальной энергии континентов и океанов Земли (по А. А. Смыслову [1986 г.])

Регионы	Площадь, 10^6 км^2	Плотность теплового потока мВт/м^2	Общие запасы геотермальной энергии, 10^{19} Вт
Континенты			
Европа	10,50	50,5	55
Азия	43,44	51,2	225
Африка	30,32	45,8	140
Австралия	7,63	75,5	60
Северная Америка	24,25	66,4	165
Южная Америка	17,83	66,4	120
Океаны			
Тихий	178,68	62,6	1140
Атлантический	91,66	54,6	505
Индийский	76,17	55,0	415
Северный Ледовитый	14,75	52,3	75
Всего	495,23	58,0 (среднее)	2900

Одной из наиболее совершенных классификаций месторождений теплоэнергетических вод является классификация, предложенная Б. Ф. Маврицким, Н. С. Отман и А. А. Шпак [36] для трещинно-жильных гидрогеотермальных систем.

Месторождения термальных вод по теплопроизводительности (и дебиту скважин) подразделяют на: малые — менее 40 ГДж/ч (<1000 м^3/сут), средние — от 40 до 200 ГДж/ч (от 1000 до 3000 м^3/сут) и большие — более 200 ГДж/ч (>3000 м^3/сут) [Временные правила разработки месторождений термальных вод, 1980 г.]. Возможности использования термальных вод в различных практических целях (получения электрической энергии, отопления и горячего водоснабжения жилых и производственных зданий, отопления теплиц и парников, сушки различных материалов, дистилляции воды, выпаривания высококонцентрированных рассолов, для обогрева плавательных бассейнов и др.) определяются не только их теплопроизводительностью, но также и особенностями химического состава вод (значений pH, степени минерализации, ионно-солевого и газового состава и др.).

В табл. 62 приведены некоторые показатели использования термальных вод в различных целях. Ниже будут кратко охарактеризованы гидрогеотермальные ресурсы в основных типах гидрогеологических структур.

Таблица 62

Показатели технической возможности использования термальных вод при сроке эксплуатации не менее 25 лет (по В. И. Кононову [30])

Вид использования	T, °С (не менее)	Дебит, м^3/сут (не менее)	Глубина залегания водоносного горизонта, м (не более)	M, г/л (не более)*
Выработка электроэнергии ГеоТЭС (10 МВт) с прямым пароводяным циклом	180	10 000	3000	15
Выработка электроэнергии ГеоТЭС (10 МВт) с применением промежуточных низкокипящих веществ	80	20 000	2500	
Сушка лесоматериалов, диатомита, рыбной муки	160	1 000	2500	2 (50)
Сушка органических материалов, водорослей, травы, овощей	100	500	1500	2 (50)
Мойка и сушка шерсти	100	500	1500	2 (50)
Теплоснабжение населенных пунктов	65	1 000	2500	5 (50)
Горячее водоснабжение	50	1 000	1500	1 (50)
Теплично-парниковое хозяйство (обогрев воздуха и почвы)	60	500	1500	10 (50)
Бассейны для плавания	30	250	1000	50
Разведение рыбы	20	500	1000	1

* В скобках указана допустимая минерализация вод для геотермальных установок с теплообменником.

В артезианских бассейнах термальные воды образуют пластовые месторождения (скопления) в породах плитного и «промежуточного» этажей древних и молодых платформ, прогибов, грабенов и других впадин. Вне областей современного вулканизма наиболее крупные гидрогеотермальные ресурсы приурочены к артезианским бассейнам молодых (эпипалеозойских) платформ (Западно-Сибирской, Туранской, Скифской, Западно-Европейской, Примексиканского залива и др.) и межгорных впадин (Паннонской, Рионской и др.). В этих бассейнах наряду с господствующими месторождениями теплых и горячих вод (до 100 °С) на глубинах более 3—4 км развиты термальные воды с температурой до 150 °С и более. Газовый состав вод в этих бассейнах в основном метановый и метаново-азотный, в районах проявления молодого (кайнозойского) вулканизма — местами углекислый. Минерализация вод в них колеблется от 1 до 200—300 г/кг; пресные и слабосоленые (до 3—

10 г/кг) воды преимущественно гидрокарбонатные, сильносоленые и рассолы — хлоридные.

По данным Б. Ф. Маврицкого и А. А. Шпака [1986 г.], в СССР общие запасы пластовых вод в артезианских бассейнах с температурой от 40 до 120 °С (редко до 160 °С) и минерализацией от 1 до 100 г/л (редко до 200 г/л) составляют при фонтанной эксплуатации 20 млн. м³/сут (175 ПДж/год), а при насосной эксплуатации 32 млн. м³/сут (1713 ПДж/год). При этом из общих запасов потенциальные запасы термальных вод первоочередного освоения (с температурой более 50 °С и минерализацией до 10 г/л) достигают при фонтанной эксплуатации 11 млн. м³/сут (83 ПДж/год), а при насосной эксплуатации 6,7 млн. м³/сут (350 ПДж/год). В СССР наиболее интенсивно эксплуатация этих вод осуществляется в Терско-Кумском и Рионском бассейнах. В Дагестане, например, уже в 1980 г. было извлечено около 15 млн. м³ термальных вод. Проводятся исследования по организации теплоснабжения г. Грозный за счет термальных вод. Здесь в Ханкальской долине в пригороде Грозного в миоценовом водоносном комплексе уже функционирует геотермальная циркуляционная система с производительностью 10—11 тыс. м³/сут [Аветисьянц А. А., Крылов В. Б., 1985 г.]. Проектируется создание вокруг г. Грозный четырех геотермальных циркуляционных систем с суммарной производительностью 175 тыс. м³/сут.

Значительные ресурсы термальных вод имеются в Паннонском бассейне, где они приурочены в основном к терригенным песчаным толщам плиоценового возраста, а также к комплексу трещиноватых мезозойских пород (рис. 33). Минерализация вод в основном до 2—5 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриевый (местами на глубинах более 2—2,5 км вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией до 20—30 г/л). В настоящее время в Паннонском бассейне только на территории Венгрии количество скважин, дающих самоизливом воду с температурой более 30 °С, приближается к 1000 [Либе П. и др., 1984 г.]. При этом примерно 500 скважин являются эксплуатационными, а в 190 из них температура превышает 60 °С. Среднегодовое использование гидрогеотермальной энергии в Венгрии около 330 МВт [Корим К., 1984 г.]. В основном термальные воды в Венгрии используются для бальнеологии, теплоснабжения сельскохозяйственных и промышленных предприятий и в меньшей мере для отопления и снабжения горячей водой жилых массивов.

Во Франции наиболее значительные ресурсы пластовых термальных вод приурочены к Парижскому и Аквитанскому бассейнам. В Парижском бассейне довольно широко эксплуатируются горячие (60—80 °С) сильносоленые (10—35 г/л) хлоридные натриевые воды юрских отложений, извлекаемые в основном с глубин 1400—1900 м. Геотермальные станции состоят здесь из двух скважин: из первой вода откачивается и отбирается нужное количество тепла, затем по второй скважине вода закачивается в тот же водоносный горизонт. В 1983 г. во Франции функционировало

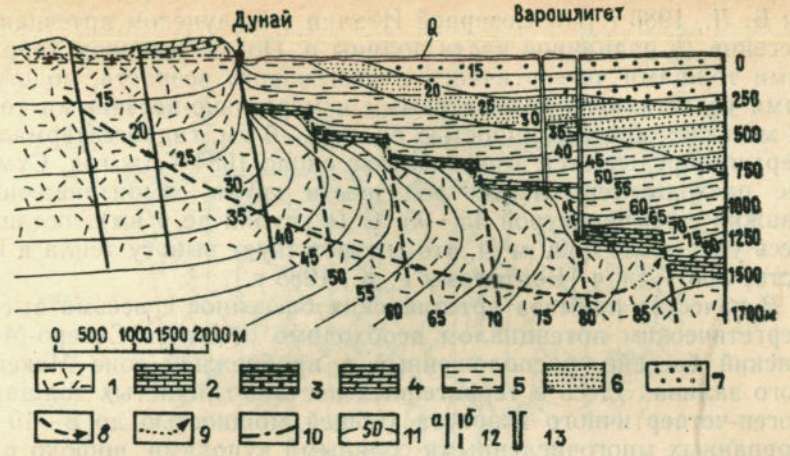


Рис. 33. Гидрогеотермический профиль Паннонского бассейна в районе Будапешта [Либе П. и др., 1984 г.].

1 — триасовые доломиты; *2* — триасовые известняки; *3* — эоценовые известняки; *4* — эоценовые мергели; *5* — среднеолигоценовые глины, алевриты; *6* — верхнеолигоценовые пески, алевриты; *7* — миоценовые глины, глинистые гальки; *8* — направление движения карстовых вод; *9* — восходящие термальные воды; *10* — уровень грунтовых вод; *11* — изотермы, °С; *12* — разломы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *13* — скважина.

уже 40 гидрогеотермальных станций, которые в основном использовались для отопления жилых помещений [Коудерт Дж. М., Гадалиа А., 1984 г.]. По состоянию на 1985 г. во Франции за счет подземных термальных вод тепловой энергией снабжается более 600 тыс. жителей, при этом экономится 150 тыс. т нефти и нефтепродуктов ежегодно [Ватхайре Дж. К., 1985 г.].

В Англии в Лондонском бассейне в триасовых отложениях на глубинах 160—1800 м вскрыты хлоридные рассолы с минерализацией до 100—125 г/л и температурой 74—76 °С; дебиты скважин при самоизливе достигали 20—30 л/с [Доунинг Р. А., Грей Д. А., 1986 г.]. В Восточной Англии в Йоркширском бассейне, прилегающем к Северному морю, в триасовых отложениях в скважинах на глубинах 1100—1500 м получен приток (до 20 л/с) хлоридных рассолов с минерализацией 35—80 г/л и температурой до 53 °С, а в пермских отложениях на глубинах 1865—1890 м — хлоридные рассолы с минерализацией до 230 г/л и температурой до 64 °С. Подсчитано, что в Восточной Англии запасы тепловой энергии, содержащиеся в термальных подземных водах, эквивалентны $1{,}1 \cdot 10^6$ млн. т угля [Гэйл Дж., Холлидэй Д. В., 1985 г.].

В Дании в триасовых и юрских отложениях на глубинах 2—3 км температуры подземных вод варьируют от 50—70 до 80—100 °С и более. Однако на глубинах 3 км и более проницаемость пород низкая, что делает неэкономичным извлечение геотермальной энергии с этих глубин. Поэтому здесь решено извлекать термальные воды с меньших глубин (до 2 км) с более низкими температурами, но с более высокой производительностью [Ниль-

сен Б. Л., 1985 г.]. В Северной Италии в Падунском артезианском бассейне (в равнинной части долины р. По), сложенном терригенными толщами четвертичного и неогенового возраста, подстилаемыми известняково-доломитовыми и мергельно-песчаными толщами мезозоя, общей мощностью более 4—6 км, гидрогеотермальная энергия определяется в перспективе около 1084 ГДж/год. Суммарные расходы термальных вод шести групп самоизливающихся скважин с температурой 45—95 °С (с глубин до 4 км) составляют здесь уже около 3500 м³/ч, что соответствует выносу тепла в количестве 306 ГДж/ч [Бортолами Г. К., 1985 г.].

В качестве примера артезианских бассейнов с весьма высоким энергетическим потенциалом необходимо отметить Северо-Мексиканский бассейн, расположенный в прибрежной зоне Мексиканского залива. Здесь в терригенных песчано-глинистых толщах палеоген-четвертичного возраста (общей мощностью до 8—10 км), прорванных многочисленными соляными куполами, широко развиты термальные воды с минерализацией от 10 до 270 г/л и температурой (на глубинах 1,5—6 км) от 60—80 до 120—180 °С и более (максимальная температура 273 °С отмечена на глубине 5859 м в округе Матачорода штата Техас) [Джонс П., 1975 г.]. Эти термальные воды характеризуются обычно аномально высоким пластовым давлением и значительным количеством растворенного метана. Так, например, в прибрежных районах штатов Техас и Луизиана на глубинах 3700—5300 м температуры вод 110—160 °С, давление 57—98 МПа, минерализация рассолов 60—100 г/л, содержание метана 3,9—5,5 м³/м³ [Куускраа В. А., Хаммершоймб Е. С., 1982 г.]. Наряду с теплом гидротерм здесь предполагается использование растворенного метана и механической энергии пароводяного флюида. Извлекаемые гидрогеотермальные ресурсы в Северо-Мексиканском бассейне на площади 310 тыс. км² (включая подводную его часть до края шельфа) составляют $170 \cdot 10^{21}$ Дж [48].

Значительные ресурсы пресных и солоноватых (в основном до 1—2 г/л) термальных вод сосредоточены в мезозойских континентальных толщах преимущественно юрского и мелового возраста в Большом Артезианском бассейне Австралии (рис. 34, 35). Температуры вод на глубинах 1,5—2,5 достигают 80—100 °С. Воды по составу обычно гидрокарбонатные натриевые с минерализацией от 0,5—1 до 1,5—2 г/л; на глубинах 2—3 км встречаются воды хлоридно-гидрокарбонатного состава с минерализацией до 3—10 г/л. Газовый состав вод в основном азотный, местами углекислый [92]. В бассейне для добычи вод (для питья и других нужд) пробурено более 30 тыс. скважин глубиной в среднем около 500 м; свыше 4700 скважин имеют глубину до 200 м. Около 3 тыс. скважин в настоящее время фонтанируют; производительность некоторых скважин достигает 10 тыс. м³/сут. Функционируют также около 20 тыс. неизливающихся скважин со средней производительностью около 10 м³/сут воды каждая [Хабермехл М. А., 1982 г.]. Всего в бассейне из скважин добывается около 1400—1600 тыс. м³/сут подземных вод. Температура вод часто повышенная, и требуется

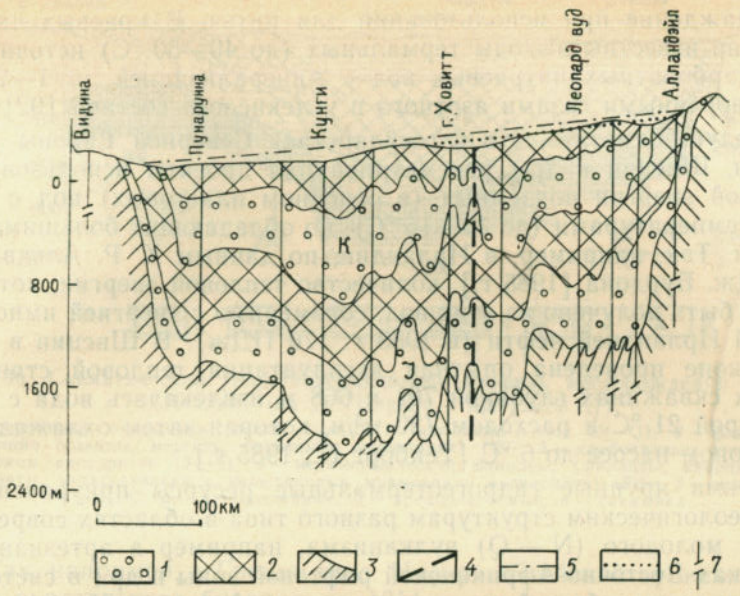


Рис. 34. Схематический гидрогеологический профиль Большого Артезианского бассейна Австралии (по Дж. П. Кулль, Д. Конлей [1983 г.]).

1 — водоносные горизонты; *2* — водоупоры; *3* — фундамент; *4* — зоны разломов; *5—6* — пьезометрическая поверхность юрского водоносного горизонта: *5* — в 1880 г., *6* — в 1970 г.; *7* — скважина.

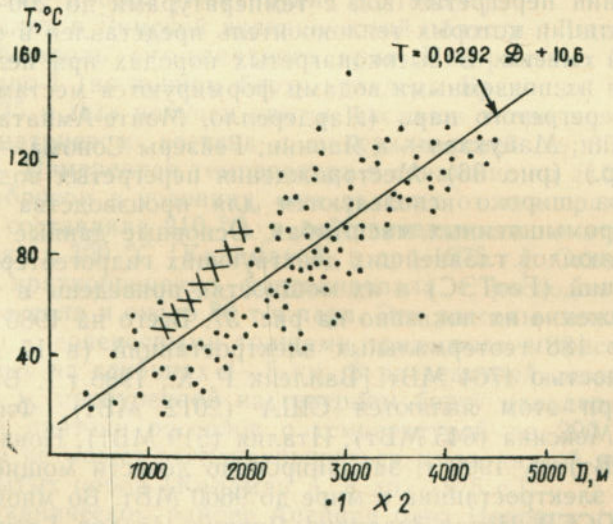


Рис. 35. Зависимость температуры подземных вод от глубины их залегания в артезианских бассейнах Австралии (по Дж. П. Кулль, Д. Конлей [1983 г.]).

1 — данные по нефтяным скважинам; *2* — средние значения по Большому Артезианскому бассейну.

их охлаждение при использовании для питья. В краевых частях бассейна известны выходы термальных (до 40—50 °С) источников гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 1—2 г/л с растворенными газами азотного и углекислого состава [92].

Следует отметить, что в государствах Северной Европы (Ирландии, Швеции и др.) рассматриваются проекты использования тепловой энергии подземных (в основном пластовых) вод с низкими температурами (до 10—15 °С), но обладающих большими запасами. Так, например, в Ирландии, по данным Х. Р. Альдвалла и Д. Дж. Бурдона [1985 г.], количество тепловой энергии, которое может быть получено из этих вод, соизмеримо с энергией импортируемой Ирландией нефти (в 1983 г. 176 ПДж). В Швеции в районе Сконе проведена опытная эксплуатация тепловой станции. В двух скважинах глубиной 701 и 668 м извлекалась вода с температурой 21 °С и расходом 720 м³/ч, которая затем охлаждалась в тепловом насосе до 6 °С [Тенборг П., 1985 г.].

Весьма крупные гидрогеотермальные ресурсы приурочены к гидрогеологическим структурам разного типа в областях современного и молодого (N — Q) вулканизма, например в артезианских бассейнах Восточно-Африканской рифтовой зоны и др.; в системах адартезианских бассейнов и адмассивов Апеннин, Калифорнии, Центральной и Южной Америки и др.; в вулканогенных структурах островных дуг — Алеутской, Курило-Камчатской, Мало-Антильской, Эгейской и др.; в осевых частях срединно-океанических хребтов и др. Для всех этих структур наряду с месторождениями термальных вод (до 100 °С) весьма характерно широкое развитие месторождений перегретых вод с температурами до 200—300 °С, при эксплуатации которых теплоноситель представлен в основном пароводяной смесью. В высоконагретых породах при недостаточном питании их подземными водами формируются местами месторождения перегретого пара (Лардерелло, Монте-Амиата, Травале — в Италии; Мацукава — в Японии; Гейзеры Сонома — в Калифорнии и др.) (рис. 36). Месторождения перегретых вод и перегретого пара широко используются для производства электроэнергии в промышленных масштабах. Основные данные о характеристике флюидов главнейших действующих гидрогеотермальных электростанций (ГеоТЭС) и их мощностях приведены в табл. 65, а местоположение их показано на рис. 37. Всего на 1986 г. функционировало 188 геотермальных электростанций (в 17 странах) общей мощностью 4764 МВт [Валлейк Р. Х., 1986 г.]. Ведущими странами при этом являются США (2012 МВт), Филиппины (894 МВт), Мексика (645 МВт), Италия (519 МВт), Новая Зеландия (167 МВт). К 1990 г. запланировано довести мощность геотермальных электростанций в мире до 9600 МВт. Во многих странах (США, СССР, Новая Зеландия, Япония, Италия, Греция, Мексика, Эфиопия, Кения и др.) проводятся разнообразные исследования по использованию гидротерм в областях современного вулканизма, включающие бурение скважин до глубин 3—4 км.

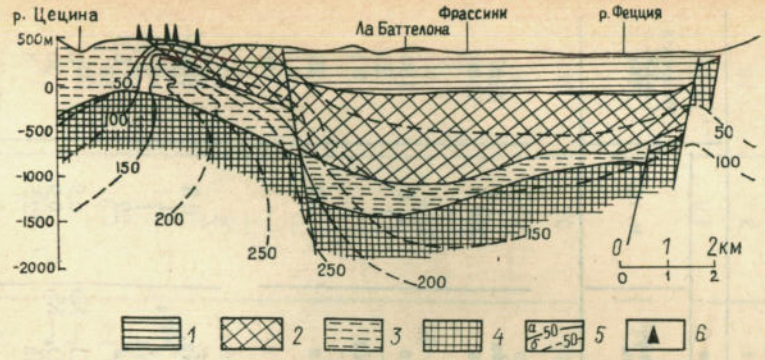


Рис. 36. Схематический гидрогеотермический профиль месторождения Травале (Италия) (по Д. Пателла и др. [1979 г.]).

1 — терригенные отложения (пески, глины) с прослоями гипса (N—Q); *2* — флишоидные отложения (сланцы, мергели, песчаники, известняки) (K_2); *3* — карбонатные отложения с прослоями ангидритов (T—J_1); *4* — метаморфический комплекс (филлиты, кварциты, конгломераты, метаграувакки с включениями мраморов и ангидритов) (PZ); *5* — гидроизотермы, °С: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *6* — скважина.

Так, например, в Греции на о. Нисирос Эгейской вулканической дуги в результате бурения до 1811 м установлено наличие двух геотермальных резервуаров: первый в интервале глубин 400—650 м с температурой флюида 140 °С, второй — основной резервуар — на глубинах 1400—1520 м с температурой флюида 350 °С [Маринелли Г. и др., 1985 г.]. Продуктивность скважин по жидкости достигает 35 т/ч, по пару 10—11 т/ч; содержание хлоридов в жидкой фазе до 100—150 г/л [Коутроупис Н., 1985 г.].

В Италии в Римской вулканической области (Лациум), расположенной вдоль юго-западного края Центральных Апеннин, в скв. Чезано-1 (на южном борту кальдеры Браччано) на глубинах 1370—1435 м был получен приток рассолов хлоридно-сульфатного калиево-натриевого состава с минерализацией до 356 г/кг (см. табл. 19). Измеренная температура в скважине на забое (1435 м) перед выбросом в условиях, еще далеких от температурного равновесия, составляла 210 °С, в действительности на этих глубинах она близка к 300 °С [Каламаи А. и др., 1975 г.]. Скважина после выброса кратковременно фонтанировала с расходом более чем 250 т/ч рассола и около 50 т/ч пара. Эти рассолы связаны, вероятнее всего, с соленосными толщами триасового возраста, залегающими здесь на глубинах 4—5 км. В разведочной скважине глубиной 2498 м, пробуренной на северном борту кальдеры Браччано, получены притоки рассолов с температурой до 290 °С. Однако скважина не может эксплуатироваться из-за низкой водообильности вскрытых пород [Каламаи А. и др., 1975 г.].

В вулканическом районе Апеннин близ Неаполя (на Флегрейских полях) пробурено несколько скважин глубиной от 1600 до 3046 м. Четвертичные вулканические и вулканогенно-осадочные отложения древней кальдеры подстилаются здесь плотными изве-

Таблица 63

Действующие геотермальные электростанции (по В. И. Кононову [30], с дополнениями)

Номер на рис. 37	Гидротермальная система	Средняя (максимальная) глубина скважины, м	Характеристика флюида					Мощность ГеоТЭС, МВт
			Средняя (максимальная) температура, °С	Фазовое состояние	Преобладающие газы	Преобладающие ионы	М, г/л	
	Северная Америка							
	США							
1	Гейзеры Сонома	1500 (3120)	20 (285)	Пар	CO_2—H_2	SO_4—Na	1,3	1237
2	Империал Вэлли	1500 (2470)	300 (360)	ПВС*	CO_2	Cl—Na	260	30
3	Гавайи	—	—	—	—	—	—	5
	Мексика							
4	Серро-Прието	1300 (2630)	300 (388)	ПВС	CO_2	Cl—Na	27,6	180
5	Лос Азуфрес	(2000)	—	Пар	CO_2	HCO_3—SO_4—Na	1	25
	Сальвадор							
6	Ахуачапан	1000 (1400)	230 (250)	ПВС	CO_2—H_2	Cl—Na	19,3	95
	Никарагуа							
7	Момотомбо	—	—	—	—	—	—	35
	Европа							
	Италия							
8	Лардерелло	650 (1600)	170—220 (240)	Пар	CO_2	**SO_4—Na,**	0,5	380,6
9	Монте-Амиата	780 (1500)	140—170 (190)	Пар	CO_2	SO_4—Na, NH_3	1	22
10	Травале	690 (1370	200 (264)	Пар	CO_2	SO_4—Na	1	35,9
11	Искья		175	ПВС	CO_2	Cl—Na	20	0,5
	Исландия							
12	Наумафьядль	1000 (1400)	250 (289)	ПВС	H_2—CO_2	HCO_3— SO_4—Na	0,9	3
13	Крабла	1200 (2000)	250 (350)	ПВС	H_2—CO_2	HCO_3— SO_4—Na	0,9	30
14	Свартсенги	1000 (1730)	235—240	ПВС	H_2—CO_2	Cl—Na	22,5	8
	Португалия							
15	(Азорские острова) Сан-Мигел	800 (1230)	160—200 (220)	ПВС	—	Cl—Na	—	3
	Азия							
	Турция							
16	Кизилдере	700 (1000)	190 (220)	ПВС	CO_2	HCO_3—Na	4,2	0,5 (5)
	СССР							
17	Паужетская	350 (480)	200 (256)	ПВС	CO_2—N_2	Cl—Na	1—3,9	11
	Япония							
18	Мори, Нигорикава	—	—	—	—	—	—	50
19	Мацукава	1000 (1500)	200 (280)	Пар	H_2S—CO_2	SO_4—Na, Fe	0,8	22
20	Оникобе	1000 (1350)	230 (288)	ПВС	CO_2—N_2	Cl—Na	1,5	25
21	Отаке	500 (900)	230 (250)	ПВС	CO_2—N_2	Cl—Na	3,1	13
22	Онума	800 (1700)	200	ПВС	CO_2—N_2	Cl—Na	3	10
23	Хочобару	500 (800)	250 (300)	ПВС	CO_2—N_2	Cl—Na	3	55
24	Каконда	—	200	ПВС	CO_2—N_2	Cl—Na	2	50
—	Сугинои	—	—	—	—	—	—	3
	КНР							
25	Юангбайцзян	26 (600)	150 (175)	ПВС	CO_2—N_2	—	—	1
—	Хутанг	—	92	ПВС	CO_2—N_2	—	—	0,3
—	Фенчшунь, Вентанг							
—	Юиньгкоу, Хуайлай	—	67—91	Вода	N_2	—	—	0,7
	Тайвань							
26	Матсао	300 (1500)	247	ПВС	H_2SiCO_2	Cl—SO_4—H	23,8	3,5
	Филиппины							
27	Тиви	950 (2300)	250	ПВС	CO_2	Cl—Na	3,7	330
28	Мак Бан			ПВС	CO_2	Cl—Na		220
29	Тонгонан	305	196 (224)	ПВС	CO_2	Cl—Na	3,2	58
	Индонезия							
30	Кава Камаджанг	650 (761)	220 (238)	Пар	CO_2	SO_4—Na	0,7	30
	Африка							
	Кения							
31	Олькария	(1300)	220 (286)	ПВС	CH_4	Cl—HCO_3—Na		30
	Новая Зеландия							
32	Вайракей	200—1200 (2300)	230 (260)	ПВС	CO_2	Cl—Na	4,6	192
33	Каверау	800—1120 (1250)	250 (285)	ПВС	CO_2	Cl—Na	3	10

* ПВС — пароводяная смесь.



Рис. 37. Действующие ГеоТЭС и наиболее перспективные районы мира для освоения термальных вод в теплоэнергетических целях.

1 — действующие ГеоТЭС; *2—4* — районы, наиболее перспективные для получения теплоэнергетических подземных вод: *2* — в областях современного и молодого вулканизма, *3* — в пределах складчатых активизированных областей, *4* — в артезианских бассейнах.

стково-мергелистыми трещиноватыми породами мезозоя (?), содержащими высокотермальные подземные воды. На глубинах 2000 м температура достигает 250—340 °С, на 3000 м — 400 °С [Бруни П. и др., 1981 г.]. Здесь разведано гидротермальное месторождение Мофете, в котором установлено два продуктивных горизонта: верхний (T=295 °С) содержит воду с растворенным углекислым газом; нижний (T=337 °С) представлен двумя фазами — жидкой водой и газообразным CO_2 [Гуглиелминетти М., Торе Г., 1985 г.]. Минерализация перегретых вод на месторождении Мофете около 12—15 г/л. На Флегрейских полях было намечено построить ГеоТЭС мощностью около 20 МВт. Однако в гидротермальную систему здесь, по-видимому, внедрился магматический расплав, вследствие чего температура на глубине 1 км повысилась до 465 °С, а давление возросло до 30 МПа [31]. При таких условиях строительство ГеоТЭС оказалось невозможным. Вместе с тем близ Неаполя довольно низкие (52 °С) температуры подземных вод установлены на глубине 2072 м в мезозойских известняках в вулканическом районе Сомма-Везувий [Балдуччи С. и др., 1985 г.]. Подземные воды в известняках здесь близки по составу к морской воде. Низкие температуры объясняются малыми размерами магматического ствола вулкана Везувий.

В Африке в Эфиопской рифтовой зоне на участке Лангано, где выходит множество термальных щелочных (pH=8÷9) источников хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией до 2—3 г/л и температурой до 80—96 °С, пробурено восемь скважин глубиной до 2448 м. Одна из них вскрыла продуктивный горизонт с температурой воды 301 °С [Уодлоу М., 1985 г.].

В Северной Америке в пределах США интенсивно продолжается изучение геотермальных ресурсов в вулканических районах Калифорнии, Невады, Вайоминга, Нью-Мексико и др. В Юго-Восточной Калифорнии в районе Косо разведано крупное месторождение термальных вод, температура которых на глубинах 1500—2000 м достигает 240 °С [Дуффильд А., 1984 г.]. Потенциальная энергетическая мощность парогидротерм в Косо оценивается около 650 МВт. Большой интерес представляют исследования, проводимые на месторождении Империал Вэлли (в районе оз. Салтон-Си, Южная Калифорния) по извлечению некоторых металлов (Zn, Pb и др.) из отработанных в качестве тепловой энергии геотермальных хлоридных рассолов. Содержание в этих рассолах Zn — 270 мг/л, Pb — 50 мг/л. После извлечения металлов рассолы закачиваются в недра [Шульце Л. Е., Бауэр Д. Дж., 1983 г.].

Начато разведочное бурение в районе Долины Кальдер (штат Нью-Мексико). В вулканическом поле Хемес пробурена скважина до глубины 856 м (из них нижние 523 м — по палеозойским карбонатным и терригенным образованиям). Температура подземных вод в нижней части разреза достигает 150—160 °С [Гофф Ф., 1986 г.].

В Канаде ведется разведка геотермальных ресурсов в районе четвертичного вулкана Маунт-Ригер (Британская Колумбия). Базовая температура гидротермальной системы здесь по гидрохимическим и изотопным геотермометрам довольно низкая — около 140 °С [Кларк И. Д. и др., 1982 г.].

В Мексике продолжаются исследования на геотермальной площади Серро-Прието (Калифорния) с целью увеличения мощности геотермальной электростанции от 180 до 640 МВт. В 1984 г. в Серро-Прието работало уже 120 глубоких (до 3580 м) эксплуатационных скважин [Липпманн М. Дж. и др., 1984 г.]. Выявлены новые геотермальные зоны в Трансмексиканском вулканическом поясе в районах кальдеры Умерос и купола Деррумбадас (юго-восточнее г. Мехико). Температуры вод на глубинах 1300—1600 м достигают 251 °С (кальдера Умерос), 327 °С (купол Деррумбадас) [Джанес-Каркиа К., Гаркиа Д. С., 1982 г.].

На Малых Антильских островах начато освоение геотермальной энергии на о. Гваделупа, где предполагается создать геотермическую станцию мощностью 4,2 МВт [Ламете Дж. Д., 1985 г.]. В Центральной Америке продолжаются работы по дальнейшему увеличению использования геотермальной энергии в Сальвадоре, Никарагуа и других странах. В Южной Америке большие работы по изучению геотермальных ресурсов проведены в Чили — в Центральных Андах в районе вулкана Эль-Татио (рис. 38). Температуры вод на глубинах 700—900 м достигают здесь 200—260 °С. Для этих терм характерны высокие содержания цезия (до 18 мг/кг), лития (до 45 мг/кг), рубидия (до 10 мг/кг) (см. табл. 49).

В СССР осуществляются работы по подготовке к промышленному использованию гидротерм Мутновского вулкана [Геотермические и геохимические исследования..., 1986 г.]. В Японии в большом объеме проводятся исследования по совершенствованию методов эксплуатации термальных вод. В частности, проведенные на ряде месторождений (Отаке, Онума, Оникобе и др.) опыты по закачке обратно в пласты отработанных вод показали, что нагнетаемые воды очень быстро попадают в продуктивную зону [Хорне Р. Н., 1982 г.]. При этом прорыв вод происходит по зонам с высокой трещиноватостью. Этими исследованиями установлено, что оценка ресурсов термальных вод рассматриваемых месторождений, выполненная на основе объемного метода, чрезвычайно завышена и требует пересмотра. Продолжаются также поиски и разведка новых перспективных геотермальных месторождений в районах Озо-Осима, Ибусуки (Клуицу), Насу (Осирокава), Такиноками (северная часть Хонсю) и др. [31]. При этом планируется увеличить мощность ГеоТЭС в Японии от 215—230 МВт в 1984 г.

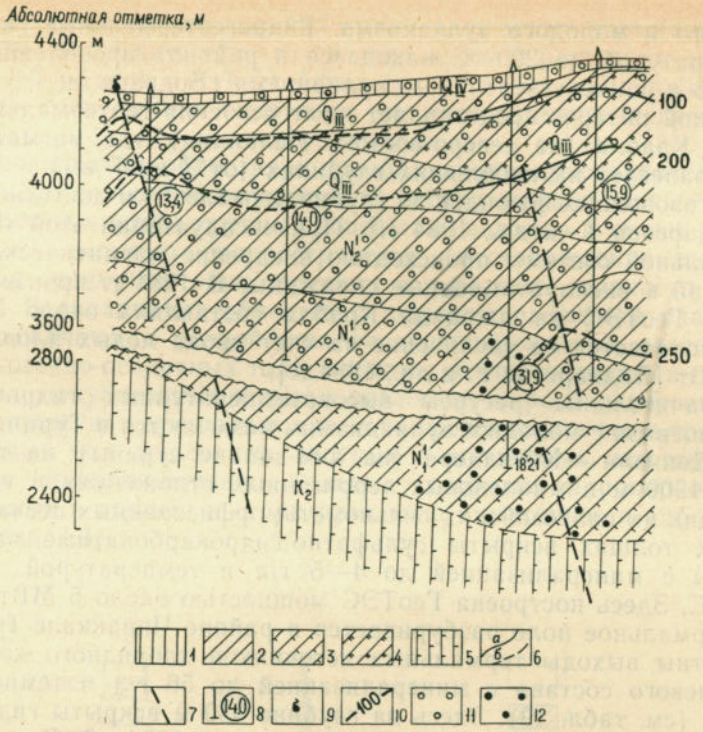


Рис. 38. Схематический гидрогеохимический профиль месторождения Эль-Татио (Центральные Анды, Чили) (по материалам А. Лансена, П. Трухилльо [1975 г.]).

1 — моренные отложения (Q_4); *2—4* — липаритовая формация (Q_{III}—N_1^1): *2* — игнимбриты, *3* — туфы, лавы, пемзовые брекчии, игнимбриты, *4* — дациты; *5* — терригенные отложения (песчаники и др.) (K_2); *6* — геологические границы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *7* — разломы; *8* — скважина, ее глубина, цифра в кружке — минерализация термальных вод, г/кг; *9* — термальные источники; *10* — гидроизотермы, °С (штриховой линией показаны предполагаемые); *11—12* — слабощелочные хлоридные натриевые углекислые подземные воды с минерализацией, г/кг: *11* — до 10—20, *12* — до 20—35.

до 3000 МВт к 1996 г. [Огава К., 1984 г.]. В большом объеме ведутся работы по изучению геотермальных полей в Индонезии. На ее территории имеется более 100 действующих вулканов. В 1984 г. мощность геотермальных электростанций в Индонезии составляла 30 МВт, к 1990 г. предполагается довести ее до 1050 МВт [Саито М., 1984 г.]. В Новой Зеландии планируется строительство новых ГеоТЭС в зоне Таупо (Бродлендс, Вайотапу и др.), а также на месторождении Нафа на п-ове Окленд, общей мощностью 500—600 МВт и более. В гидротермальных системах Новой Зеландии (Вайракей, Ротокоа, Бродлендс и др.) температуры подземных вод достигают часто 250—300 °С (на глубинах 500—2500 м).

В Исландии выявлено 16 высокотемпературных геотермальных полей с температурой подземных вод более 200 °С. Они приурочены к осевым зонам рифтов и отчетливо тяготеют к центрам совре-

менного и молодого вулканизма. Гидрогеотермальные системы с температурой до 200 °С находятся в районах проявления неогенового и раннечетвертичного вулканизма [Бодварссон Г., 1983 г.]. Большой интерес представляет опыт освоения геотермальной площади Крабла (на северо-востоке Исландии), где магматический очаг залегает на небольших глубинах (от 3 до 7 км) и температура газоводных флюидов на глубинах около 1 км достигает 300 °С [Бодварссон Г. и др., 1984 г.]. При эксплуатации этой гидрогеотермальной системы происходило внедрение магматических образований в эксплуатационные скважины. В 1984 г. производительность ГеоТЭС на площади Крабла составляла около 30 МВт, предполагается ее увеличение за счет ввода новых площадей до 50 МВт [Бодварссон Г. и др., 1984 г.].

Значительные ресурсы высокотемпературных гидротерм во взаимосвязи с молодым вулканизмом намечаются в Турции. В районе Денизли — Кизилдере (на юго-западе страны) на глубинах 500—1200 м в миоценовых терригенных отложениях и в подстилающих их палеозойских сильнометаморфизованных песчано-сланцевых толщах вскрыты сульфатно-гидрокарбонатные натриевые термы с минерализацией до 4—5 г/л и температурой до 200—230 °С. Здесь построена ГеоТЭС мощностью около 5 МВт. Второе геотермальное поле разбуривается в районе Чанаккале-Тузла, где известны выходы термальных источников хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 56 г/л и температурой 91 °С (см. табл. 19). Здесь на глубине 330 м вскрыты гидротермы с температурой 173 °С [Аккус М. Ф. и др., 1984 г.]. Высокий геотермальный потенциал ожидается в районах Измира, Трои и др. Общий геоэнергетический потенциал страны за счет высокотемпературных гидротерм оценивается около 4500 МВт.

Большим разнообразием характеризуются многочисленные месторождения термальных вод в складчатых областях, охваченных новейшими тектоническими движениями при отсутствии проявлений современного вулканизма. Это в основном щелочные азотные, азотные и метановые, реже углекислые термы. Данные об их химическом составе и закономерностях распространения приведены в разд. 1, 3, 4 и 5 и показаны на рис. 9—18. Эти месторождения весьма разнообразны по минерализации (от пресных вод до крепких рассолов) и ионно-солевому составу (гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные) термальных вод. Общим для них является то, что температуры их на глубинах 3—5 км не превышают обычно 100—150, реже 180—200 °С и теплоноситель в них представлен только жидкой водой. Но могут быть в некоторых случаях и исключения. Так, например, в Индии в Гималаях в верховьях р. Инд (высоты около 4400 м над уровнем моря) в долине р. Пуга выходят источники хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава щелочные (pH=7,5) с минерализацией около 2,5 г/л и температурой около 80—84 °С. В скважинах глубиной до 100—130 м были вскрыты гидротермы такого же состава с температурой до 120—135 °С [Саксена В. К., д'Аморе Ф., 1984 г.]. Предполагается, что темпе-

ратуры на глубине нескольких километров могут достигать 200 °С и более. Возможно, что это связано здесь с развитием мел-эоценовых эффузивов и кайнозойских гранитов. Но в основном температуры этой группы гидротерм не превышают в недрах 100—150 °С.

В складчатых областях с преобладанием кристаллических пород (гидрогеологических массивов) месторождения этих гидротерм приурочены к зонам крупных новейших разломов и имеют узко локальное (жильное) распространение (месторождения щелочных азотных преимущественно пресных вод разного анионного состава и др.). В складчатых областях с широким развитием слабометаморфизованных, в разной степени дислоцированных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ наряду с месторождениями термальных вод, приуроченных к зонам разломов, широко распространены месторождения термальных пластово-трещинных и реже трещинно-пластовых вод (щелочных азотных и метановых, местами углекислых преимущественно соленых хлоридно-гидрокарбонатных, хлоридных и других) в структурах типа адмассивов и адбассейнов (см. разд. 1.4).

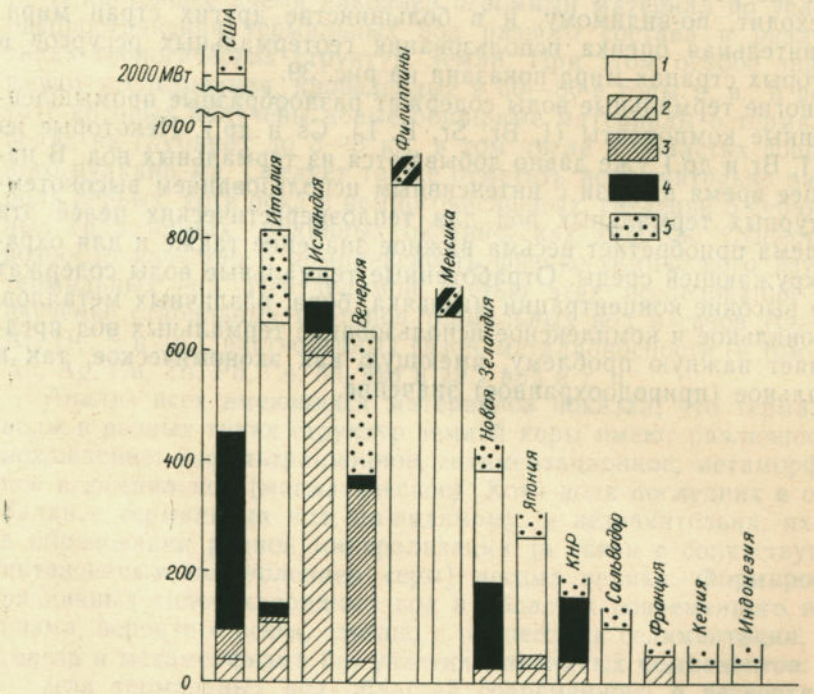


Рис. 39. Современное использование гидротермальных ресурсов за рубежом (по В. И. Кононову [1985 г.], с дополнениями).

1 — для выработки электроэнергии; *2* — для теплоснабжения зданий; *3* — в сельском хозяйстве; *4* — в промышленности; *5* — в бальнеологии.

Теплоэнергетические ресурсы этих гидротерм в складчатых областях в целом весьма велики. Об этом прежде всего свидетельствуют существующие в них многочисленные термальные источники, температуры вод которых достигают 50—80 °С (реже более), а дебиты 5—10 л/с (реже более). В результате проведения разведочных работ эксплуатационные запасы этих гидротерм существенно возрастают. Так, например, на источнике Кульдур (Дальний Восток СССР), имевшем расход 1,6 л/с, был получен расход 22 л/с термальной воды с температурой 72 °С [Мавринский Б. Ф. и др., 1975 г.]. Вместе с тем теплоэнергетическая мощность этих месторождений термальных вод обычно не превышает нескольких гигаджоулей в час (8—16 ГДж/ч по наиболее крупным разведанным месторождениям в СССР) [36], в связи с чем месторождения используются в основном для теплофикации и бальнеологии.

Термальные воды повсеместно с древних времен используются в бальнеологии. В историческом аспекте это кратко рассмотрено в разд. 2. В СССР за последние 20 лет число используемых месторождений минеральных вод, по данным В. В. Иванова [21], возросло примерно в 2 раза и превышает 550 месторождений. Среди них месторождения с термальными водами составляют около 50 %. Такой же рост использования термальных вод в лечебных целях происходит, по-видимому, и в большинстве других стран мира. Сравнительная оценка использования геотермальных ресурсов в некоторых странах мира показана на рис. 39.

Многие термальные воды содержат разнообразные промышленно-ценные компоненты (I, Br, Sr, B, Li, Cs и др.). Некоторые из них (I, Br и др.) уже давно добываются из термальных вод. В настоящее время в связи с интенсивным использованием высокотемпературных термальных вод для теплоэнергетических целей эта проблема приобретает весьма важное значение также и для охраны окружающей среды. Отработанные термальные воды содержат часто высокие концентрации мышьяка, бора, различных металлов. Рациональное и комплексное использование термальных вод представляет важную проблему, имеющую как экономическое, так и социальное (природоохранное) значение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе осуществлен первый опыт регионального структурно-гидрогеологического и гидрогеохимического исследования термальных подземных вод Земли. Термальные подземные воды весьма широко распространены в земной коре и активно участвуют в разнообразных геологических процессах. С ними сопряжены сложные и разнообразные процессы миграции химических элементов, приводящие к формированию месторождений различных полезных ископаемых.

В настоящее время накоплен огромный материал по условиям распространения термальных вод разного состава в различных типах геологических структур Земли. При этом особое значение имеют исследования, проведенные в 50—80-е годы н. в., в результате которых получены новые обширные материалы о термальных водах на глубинах до 3—5 км, в том числе в областях современного вулканизма. Следует также отметить исключительно важную роль первых, хотя пока и немногочисленных, сведений о субаквальных гидротермах срединных океанических хребтов. Существенно возросло качество и комплексность физико-химического изучения термальных вод. Неотделимой частью этих исследований стало изучение стабильных изотопов термальных вод и газов (O, H, C, Ar, He, S и др.), растворенных газов, металлоносности (в том числе Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Mn и др.) вод и т. п.

Анализ всех имеющихся материалов показал, что термальные воды в разных типах структур земной коры имеют различное происхождение: инфильтрационное, седиментационное, метаморфогенное и ювенильное (магматическое). Хотя доля последних в общем балансе термальных вод, по-видимому, и незначительна, их роль в образовании рудной минерализации (в связи с сопутствующим интенсивным поступлением серы) весьма велика. Формирование различных типов хлоридных вод в областях современного вулканизма, вероятнее всего, связано с процессами седиментации, катагенеза и метаморфизма без участия мантийных компонентов.

Для термальных вод областей современного и четвертичного вулканизма наблюдается довольно четкая взаимосвязь между составом термальных вод и наличием определенных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Термальные хлоридные соленые воды приурочены к районам развития осадочных и вулкано-

генно-осадочных формаций, накапливавшихся в морских бассейнах; термальные хлоридные рассолы установлены лишь в районах распространения галогенных формаций. Все это свидетельствует в пользу корового (немантийного) происхождения основной массы хлоридных вод в областях современного вулканизма.

В связи со сложным генезисом термальных вод вулканических районов различное происхождение имеют и содержащиеся в них металлы. Вместе с тем основная масса металлов, вероятнее всего, заимствована из горных пород земной коры.

В задачи дальнейших региональных исследований термальных вод должны входить выявление направленности основных гидрогеохимических процессов в разных типах геологических структур и познание условий миграции различных металлов с целью разработки палеогидрогеологических и палеогидрогеохимических критериев формирования и локализации месторождений различных полезных ископаемых.

ПРИЛОЖЕНИЕ. ФАМИЛИИ ИНОСТРАННЫХ АВТОРОВ, ПРИВЕДЕННЫЕ В ТЕКСТЕ В РУССКОЙ ТРАНСКРИПЦИИ

Абель К.— Abel C.
Адам Дж.— Adam J.
Акико У.— Akiko U.
Аккус М. Ф.— Akkus M. F.
Аллен А. Д.— Allen A. D.
Аллен Б.— Allen B.
Аллен Е. Т.— Allen E. T.
Альбареде Ф.— Albarede F.
Альдвалл Х. Р.— Aldwell C. R.
Аль-Савах Факхри Д. С.— Al-Sawaf Fakhri D. S.
д'Аморе Ф.— D'Amore F.
Ан Кеши — An Keshi
Араго Д.— Arago D.
Арнорссон С.— Arnorsson S.
д'Арчимбауд Дж. Д.—D'Archimbaud J. D.
Аткинс Дж.— Atkins J.
Ацаребадеган У. Дж.— Azarabadegan U. J.

Бакер Х.— Backer H.
Балди П.— Baldi P.
Балдуччи С.— Balducci S.
Баллард Р. Д.— Ballard R. D.
Банвелл К.— Banwell C.
Барнс И.— Barnes I.
Барнс Г. Л.— Barnes H. L.
Баррос Дж. А.— Barros J. A.
Барроу Дж.— Barrow J.
Бауэр Д. Дж.— Bawer D. J.
Белл Дж.— Bell J.
Беммелен Р. В. ван — Bemmelen R. W. van
Бенчини А.— Bencini A.
Берман Э.— Berman E.
Бертон Л.— Berton L.
Берти П.— Berthier P.
Бехер Д.— Becher D.
Бирни Р. В.— Birnie R. W.
Бишоф К.— Bischof C.
Бишофф Дж.— Bishoff J.
Боато Г.— Boato G.
Бодварссон Г.— Bodvarsson G.
Бонетти Э.— Bonetti E.
Бортолами Г. К.— Bortolami G. C.
Бострём К.— Böstrom K.
Боуринг Дж.— Bowring J.
Боуэрс Т. С.— Bowers T. S.
Бош Б.— Bosch B.
Браун Д.— Brown D.
Бресмаль Дж. Ф.— Bresmal J. F.
Бринкманн Р.— Brinkmann R.
Брок Т. Д.— Brock T. D.
Брукс Р.— Brucks R.
Бруни П.— Bruni P.
Бунзен Р. В.— Bunsen R. W.
Бурдон Д. Дж.— Burdon D. J.
Бухроитнер М. Ф.— Buchroithner M. F.

Вадлау М.— Wardlaw M.
Вакита Х.— Wakita H.
Валлейк Р. Х.— Wallace R. H.
Ватхайре Дж. К.— Vathaire J. C.
Вейл В.— Veil W.
Вейссберг Б. Г.— Weissberg B. G.
Велхан Дж. А.— Welhan J. A.
Вендел М.— Vendel M.
Венингер Г.— Weninger G.
Видаль В. М.— Vidal V. M.
Вильсон К. В.— Wilson C. W.
Вильсон С. Х.— Wilson S. H.
Вильямс Б.— Williams B.
Вильямс Р. В.— Williams R. W.

Гадалиа А.— Gadalia A.
Гао-Вен-ку — Gao-Wen-xue
Гаркиа Д. С.— Garcia D. S.
Геверс Т. В.— Gevers T. W.
Гектор Дж.— Hector J.
Гиллис Р.— Gillies R.
Глодек Ю.— Glodek J.
Голдинг Р. М.— Golding R. M.
Гофф Ф.— Goff F.
Гравес М.— Greaves M.
Грэйндж Л. Дж.— Grange L. J.
Гранвилле А. Б.— Granville A. B.
Грант М. А.— Grant M. A.
Грегори Дж. В.— Gregory J. W.
Грей Д. А.— Grey D. A.
Гримаунд Д.— Grimaund D.

Гуглиелминетти М.— Guglielminetti M.
Гуиге С.— Guigue S.
Гутенберг Б.— Gutenberg B.
Гуттон Ф. В.— Hutton F. W.
Гэйл Дж.— Gale J.

Дабеню Ш.— Daubeny Ch.
Давид Т. В.— David T. W.
Дамиани А. В.— Damiani A. V.
Дамм К. фон — Damm K. von
Дегенс Э.— Degens E.
Дей А.— Day A.
Де Лоне Л.— de Launay L.
Детрик Р. С.— Detrick R. S.
Джанес-Каркиа К.— Yanez-Carcia C.
Джонс П.— Jones P.
Диксон Ф.— Dickson F.
Димитриевич Н.— Dimitrijevič N.
Добре Г. А.— Daubrée G. A.
Доунинг Р. А.— Downing R. A.
Дуффильд А.— Duffield A.
Дэви Г. А.— Davey H. A.
Дэви Дж.— Davy J.
Дюкло Е.— Ducloux E.

Зюсс Э.— Süss E.

Ивао Ш.— Iwao S.
Ивасаки И.— Iwasaki J.
Икеда Н.— Ikeda N.
Ишизу Р.— Ishizu R.
Йенсен М. Л.— Jensen M. L.

Кабоякава М.— Kaboyakawa M.
Каваретта Г.— Cavaretta G.
Кагляр К. О.— Caglar K. O.
Каламаи А.— Calamai A.
Карака Дж. К.— Kharaka J. K.
Карле В.— Carle W.
Карнот А.— Carnot A.
Каротерс В. В.— Carothers W. W.
Каррер Дж.— Carrere J.
Кастнер М.— Kastner M.
Като Т.— Kato T.
Качура Г.— Kacura G.
Кент Л. Е.— Kent L. E.
Кёниг Дж.— Koenig J.
Кимура К.— Kimura K.
Киришима С.— Kirishima S.
Кишхази П.— Kisházi P.
Кларк И. Д.— Clark I. D.
Клиим-Нильсен Л.— Kliim-Nielsen L.
Кога А.— Koga A.
Кокс Б. А.— Cox B. A.
Кокс М. С.— Cox M. S.
Колдуэлл Д. Е.— Caldwell D. E.
Комбе М.— Combe M.
Конлей Д.— Conley D.
Корим К.— Korim K.
Корлисс Дж. Б.— Corliss J. B.
Коски Р. А.— Koski R. A.
Коудерт Дж. М.— Coudert J. M.
Коутроупис Н.— Koutroupis N.
Крейг Г.— Craig H.
Кристманнсдоттир Н.— Kristmannsdottir N.
Кришнасвами В. С.— Krishnaswami V. S.
Кронэн Д. С.— Cronan D. S.
Крюгер П.— Kruger P.
Кулль Дж. П.— Cull J. P.
Курода К.— Kuroda K.
Кусиканкью Х.— Cusicanqui H.
Куускраа В. А.— Kuuskraa V. A.
Куэллар Г.— Cuéllar G.
Кходабандех А.— Khodabandeh A.
Кхуденр К. А.— Khudeir K. A.
Каротерс В. В.— Carothers W. W.
Кюн Р.— Kühn R.

Лакруа А.— Lacroix A.
Ламберт И.— Lambert J.
Ламете Дж. Д.— Lamete J. D.
Ланд С. А.— Land S. A.
Лансен А.— Lansen A.
Лаптон Дж.— Lupton J.
Леитсоиз А.— Leitsois A.
Лефорт Ж.— Lefort J.
Либе П.— Liebe P.
Ли-Гуи-чу — Li-Gui-chu
Линдгрен В.— Lindgren W.
Лион Г. Л.— Lion G. L.
Липпманн М. Дж.— Lippmann M. J.
Листер К.— Lister C.
Ллойд Е. Ф.— Lloyd E. F.
Лонсдэйл П. Ф.— Lonsdale P. F.

Мазор Е.— Mazor E.
Майер П. Дж.— Maier P. J.
Майхев Е. И.— Mayhew E. I.
Мак Дафф Р. Е.— Mc Duff R. E.
Макдональд Г.— Macdonald G.
Мак-Леод И.— Macleod J.
Макферсон Дж.— Macpherson J.
Малахофф А.— Malahoff A.
Малькольм Е.— Malcolm E.
Манхейм Ф.— Manheim F.
Маринелли Г.— Marinelli G.
Маршалл П.— Mapshall P.
Массет А.— Musset A.
Мацуяма С.— Matsuyama S.
Матсубая О.— Matsubaya O.
Маффлер Л.— Muffler L.
Махон В. А. Дж.— Mahon W. A. J.
Мацукума Т.— Matsukuma T.
Мацуо С.— Matsuo S.
Маэда К.— Maeda K.
Менард Г. У.— Menard H. W.
Меркадо С.— Mercado S.
Мидзутани Я.— Mizutani Y.
Мичард А.— Michard A.

Мичард Г.— Michard G.
Морган П. Г.— Morgan P. G.
Моретти А.— Moretti A.
Мурман Дж.— Moorman J.
Мурт И. К. ван — Moort I. C. van
Муха И.— Mucha I.
Мэртлок П. А.— Martlock P. A.
Мюньер-Джолайн Ж. П.— Munier-Jolain J. P.

Накаи Т.— Nakai T.
Накагава Р.— Nakagawa R.
Накамура Х.— Nakamura H.
Немото Т.— Nemoto T.
Нильсен Б. Л.— Nielsen B. L.
Ногучи К.— Noguchi K.
Нода Т.— Noda T.

Оана С.— Oana S.
Огава К.— Ogawa K.
Озава Т.— Ozawa T.
Ольдхам Т.— Oldham T.
Отте К.— Otte C.

Пальмер Е.— Palmer E.
Парайаннпоулоу А.— Parayannpoulou A.
Пателла Д.— Patella D.
Патерсон В.— Paterson W.
Педерсен Х.— Pedersen H.
Перзоц Ф.— Persoz F.
Петерсон М.— Peterson M.
Презбиндовский Д. Р.— Prezbindowski D. R.
Принцеп Дж.— Prinsep J.

Ранкама К.— Rankama K.
Раст Х.— Rast H.
Риндл М. М.— Rindl M. M.
Ритман А.— Rittmann A.
Ритчи И. А.— Ritchie J. A.
Рихтер Ч. Ф.— Richter C. F.
Ромагноли Р.— Romagnoli R.
Рона П.— Rona P.
Росс Д.— Ross D.
Роу Дж. Дж.— Rowe J. J.

Садурский А.— Sadurski A.
Саито М.— Saito M.
Сакаи Х.— Sakai H.
Саксена В. К.— Saxena V. K.
Саламех Е. М.— Salameh E. M.
Сато Г.— Sato G.
Сато К.— Sato K.
Саутер Дж. Г.— Souther J. G.
Сверински Д. А.— Sverjnsky D. A.
Свиней Р. Е.— Svieney R. E.
Сейфрид В. Е.— Seyfried W. E.
Сигурдссон С.— Sigurdson S.
Смарасон О. В.— Smarason O. W.
Смит Д. Г.— Smith D. G.
Смит Дж. Л.— Smith J. L.
Смит П. А.— Smith P. A.
Саломон-Калви В.— Salomon-Calvi W.
Спир М.— Speer M.
Списс Ф. Н.— Spiess F. N.
Стауффер Р. Е.— Stauffer R. E.
Стеварт М. К.— Stewart M. K.
Страчан Д. Г.— Strachan D. G.
Сухи К.— Suchy K.

Тазиев Г.— Tasieff H.
Темпле Л.— Temple L.
Тенборг П.— Tenborg P.
Тернек З.— Ternec Z.
Томас Д.— Thomas D.
Томассон Дж.— Tomasson J.
Томпсон Б. Р.— Thompson B. R.
Томпсон Дж.— Thompson J.
Торе Г.— Tore G.
Трипе Ф. М.— Tripier F. M.
Тристам Г. Б.— Tristam H. B.
Трошель Х. Г.— Troshel H. G.
Трусделл А. Г.— Truesdell A. H.
Трухилльо П.— Trujillo P.
Тэйлор Х. П.— Taylor H. P.

Уайланд Е. Дж.— Wayland E. J.
Уайт Д. Е.— White D. E.
Уайт К. Х.— White K. H.
Удагава Е.— Udagawa E.
Удзумаса Я.— Uzumasa Y.
Уодлоу М.— Wardlaw M.
Уолкер Б.— Wolker B.
Уоллек Р. Х.— Wallace R. H.
Уолтон Г.— Walton G.
Уоринг Дж. А.— Waring G. A.

Файллат Дж. Р.— Faillat J. R.
Фанкелли Р.— Fancelli R.
Феннер К. Н.— Fenner C. N.
Фергюсон Дж.— Ferguson J.
Феррара Г. Ц.— Ferrara G. C.
Ферхуген Дж.— Verhoogen J.
Фелициано Дж. М.— Feliciano J. M.
Фонсека Дж. П. Р.— Fonseka J. P. R.
Фонтэн Г.— Fontaine H.
Франко О.— Franko O.
Фрэйп С. К.— Frape S. K.
Фрезениус К. Р.— Fresenius C. R.
Фридман Дж.— Friedman J.
Фуке Я.— Fouquet Y.
Фукута О.— Fukuta O.
Фюрон Р.— Furon R.

Хабермехл М. А.— Habermehl M. A.
Хагуе А.— Hague A.
Халл И. Г.— Hall I. G.
Халстед Е. К.— Halsted E. C.
Хальстон Дж. Р.— Hulston J. R.
Хаммершоймб Е. С.— Hammershaimb E. C.

Хантер Д.— Hunter D.
Хармон Р. С.— Harmon R. S.
Хейсе Г. В.— Heise G. W.
Хекиниан Р.— Hekinian R.
Хеминг Р. Ф.— Heming R. F.
Хенли Р. В.— Henley R. W.
Хёфс И.— Hoefs I.
Хе-Ши-чунь — He-Shi-chun
Хили Дж.— Healy J.
Холлидэй Д. В.— Holliday D. W.
Хорикоси Е.— Horikoshi E.
Хорне Дж.— Horne J.
Хорне Р. Н.— Horne R. N.
Хорсфильд Т.— Horsfield Th.
Хэймон Р. М.— Haymon R. M.

Цис Е. Г.— Zies E. J.

Чаманский Г. К.— Czamanske G. K.
Чанг Х. Т.— Chang H. T.
Чао-Хзиа-чен — Chao-Hsia-chen
Чарльстон Р.— Charleston R.
Чатерджи Г.— Chaterji G.
Ченг В. Т.— Cheng W. T.
Чоудхури А. Н.— Chowdhury A. N.

Шанкер Р.— Shanker R.
Шау Т.— Shaw T.
Шворчова Л.— Svorcová L.
Шеньо М.— Chaigneau M.
Шеппард Д. С.— Sheppard D. S.
Шорт Т.— Short T.
Шоу Д. М.— Show D. M.
Шоэн Р.— Shoen R.
Шталь В.— Stahl W.
Штеттер К.— Stetter K.
Шульце Л. Е.— Schultze L. E.

Щерев К.— Scherrew K.

Эвердинген Р. О. ван — Everdingen R. O. van
Эдмонд Дж. М.— Edmond J. M.
Эдмундс В. М.— Edmunds W. M.
Эйби Дж. А.— Eiby G. A.
Экштейн Дж.— Eckshtein J.
Элдер Дж.— Elder J.
Эллис А. Дж.— Ellis A. J.
Эльдерфильд Х.— Elderfield H.
Эмери К.— Emery K.
Эмото И.— Emoto Y.
Эрентёц К.— Erentöz C.
Эрлих Г.— Earlich G.
Эрманн Ф.— Ehrmann F.

Юрабе А.— Urabe A.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьев В. В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., 1966, с. 118—128.
2. *Басков Е. А.* Основы палеогидрогеологии рудных месторождений Л., Недра, 1983, 263 с.
3. *Басков Е. А., Суриков С. Н.* Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1975. 172 с.
4. *Берман Э.* Геотермальная энергия. М., 1978. 416 с.
5. *Богуславский Э. И.* Технико-экономическая оценка освоения тепловых ресурсов недр. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1984. 168 с.
6. *Большое* трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975—1976/Отв. ред. чл.-кор. АН СССР С. А. Федотов. М., Наука, 1984. 638 с.
7. *Ветштейн В. Е.* Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л., Недра, 1982. 216 с.
8. *Вулканизм,* гидротермальный процесс и рудообразование/Под ред. С. И. Набоко. М., Недра, 1974. 264 с.
9. *Вулканизм* и глубины Земли. Мат-лы III Всесоюз. вулканолог. совещ. 28—31 мая 1969 г./Отв. ред. Е. К. Мархинин, С. И. Набоко. М., Наука, 1961. 406 с.
10. *Геотермальная* энергия. Ресурсы, разработка, использование/Ред. П. Крюгер и К. Отте. М., Мир, 1975. 354 с.
11. *Геотермические* исследования и использование тепла Земли/Отв. ред. Ф. А. Макаренко. М., Наука, 1966. 431 с.
12. *Геотермические* исследования и использование термальных вод в народном хозяйстве. Тез. докл. Международ. симпозиума социалист. стран/Ред. Г. И. Буачидзе. Тбилиси, Мецниереба, 1985. 129 с.
13. *Геотехнологические* аспекты геотермальной энергетики. Материалы Всесоюз. конф. «Народно-хозяйственные и методические проблемы геотермии». Махачкала, Дагест. филиал АН СССР, 1984. 140 с.
14. *Гидрогеология* Азии/Под ред. Н. А. Маринова. М., Недра, 1974. 576 с.
15. *Гидрогеология* Африки/Науч. ред. Н. А. Маринов. М., Недра, 1978, 372 с.
16. *Гидрогеология* СССР. Т. 1—45/Гл. ред. А. В. Сидоренко. М., Недра, 1966—1972.
17. *Дворов И. М., Дворов В. И.* Освоение внутриземного тепла. М., Наука, 1984. 160 с.
18. *Дядькин Ю. Д., Парийский Ю. М.* Извлечение и использование тепла Земли. Л., Ленингр. Горн. ин-т, 1977. 113 с.
19. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М., Недра, 1972. 280 с.
20. *Зеленов К. К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972. 216 с.
21. *Иванов В. В.* Геотермальные ресурсы и их использование в курортном деле СССР.— В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М., Наука, 1985, с. 67—73.
22. *Изотопия* природных вод/Ред. В. И. Ферронский. М., Наука, 1978. 244 с.

23. *Изучение* и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях/Отв. ред. И. Т. Аладьев, В. М. Сугробов. М., Наука, 1979. 267 с.
24. *Изучение* и использование глубинного тепла Земли/Отв. ред. Ф. А. Макаренко. М., Наука, 1973. 316 с.
25. *Кирюхин В. А., Толстихин Н. И.* Гидрогеология зарубежной Европы. Л., Ленингр. Горн. ин-т, 1986. 104 с.
26. *Кирюхин В. А., Толстихин Н. И.* Региональная гидрогеология. М., Недра, 1987. 382 с.
27. *Клименко И. А., Медведев Ст. А., Медведев С. А. и др.* Современное состояние освоения гидроминеральных ресурсов в качестве сырьевого источника редких элементов в СССР и за рубежом.— Обзорная информация ВИЭМС. Сер. Экономика минер. сырья и геол.-развед. работ, 1983. 37 с.
28. *Крайнов С. Р., Швец В. М.* Основы геохимии подземных вод. М., Недра, 1980. 286 с.
29. *Крамаренко Л. Е.* Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л., Недра, 1983. 181 с.
30. *Кононов В. И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М., Наука, 1983. 216 с.
31. *Кононов В. И.* Освоение гидротермальных ресурсов за рубежом.— В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М., Наука, 1985, с. 18—37.
32. *Коротков А. И.* Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. Л., Недра, 1983. 232 с.
33. *Лебедев Л. М.* Современные рудообразующие гидротермы. М., Недра, 1975. 262 с.
34. *Маврицкий Б. Ф.* Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., Наука, 1971. 242 с.
35. *Маврицкий Б. Ф., Отман Н. С., Шпак А. А.* Типизация месторождений теплоэнергетических вод трещинно-жильного типа для целей разведки.— В кн.: Методы изучения и оценки ресурсов подземных вод глубоких горизонтов. М., 1986, с. 43—50. (ВСЕГИНГЕО).
36. *Маврицкий Б. Ф., Шпак А. А.* Исследования и оценка ресурсов термальных вод СССР.— В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М., Наука, 1985, с. 47—56.
37. *Мархинин Е. К.* Вулканизм. М., Недра, 1985. 288 с.
38. *Металлоносность* термальных вод складчатых областей СССР/Научн. ред. И. К. Зайцев. Л., ВСЕГЕИ, 1979. 123 с.
39. *Моисеенко У. И., Смыслов А. А.* Температура земных недр. Л., Недра, 1986. 180 с.
40. *Мушкетов И. В.* Физическая геология. Изд. 2-е. Том II. Денудационные процессы. Петербург. Изд. Ин-та инженеров путей сообщения, 1906. 956 с.
41. *Набоко С. И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М., Наука, 1980. 200 с.
42. *Новиков Г. П., Гульянц Г. М., Агеев Ю. Н. и др.* Бурение скважин на термальные воды и перегретый пар за рубежом.— Обзорная информация ВНИИОЭНГ. Сер. Бурение, 1983, вып. 18 (57). 82 с.
43. *Овчинников А. М.* Минеральные воды. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.
44. *Основы* гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод/Отв. ред. Н. А. Маринов, Е. В. Пиннекер. Новосибирск, Наука, 1983. 231 с.
45. *Пампура В. Д.* Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск, Наука, 1985. 152 с.
46. *Романов Г. Д., Фазлуллин М. И., Дрягалин Е. Н., Новиков Г. П.* Опыт бурения геотермальных скважин за рубежом.— Обзорная информация ВИЭМС. Сер. Техника и технология геол.-развед. работ. М., 1983. 72 с.
47. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М., Мир, 1986. 160 с.
48. *Самохин А. А.* Оценка ресурсов геотермальной энергии в зарубежных странах и перспектива их освоения. М., ВИЭМС, 1983. 61 с.
49. *Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 191 с.

50. *Современное* гидротермальное рудоотложение/Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., Мир, 1974. 280 с.
51. *Современные* гидротермы и минералообразование/Отв. ред. Л. М. Лебедев. М., Наука, 1977. 202 с.
52. *Современные* вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги/В. Е. Попов, С. Г. Краснов, А. И. Айнемер и др.— Зап. ВМО, 1985, т. CXIV, вып. 4, с. 410—427.
53. *Тепловой* режим недр СССР/Отв. ред. Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк. М., Наука, 1970. 234 с.
54. *Толстихин И. Н.* Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л., Наука, 1986. 200 с.
55. *Уайт Д. Е.* Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1970, с. 479—529.
56. *Уайт Д. Е.* Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., Мир., 1965, с. 78—100.
57. *Флерова Л. И., Маринов Н. А.* Минеральные и термальные воды.— В кн.: Гидрогеологические исследования за рубежом/Под ред. Н. А. Маринова. М., Недра, 1982, с. 145—187.
58. *Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. М., Наука, 1968. 234 с.
59. *Щербаков А. В.* Геохимические особенности термальных вод как минерального сырья для химической промышленности.— В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М., Наука, 1985, с. 57—67.
60. *Эдмонд Дж. М., Дамм К. фон.* Горячие источники на дне океана.— В мире науки, 1983, № 6, с. 46—60.
61. *Эллис А. Дж.* Химия некоторых исследованных геотермальных систем.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1970, с. 389—427.
62. *Advances* in European Geothermal Research. Proceedingo of the Second International Seminar on the Results of E. C. Geothermal Energy Research, held in Strasbourg, 4—6 March 1980. Edited by A. S. Strub and P. Ungemach. D. Reidel Publishing Company, 1980. 1086 p.
63. *Allen E. T., Day A. L.* Hot Springs of the Yellowstone National Park. Carnegie Inst., Washington, pub. 466, 1935. 525 p.
64. *Bencini A., Duchi V., Martini M.* Geochemistry of Thermal Springs of Tuscany (Italy).— Chemical Geology, 1977, v. 19, N 3, p. 229—252.
65. *Bencini A., Duchi V., Martini M.* Thermal Waters from the Island of the Aegenean Arc (Greece) — Rend. della Soc. Ital. di Mineral e Petrol., 1981, v. 37, N 2, p. 921—928.
66. *Breckenridge R. M., Hinckley B. S.* Thermal Springs of Wyoming.— The Geol. Surv. of Wyoming, bul. 50, Laramie, Wyoming. 1978. 104 p.
67. *Carle W.* Die Mineral und Thermalwasser von Mitteleuropa. Geologia. Chemismus, Genese. Stuttgart, 1975. 643 p.
68. *Collins A. Gene.* Geochemistry of oilfield waters. Amsterdam e. a., Elsevier Sci Publ. Co, 1975. 496 p.
69. *Day A. L., Allen E. T.* The Volcanic Activity and Hot Springs of Lassen Peak. Carnegie Inst., Washington, pub. 360,, 1925. 190 p.
70. *Ellis A. J., Mahon W. A. J.* Chemistry and geothermal systems. N. Y. Acad. pess., 1977. 385 p.
71. *Erentöz C., Ternec Z.* Les sources thermominerales de la Turque et l'etude de l'energie geothermique.— Bull. of the Miner. Res. and Explor. Inst. of Turque, 1968, N 70, p. 1—59.
72. *Everdingen R. O. van.* Thermal and Mineral Springs in the Southern Rocky Mountains of Canada Water Management Service Department of the Environment Ottawa. Canada, 1972. 151 p.
73. *Ferguson J., Lambert I. B.* Volcamic Exhalations and Metal Enrichment at Matupi Harbor, New Britain. T. P. N. G.— Economic Geology, 1972, v. 67, N 1, p. 25—37.

74. *Fichier* des Sources d'Eaux Minerales Francaises. Redacteur en Chef H. Denian. Annales des Mines,, an 190, N 8—9, 1983. 204 p.
75. *Franko O., Gazda S., Michaličck M.* Tvorba a klasifikácia mineralnych vod zapadnych Karpat.— Geolog. ûstav dion. štura. Bratislava, 1975. 230 c.
76. *Frape S. K., Fritz P., Mc Nutt.* Water — Rock Interaction and Chemistry of Groundwaters from the Canadian Shield.— Gechemica et Cosmochimica Acta, 1984, v. 48, N 8, p. 1617—1627.
77. *Forecasting* volcanic events/ed H. Tasieff, J. C. Sabroux. Developments in volcanalogy 1. Elsevier, 1983. 636 p.
78. *Geothermal* Studies in China/Wang ji-yang, Chen Mo-xiag, Wang ji-an et set.— Journ. of Volcan. and Geotherm. Res., 1981, v. 9, N 1, p. 57—75.
79. *Golding R. M., Speer M. G.* Alkaly Jon Analysis of Thermal Waters in New Zealand.— New Zealand journ. of Sci., 1961, v. 4, N 2, p. 203—213.
80. *Hoefs I.* Stable Isotope Geochemistry. Springer—Verlag, Berlin, 1972. 140 p.
81. *Matsubaya O., Sakai H., Kusachi I., Satake H.* Hydrogen and Oxigen Isotopic ratious and major element chemistry of japanese thermal water systems.— Geochemical journ., 1973, v. 7, N 3, p. 123—152.
82. *Miller T. P., Barnes I., Patton W. I.* Geologic Setting and Chemical Characteristic of Hot Springs in West—Central Alaska.— Jorn. Res. U. S. Geol. Surv., 1975, v. 3, N 2, p. 149—162.
83. *Report* of the Twenty Third Session Czechoslovakia, 1968. International Geological Congres. Proceedings of Symposium II. Mineral and Thermal Wateres of the World. A — Europe, v. 18. Ed. by G. Kačura, Prague, Academia, 1969. 178 p.
84. *Report* of the Twenty Third Session Czechoslovakia, 1968. International Geological Congress. Proceedings of Symposium II. Mineral and Thermal Waters of the World. B — Oversea Countries, v. 19. Ed. by G. Kačura. Prague, Academia, 1969. 304 p.
85. *Ritchie I. A.* Arsenic and Antimony in Some New Zealand Thermal Waters.— New Zealand journ. of Sci., 1961, v. 4, N 2, p. 218—229.
86. *Rowe J. J., Fournier R. O., Morey G. W.* Chemical analysis of thermal waters in Yellostone National Park, Wyoming, 1960—65.— Geol. Surv. Bull., 1973, N 1303. 31 p.
87. *Sato K.* On the Types of japanese Volcanic Thermal Water. — Japan journ. of Geol. and Geogr., 1961, v. 32, N 2, p. 293—315.
88. *Second* United Nations Simposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco, California, USA, 20—29 May, 1975. Proceedings, v. 1—3, U. S. Goverment Printing Office, Washington, 1976.
89. *Sumi K.* Catologue of Hot Springs and Mineral Springs in Japan.— Geol. Surv. of Japan, 1975. 135 p.
90. *Vidal V. M. V., Vidal F. V., Isaacs J. D., Young D. R.* Coastal Submarine Hydrothermal Activity off Northern Baja Califormia.— Journ. Geophisical Research, 1978, v. 83, N 84, p. 1757—1774.
91. *Weissberg B. G.* Gold-Silver Ore-Grade Precipitates of New Zealand Thermal Waters.— Econ. Geol., 1969, v. 64, N 1, p. 95—108.
92. *Waring G. A.* Thermal Springs of the United States and Other Countries of the World. A Summary. Geol. Surv. Proff. Paper 492. Washington, 1965. 383 p.
93. *White D. E., Hem J. D.,, Waring G. A.* Chemical Composition of Subsarface Waters.— Geol. Surv. Professional Paper 440-F. Data of Geochemistry US Goverment Printing Office. Washington, 1963. 68 p.
94. *Uzumasa Y.* Chemical Investigations of Hot Springs in Japan. Tokyo, Tsukiji Shokan Co. Ltd, 1965. 189 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

1. Краткие сведения о геологическом строении и общих гидрогеологических условиях Земли 5
   1.1. Тектоническое районирование . . . . . —
   1.2. Вулканизм 14
   1.3. Сейсмичность 22
   1.4. Геотермия 25
   1.5. Структурно-гидрогеологическое районирование 26
2. Состояние изученности термальных вод Земли 44
3. Состав и распространение основных типов термальных вод Земли . . 62
   3.1. Кислые термальные воды 65
   3.2. Щелочные (и слабокислые) термальные воды 72
4. Региональные закономерности распространения термальных вод . . 92
5. Металлоносность термальных вод 99
   5.1. Группа металлических рудных элементов 102
   5.2. Группа металлоидных и металлогенных элементов 125
   5.3. Группа железа 131
   5.4. Группа молибдена 139
   5.5. Группа щелочных металлов 144
   5.6. Группа бериллия 151
   5.7. Группа редких металлов 157
   5.8. Алюминий 161
   5.9. Региональные закономерности металлоносности термальных вод —
6. Современное рудообразование в очагах разгрузки термальных вод . . 164
   6.1. Рудообразование в областях суши . . . . . —
   6.2. Рудообразование в подводных условиях 175
7. Условия формирования термальных вод 183
   7.1. Изотопный состав термальных вод . . . . . —
   7.2. Бактериальный состав термальных вод 196
   7.3. Корреляционные связи компонентов состава термальных вод 203
   7.4. Формирование основных типов термальных вод 207
8. Использование термальных вод в практических целях 216

Заключение 235

Приложение. Фамилии иностранных авторов, приведенные в тексте в русской транскрипции 237

Список литературы 241

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Басков Евгений Алексеевич, Суриков Станислав Николаевич

ГИДРОТЕРМЫ ЗЕМЛИ

Заведующий редакцией **А. Н. Павлов**
Редактор издательства **В. И. Александрова**
Переплет художника **В. И. Иванова**
Технический редактор **С. А. Кодаш**
Корректор **М. И. Витис**

ИБ № 5719
Сдано в набор 20.07.88. Подписано в печать 24.03.89. М-23119.
Формат 60×90 1/16. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 16,2 (в т. ч. 2 вкл. 0,7). Усл. кр.-отт. 16,7.
Уч.-изд. л. 20,89. Тираж 900 экз. Заказ № 366/671. Цена 3 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

В 1990 г. Ленинградское отделение издательства «Недра» выпускает новые книги по геологии:

Прасолов Э. М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. 20 л. 4 р. 30 к.

Изложены методика и техника изучения изотопного состава углерода, азота, аргона и других инертных газов, приведена форма представления результатов измерений. Рассмотрены причины, определяющие изотопный состав различных газов, выявлены главные из них, разработаны изотопные генетические критерии и типизация природных газов. Приведены примеры использования изотопно-геохимических данных для решения проблемы происхождения и миграции природных газов и других геологических задач.

Для научных работников — геологов и геохимиков, работающих в области нефтегазовой и рудной геологии.

Шаблинская Н. В., Буданов Г. Ф., Лазарев В. С. Промежуточные комплексы платформенных областей СССР и их нефтегазоносность. 18 л. 3 р. 90 к.

Проведена систематизация и дан анализ особенностей распространения и тектонического строения промежуточных комплексов, показаны их взаимоотношения с фундаментом и платформенным чехлом. Приведена схема эволюции литосферы территории платформ СССР в позднем протерозое и фанерозое. На основе анализа показателей нефтегазоносности выполнено нефтегеологическое районирование проме-

жуточных комплексов и выявлены наиболее перспективные бассейны. Рассмотрены наиболее целесообразные направления поисков месторождений нефти и газа в промежуточных комплексах платформ.

Для геологов и геофизиков нефтяников, занимающихся изучением глубинной структуры нефтегазоносных регионов и поисками залежей углеводородов.

Своевременно оформляйте заказы на необходимые Вам издания. Помните, что тиражи книг определяются предварительными заказами, поступившими в магазины.

Предварительные заказы принимают фирменный магазин № 17 «Недра» (199178, Ленинград, Средний пр., 61), магазин № 115 (117334, Москва, Ленинский пр., 40), магазины — опорные пункты издательства «Недра», а также все книжные магазины, распространяющие научно-техническую литературу.



Весьма разнообразны гидротермы в областях современного вулканизма, где большую роль в их формировании играют вулканические газы, связанные с магматическими очагами. Здесь к действующим вулканам в областях суши приурочены сильнокислые и щелочные сероводородно-углекислые, реже водородные термальные воды хлоридного и сульфатного состава.

Крупные очаги разгрузки хлоридных рудоносных гидротерм установлены в последние десятилетия в океанах в сводовых частях срединно-океанических хребтов. Эти гидротермы формируются путем взаимодействия океанических вод с магматическими породами.

Термальные воды издавна используются человечеством как лечебные. Они представляют собой важный возобновляемый источник тепловой энергии. С середины XX в. гидротермы получают все более широкое применение для теплоэнергетических целей, в первую очередь в областях современного вулканизма и в пределах молодых платформенных и орогенных впадин.