

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Ю. П. ТРУХИН
Р. А. ШУВАЛОВ

СОВРЕМЕННЫЙ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ
ПРОЦЕСС
В ЭВОЛЮЦИИ
ВУЛКАНИЗМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт вулканологии

Ю. П. ТРУХИН,
Р. А. ШУВАЛОВ

СОВРЕМЕННЫЙ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ
ПРОЦЕСС
В ЭВОЛЮЦИИ
ВУЛКАНИЗМА

(по геохимическим
данным)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979



Ю.П. Т р у х и н, Р.А. Ш у в а л о в. Современный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма (по геохимическим данным). – М.: Наука, 1979.

В работе рассмотрены вопросы геохимической специализации гидротерм Камчатки в зависимости от структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм, эволюции вулканизма в районах действия гидротермальных систем. Выявлены индикаторные компоненты гидротерм, источником которых является эндогенный флюид. На основе комплекса геохимических, геологических и геофизических данных авторы приходят к выводу, что большинство гидротермальных систем Камчатки формируется при участии флюидов, поднимающихся из зон генерации мантийных магм. При этом наиболее концентрированные потоки флюидов существуют вдоль высоко продвинутых магматических колонн.

Табл. 38. Илл. 16. Библ. 175 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
С.И. НАБОКО

ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия все большее внимание исследователей привлекает современный гидротермальный процесс. В трудах симпозиума, посвященного памяти академика А.Н. Заваризкого в марте 1960 г., подчеркивается, что изучение гидротермальных процессов и минералообразования должно привести к решению более общих вопросов об источниках и условиях формирования состава гидротерм, балансе вещества между мантией и земной корой, количестве ювенильного привноса веществ на поверхность Земли.

Соотношению между гидротермальной и магматической деятельностью посвящены работы В.В. Аверьева (1964, 1966). По его мнению, естественная парагенетическая ассоциация "кислого вулканизма" и гидротермальной деятельности представляет особую форму вулканизма, главным агентом которого является не силикатный расплав (магма), а водный флюид ("водная магма" по Д. Ферхугену, "сквозьмагматический раствор" по Д.С. Коржинскому). Внедрение флюида в верхние горизонты земной коры приводит к местному расплавлению пород и продолжает гидротермальную деятельность (Аверьев, 1964).

С.И. Набоко (1962) делает попытку оценить геологическую значимость современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. Ей представляется, что в результате гидротермальной обработки вмещающих пород вулканическими ювенильными газами, растворенными в подземных водах, образуются метаморфические формации, сопоставимые по масштабам с древними формациями Урала и других районов. Итогом длительного предшествующего этапа исследований является работа С.И. Набоко, посвященная многообразию форм проявлений современного гидротермального метаморфизма в вулканических областях (1963). Высказывается представление об условиях формирования гидротермальных систем. Конкретизируется представление об условиях формирования и эволюции химического состава гидротерм. Характеризуются условия опализации, аргиллизации, алунитизации, пропилитизации, а также сульфидообразования в областях активного вулканизма.

В последующие годы результаты работ Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, других научно-исследовательских институтов, Камчатского территориального геологического управления опубликованы в Трудах Всесоюзных вулканологических совещаний, ряде

монографий и многочисленных статьях, в которых освещаются различные стороны современного гидротермального процесса.

В.В. Аверьевым (1961), В.М. Сугробовым (1964), Е.А. Вакиным и другими (1971) в общем виде сформулированы модели гидротермальной системы. "Гидротермальные системы рассматривают-ся как высокотемпературные водонапорные системы или специфические гидродинамические системы, возникающие в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя – надкритического водного флюида или расплава" [Белоусов, Сугробов, 1976, с. 5].

В ряде работ высказаны различные представления на природу современного гидротермального процесса. Однако в вопросе источников флюидов, участвующих в формировании гидротермальных систем, и по сей день остается много неясного и, как подчеркивают В.И. Белоусов и В.М. Сугробов (1976), вопрос об источниках флюидов находится пока на уровне гипотетических разработок.

В предлагаемой работе делается попытка определить наиболее вероятный источник флюидов, формирующих современные гидротермальные системы, основываясь на геохимических данных. В работе авторами использован гидрохимический материал, полученный за длительный период изучения гидротермального процесса на Камчатке и Курильских островах, в котором принимали участие многие исследователи: В.В. Аверьев, Г.И. Арсанова, Л.Н. Барабанов, Н.С. Бескровный, Е.Н. Басков, Л.А. Башарина, Е.А. Вакин, Г.А. Голева, М.Б. Голубовский, В.В. Иванов, Е.М. Изотова, Г.А. Карпов, Т.П. Кирсанова, И.А. Клименко, Л.А. Комкова, В.И. Кононов, Ю.Н. Краевой, Ю.Ф. Манухин, И.А. Меняйлов, М.Н. Мокроусов, С.И. Набоко, Л.П. Никитина, Б.И. Пийп, Г.Ф. Пилипенко, Е.К. Серафимова, С.С. Сидоров, В.М. Сугробов, Н.Г. Сугробова, О.Н. Толстыхин, Ю.П. Трухин, Т.И. Устинова, К.П. Флоренский, Г.Г. Храмова, А.М. Чирков, Р.А. Шувалов.

Гидрохимические материалы, полученные различными исследователями, разными аналитиками, разными методами, требуют согласования при их совместном использовании. Поэтому авторы опирались на аналитические данные, полученные в лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Большая часть использованных анализов бора в гидротермах выполнена Р.А. Шуваловым. Правдавляющее большинство анализов гидротермально-измененных пород геотермальных месторождений и неизмененных пород в районе действия гидротермальных систем выполнено в лабораториях ИМГРЭ. K, Na, Li, Rb определялись методом пламенной фотометрии, B, F, Cu, Zn, Pb – преимущественно количественным спектральным анализом. При использовании аналитических данных других исследователей даны соответствующие ссылки.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность доктору геолого-минералогических наук С.И. Набоко, кандидатам геолого-минералогических наук О.Н. Волынцу, Т.В. Тарасенко, Е.К. Серафимовой, Л.А. Комковой и др., принимавшим участие в обсуждении работы.

Главы I, II, IV монографии написаны Ю.П. Трухиным и Р.А. Шуваловым, главы III и V – Ю.П. Трухиным.

Глава I

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ИНДИКАТОРНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ГИДРОТЕРМ

В 40-х годах Л. Грейтон писал об источнике рудообразующих флюидов, полагая, что этот вопрос решен окончательно в пользу магматогенного, "...Эта тема снимается со списка спорных вопросов" (1946). Однако в последующие десятилетия данный вопрос был одним из наиболее дискуссионных и находится в центре внимания широкого круга специалистов и в наши дни. Сложность и неоднозначность его решения нашли яркое отражение в работах симпозиума, посвященного проблеме источников рудного вещества эндогенных месторождений (Москва, 1974). Согласно представлениям одних исследователей (Таусон, 1974; Рябчиков, 1976), связь вещества эндогенных рудных месторождений с магматическими расплавами и прежде всего с гранитными магмами несомненна. Я.Н. Белевцев (1976), кроме того, придает большое значение в гидротермальном рудообразовании региональным динамотермометаморфическим процессам, вызывающим грандиозное перемещение рудогенных элементов, которое усиливается с развитием процессов метаморфизма. Вместе с тем, в материалах симпозиума подчеркивается, что большинство исследователей предполагает наличие нескольких источников рудного вещества эндогенных рудных месторождений и, следовательно, рудоносных флюидов (Смирнов, 1969, 1976; Барсуков, Дмитриев, 1976; Белевцев, 1976; Гинзбург, 1976; Овчинников, 1976; Рябчиков, 1976; Таусон, 1976; Щеглов, 1976; и др.). Кроме того, отмечается, что решение вопроса об источниках рудоносных флюидов находится в стадии разработки и далеко от своего завершения. Эволюция идеи и представления о природе гидротермальных рудообразующих растворов рассмотрены в работе А.М. Сечевицы (1976).

Неоднозначны и противоречивы также представления и о природе современного гидротермального процесса. Среди многообразия генетических типов современных гидротерм областей активного вулканизма (Иванов, 1960а; 1977; Набоко, 1963 и др.) не вызывают сомнений лишь представления об условиях формирования фумарольных терм активных вулканов, обусловленных отделением летучих компонентов от магматического вещества близповерхностных магматических камер или подводящих каналов вулканов и последующим их взаимодействием с подземными или поверхностными водами.

Происхождение термальных растворов гидротермальных систем различные исследователи объясняют неодинаково. Гидротермальные

системы формируются как вблизи вулканических построек или в пределах вулкано-тектонических структур (вулкано-тектонических депрессий, кальдер), так и в пределах тектонических структур (грабенов, зон разломов), развивающихся в условиях деформаций растяжения.

В работах Б.И. Пийпа (1937), С.И. Набоко (1963), Д.Е. Уайта (1965), Г.М. Власова (1971) и др. предполагается, в той или иной форме, что образование гидротермальных систем областей активного вулканизма обусловлено существованием в коре промежуточных магматических очагов.

Крайне противоположны взгляды на природу гидротермального процесса А.И. Германова (1953), который считает, что гидротермальные процессы могут протекать в земной коре без участия магматических очагов и магматических флюидов, за счет движения артезианских и других нагретых подземных вод, "...которые являются неотъемлемой частью вещества земной коры и осуществляют непрерывную региональную миграцию химических элементов" (Германов, 1953, с. 38). В.В. Иванов (1960 а, 1960 б; Иванов и др., 1968) полагает, что выделенные им типы гидротерм гидротермальных систем формируются в различных условиях, отражая разнообразные коровые процессы: 1 - нагрев инфильтрационных вод глубокой циркуляции в региональном тепловом поле и их взаимодействие с породами на пути фильтрации (азотные термы); 2 - воздействие на подземные воды локальных мощных тепловых потоков, идущих от активных магматических очагов в резко восстановительных условиях (азотно-углекислые термы); 3 - воздействие на подземные воды процессов термометаморфизма (углекислые термы). В последнем случае, однако, не уточняется, идет ли речь о региональном динамотермометаморфизме, либо о контактовом термометаморфизме, О.Г. Воробьев, Г.А. Голова и др. (1972), обобщая весь имеющийся материал о гидротермах Курило-Камчатской вулканической дуги, приходят к заключениям, сформулированным ранее В.В. Ивановым (1960а, 1960б).

В.В. Аверьев (1966), основываясь на анализе высокотемпературных гидротермальных систем, считает, что их существование в течение достаточно длительного времени не может быть обеспечено близповерхностными магматическими очагами. Наиболее приемлемой, по его мнению, является модель формирования гидротермальных систем путем внедрения в водоносные комплексы высокоэнергоемкого флюида, генерация которого связана с подкоровыми процессами.

Таким образом, к настоящему времени предложены разнообразные модели формирования гидротермальных систем с различной степенью их доказательности либо противоречивости. В целом, как подчеркивают В.И. Белоусов и В.М. Сугробов (1976), вопрос о природе гидротермальных систем, "источниках тепла и водных масс... остается на уровне гипотетических разработок" (с. 19).

Из существующих схем формирования гидротермальных систем

наиболее аргументированной, по нашему мнению, является схема В.В. Аверьяева (1966). По его представлениям гидротермальная система формируется в результате взаимодействия подземных вод зоны активного водообмена и глубинного существенно водного надkritического флюида. Участие инфильтрационных (метеорных) вод подтверждается многочисленными изотопными данными (White, 1957; Уайт, 1965; 1970 и др.). Область взаимодействия вод зоны активного водообмена и флюида рассматривается далее как зона генерации гидротерм.

В 1933 г. В. Линдгрен один из первых подчеркнул, что термальные растворы областей активного вулканизма содержат в относительно повышенных концентрациях B, Li, Rb, Cs, CO₂. Б.И. Пий (1937) для гидротерм Камчатки устанавливает сравнительно высокие концентрации As, Li, B и др. Позднее рядом исследователей (Иванов, 1960а, 1960б; Набоко, 1961, 1963, 1974; Ellis, Mahon, 1964, 1967; Арсанова, 1974) показано, что B, As, Li, Rb, Cs являются специфическими компонентами различных типов гидротермальных растворов областей активного вулканизма. Ряд авторов считает, что B, F, Li, Rb, Cs, As представляют собой компоненты эндогенного флюида. Присутствие их в термальных растворах объясняют также выщелачиванием из пород при реакциях раствор – порода в условиях повышенных температур. Наиболее последовательно эту точку зрения развивает А.Дж. Эллис (1970, 1975, Ellis, Mahon, 1964; 1967). В основе его доказательств лежат эксперименты по взаимодействию горных пород с водой при повышенных температурах (150–600°C) и давлениях (до 1500 атм). А.И. Германов (1953), рассматривая вопросы вертикальной гидрохимической зональности, отмечает, что глубинные хлоридно-натриевые воды с высокой минерализацией наряду с другими компонентами обогащены Li, F, B. Тем самым допускается влияние глубинных подземных вод на специфику химического состава гидротерм.

К настоящему времени в результате работ многих исследователей с той или иной степенью детальности изучены все термопроявления Камчатки. Несмотря на то что совершенство методов исследований и полнота анализов термальных растворов различны, в целом в настоящее время имеются сведения о содержании в гидротермах Камчатки широкого ряда элементов: Li, Rb, Cs, Na, K, Ca, Mg, Fe, B, F, Cl, S, Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, As, Sb, Hg, Au, Ag, а также компонентов газового состава: N₂, O₂, CO₂, H₂, CH₄, H₂S, Ar+Kr+Xe, He+Ne и о соотношениях изотопов некоторых элементов.

Учитывая низкую минерализацию инфильтрационных вод в зоне активного водообмена (табл. 1), есть основание полагать, что их собственный химический состав мало сказывается на химическом составе формирующихся гидротерм. Последний обусловлен преимущественно составом внедренного флюида и реакциями взаимодействия раствор – порода в зоне генерации гидротерм. Вследствие этих реакций химический состав флюида затушевывается. После-

Таблица 1

Содержание некоторых компонентов растворов в подземных водах зоны активного водообмена Камчатки

| Водоносный комплекс | Содержание компонентов, мг/л | | | | |
|---|------------------------------|---------------|----------------------------|--------------------|---------------|
| | Количество анализов | Минерализация | $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ | SO_4^{2-} | Cl^- |
| Нижне-верхнечетвертичных отложений Центрально-Камчатской депрессии | 16 | 100-200 | 14-22 | 6-18 | 12-31 |
| Нижне-среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений Западно-Камчатской равнины | 50 | 40-100 | 2-9 | 0-14 | 7-15 |
| Среднечетвертичных современных пирокластических отложений | 36 | 54-100 | 1-10 | 4-12 | 7-56 |
| Вулканогенных пород четвертичного возраста | 140 | 33-118 | 2-13 | 0-115 | 7-36 |
| Осадочных отложений верхнемиоцен-плиоценового возраста | 77 | 50-150 | 3-32 | 3-20 | 7-21 |
| Туфгенно-осадочных отложений нижне-среднемиоценового возраста | 78 | 47-209 | 2-19 | 4-35 | 7-21 |
| Вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста | 60 | 45-187 | 5-32 | 4-20 | 7-21 |
| Кремнисто-вулканогенных образований верхнемелового возраста | 103 | 32-120 | 1-25 | 4-20 | 7-21 |
| Осадочных отложений мезозойского возраста | 24 | 65-120 | 3-9 | 4-25 | 7-28 |
| Интузивных пород | 30 | 30-60 | 6-17 | 4-25 | 7-14 |

Примечание. В таблице указаны предельные колебаний наиболее распространенных значений содержания компонентов. Таблица составлена по данным М.Б. Голубовского, 1972.

дующие изменения химического состава гидротерм происходят на пути их фильтрации из зоны генерации к поверхности.

Совершенно ясно, что флюид транспортирует в зону генерации гидротерм не только тепло, но и определенный набор химических элементов. Химический состав и тепловые характеристики флюидов будут зависеть как от условий генерации флюида, так и от условий тепломассообмена на пути фильтрации. Понятно, что флюиды, дос-

тигающие зоны генерации гидротерм, претерпевают изменение тепловых параметров и глубокие химические преобразования. В ходе миграции флюидов в земной коре происходит взаимодействие флюидов с породами флюидопроводящей зоны. При этом буферирующее влияние пород или расплава, согласно Ф.А. Летникову и др. (1977), является одним из главных факторов, определяющих степень окисления первоначально восстановленных (мантийных или отделяющихся из магм) флюидов. Этими авторами рассмотрен широкий ряд окислительно-восстановительных реакций при взаимодействии флюидов с минералами и горными породами. Показано различие буферирующего влияния пород различного состава. Чем больше это влияние, тем глубже окисление исходного флюида и сильнее его преобразование. Вследствие гетерогенного строения земной коры флюидопроводящую зону могут слагать породы различного состава и разной буферирующей способности. Это может привести к тому, что степень окисленности флюидов, в исходном состоянии имевших одинаковый состав, будет различной. В одних участках окисление флюидов будет более глубоким (или полным), чем в других, где в верхние зоны земной коры и зоны генерации гидротерм будут поступать флюиды, имеющие восстановленный состав.

Ф.А. Летников и др. (1977) отмечают также, что наиболее интенсивно с породами реагирует головная часть флюидной колонны, где происходят наибольшие изменения состава флюидов. После образования на минералах реакционных каемок процесс взаимодействия замедляется. Это дает основание предположить, что процесс окисления флюидов в "долгоживущих" зонах проницаемости (флюидопроводниках) происходит менее интенсивно, чем в "молодых" флюидопроводящих структурах. Вместе с тем, долгоживущие зоны проницаемости должны характеризоваться и более напряженным геотермическим режимом.

Таким образом, в "долгоживущих" и "молодых" флюидопроводящих зонах миграция флюидов может сопровождаться не только различной степенью их окисления, но и различной степенью изменения их тепловых параметров. Участие флюидов, видимо, может влиять на формирование гидротермальных систем с различным химическим составом, различной степенью окисления компонентов переменной валентности и температурой гидротерм, однако все это еще не является показателем различия генезиса гидротермальных систем.

В целом химический состав гидротерм формирующихся гидротермальных систем обусловлен действием многих факторов. Однако может быть сделано допущение, что соотношение концентраций какой-то части компонентов флюида в гидротермах может сохраняться неизменным. И эта часть компонентного состава как бы хранит память об условиях генерации флюида или, иначе говоря, генетически маркирует флюид. Возникает вопрос, могут ли такие компоненты флюидов быть распознаны в гидротермах, достигающих земной поверхности. Вероятно могут, но при условии, что соотно-

шения таких компонентов должны резко отличаться от других типов вод гидросферы и кроме того не зависеть: 1) от изменения pH, Eh и PT-условий на пути фильтрации гидротерм; 2) от реакций взаимодействия раствор — порода на пути фильтрации гидротерм из зоны генерации к поверхности; 3) от геохимической обстановки в зоне генерации гидротерм. Такие компоненты далее мы будем называть индикаторными.

Вероятно, соотношение компонентов флюида будет зависеть от условий генерации флюида или иначе от состояния системы, продукцирующей флюид. Физико-химическая эволюция таких систем должна приводить к изменению как состава флюида, так и соотношений компонентов флюида, в том числе индикаторных. В свете представлений о связи флюидов с магматическими очагами (интрузиями) следует ожидать, что изменение состояния очага будет сопровождаться изменением состава отделяющегося флюида, аналогично тому, как наблюдается изменение состава газов (Башарина, 1963) по мере остывания лавовых потоков. Разумеется, это явления разных масштабов, протекающие в различных термодинамических условиях.

В настоящее время исследователи не располагают непосредственной информацией о состоянии магматических очагов или интрузивных камер. Представления о характере, направленности и темпе эволюции состояния магматических очагов формируются на основе изучения эволюции форм проявления наземного вулканизма и петрохимии его продуктов (Эрлих, Мелекесцев, 1973; Леонова, Селянгин, 1977 и др.). Следовательно, например, в рамках модели генетической связи гидротермальных систем с коровыми магматическими очагами следовало бы ожидать проявления определенной зависимости между изменениями соотношений содержаний индикаторных компонентов гидротерм и эволюцией вулканизма и геодинамики в районах действия гидротермальных систем. Установление и интерпретация такого рода зависимостей и являются целью настоящей работы.

Необходимо отметить, что некоторые исследователи не исключают существования связи отдельных гидротермальных систем с посторогенными интрузиями — как миоценовыми (формация габбро-гранодиоритовая)*, так и более поздними (формация гранит-дацит-порфировая). В значительной мере этому способствовало установление пространственной связи ряда геотермальных объектов Камчатки с интрузивными телами указанных магматических формаций. Поэтому мы попытались выяснить, существует ли зависимость в распределении геотермальных объектов Камчатки и интрузивных тел**. Установлено, что в одних случаях зоны разгрузки гидротерм

* Магматические формации выделены О.Н. Волынцом и др. (1968).

** Это удалось сделать не для всех районов Камчатки; так например, осталось неясным распределение интрузивных тел в пределах грабен-синклинали Восточной и Южной Камчатки, заполненной четвертичными вулканогенными отложениями.

контролируются активизированными зонами проницаемости, определяющими размещение интрузий миоценовой формации габбро-гранодиоритов (Карымшинская, Больше-Банная, Налачевская и другие зоны разгрузки гидротерм, см. гл. II). В других случаях зоны разгрузки гидротерм приурочены к зонам, контролирующими размещение основных и ультраосновных палеогеновых интрузий (восточная часть Кроноцкого полуострова). И, наконец, ряд зон разгрузки гидротерм не обнаруживает видимой пространственной связи с интрузивными телами. При этом какой-либо зависимости геохимической специализации гидротерм от наличия или отсутствия пространственной связи зон разгрузки с интрузивами, их составом и возрастом нам установить не удалось. Особенно интересны в этом плане данные для Срединного хребта, где сосредоточено около 80% интрузивов, установленных на Камчатке (Геология..., 1964). Однако и здесь распределение зон разгрузки гидротерм не коррелируется с распределением миоцен-плиоценовых интрузий. При этом наиболее существенным является то, что, не обнаруживая какой-либо зависимости от плотности распределения миоцен-плиоценовых интрузий, широко распространенных на всем протяжении Срединного хребта, зоны разгрузки гидротерм сосредоточены только в пределах наполовинного четвертичного вулканического пояса. Для всей Камчатки в целом характерно, что зоны разгрузки гидротерм локализованы в подавляющем большинстве случаев в пределах четвертичных вулканических поясов. За их пределами эти зоны выявлены преимущественно в районах плиоценовых вулканических зон: Начинской и Тумрокско-Никольской. Исключением является гидротермальная активность п-овов Кроноцкий и Камчатский мыс. Однако еще раз подчеркнем, что структуры Кроноцкого полуострова, ограничивающие с юго-востока Тумрокско-Никольскую зону, в настоящее время характеризуются интенсивными дифференцированными восходящими движениями. Все это дает нам основание полагать, что генетическая связь современных гидротермальных систем с миоцен-плиоценовыми интрузивами отсутствует. Наиболее вероятно, что современная гидротермальная деятельность является отражением региональных процессов, обусловивших заложение и развитие вулканических зон и поясов или отражением эволюционного развития конкретных коровых плиоцен-четвертичных магматических очагов. Тем самым нашей задачей с целью выявления источников флюидов, участвующих в формировании гидротерм гидротермальных систем, является установить закономерности изменения соотношений содержания индикаторных компонентов гидротерм в зависимости от приуроченности их зон разгрузки к различным геологическим структурам с разной спецификой геодинамики и вулканизма в четвертичное время.

Глава II

ГЕОДИНАМИКА, ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМЫ

Неоднократно подчеркивалось (Пийп, 1937 и др.), что точки выходов термальных источников на контурной карте Камчатки (рис. 1) группируются в закономерные ряды, исключающие случайность их распределения. Рис. 2 отражает распределение выходов гидротерм в современных морфоструктурах Камчатки (за исключением фумарольных терм действующих вулканов, формирование которых связано с близповерхностным магматическим веществом, заключенным в подводящих каналах). Химический состав гидротерм различных структурных зон показан в табл. 2 (вкл.). Подавляющее большинство зон разгрузки гидротерм сосредоточено в пределах современных грабен-синклиналей Восточной и Южной Камчатки и Срединного хребта. Выходы гидротерм в пределах грабен-синклиналии Восточной Камчатки распределены симметрично относительно структуры, они располагаются преимущественно в ее осевой части или вдоль полосы выделяемых В.И. Владавцем и Б.И. Пийпом (1957) разломов северо-восточного направления, контролирующих положение большинства действующих вулканов Восточной Камчатки. За пределами грабен-синклиналии Восточной Камчатки выходы гидротерм устанавливаются вдоль редуцированных поперечных северо-западных структур: Налачевской структурно-фациальной зоны и Начикинской зоны поперечных поднятий, разделяющей структуры Восточной и Южной Камчатки. В плиоцен-нижнечетвертичное время эти зоны характеризовались напряженным тектоническим режимом и интенсивным вулканизмом (Мелекесцев и др., 1974). Гидротермальная активность наблюдается и в горст-антеклинальных структурах восточного побережья Камчатки, примыкающих к поперечным северо-западным структурам тектономагматической активизации. Так, многочисленные группы источников (33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, см. рис. 1, 2) приурочены к горст-антеклинальной структуре Кроноцкого полуострова, сложенного породами мел-палеогеновых толщ, а также к горст-антеклинальной структуре п-ова Камчатского мыса. Существенно подчеркнуть, что для горст-антеклиналей Кроноцкого полуострова и Камчатского мыса на протяжении четвертичного времени характерны интенсивные дифференцированные движения (Мелекесцев и др., 1974). В Срединном хребте выходы гидротерм сосредоточены преимущественно вдоль системы глубинных разломов, ограничивающих грабен-синклиналь Срединного хребта с востока, в зонах их пересечений с разломами северо-западного и

Таблица 2

Среднее содержание и вынос компонентов термальными источниками Камчатки

| № и название термального источника | Среднее содержание компонентов, г/л | | | | | | | | | | Дебит, л/с | Вынос компонентов, г/с | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|-------------------------------------|-----------------|------------------------------|------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|---|--------------------------------|---------------------------------|------------|------------------------|-----------------|------------------------------|------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|---|--------------------------------|---------------------------------|------|-------|
| | K ⁺ | Na ⁺ | NH ₄ ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ | H ₃ BO ₃ | H ₂ SiO ₃ | | K ⁺ | Na ⁺ | NH ₄ ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ | H ₃ BO ₃ | H ₂ SiO ₃ | Q | |
| 1. Тымлатские | - | 1,085 | 0,000 | 0,145 | 0,012 | 0,095 | 1,163 | 1,734 | 0,0046 | 0,054 | 4,295 | 25 | - | 27,1 | 0,0 | 3,62 | 0,300 | 2,375 | 29,08 | 43,35 | 0,115 | 1,35 | 107,4 |
| 2. Дранкинские | 0,0074 | 0,152 | 0,0015 | 0,230 | 0,0071 | 0,035 | 0,790 | 0,031 | 0,0040 | 0,046 | 1,301 | 20 | 0,15 | 3,04 | 0,03 | 4,6 | 0,142 | 0,7 | 15,8 | 0,62 | 0,08 | 0,92 | 26,02 |
| 3. Паланские | 0,0061 | 0,162 | 0,0001 | 0,061 | 0,004 | 0,013 | 0,414 | 0,038 | 0,0022 | 0,065 | 0,765 | 16,5 | 0,10 | 2,67 | 0,002 | 1,01 | 0,066 | 0,215 | 6,83 | 0,627 | 0,036 | 1,07 | 12,62 |
| 4. Коркаваямские | 0,012 | 0,321 | 0,001 | 0,006 | 0,0017 | 0,109 | 0,134 | 0,514 | 0,0037 | 0,075 | 1,183 | 2 | 0,002 | 0,64 | 0,002 | 0,012 | 0,003 | 0,218 | 0,268 | 1,028 | 0,007 | 0,15 | 2,366 |
| 5. Ивашкниеские | 0,0016 | 0,053 | 0,000 | 0,021 | 0,0017 | 0,016 | 0,115 | 0,042 | 0,0006 | 0,038 | 0,288 | 25 | 0,04 | 1,32 | 0,0 | 0,525 | 0,043 | 0,4 | 2,875 | 1,05 | 0,015 | 0,95 | 7,2 |
| 6. Русаковские | 0,0019 | 0,134 | 0,0002 | 0,129 | 0,0031 | 0,049 | 0,507 | 0,036 | 0,0012 | 0,044 | 0,910 | 135 | 0,26 | 18,1 | 0,027 | 17,41 | 0,419 | 6,615 | 68,44 | 4,86 | 0,162 | 5,94 | 122,8 |
| 9. Куныманкуческие | 0,007 | 0,136 | 0,0002 | 0,074 | 0,008 | 0,107 | 0,372 | 0,000 | 0,0056 | 0,026 | 0,737 | 3 | 0,02 | 0,41 | 0,001 | 0,222 | 0,024 | 0,321 | 1,116 | 0,0 | 0,017 | 0,08 | 2,211 |
| 14. Двухорточные | 0,018 | 0,631 | 0,0001 | 0,112 | 0,0033 | 0,575 | 0,758 | 0,081 | 0,102 | 0,128 | 2,393 | 18,5 | 0,33 | 11,7 | 0,001 | 2,07 | 0,061 | 1,064 | 14,02 | 1,499 | 1,887 | 2,37 | 44,27 |
| 15. Большие Киреунские | 0,027 | 0,445 | 0,000 | 0,032 | 0,0012 | 0,612 | 0,139 | 0,065 | 0,132 | 0,124 | 1,535 | 30 | 0,81 | 13,3 | 0,0 | 0,96 | 0,036 | 18,36 | 4,17 | 1,95 | 3,96 | 3,72 | 46,05 |
| 16. Малые Киреунские | 0,017 | 0,445 | 0,0007 | 0,115 | 0,0046 | 0,591 | 0,372 | 0,067 | 0,141 | 0,113 | 1,835 | 5,0 | 0,08 | 2,22 | 0,003 | 0,57 | 0,023 | 2,96 | 1,86 | 0,335 | 0,705 | 0,56 | 9,176 |
| 17. Беловские | - | 0,004 | - | 0,023 | 0,003 | 0,007 | 0,019 | 0,061 | 0,034 | - | 0,153 | 1 | - | 0,004 | - | 0,002 | 0,003 | 0,007 | 0,019 | 0,061 | 0,034 | - | 0,153 |
| 18. Крерукские | 0,025 | 0,494 | 0,000 | 0,082 | 0,0097 | 0,164 | 0,686 | 0,491 | 0,014 | 0,155 | 1,635 | 0,8 | 0,02 | 0,39 | 0,6 | 0,006 | 0,008 | 0,131 | 0,549 | 0,393 | 0,011 | 0,12 | 1,308 |
| 19. Апапельские | 0,017 | 0,402 | 0,000 | 0,011 | 0,0022 | 0,164 | 0,418 | 0,174 | 0,103 | 0,221 | 1,491 | 10 | 0,17 | 4,02 | 0,0 | 0,11 | 0,022 | 1,64 | 4,18 | 1,74 | 1,03 | 2,21 | 14,91 |
| 20. Нижнеапальские | 0,026 | 0,403 | 0,000 | 0,041 | 0,0043 | 0,147 | 0,412 | 0,428 | 0,077 | 0,179 | 1,687 | 0,5 | 0,01 | 0,20 | 0,0 | 0,021 | 0,002 | 0,074 | 0,206 | 0,214 | 0,039 | 0,09 | 0,844 |
| 21. Опалинские | 0,031 | 0,683 | 0,000 | 0,046 | 0,027 | 0,159 | 0,548 | 0,165 | 0,028 | 0,140 | 2,827 | 0,15 | 0,005 | 0,10 | 0,0 | 0,007 | 0,004 | 0,024 | 0,082 | 0,175 | 0,004 | 0,02 | 0,424 |
| 22. Оксинские | 0,022 | 0,816 | 0,0003 | 0,031 | 0,020 | 0,192 | 0,588 | 1,210 | 0,074 | 0,155 | 2,979 | 7,2 | 0,16 | 5,87 | 0,002 | 0,223 | 0,144 | 1,382 | 4,234 | 8,712 | 0,533 | 1,12 | 21,45 |
| 23. Акавгайские | - | 0,248 | 0,000 | 0,146 | 0,001 | 0,140 | 0,681 | 0,030 | 0,013 | 0,074 | 1,314 | 7,0 | - | 1,74 | 0,0 | 1,022 | 0,007 | 0,98 | 4,627 | 0,21 | 0,091 | 0,51 | 9,198 |
| 24. Промежуточные | - | 0,138 | - | 0,049 | 0,0014 | 0,048 | 0,280 | 0,100 | - | 0,036 | 0,653 | 3 | - | 0,41 | - | 0,147 | 0,004 | 0,144 | 0,084 | 0,3 | - | 0,11 | 1,959 |
| 25. Быстриńskие | - | 0,472 | 0,000 | 0,273 | 0,013 | 0,591 | 0,859 | 0,049 | 0,079 | 0,031 | 2,367 | 2,5 | - | 1,18 | 0,0 | 0,683 | 0,033 | 1,478 | 2,148 | 0,123 | 0,198 | 0,08 | 5,918 |
| 26. Эссовские | 0,0067 | 0,238 | 0,000 | 0,089 | 0,0005 | 0,076 | 0,531 | 0,029 | 0,093 | 0,125 | 1,042 | 7,0 | 0,05 | 1,67 | 0,0 | 0,623 | 0,003 | 0,532 | 3,717 | 0,203 | 0,065 | 0,88 | 7,294 |
| 28. Верхнекимитинские | - | 0,203 | - | 0,053 | 0,0036 | 0,039 | 0,436 | 0,061 | 0,013 | - | 0,810 | 1,6 | - | 0,32 | - | 0,085 | 0,000 | 0,062 | 0,698 | 0,098 | 0,21 | - | 1,296 |
| 29. Среднекимитинские | - | 0,89 | 0,000 | 0,539 | 0,022 | 1,500 | 1,143 | 0,060 | 0,161 | - | 4,315 | 0,2 | - | 0,18 | 0,0 | 0,108 | 0,004 | 0,3 | 0,229 | 0,012 | 0,32 | - | 0,863 |
| 30. Мыс Африка | 0,058 | 1,486 | 0,0001 | 0,058 | 0,0084 | 0,975 | 1,863 | 0,156 | 0,028 | 0,030 | 4,632 | 0,3 | 0,2 | 0,45 | 0,0 | 0,017 | 0,003 | 0,293 | 0,559 | 0,047 | 0,008 | 0,01 | 1,39 |
| 33. Нижнечажминские | 0,0029 | 0,179 | 0,0001 | 0,021 | 0,0004 | 0,134 | 0,162 | 0,035 | 0,022 | 0,1111 | 0,670 | 13,5 | 0,04 | 2,42 | 0,001 | 0,284 | 0,005 | 1,809 | 2,187 | 0,473 | 0,297 | 1,50 | 9,045 |
| 34. Северо-Кроноцкие | - | 0,204 | 0,0004 | 0,054 | 0,0002 | 0,199 | 0,238 | 0,030 | 0,007 | 0,059 | 0,792 | 7,0 | - | 1,43 | 0,003 | 0,378 | 0,001 | 1,39 | 1,666 | 0,21 | 0,049 | 0,41 | 5,544 |
| 35. Южно-Кроноцкие | - | 0,569 | 0,0008 | 0,186 | 0,017 | 0,525 | 0,937 | 0,030 | 0,011 | 0,072 | 2,348 | 2,0 | - | 1,14 | 0,002 | 0,372 | 0,034 | 1,05 | 1,874 | 0,06 | 0,022 | 0,14 | 4,696 |
| 36. Верхнечажминские | - | 0,315 | 0,002 | 0,012 | 0,0037 | 0,255 | 0,230 | 0,100 | - | 0,052 | 0,970 | 1,4 | - | 0,44 | 0,003 | 0,017 | 0,005 | 0,357 | 0,322 | 0,14 | - | 0,07 | 1,358 |
| 37. Ивановские | - | 0,276 | 0,003 | 0,010 | 0,0055 | 0,142 | 0,025 | 0,331 | - | 0,036 | 0,829 | 0,35 | - | 0,10 | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,05 | 0,087 | 0,116 | - | 0,01 | 0,29 |
| 38. Малые Чажминские | - | 0,164 | 0,003 | 0,005 | 0,0067 | 0,107 | 0,025 | 0,170 | - | 0,044 | 0,525 | 0,6 | - | 0,10 | 0,002 | 0,003 | 0,004 | 0,064 | 0,015 | 0,102 | - | 0,03 | 0,315 |
| 39. Тюшевские | 0,0025 | 0,148 | 0,000 | 0,002 | 0, | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Таблица 18

Содержание Na, K, B, F, Li, Cu, Zn, Pb в породах Кунашира и гидротермально-измененных породах геотермального месторождения Горячий Пляж, %

| Элемент | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | |
|--------------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|----------|
| | \bar{c} | $c_{min}-c_{max}$ | |
| Na, н | 1,22 | 0,59-2,70 | 2,14 | 1,91-2,43 | 1,62 | 0,42-2,23 | 2,58 | 2,38-2,78 | 2,85 | 2,15-3,47 | 1,66 | 1,48-2,56 | 2,81 | 2,47-3,03 | 2,06 | 1,33-2,71 | 2,03 | 1,28-2,78 | 2,10 | 0,93 | 0,37-1,45 | 1,15 | 1,10-1,95 | 1,59 | 1,57-1,62 | 1,52 | 1,0-1,91 | | |
| K, н | 0,79 | 0,30-1,60 | 0,75 | 0,36-1,07 | 1,43 | 1,01-1,99 | 0,51 | 0,34-0,68 | 0,84 | 0,37-1,09 | 0,39 | 0,24-0,85 | 0,57 | 0,31-0,75 | 0,46 | 0,45-0,62 | 1,26 | 0,83-1,69 | 0,75 | 0,44 | 0,12-1,88 | 0,21 | 0,10-0,32 | 1,61 | 0,54-0,68 | 0,61 | 0,32-1,13 | | |
| B, н $\cdot 10^{-3}$ | 0,7 | 0,6-0,8 | 0,8 | 0,7-0,9 | 0,7 | 0,6-0,9 | 1,0 | - | 1,3 | 1,3 | 1,0 | 0,7-1,7 | 1,0 | 0,6-1,5 | 1,1 | 0,9-1,3 | 0,8 | 0,6-1,0 | 0,5 | 0,5-0,6 | 0,6 | 0,8 | 0,6-1,0 | 1,4 | 0,8-5,0 | 0,6 | 0,5-0,7 | 0,6 | 0,5-1,0 |
| (B, н $\cdot 10^{-3}$) | - | - | - | - | - | - | - | - | 1,3 | 1,3 | 1,0 | 0,7-1,7 | 1,0 | 0,6-1,5 | 1,1 | 0,9-1,3 | 0,8 | 0,9-1,0 | 0,6 | 0,6-0,8 | 0,7 | 1,0 | 0,6-1,4 | 1,6 | 1,3-2,9 | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 0,6-1,0 |
| F, н $\cdot 10^{-2}$ | 3,42 | 1,6-6,0 | 2,6 | 1,7-4,5 | 2,6 | 1,9-3,0 | 6,1 | 5,2-7,0 | - | - | 7,6 | 4,6-9,6 | 4,2 | 3,6-4,2 | 3,3 | 2,0-5,2 | - | - | - | - | 6,9 | 3,5-9,0 | 7,6 | 3,4-20,0 | 4,1 | 4,1 | 5,2 | 2,1-9,4 | |
| Li, н $\cdot 10^{-3}$ | 1,6 | 1,3-2,7 | 1,1 | 0,5-1,8 | 1,3 | 0,5-1,9 | 0,2 | 0,2-0,2 | 0,5 | 0,37-0,72 | 0,7 | 0,18-0,81 | 0,5 | 0,22-0,82 | 0,6 | 0,19-0,87 | - | - | 0,9 | 2,6 | 0,47-8,1 | 0,8 | 0,19-2,2 | 1,1 | 1,1 | 1,1 | 0,56-2,0 | | |
| Cu, н $\cdot 10^{-3}$ | 7,8 | 2,2-27,0 | 2,6 | 1,3-5,6 | 3,1 | 1,8-3,8 | 2,5 | 2,0-3,0 | 2,8 | 2,0-4,0 | 2,8 | 2,0-10,0 | 3,0 | 2,0-4,0 | 2,2 | 1,0-3,0 | 3,0 | 3,0 | 2,5 | 3,7 | 2,0-8,0 | 7,1 | 3,0-30,0 | 2,7 | 1,0-5,0 | 3,0 | 2,0-10,0 | | |
| (Cu, н $\cdot 10^{-3}$) | - | - | - | - | - | - | - | - | 2,8 | 2,4-3,3 | 3,4 | 1,1-7,0 | 4,3 | 1,6-6,8 | 2,2 | 1,0-3,2 | 2,7 | 1,6-4,0 | 4,4 | 2,0-5,4 | 3,1 | 6,4 | 2,1-12,0 | 8,9 | 4,2-16,0 | - | - | 3,3 | 1,0-14,0 |
| Zn, н $\cdot 10^{-3}$ | 21,0 | 13,0-33,0 | 9,2 | 6,0-14,0 | 11,0 | 5,0-33,0 | 7,5 | 5,0-10,0 | 10,0 | 5,0-10,0 | 8,8 | 4,0-20,0 | 5,0 | 3,0-10,0 | 10,0 | 3,0-30,0 | 14,0 | 4,0-20,0 | 10,0 | 9,3 | 5,0-30,0 | 57,8 | 5,0-200,0 | 5,9 | 5,0-8,0 | 7,8 | 5,0-10,0 | | |
| (Zn, н $\cdot 10^{-3}$) | - | - | - | - | - | - | - | - | 10,0 | 9,0-11,0 | 7,8 | 6,0-9,0 | 9,1 | 5,0-15,0 | 5,0 | 4,0-7,0 | 7,1 | 4,0-13,0 | 9,5 | 3,0-19,0 | 7,4 | 9,4 | 4,0-14,0 | 63,2 | 4,0-260,0 | 6,0 | 4,0-8,0 | 7,4 | 5,0-12,0 |
| Pb, н $\cdot 10^{-3}$ | 2,1 | 0,7-7,4 | 1,7 | 1,0-3,7 | 1,5 | 1,1-2,0 | 0,6 | 0,6-0,7 | 0,7 | 0,3-0,1 | 0,5 | 0,3-0,8 | 0,8 | 0,5-1,5 | 0,7 | 0,6-0,8 | - | - | - | - | 0,7 | 0,4-1,0 | 0,9 | 0,3-2,0 | 0,9 | 0,5-2,0 | 0,7 | 0,4-1,0 | |
| (Pb, н $\cdot 10^{-3}$) | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,8 | 0,8-0,9 | 1,2 | 0,6-1,1 | 0,7 | 0,6-1,0 | 1,1 | 0,9-1,7 | 0,9 | 0,8-1,9 | 3,5 | 1,4-6,4 | 1,7 | 0,6 | 0,4-1,1 | 0,8 | 0,4-1,8 | 1,4 | 1,4 | 0,7 | 0,4-1,0 |
| Количество | 9 | 9 | 5 | 5 | 6 | 6 | 2 | 2 | 4 | 4 | 9 | 9 | 8 | 8 | 6 | 6 | 5 | 5 | 11 | 39 | 39 | (31) | (31) | (2) | (2) | (25) | (25) | | |
| анализов | | | | | | | (2) | (2) | (4) | (4) | (9) | (9) | (8) | (8) | (6) | (6) | (5) | (5) | (11) | (10) | (10) | | | | | | | | |

Примечание. (B), (Cu), (Zn), (Pb) - повторные определения элементов; на нижней строке таблицы в скобках даны соответствующие им количества анализов. 1-10 - породы о. Кунашир: 1 - пропилитизированные туфы среднего состава (N_1 - кунаширская свита севернее прасоловского интрузивного массива); 2 - пропилитизированные эфузивы среднего состава ($N_1^2-N_2$, алеинская свита оз. Валентина); 3 - пропилитизированные туфы основного - среднего состава ($N_1^2-N_2$, алеинская свита южнее оз. Валентина); 4 - дайки базальтов, андезито-базальты ($N_1^2-N_2$, охотское побережье между оз. Лагунным и оз. Песчаным); 5 - базальты (N_2 - охотское побережье между оз. Лагунным и Песчаным); 6 - туфи андезитов, андезито-базальтов (N_2 - охотское побережье между оз. Лагунным и Песчаным); 7 - экструзии дацитов, риолито-дацитов (N_{al} , алеинская свита, охотское побережье между оз. Лагунным и оз.

Песчаным); 9 - переотложенные пемзовые туфы дацитов, риолито-дацитов (N_{al} , алеинская свита, охотское побережье между оз. Лагунным и Песчаным); 10 - пемзы и переотложенные пемзы алеинской свиты (средний состав); 11-14 - гидротермально-измененные породы месторождения Горячий Пляж: 11 - гидротермально-измененные базальты, андезито-базальты, их туфы, туфиты (скв. 11); 12 - гидротермально-измененные базальты, андезито-базальты, их туфы, туфиты (скв. 24); 13 - гидротермально-измененные лавы дацитов, пемзовые туфы дацитов, риолито-дацитов, переотложенные пемзовые туфы (N_{al} , алеинская свита, скв. 11); 14 - гидротермально-измененные пемзовые туфы дацитов, риолито-дацитов, переотложенные пемзовые туфы (N_{al} , алеинская свита, скв. 24).

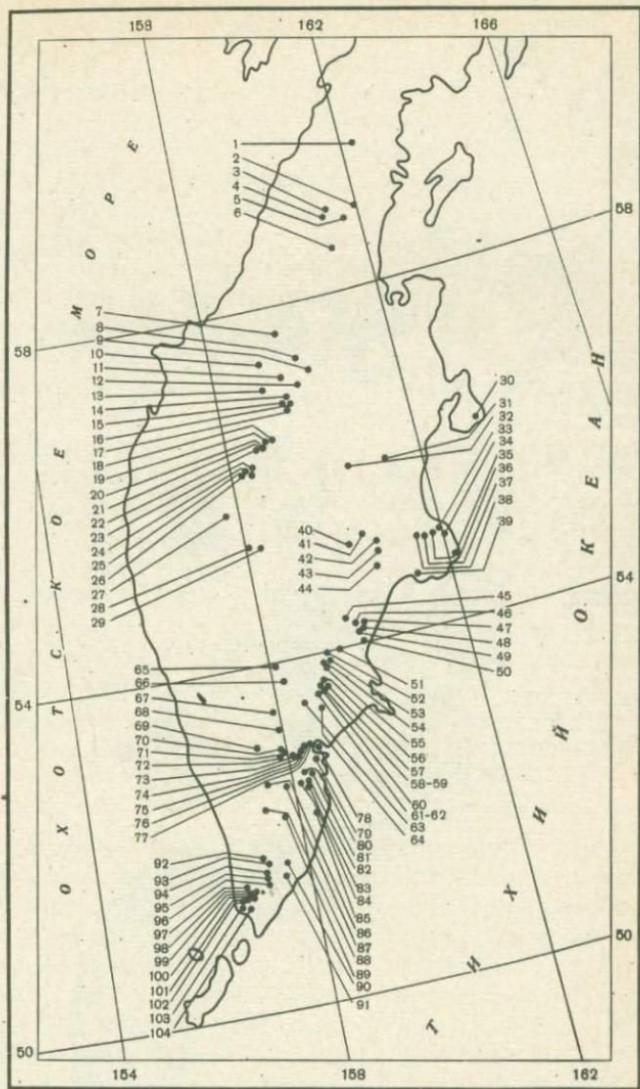


Рис. 1. Распределение зон разгрузки гидротерм Камчатки
(в табл. 2 показаны зоны, рассмотренные в настоящей работе)

субширотного направлений. На Южной Камчатке термальные источники сосредоточены как в пределах современной грабен-синклинали Южной Камчатки, так и в обрамляющем ее с запада аккумулятивно-тектоническом поднятии.

Рисунок 3 представляет собой карту эпицентров коровых землетрясений, на которую нанесены выходы термальных источников. С.А. Федотов (1974, с. 179) и другие авторы подчеркивают, что

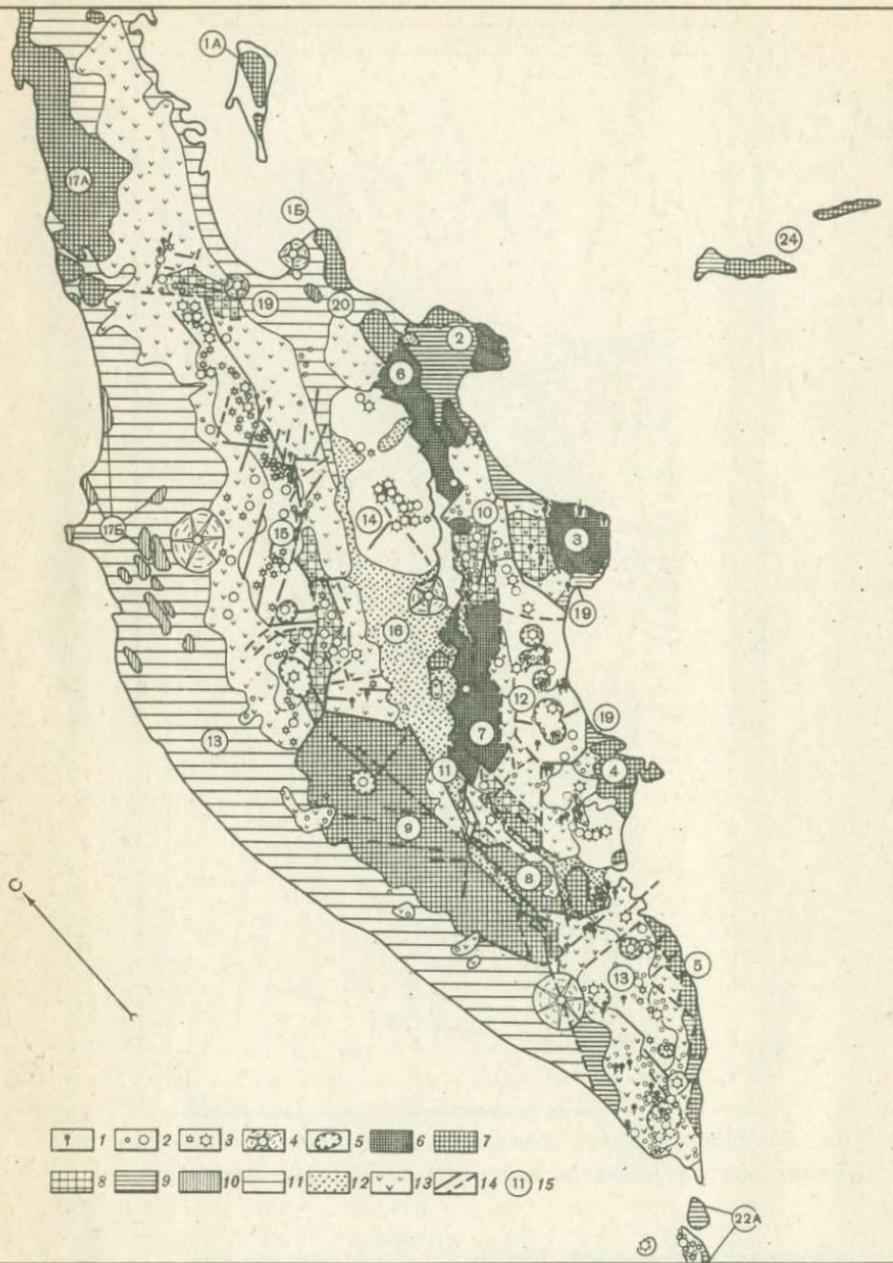


Рис. 2. Распределение зон разгрузки гидротерм в современной морфоструктуре Камчатки (схема современной морфоструктуры Камчатки по И.В. Мелекесцеву и др., 1974)

1 - зоны разгрузки гидротерм; 2-4 - вулканы: 2 - четвертичные, 3 - позднечетвертичные, 4 - щитовые; 5 - кальдеры. Вулканотектонические депрессии: 6-8 - денудационно-тектонические горы горстовых и горстантектических поднятий: 6 - участки интенсивных (и средних по интенсивности) дифференцированных поднятий,

←
Окончание подписи к рис. 2

7 - участки медленных поднятий, 8 - аккумулятивно-тектонические поднятия; 9 - цокольные равнины активизированных зон; 10 - останцовье денудационно-тектонические массивы Северной и Восточной Камчатки; 11 - цокольные равнины стабилизированных участков; 12 - аккумулятивные равнины современных впадин; 13 - аккумулятивно-тектонические поднятия, характеризующиеся малыми скоростями тектонических движений; 14 - крупнейшие разломы (а - установленные, б - предполагаемые).

Арабскими цифрами на схеме обозначены: 1-5 - горстовые и горст-антеклинальные хребты Восточного побережья Камчатки (1а и 1б - поднятие о. Карагинского п-ова Озерного, 2 - п-ова Камчатского мыса, 3 - Кроноцкого полуострова, 4 - п-ова Шипунского, 5 - Юго-Восточной Камчатки); 6-8 - горстовые и горст-антеклинальные поднятия системы Восточного хребта (6 - хр. Кумроч, 7 - хр. Валагинского, 8 - хр. Ганальского); 9 - Малкинский свод; 10, 11 - аккумулятивно-тектонические поднятия хр. Тумрок и северной части хр. Ганальского; 12-15 - вулканические горы и равнины современных грабен-синклиналей (12 - Восточной Камчатки, 13 - Южной Камчатки, 14 - Центральной Камчатской депрессии, 15 - Срединного хребта); 16 - Центральная Камчатская депрессия; 17 и 20 - низкогорные денудационно-тектонические массивы (17а и 17б - Тигильско-Паланская система поднятий, 20 - Хавыбинская возвышенность); 18, 19 - цокольные равнины (18 - Западной Камчатки, 19 - Восточной Камчатки)

особенности распределения эпицентров землетрясений позволяют установить участки проявления современных разрывных движений и их интенсивность, так как зоны с повышенной плотностью распределения эпицентров землетрясений фиксируют собой наиболее тектонически мобильные зоны. Это позволяет сделать допущение, что эти зоны с гидродинамических позиций представляют собой наиболее проницаемые зоны земной коры. На рис. 3 видно, что термальные источники Восточной Камчатки и Срединного хребта в некоторых случаях расположены вдоль зон с повышенной плотностью распределения эпицентров коровых землетрясений. Исключение составляет лишь Южная Камчатка. Возможно это объясняется неполнотой имеющихся к настоящему времени сейсмических данных, в связи с более редкой сетью сейсмических станций на Южной Камчатке (Федотов, Потапова, 1974).

В современной морфоструктуре Камчатки И.В. Мелекесцев и его соавторы (1974) выделяют ряд структур второго порядка (см. рис. 2). В соответствии с принятыми этими авторами структурными делениями и представлениями об истории развития отдельных структур в настоящей работе рассматривается распределение в них зон разгрузки гидротерм и их химический состав.

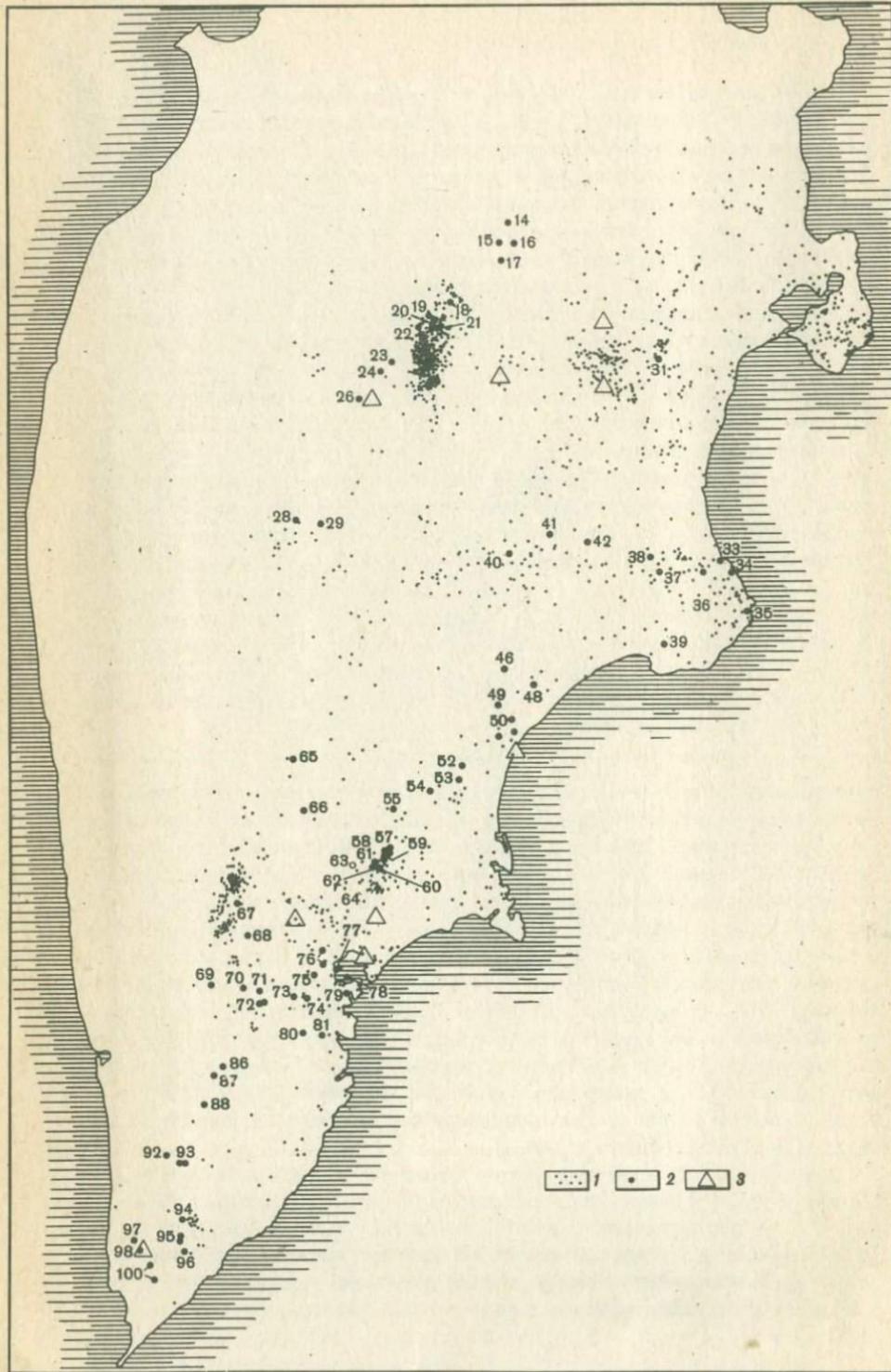


Рис. 3. Распределение эпицентров коровых землетрясений ($M > 6$) и зон разгрузки гидротерм Камчатки.
1 - эпицентры землетрясений; 2 - зоны разгрузки гидротерм;
3 - сейсмостанции (Землетрясения в СССР, 1963-1972)

ГИДРОТЕРМЫ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА

Горст-антиклиналь Кроноцкого полуострова объединяет три блока, отличающиеся по геологической природе и интенсивности современных восходящих движений (с востока на запад): блок Кроноцкого хребта, сложенный меловыми отложениями и перекрывающими их палеогеновыми эфузивами; Тюшевский грабен, выполненный терригенными неогеновыми отложениями, и наиболее западный блок хребтов Железнодорожного и Чажминского, где на опущенной поверхности олигоцен-миоценовых терригенных толщ залегают покровы плиоцен-нижнечетвертичных эфузивов. Блоки граничат по разломам северо-восточного направления. Восточная часть Кроноцкого полуострова, включающая Кроноцкий хребет и прилегающий к нему Тюшевский грабен, в течение всего четвертичного времени представляла собой невулканическую зону. В пределах блока хребтов Железнодорожного и Чажминского вулканизм угас в нижнечетвертичное время. Распределение термальных источников в пределах современной морфоструктуры Кроноцкого полуострова не обнаруживает зависимости от площадного распространения и эволюции, по крайней мере, еще плиоцен-нижнечетвертичного вулканизма.

В структурном плане распределение термальных источников контролируется зонами деформаций растяжения (рис. 2). В восточной прибрежной части полуострова зоны разгрузки гидротерм приурочены к системе северо-восточных разломов, контролирующих внедрение основных и ультраосновных палеогеновых интрузий. Наибольшее число термальных источников установлено вдоль разломов ограничения Тюшевского грабена. Положение отдельных термальных источников и их групп задано зонами пересечения систем северо-восточных тектонических нарушений с разломами северо-западного и субширотного направлений.

Гидротермы Кроноцкого полуострова, достигающие поверхности, характеризуются невысокими температурами ($25-72^{\circ}\text{C}$), слабошелочкой-щелочной реакцией, низкой минерализацией (в основном $<1 \text{ г/л}$) (табл. 3). Химический состав вод разнообразен. Анионная часть характеризуется различными соотношениями хлорида, сульфата и гидрокарбоната (+ карбоната). По катионному составу гидротермы являются натриевыми либо кальциево-натриевыми. Несмотря на то что зоны разгрузки гидротерм рассредоточены на значительной территории (около 2600 км^2), и термальные растворы фиксируются в различных структурах и имеют существенно различный состав и минерализацию, значения B/Cl и S/Cl в термальных растворах наиболее мощных зон разгрузки (№ 33, 34, 35,

Таблица 3

Некоторые гидрохимические характеристики гидротерм Кроноцкого полуострова

| № и название термального источника | T _{max} , °C | M, г/л | Пределы pH | Q, г/с | Среднее | |
|--|-----------------------|--------|------------|--------|-----------------|-------------------------------|
| | | | | | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ |
| Кроноцкий полуостров: | | | | | | |
| 33. Нижнечажминские | 55 | 0,7 | 7,73-9,4 | 9,0 | 48 | 42 |
| 34. Северо-Кроноцкие | 41,5 | 0,8 | 9,2 | 5,5 | 48 | 43 |
| 35. Южно-Кроноцкие | 57,7 | 2,3 | 9,0 | 4,7 | 42 | 56 |
| 36. Верхнечажминские | 72 | 1,0 | 8,98 | 1,4 | 53 | 35 |
| 37. Ивановские | 25 | 0,8 | 9,16 | 0,3 | 36 | 5 |
| 38. Малые Чажминские | 67 | 0,5 | 8,78 | 0,3 | 48 | 8 |
| 39. Тюшевские | 64 | 0,5 | 8,22-9,85 | 34,7 | 38 | 28 |
| Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки | | | | | | |
| 41. Верхнешапинские | 47 | 4,5 | 6,90-7,0 | 245,1 | 67 | 10 |
| 42. Сторожевские | 50 | 2,5 | 6,91-7,37 | 12,7 | 52 | 4 |

Примечание. Здесь и далее (табл. 4, 5, 6, 7) приведены максимальные значения температур гидротерм при выходе их на поверхность; исходные аналитические данные см. в табл. 2; Q - вынос источниками растворенного вещества.

36, 39, табл. 3) характеризуются сходными величинами. Обшим для гидротерм полуострова является значительный избыток в растворах натрия по отношению к хлору: Na/Cl = 1,6-3,0 (здесь и далее говорится об избытке в гидротермах натрия сравнительно с соотношением Na/Cl в хлоридно-натриевых термальных растворах, для которых значение Na/Cl ≈ 1,0).

ГИДРОТЕРМЫ КРОНОЦКО-ГАМЧЕНСКОГО УЧАСТКА ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

Кроноцко-Гамченский участок современной грабен-синклинали Восточной Камчатки протягивается в северо-восточном направлении от р. Кроноцкой на юге до горы Тумрок на севере. На востоке он ограничен поднятием дочетвертичного фундамента, занимающего всю площадь Кроноцкого полуострова. На границе поднятия и грабен-синклинали расположен узкий грабен р. Богачевки. С запада участок грабен-синклинали ограничен горст-антеклиниорием

и Кроноцко-Гамченского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки

| | содержание компонентов, экв. % | | | | | Атомные отношения | | | |
|----------------------|--|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------|-------|------|------|
| | HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl |
| 33. Нижнечажминские | 9 | 87 | 1 | 12 | 0,4 | 105 | 2,1 | 0,45 | 0,09 |
| 34. Северо-Кроноцкие | 9 | 76 | - | 23 | 0,2 | - | 1,6 | 0,44 | - |
| 35. Южно-Кроноцкие | 2 | 70 | - | 26 | 4 | - | 1,7 | 0,66 | - |
| 36. Верхнечажминские | 12 | 93 | - | 4 | 2 | - | 1,9 | 0,33 | - |
| 37. Ивановские | 59 | 91 | - | 4 | 3 | - | 3,0 | 0,07 | - |
| 38. Малые Чажминские | 44 | 88 | - | 3 | 7 | - | 2,4 | 0,09 | - |
| 39. Тюшевские | 34 | 96 | 1 | 2 | 1 | 101 | 3,0 | 0,37 | 0,07 |
| 41. Верхнешапинские | 23 | 78 | 5 | 12 | 6 | 17 | 1,1 | 0,07 | 0,14 |
| 42. Сторожевские | 44 | 63 | 7 | 13 | 17 | 9 | 1,2 | 0,04 | 0,17 |

Восточного хребта (см. рис. 2). Пространственно Кроноцко-Гамченский участок современной грабен-синклинали является фрагментом плиоцен-раннечетвертичной северо-западной зоны вулканизма (Тумрокско-Никольской зоны по А.Е. Шанцеру, И.В. Мелекесцеву (1974) и др., характеризующейся интенсивным андезитовым и андезито-базальтовым вулканизмом в течение всего верхнего плиоцена. Перестройка Тумрокско-Никольской зоны происходит в конце нижнего - среднем плейстоцене, когда часть ее территории оформляется как горстовое поднятие. Основная масса нижнечетвертичных вулканов возникает в восточной части Тумрокско-Никольской зоны, которая с этого времени становится северо-восточной частью современной грабен-синклинали Восточной Камчатки и характеризуется базальтовым и андезито-базальтовым вулканизмом. В целом на всем протяжении четвертичной (включая голоцен) эволюции этой части грабен-синклинали имел место базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм. В историческое время здесь установлено извержение вулканов Кизимен и Кроноцкий (Владавец, Пийп, 1957).

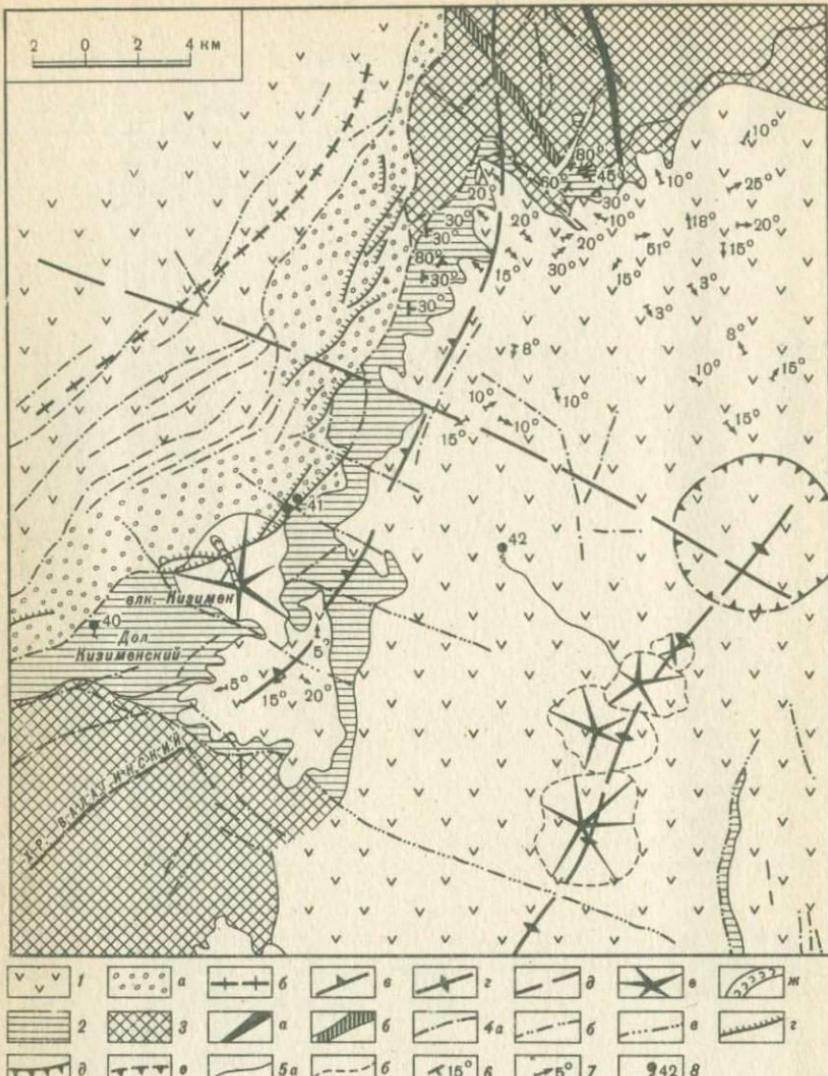


Рис. 4. Распределение выходов термальных вод Кроноцко-Гамченского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки (тектоническая схема по И.В. Мелекесцеву и др., 1974)

1 - верхний структурный этаж: а - грабен р. Шалиной, б - оси горстообразующих поднятий, в - односторонний горст хребта Тумрок, г - ось аккумулятивного поднятия хребта Гамчен, д - ось Тумрокско-Никольской поперечной зоны, е - голоценовые и верхнечетвертичные вулканы, ж - голоценовые лавовые потоки; 2 - средний структурный этаж; 3 - нижний структурный этаж: а - оси антиклиналей, б - оси синклиналей; 4 - разрывные

←
Окончание подписи к рис. 4

нарушения: а - установленные, б - предполагаемые, в - предполагаемые продолжения разломов под четвертичными образованиями, г - кольцевые разломы установленные, д - кольцевые разломы предполагаемые, е - разломы в голоценовых отложениях; 5 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые; 6 - элементы залегания; 7 - углы естественного наклона пластов; 8 - выходы термальных вод

На рис. 2 и 4 видно, что распределение термальных источников в районе, включающем Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали и образующие ее структуры, не ограничено структурой грабен-синклинали. Распределение источников в восточных структурах обрамления рассмотрено в предшествующем разделе. В пределах собственно грабен-синклинали устанавливается зона разгрузки Сторожевских гидротерм (42; см. рис. 1, 2), положение которой контролируется разломом (типа сброса с амплитудой 100-200 м) по р. Сторож, вдоль западного обрамления участка грабен-синклинали. Видимая пространственная связь с активными вулканами для Сторожевских источников отсутствует. Западнее грабен-синклинали, в пределах Шапинского грабена установлены (Пийп, 1937) две группы гидротерм - Нижне- и Верхнешапинские (40, 41), - фильтрующиеся вдоль системы разломов восточного ограничения Шапинского грабена. Зона растяжения, фиксированная на поверхности Шапинским грабеном, структурно контролирует не только зоны разгрузки гидротерм, но и положение голоценового андезитового (Геология..., 1964) действующего вулкана Кизимен (рис. 5). Трудно говорить о генетической связи гидротermalных растворов с деятельностью вулкана Кизимен, но несомненна общность структурного контроля, пространственного положения зоны разгрузки гидротерм и магмоподводящих каналов вулкана Кизимен. Наконец, на рис. 4 видно, что и Сторожевский сброс и Шапинский грабен являются тектоническими элементами мощной тектонической зоны (северо-восточного направления), сформировавшейся, судя по характеру тектонических структур, в условиях деформации растяжения. Можно считать, что в региональном плане распределение термальных источников данного района контролируется этой тектонической зоной, заложившейся на границе нижнего и среднего плейстоцена (Мелекесцев и др., 1974) и проявляющей активность по настоящее время.

Гидротермы Кроноцко-Гамченского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки характеризуются (табл. 3) невысокими температурами ($47-50^{\circ}\text{C}$), близнейтральной реакцией. Минерализация вод находится в пределах 2,5-4,5 г/л. В анионной части состава преобладает хлор-ион, в катионной - натрий. По ионному составу воды могут быть названы (в соответствии с классификацией

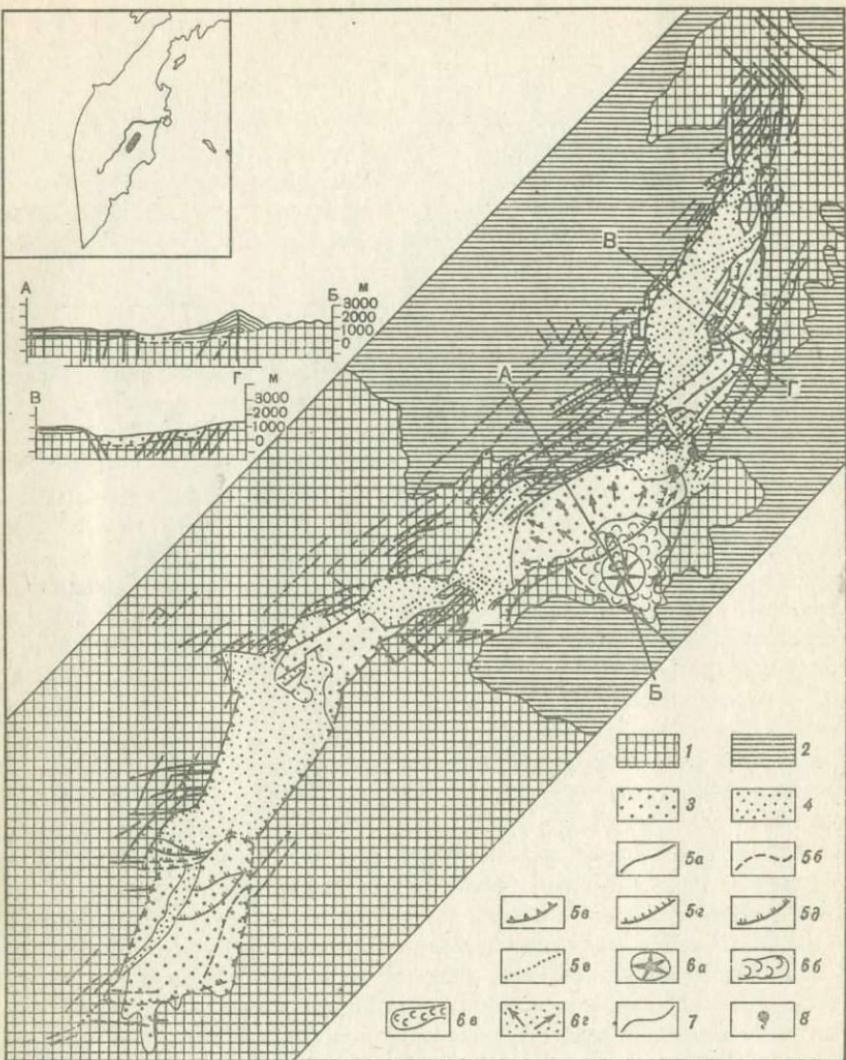


Рис. 5. Распределение выходов термальных вод грабена р. Шапиной (тектоническая схема по В.А. Леглеру)

1 – комплекс дислоцированных доверхнеплейстоценовых отложений; 2 – верхнеплейстоцен–нижнеплейстоценовые вулканические породы; 3 – верхнеплейстоценовые рыхлые отложения в грабене, в настоящее время размываемые; 4 – голоценовые рыхлые отложения в грабене, накапливающиеся в настоящее время; 5 – разломы по данным дешифрирования: а – с неустановленным направлением смещения – достоверные, б – то же – предполагаемые, в – с установленным смещением амплитудой порядка сотен метров; г – то же порядка первых метров и десятков метров; д – разломы, смещения по которым имеют наиболее молодой возраст; е – разломы, перекрытые рыхлыми отложениями и просвечивающие сквозь них (во

←
Окончание подписи к рис. 5

всех случаях штрихи ставятся в сторону опущенного крыла); 6 - современные вулканические образования: а - вулканический конус, б - лавовые потоки, в - лавовый поток, перекрывающий наиболее молодые разломы, г - проливиально-пирокластические отложения подножья вулкана; 7 - геологические границы; 8 - выходы термальных вод

В.В. Иванова, 1977) гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми. Минерализация различная (2,5 и 4,5 г/л) при практически одинаковых значениях температур (47 и 50°C); значения Na/Cl , S/Cl , B/Cl характеризуются сходными величинами.

ГИДРОТЕРМЫ УЗОН-КАРЫМСКОГО УЧАСТКА ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

Узон-Карымский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки ограничен на юге долиной р. Жупановой, на севере - р. Кроноцкой. Схема современной структуры этого участка и распределение в ее пределах термальных источников показаны на рис. 2, 6 (вкл.), 7 (вкл.). На тектонической схеме участка видны обильные, различные по природе и формам выражения тектонические и вулкано-тектонические деформации.

Формирование современной структуры - длительный полициклический процесс (Мелекесцев и др., 1974). В верхнем плиоцене, раннем плейстоцене, т.е. на начальных этапах заложения грабен-синклинали, в пределах территории Узон-Карымского участка развивался контрастный вулканизм, обусловленный одновременным существованием и действием центров как основного, так и кислого вулканизма. Вулканические сооружения этого времени располагались вдоль оси современной вулканической зоны, а периклинальные равнины подножий вулканов по периферии этой зоны. В начале среднего плейстоцена, ко времени завершения формирования грабен-синклинали, существенных изменений в характере вулканизма не произошло. В это время формировались базальтовые и андезито-базальтовые стратовулканы, продолжающие основной вулканизм раннего плейстоцена. Вторая половина среднего - верхний плейстоцен характеризуются мощной вспышкой кислого вулканизма и образованием наиболее древних (40 тыс. лет) вулкано-тектонических депрессий в пределах центральных частей вулканических сооружений ранне-среднеплейстоценового времени. К этому периоду относится образование Карымской, Мало-Семячинской, Больше-Семячинской и Узон-Гейзерной вулкано-тектонических депрессий и связанных с ними мощных пирокластических отложений кислого состава. Вторая группа кальдер (вулкан Крашенинникова; молодые кальдеры Узона, Малого Семячика, Карымского озера) связана с верхнеплейстоце-

Таблица 4

Некоторые гидрохимические характеристики гидротерм Узон-Карымского участка

| № и название термального источника | T _{max} , °C | M, г/л | Пределы pH | Q, г/с | Среднее содержание | | |
|------------------------------------|-----------------------|--------|------------|--------|--------------------|-------------------------------|---|
| | | | | | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ |
| 46. Узон-скиские | 97 | 2,5 | 1,96-7,84 | 247 | 60 | 27 | 13 |
| 48. Долины Гейзеров | 100 | 1,9 | 4,95-8,98 | 512,1 | 84 | 11 | 5 |
| 49. Верхнесемячинские | 100 | 0,2 | 2,34-8,00 | 17,1 | 1 | 24 | 75 |
| 50. Нижнесемячинские | 49,6 | 1,1 | 6,25-6,5 | 88,0 | 27 | 40 | 32 |
| 52. Вулкана Карымского | 45 | 2,2 | 5,9-6,3 | 10,8 | 27 | 37 | 36 |
| 53. Вулкана Академии Наук | 100 | 0,9 | 7,3-8,88 | 22,0 | 72 | 10 | 18 |
| 54. Кедровский | 19,5 | 0,2 | 7,5 | 0,1 | 28 | 16 | 56 |
| 55. Нижнедзензурские | 40 | 2,3 | 6,3-6,7 | 3,4 | 25 | 0,1 | 75 |

Примечание. Исходные аналитические данные см. в табл. 2; Q - вынос растворенного вещества источниками.

новой (17 тыс. лет) вспышкой кислого вулканизма уже на существующих более древних вулкано-тектонических депрессиях. Таким образом, вторая половина среднего и верхний плейстоцен характеризуются общностью типа вулканизма и условий деформаций, проявившихся в пределах всего Узон-Карымского участка грабен-синклинали. Очевидно, что максимально развитая система разрывных деформаций формировалась в зонах вулкано-тектонических депрессий в ходе их эволюционного развития. В отличие от предшествующих этапов, посткальдерный (голоценовый) этап вулканизма в пределах кальдер и вулкано-тектонических кольцевых структур характеризуется большим разнообразием типов и форм проявлений вулканизма. В пределах Карымской кольцевой структуры формируются крупные стратовулканы кислого состава: Карымский, Академии Наук, Белянина.

В Узон-Гейзерной депрессии вулканизм выразился внедрением экструзивных дацитовых и липаритовых куполов. В кальдерах Большого Семячика и Крашенинникова образуются существенно пирокластические базальтовые стратовулканы. Для кальдеры Большого Семячика характерно сочетание различных форм и типов вулканизма - стратовулканов и экструзивных куполов с составом продуктов от

грабен-синклинали Восточной Камчатки

| | компонентов, экв. % | | | | Атомные отношения | | | |
|----|---------------------|----------------|------------------|------------------|-------------------|-------|------|------|
| | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl |
| 79 | 6 | 9 | 6 | 14 | 1,2 | 0,23 | 0,15 | |
| 89 | 5 | 4 | 1 | 16 | 1,0 | 0,07 | 0,08 | |
| - | - | - | - | - | - | 11,1 | 21,8 | |
| 12 | 4 | 40 | 46 | 2 | 0,6 | 0,82 | 0,07 | |
| 34 | 3 | 15 | 49 | 11 | 1,5 | 0,9 | 0,03 | |
| 96 | 5 | 2 | 1 | 21 | 1,6 | 0,07 | 0,08 | |
| 79 | - | 5 | 16 | - | 2,6 | 0,28 | - | |
| 46 | 3 | 17 | 36 | 18 | 1,8 | 0,003 | 0,20 | |

базальтов до липаритов. В историческое время в пределах Узон-Карымского участка грабен-синклинали установлено извержение вулканов Крашенинникова, Кихнильча, Малого Семячика, Карымского (Владавец, Пийп, 1957).

С гидродинамических позиций зоны вулкано-тектонических депрессий представляют собой наиболее проницаемые зоны земной коры. Это подтверждается и тем, что большинство наиболее мощных зон разгрузки гидротерм локализуется в их пределах. В то же время, если допустить, что гидротермальная деятельность непосредственно связана с голоценовыми вулканами, то разнообразие форм вулканизма и состава его продуктов в различных вулкано-тектонических депрессиях должно найти отражение и в гидрогеохимических особенностях фильтрующихся в их пределах термальных растворов.

Имеющиеся сведения по химическому составу гидротерм Узон-Карымского участка грабен-синклинали показаны в табл. 4. В пределах Узон-Карымского участка грабен-синклинали наблюдаются гидротермы самого разнообразного состава: от слабощелочных хлоридно-натриевых до кислых сульфатных со сложным катионным составом. Нужно отметить, что в наиболее мощных зонах разгрузки

гидротерм этого района (кальдера Узон, Долина Гейзеров) уже на глубине первых десятков и сотен метров гидротермальные растворы имеют температуры, значительно превышающие 100°C . Движение гидротерм к поверхности приводит к фазовой дифференциации, явлениям вторичной конденсации и окисления соединений серы с образованием в приповерхностных условиях растворов самого различного состава. Все это с большой убедительностью показано в работе Г.Ф. Пилипенко (1974). Ввиду этого в табл. 4 приведены (там, где это возможно) гидрохимические характеристики гидротерм с наименьшей фазовой дифференциацией и тем самым наиболее приближенно отражающие состав глубинных гидротерм. Температура гидротерм, достигающих дневной поверхности, в различных зонах разгрузки составляет от 19,5 до 100°C . Из приведенных в таблице данных видно, что гидротермы кальдеры Узон, Долины Гейзеров, Нижнесемячинские и Академии Наук характеризуются выдержаными значениями B/Cl (0,07–0,15) при близких значениях Na/Cl (1,0–1,6) и S/Cl (0,07–0,23) за исключением Нижнесемячинских термальных источников ($\text{Na}/\text{Cl} = 0,6$; $\text{S}/\text{Cl} = 0,82$). Надо отметить, что Верхнесемячинские гидротермы резко отличаются по значениям B/Cl и S/Cl от перечисленных выше гидротерм. Это может быть связано с тем, что гидротермы системы Большого Семячика разгружаются на поверхность не полностью (Аверьев, Вакин, 1966). Поверхности достигают преимущественно парогазовые дифференциаты глубинных растворов. В этом случае возможно значительное обогащение паровых струй бором (Шувалов, 1974) и серой при незначительном содержании в них хлора.

ГИДРОТЕРМЫ АВАЧИНСКО-ЖУПАНОВСКОГО УЧАСТКА ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

Авачинско-Жупановский участок грабен-синклинали территориально представляет собой фрагмент переработанной новейшими движениями крупной Авачинско-Ганальской поперечной (северо-западного направления) вулканической зоны плиоценового времени; ее западная часть, вовлеченная в среднечетвертичное время в поднятие, составляет часть горст-антиклинали Восточной Камчатки на стыке Ганальского и Валагинского хребтов. В конце верхнего плиоцена – раннем плейстоцене в пределах Авачинско-Жупановского участка широко проявился базальтовый и андезито-базальтовый вулканализм с образованием лавовых равнин и щитообразных вулканов. Вторая половина среднего плейстоцена – голоцен – время формирования Жупановской и Авачинской групп вулканов, образующих короткие вулканические хребты северо-западного направления, разделенные структурой Налачевского поднятия, в пределах которого обнажаются породы доплиоценового фундамента. В начале формирования Жупановской группы вулканов, расположенной севернее Налачевского поднятия, образуется сложенный андезитами и андезито-дацитами вулкан Дзендузур. Конец верхнего плейстоцена и голоцен

характеризуются андезито-базальтовым вулканизмом, сформировавшим современные вулканические постройки Жупановского хребта. Принципиально аналогична схема эволюции вулканизма Авачинской группы вулканов, находящейся южнее Налачевского поднятия. Положение вулканов Жупановской и Авачинской групп контролируется глубинными разломами северо-западного направления, активно живущими, как подчеркивают И.В. Мелекесцев и его соавторы (1974), с плиоцен-нижнечетвертичного времени. Таким образом, тектонический режим и эволюция вулканизма в верхнеплиоцен-четвертичное время Авачинско-Жупановского участка грабен-синклинали резко отличаются от тектонического режима и эволюции вулканизма Узон-Карымского и существенно от Кроноцко-Гамченского участков грабен-синклинали. В историческое время здесь установлено извержение вулканов Дзэндзур, Жупановского, Авачинского, Корякского (Владавец, Пийп, 1957).

Распределение выходов гидротерм данного участка грабен-синклинали показано на рис. 1,2. Основное число термальных источников сосредоточено в пределах Налачевского поднятия вне пространственной связи с вулканами. Их распределение не случайно, они расположены в зоне пересечения долгоживущих глубинных разломов северо-западного направления (трассирующегося вдоль юго-западного ограничения п-ова Шипунский) и южного продолжения северо-восточной зоны разломов, контролирующих положение линейного ряда вулканов Узон-Карымского и Кроноцко-Гамченского участков грабен-синклинали Восточной Камчатки. Система северо-восточных глубинных разломов в осевой части современной грабен-синклинали Восточной Камчатки заложилась, по крайней мере, в верхнем плиоцене. Это подтверждается данными И.В. Мелекесцева и др. (1974), показавших, что верхнеплиоцен-раннеплейстоценовые "крупные группы вулканических сооружений" располагались вдоль оси современной грабен-синклинали Восточной Камчатки. Время заложения северо-западной системы разломов менее определено, но, если учесть, что эта зона контролирует размещение миоценовых гранитоидных интрузий, то оно и определяет верхнюю временную границу заложения этих разломов.

Химический состав гидротерм Авачинско-Жупановского участка грабен-синклинали и прилегающей к нему с запада структуры дан в табл. 5. Эти данные показывают, что гидротермы, достигающие поверхности, имеют различный (хлоридно-натриевый, хлоридный кальциево-натриевый, сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый, хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, гидрокарбонатно-хлоридный натриевый) состав и слабокислую до слабощелочной реакцию. В значительных пределах (2,3-7,2 г/л) изменяется минерализация гидротерм. Температура гидротерм в различных термопроявлениях района колеблется в пределах 17,5-75,0°C.

Гидротермы наиболее мощных зон разгрузки района вне зависимости от их структурной локализации характеризуются сходными

Таблица 5

Некоторые гидрохимические характеристики гидротерм Авачинско-Жупановского

| № и название термального источника | T _{max} , °C | M, г/л | Пределы pH | Q, г/с | Среднее | |
|------------------------------------|-----------------------|--------|------------|--------|-----------------|-------------------------------|
| | | | | | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ |
| 57. Краеведческие | 70 | 7,2 | 6,1-6,2 | 49,9 | 79 | 16 |
| 58. Таловые | 38 | 6,1 | 6,5-6,7 | 34,1 | 64 | 28 |
| 59. Шайбные | 17,5 | 6,1 | 6,4 | 9,1 | 64 | 27 |
| 60. Р. Горячей | 55 | 2,3 | 6,0-7,6 | 23,4 | 68 | 19 |
| 61. Р. Желтой | 42 | 4,4 | 6,35-6,6 | 0,9 | 71 | 15 |
| 62. Налачевские | 75 | 4,4 | 6,3-8,05 | 79,7 | 73 | 15 |
| 63. Кехкүйские | 38 | 4,1 | 6,7-7,2 | 101,7 | 58 | 8 |
| 65. Пушкинские | 42 | 6,4 | 6,7-7,36 | 6,4 | 46 | 12 |
| 66. Тимановские | 46 | 2,8 | 6,5 | 4,3 | 32 | 21 |

Примечание. Исходные аналитические данные см. в табл. 2; Q - вынос источниками растворенного вещества.

значениями B/Cl, S/Cl и Na/Cl (B/Cl = 0,08-0,15; S/Cl = 0,07-0,22; Na/Cl = 0,7-1,3). Значения B/Cl, S/Cl и Na/Cl не зависят также от общей минерализации и температуры термальных источников.

ГИДРОТЕРМЫ НАЧИКИНСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ

Начикинская поперечная зона поднятий протягивается от восточного побережья Камчатки на широте Вилючинской и Авачинской бухт до Южно-Быстриńskiego грабена на западе. Системой крупноамплитудных сбросов широтного направления вдоль (и параллельно) р. Карымчины Начикинская поперечная зона поднятий отделена от структур Южной Камчатки. Большая часть территории зоны представлена системой вулкано-тектонических хребтов плиоцен-раннеплейстоценового возраста. В их пределах, преимущественно в центральной (вдоль северо-западной оси зоны) и восточной частях, выделяется ряд тектонических горстов, сложенных дислоцированным комплексом пород олигоцен-миоценового возраста. Нижне-четвертичное время характеризуется базальтовым вулканизмом с образованием платоэфузивов. Наиболее широкое развитие нижне-четвертичного базальтового вулканизма отмечается в южной части района (Геология..., 1974). По данным Э.Н. Эрлиха (1974), базальтовый вулканизм, сокращаясь в масштабах, продолжался вплоть до голоцена. Вулканизм среднеплейстоцен-голоценового времени проявился формированием ареальных дацит-липаритовых куполов, а также шлаковых и одноактных базальтовых вулканов. Распределение отдельных вулканических центров контролируется широтными и северо-восточными зонами разломов.

участка грабен-синклинали Восточной Камчатки

| | содержание компонентов, экв. % | | | | | Атомные отношения | | | |
|-------------------|--------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------|-------|------|------|
| | HCO ₃ ⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl |
| 57. Краеведческие | 5 | 66 | 5 | 26 | 3 | 13 | 0,9 | 0,10 | 0,09 |
| 58. Таловые | 9 | 56 | 5 | 36 | 4 | 13 | 0,9 | 0,22 | 0,08 |
| 59. Шайбные | 9 | 48 | 2 | 43 | 7 | 20 | 0,7 | 0,22 | 0,09 |
| 60. Р. Горячей | 17 | 77 | 6 | 15 | 5 | 10 | 1,1 | 0,10 | 0,09 |
| 61. Р. Желтой | 14 | 68 | 6 | 21 | 8 | 13 | 0,9 | 0,27 | 0,13 |
| 62. Налачевские | 11 | 71 | 7 | 19 | 4 | 11 | 1,0 | 0,10 | 0,15 |
| 63. Кехкүйские | 34 | 76 | 2 | 14 | 8 | 40 | 1,3 | 0,07 | 0,09 |
| 65. Пушкинские | 42 | 82 | 2 | 8 | 7 | 38 | 1,8 | 0,13 | 0,11 |
| 66. Тимановские | 47 | 68 | - | 17 | 13 | 37 | 2,1 | 0,32 | 0,04 |

Восходящий характер движений Начикинской зоны продолжался с различной интенсивностью на протяжении всего четвертичного времени. Как показал А.Е. Шандер (Мелекесцев и др., 1974), неравномерные восходящие движения в зоне сопровождались образованием системы линейных грабенов (грабен р. Паратунки, р. Быстрой, депрессии Начикинского озера и др.), заложившихся в конце эпохи формирования платобазальтэв. Очевидно, новейшие движения активизировали неогеновую систему расколов земной коры. Прежде всего это подтверждается тем, что системы грабенов трассируются вдоль разломов, контролирующих размещение миоценовых гранитоидных интрузий.

Распределение термальных источников Начикинской зоны отражено на рис. 1, 2, 8 (вкл. к стр. 27), 9. В их распределении не обнаруживается зависимости от типов и форм проявления вулканизма четвертичного времени, однако во всех случаях зоны разгрузки гидротерм контролируются системой активизированных неогеновых разломов. Большая часть термальных источников установлена в южной части Начикинской зоны, характеризующейся по сравнению с ее северной частью наиболее интенсивным нижнечетвертичным базальтовым вулканизмом ареального типа. На севере зоны выходы гидротерм локализованы в зонах растяжения Начикинской депрессии и Паратунского грабена. Последний, возможно, представляет собой северное продолжение зоны глубинных (по определению В.И. Владавца и Б.И. Пийла, 1957) "главных северо-восточных разломов", контролирующих восточный линейный ряд вулканов Южной Камчатки. Время заложения этой системы разломов - верхний плиоцен, если учесть, что вулканические сооружения центрального типа этого времени трассируются вдоль этой тектонической системы. Термаль-

Таблица 6

Некоторые гидрохимические характеристики гидротерм Начикинской поперечной

| № и название термального источника | T _{max} , °C | M, г/л | Пределы рН | Q, г/с | Среднее | |
|--|-----------------------|--------|------------|--------|-----------------|-------------------------------|
| | | | | | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ |
| Начикинская поперечная зона поднятий: | | | | | | |
| 68. Начикинские | 80,5 | 1,2 | 7,0-8,4 | 47,6 | 33 | 60 |
| 69. Апачинские | 71 | 0,7 | 8,86 | 8,2 | 42 | 21 |
| 70. Малые Банные | 80 | 0,7 | 7,3 | 1,1 | 20 | 57 |
| 71. Большие Банные | 100 | 1,3 | 6,6-9,15 | 75,6 | 20 | 68 |
| 72. Карымчинские | 76 | 0,9 | 7,78 | 85,6 | 19 | 64 |
| 73. Карымшинские | 79 | 0,5 | - | 64,7 | 27 | 68 |
| 74. Верхнепаратунские | 70 | 1,3 | 6,0-8,15 | 92,5 | 23 | 73 |
| 75. Среднепаратунские | 81,5 | 1,1 | 6,8-8,8 | 3,9 | 10 | 86 |
| 76. Нижнепаратунские | 55 | 1,8 | 6,8-8,2 | 47,7 | 26 | 70 |
| 78. Ягодные | 28 | 3,1 | 6,3 | 15,3 | 84 | 15 |
| 79. Вилюйские | 25 | 0,9 | 6,6 | 0,7 | 78 | 20 |
| 80. Вилюйчинские | 61 | 1,0 | 6,95 | 1,0 | 42 | 7 |
| 81. Жировые | 115 | 0,6 | 8-8,59 | 20,0 | 41 | 32 |
| Паужетская вулкано-тектоническая структура: | | | | | | |
| 97. Озерновские | 85,5 | 1,3 | 7,14-8,6 | 44,4 | 33 | 62 |
| 98. Паужетские | 100 | 3,2 | 6,72-8,46 | 323,0 | 95 | 3 |
| 100. Хр. Камбального | 100 | 0,7 | 2,74-7,73 | 7,2 | 2 | - |

Примечание. Исходные аналитические данные см. в табл. 2; Q - вынос растворенного вещества источниками.

ные источники западной части Начикинской зоны расположены в пределах системы субмеридиональных разломов, с которой связано образование Южно-Быстринского грабена (см. рис. 9). В этом районе на протяжении четвертичного времени и голоцене в ограниченных масштабах проявился исключительно базальтовый вулканизм ареального типа.

Химический состав гидротерм Начикинской зоны дислокаций различен (табл. 6). Здесь установлены хлоридно-сульфатные натриевые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, сульфатные натриевые, сульфатные кальциево-натриевые, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые термальные растворы. Обычно это низкоминерализован-

зоны поднятий и Паужетской вулкано-тектонической структуры

| HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ | содержание компонентов, экв. % | | | | | Атомные отношения | | | |
|---|--------------------------------|----------------|------------------|------------------|------|-------------------|------|------|--|
| | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl | |
| 7 | 89 | 2 | 9 | 1 | 42 | 2,7 | 0,90 | 0,09 | |
| 37 | 84 | 9 | 5 | 2 | 19 | 1,6 | 0,25 | - | |
| 23 | 83 | 2 | 15 | 2 | 56 | 4,2 | 1,46 | - | |
| 11 | 90 | 3 | 6 | 1 | 29 | 4,7 | 1,72 | 0,08 | |
| 17 | 84 | 2 | 12 | 1 | 35 | 5,1 | 1,70 | 0,09 | |
| 5 | 79 | 1 | 18 | 2 | 83 | 3,0 | 1,25 | 0,12 | |
| 3 | 68 | 1 | 31 | 1 | 79 | 2,9 | 1,60 | 0,10 | |
| 3 | 68 | 1 | 31 | 1 | 72 | 6,5 | 4,13 | 0,32 | |
| 4 | 51 | 1 | 45 | 3 | 55 | 1,5 | 1,36 | 0,07 | |
| 1 | 44 | - | 49 | 7 | - | 0,5 | 0,09 | - | |
| 2 | 61 | - | 38 | 1 | - | 0,8 | 0,13 | - | |
| 51 | 53 | - | 37 | 10 | - | 1,2 | 0,08 | - | |
| 27 | 91 | 2 | 4 | 3 | 39 | 2,5 | 0,39 | - | |
| 4 | 50 | 1 | 47 | 2 | 51 | 1,5 | 0,95 | 0,05 | |
| 1 | 89 | 5 | 7 | 0,1 | 19 | 0,9 | 0,02 | 0,08 | |
| 98 | - | - | - | - | - | - | - | 0,15 | |

ные (0,5-1,8 г/л), нейтральные или слабощелочные гидротермы. Температура гидротерм, достигающих поверхности, в различных термопроявлениях района колеблется от 25 до 100°C. Несмотря на то, что термальные источники приурочены к обширной территории (~3000 км²) и растворы фильтруются в различных по составу и возрасту породах, значения B/Cl и S/Cl для наиболее мощных групп источников (68, 71, 72, 73, 74, 76) характеризуются сходными величинами (B/Cl = 0,07-0,12; S/Cl = 0,9-1,7). Общим для гидротерм Начикинской зоны является значительный избыток в растворах Na в сравнении с Cl и высокие значения Na/K. Следует подчеркнуть, что значения B/Cl и S/Cl не зависят от температуры гидротерм.



Рис. 9. Распределение выходов термальных вод грабена р. Быстрой (текtonическая схема по В.А. Леглеру)

1 - комплекс дислоцированных доверхнеплиоценовых отложений; 2 - верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые вулканические породы; 3 - верхнеплейстоцен-голоценовые рыхлые отложения в грабене; 4 - морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения; 5 - основные разломы ограничения грабена; 6 - разломы с неустановленным направлением смещения: а - достоверные, предполагаемые; 7 - разломы с установленным смещением: а - с амплитудой порядка сотен метров, б - с амплитудой порядка первых метров и десятков метров, в - разломы, смещения по которым имеют наиболее молодой возраст (штрихи в сторону опущенного крыла); 8 - разломы, перекрытые рыхлыми отложениями и просвечивающие сквозь них; 9 - геологические границы; 10 - выходы термальных вод

ГИДРОТЕРМЫ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Грабен-синклиналь Южной Камчатки представляет собой депрессию, заполненную верхнеплиоцен-четвертичными вулканогенными породами. Вдоль восточного борта грабен-синклинали протягивается линейный ряд вулканов центрального типа, распределение которых, согласно представлениям В.И. Влодавца и Б.И. Пийпа (1957), контролируется "главной северо-восточной линией разломов". Северным ограничением грабен-синклинали является тектонический уступ, разграничающий Южно- и Центрально-Камчатские блоки; вдоль него располагаются стратовулканы: Вилючинский, Горелый, Опала, Большая Ипелька. Южной границей структуры является глубинный разлом северо-западного направления, контролирующий положение Камбально-Кошевского ряда вулканов. Менее определена западная граница грабен-синклинали. Допускается (Мелекесцев и др., 1974), что и западная часть грабен-синклинали отделена от смежных структур системой разрывных нарушений. На протяжении нижнего - среднего плейстоцена на территории Южной Камчатки был широко развит базальтовый вулканизм. Вторая половина среднего плейстоцена - начало мощного этапа кислого вулканизма, сопровождающегося формированием обширных кальдер (Паужетской и других). Кислый вулканизм с образованием обширных пирокластических покровов широко проявился и в верхнем плейстоцене: с его вспышкой связано образование ряда кальдер (вулканы Опала, Горелый, Ксудач, кальдера Призрак). Наконец, вторая половина верхнего плейстоцена - голоцен ознаменовалась формированием существенно пирокластических андезито-базальтовых и базальтовых вулканов (вулканы Горелый, Мутновский, Опала, Асача, Ходутка, Кошевский, Камбальный, Желтовский, Ильинский). Широким развитием пользуется ареальный базальтовый вулканизм. В историческое время в пределах грабен-синклинали Южной Камчатки установлены извержения вулканов: Ксудач, Желтовского, Ильинского, Кошевого, Камбального (Влодавец, Пийп, 1957).

Распределение термальных источников Южной Камчатки показано на рис. 1,2. При этом наиболее мощная зона разгрузки (97, 98, 100, см. рис. 1,2) проявляется в южной части грабен-синклинали в пределах Паужетской вулкано-тектонической депрессии, сформировавшейся во второй половине среднего плейстоцена. Эта депрессия расположена на стыке трех долгоживущих разломов различного направления: северо-восточный разлом контролирует распределение восточного линейного ряда вулканов Южной Камчатки; северо-западный разлом, выделяемый рядом авторов (Влодавец, Пийп, 1957; Геология..., 1974), определяет положение Камбально-Кошевского ряда вулканов, примыкающих к нему с юго-западной стороны; субмеридиональный разлом, выделяемый Г.М. Власовым (Геология..., 1964), следующий на северном продолжении Камбального хребта, контролирует распределение в различной степени разрушенных стратовулканов преимущественно средне-верхнеплейсто-

ценового возраста. Работами последних лет (Огородов и др., 1972) показано, что начиная с верхнего плиоцена и на протяжении всего четвертичного времени, включая голоцен, район Паужетской вулкано-тектонической депрессии характеризовался наиболее напряженными и разнообразным (по масштабам и формам проявления) вулканизмом, поставляющим к поверхности весьма дифференцированные по составу продукты от базальтов до липаритов. Таким образом, наиболее мощные зоны разгрузки гидротерм Южной Камчатки со средоточены в пределах долгоживущей зоны тектоно-магматической активности. Группы термальных источников (92, 93, 94, 95, см. рис. 1,2) расположены вдоль меридионального разлома в зоне развития преимущественно базальтового вулканизма. Пространственная связь этих гидротерм с конкретными вулканическими центрами не устанавливается. Следует обратить внимание на то, что указанные источники термальных вод (92, 93, 94, 95, см. рис. 1,2) распространены в той же меридиональной зоне, вдоль которой транссируется серия интрузивных тел гранодиоритов неогенового возраста. Имеющихся у нас данных по температурам, дебитам и химическому составу этих групп гидротерм недостаточно для детальной гидрохимической характеристики, поэтому далее они не рассматриваются. Основные гидрохимические характеристики гидротерм Паужетской вулкано-тектонической структуры отражены в табл. 6. Наиболее глубинные гидротермы в пределах этой структуры (98) характеризуются хлоридно-натриевым составом, слабо-щелочной реакцией, средней минерализацией около 3,2 г/л, значениями $B/Cl = 0,08$, низкими значениями $S/Cl (0,02)$.

ГИДРОТЕРМЫ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА

Вулканический пояс Срединного хребта имеет протяженность около 450 км и вытянут в северо-восточном направлении (см. рис. 1,2). В западной части он без разломных ограниченийложен на третичные толщи, выполняющие Западно-Камчатский прогиб. Восточная часть ограничена системой крупноамплитудных сбросов вдоль рек Быстрой, Анавгай, а также в осевой части Срединного хребта. Особенностью четвертичного вулканизма Срединного хребта (Огородов и др., 1972) является широко проявившийся базальтовый вулканизм испландского типа. Начиная с раннего плейстоцена до начала среднего плейстоцена формируются крупные щитообразные дифференцированные вулканы, достигающие в диаметре 45 км. Продолжительность их деятельности – десятки и сотни тысяч лет. Ко времени среднего плейстоцена относится усиление восходящих тектонических движений, с которыми связано окончательное оформление основных морфоструктурных элементов вулканического пояса в его современном виде. Времени восходящих движений соответствует слабо проявившийся кислый вулканизм. Наиболее мощным центром кислого вулканизма является долгоживущая структура Ичинского вулкана. Одновременно происходит внедрение экструзивных тел аре-

ального типа. Верхний плейстоцен — голоцен характеризуются изменениями недифференцированных базальтов, с которыми связаны образования щитовых и стратовулканов и широко проявившийся ареальный вулканизм. Н.В. Огородов и его соавторы (1972) полагают, что вулканизм Срединного хребта угас несколько тысяч лет назад.

Распределение выходов гидротерм вулканического пояса Срединного хребта показано на рис. 1,2. Первое, что обращает внимание, — это тектонический контроль в распределении зон разгрузки гидротерм вулканического пояса Срединного хребта. Подавляющее число выходов термальных вод расположено вдоль северо-восточных разломов, ограничивающих вулканический пояс с востока, выходы концентрируются в зонах пересечения северо-восточных разломов с тектоническими нарушениями северо-западного и субширотного направлений. Н.В. Огородов и его соавторы (1972) в пределах вулканического пояса выделяют ряд вулканических районов. Наиболее южные группы термальных источников (28, 29, рис. 1,2) расположены в пределах Козыревского вулканического района, где среди продуктов четвертичного вулканизма наиболее широким распространением пользуются древнечетвертичные базальты и андезито-базальты, залегающие в виде отдельных пятен на отложениях алнейской либо более древних толщ. На древнечетвертичных покровах расположены полигенные вулканы, экструзивные купола, сложенные андезитами, андезито-дацитами и дацитами. Верхнечетвертичные и новейшие образования представлены лавами и шлаковыми конусами ареального типа и рядом базальтовых щитовых вулканов. Зависимость между распределением выходов гидротерм и вулканических центров ниже-, средне- и верхнечетвертичного времени не устанавливается. Источники протягиваются вдоль субширотного разлома, трассирующегося вдоль р. Большой Кимитинь.

Следующие группы термальных источников (23, 24, 25, 26, см. рис. 1,2) приурочены к району долгоживущего вулканического массива Уксичан (Уксичанский вулканический район). Возраст вулкана Уксичан датируется нижним плейстоценом. Верхнечетвертичный и голоценовый вулканизм района выражен формированием на склонах вулканического массива базальтовых щитовых вулканов. На основании распределения выходов гидротерм относительно вулканического массива Уксичан и сооружений заключительной фазы вулканизма можно считать, что связь их с определенным вулканическим центром или совокупностью центров отсутствует. Распределение выходов гидротерм этого района также контролируется системой северо-восточных разломов, следящих вдоль Быстринского грабена, и северо-западными тектоническими нарушениями, трассирующими вдоль долины нижнего течения р. Быстрой. Для термальных источников Анаунского вулканического района (18, 19, 20, 21, 22, см. рис. 1,2), где в верхнеплиоцен-голоценовое время исключительно широко проявился базальтовый вулканизм, также не устанавливается связи в распределении выходов термальных вод с

Таблица 7

Некоторые гидрохимические характеристики гидротерм Срединного хребта

| Вулканический район источников, их название | T_{\max} , °C | M, г/л | Пределы pH | Q, г/с | Среднее | |
|---|-----------------|--------|------------|--------|-----------------|-------------------------------|
| | | | | | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ |
| Алнейский: | | | | | | |
| 14. Двухюрточные | 100 | 2,4 | 7,0-7,52 | 44,3 | 49 | 47 |
| 15. Большие Киреунские | 100 | 1,5 | 6,9-7,99 | 46,1 | 81 | 13 |
| 16. Малые Киреунские | 37,5 | 1,8 | 6,9-7,61 | 9,2 | 66 | 27 |
| 17. Беловские | 20,2 | 0,2 | 7,1 | 0,2 | 13 | 25 |
| Анаунский: | | | | | | |
| 18. Крерукские | 57 | 1,6 | 6,6 | 1,3 | 17 | 53 |
| 19. Апапельские | 100 | 1,5 | 8,1-8,57 | 14,9 | 26 | 58 |
| 20. Нижнеапапельские | 78 | 1,7 | 7,1-7,71 | 0,8 | 21 | 44 |
| 21. Опалинские | 40 | 2,8 | 7,5 | 0,4 | 13 | 33 |
| 22. Оксинские | 56 | 3,0 | 6,7-8,24 | 21,5 | 15 | 33 |
| Уксичанский: | | | | | | |
| 23. Анаугайские | 52 | 1,3 | 6,75 | 9,2 | 22 | 76 |
| 24. Промежуточные | 33 | 0,7 | 7,5 | 2,0 | 15 | 66 |
| 25. Быстринские | 60 | 2,4 | 8,4 | 5,9 | 47 | 51 |
| 26. Эссовские | 55 | 1,0 | 8,47-8,96 | 7,3 | 16 | 81 |
| Козыревский: | | | | | | |
| 28. Верхнекимитинские | 37 | 0,8 | 7,8 | 1,3 | 11 | 80 |
| 29. Среднекимитинские | 20 | 4,3 | 6,3 | 0,9 | 63 | 36 |

Примечание. Исходные аналитические данные см. в табл. 2; Q - вынос источниками растворенного вещества.

конкретными вулканическими центрами. Выходы гидротерм расположены восточнее Анаунского вулканического дала, вдоль восточной системы тектонических нарушений, ограничивающих вулканический пояс.

Распределение выходов гидротерм (14, 15, 16) в районе вулканического массива Алней-Чашаконджа показано на рис. 1,2. Согласно данным Н.В. Огородова и его соавторов (1972), вулканический массив начал формироваться в верхнем плиоцене. Начиная с этого времени, на протяжении всего четвертичного периода по голоцен включительно вулканализм угасал. В ходе извержений на поверхность поставлялись различные по составу продукты: базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты. Кроме этого, следует под-

| содержание компонентов, экв.% | | | | | | Атомные отношения | | | |
|---|----------------------|------------------|----------------------|--------------------|-------------------------|-----------------------------|----------------------|---------------------------|--|
| HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl | |
| 4 5 | 81 89 | 1 3 | 17 7 | 1 0,4 | 60 28 | 1,7 1,1 | 0,49 0,08 | 0,10 0,12 | |
| 6 | 79 | 2 | 18 | 1 | 45 | 1,2 | 0,23 | 0,14 | |
| 62 | 14 | - | 71 | 15 | - | 0,9 | 0,94 | 2,60 | |
| 30 17 35 | 80 94 86 | 2 2 3 | 15 3 10 | 3 1 2 | 34 40 26 | 4,6 3,8 4,2 | 1,55 0,94 1,04 | 0,05 0,36 0,30 | |
| 55 53 | 85 90 | 2 1 | 7 4 | 6 4 | 38 63 | 6,6 6,6 | 1,27 1,13 | 0,10 0,22 | |
| 3 19 2 3 | 59 70 58 39 | - - - - | 40 29 39 30 | 1 1 3 0,3 | 2,7 4,4 1,2 60 | 1,75 2,16 0,54 4,8 | - - - 2,58 | 0,05 - 0,08 0,07 | |
| 9 | 78 | - | 20 | 3 | - | 8,0 | 4,13 | 0,19 | |
| 2 | 57 | - | 40 | 3 | - | 0,9 | 0,28 | 0,06 | |

черкнуть, что, по данным Н.В. Огородова и его соавторов (1972), вулканический массив Алней-Чашаконджа разделяет вулканический пояс Срединного хребта на две части, отличающиеся по тектоническому строению и эволюции четвертичного вулканализма. Это позволяет полагать, что распределение выходов гидротерм в той или иной мере контролируется системой поперечных (северо-западных) разломов, смещающих блоки коры и определяющих существование долгоживущих вулканических центров. Следует в то же время подчеркнуть, что наиболее мощные зоны разгрузки гидротерм (14, 15, см. рис. 1,2) располагаются за пределами вулканического массива, на значительном удалении (восточнее и северо-восточнее), в зоне развития голоценового базальтового вулканализма.

Основные характеристики гидротерм различных вулканических районов Срединного хребта приведены в табл. 7. Химический состав гидротерм вулканического пояса Срединного хребта очень разнообразен. Здесь установлены хлоридно-натриевые, сульфатно-хлоридные натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые, сульфатные кальциево-натриевые гидротермы, имеющие слабошелочную или нейтральную реакцию и минерализацию 0,2-2,4 г/л. Температура гидротерм, достигающих поверхности, в различных термоизъявлениях составляет 20,0-100,0°C. Отношения B/Cl и S/Cl в гидротермах наиболее мощных зон разгрузки в каждом вулканическом районе характеризуются близкими значениями: в Алнейском $B/Cl = 0,10-0,14$; $S/Cl = 0,23-0,49$; в Анаунском - $B/Cl = 0,23-0,36$; $S/Cl = 0,94-1,13$; в Уксичанском $B/Cl = 0,05-0,07$; $S/Cl = 1,75-2,58$.

Зоны разгрузки гидротерм в большинстве случаев расположены в пределах вулканических поясов Восточной и Южной Камчатки и Срединного хребта. За пределами вулканических поясов эти зоны устанавливаются в пределах редуцированных плиоценовых вулканических зон. Исключение составляют только п-ова Кроноцкий и Камчатский мыс, которые в четвертичное время характеризуются интенсивными дифференцированными восходящими движениями.

Намечается также зависимость в распределении зон разгрузки гидротерм и плотности распределения эпицентров коровых землетрясений. Зоны разгрузки гидротерм Камчатки контролируются зонами повышенной проницаемости как вулкано-тектонической природы (кальдеры, вулкано-тектонические депрессии), так и тектонической (грабены, зоны разломов). Во многих случаях зоны разгрузки гидротерм концентрируются в зонах пересечения активизированных палеогеновых и неогеновых глубинных разломов различных направлений (северо-восточных, субмеридиональных и северо-западных, субширотных).

Среди различных химических типов гидротерм особо важное место занимают хлоридно-натриевые гидротермы. Поэтому еще раз остановимся на структурной приуроченности зон разгрузки этого типа гидротерм. Перегретые хлоридно-натриевые гидротермы (табл. 8) отмечаются только в пределах вулканических поясов, т.е. в пределах грабен-синклинали Восточной, Южной Камчатки и Срединного хребта. В грабен-синклинали Восточной Камчатки они достигают дневной поверхности в Узон-Гейзерной депрессии, сформировавшейся (Мелекесцев и др., 1974) около 40 тыс. лет назад. В грабен-синклинали Южной Камчатки зона разгрузки перегретых хлоридно-натриевых гидротерм также приурочена к среднеплейстоценовой вулкано-тектонической депрессии в центральной части Паужетской вулкано-тектонической структуры. Перегретые хлоридно-натриевые гидротермы грабен-синклинали Срединного хребта разгружаются в районе вулканического массива Алней-Чашаконджа. Этот массив приурочен к системе поперечных глубинных разломов, разделяющих

вулканический пояс Срединного хребта на две части, отличающиеся по тектоническому строению и эволюции четвертичного вулканизма (Огородов и др., 1972). Таким образом зона Алней-Чашаконджа является одной из наиболее проницаемых зон земной коры.

Относительно низкотемпературные хлоридно-натриевые, хлоридно-натриево-кальциевые гидротермы (достигают поверхности с температурой 42–75°C, табл. 8) приурочены к тектоническим зонам Кроноцко-Гамченского и Авачинско-Жупановского участков грабен-синклинали Восточной Камчатки. Закономерности распределения других химических типов гидротерм показаны в табл. 8.

В заключение остановимся на общих закономерностях распределения B, F, Li, Rb в гидротермах различных химических типов, разгружающихся в пределах различных геоструктурных зон.

Бор. Содержание бора (присутствующего в форме H_3BO_3) в гидротермах Камчатки варьирует в широких пределах: от единиц до десятков мг/л (1,3–90,0 мг/л). Повышенные содержания отмечаются для гидротерм Кроноцко-Гамченского участка (до 71,0 мг/л), Узон-Карымского участка (до 67,3 мг/л) и Авачинско-Жупановского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки (до 90,0 мг/л), а также для гидротерм Паужетской вулкано-тектонической структуры (43,0 мг/л). Более низкие содержания бора характерны для гидротерм Начикинской поперечной зоны поднятий (1,8–13,0 мг/л).

В пределах отдельно взятой структурной зоны повышенные абсолютные содержания бора характерны для гидротерм хлоридно-натриевого (или приближающегося к хлоридно-натриевому) состава. Для гидротерм этого типа содержание бора достигает 1,1–2,2% от общей минерализации. Характерно, что именно для гидротерм хлоридно-натриевого типа отмечаются наименьшие вариации значений атомных отношений бора к хлору (B/Cl). В то же время в целом для Камчатки, независимо от структурной приуроченности гидротерм, их химического состава, общей минерализации, температуры на поверхности, абсолютных содержаний Cl⁻ и B значения B/Cl в большинстве случаев варьируют в узких пределах (табл. 8). Основные исключения из этого правила относятся к гидротермам с низкими дебитами в зонах разгрузки, т.е. к тем случаям, когда на первоначальные отношения хлора и бора может существенно повлиять взаимодействие гидротерм с породами и с водами другого генезиса.

Фтор. В большинстве случаев содержание фтора в гидротермах Камчатки колеблется в пределах 1,4–3,0 мг/л. Значительно повышенные концентрации фтора установлены в гидротермах Начикинской зоны глыбовых поднятий (0,8–9,0 мг/л), максимальные содержания его отмечены в гидротермах Большого Банного геотермального месторождения.

Содержание фтора в подземных водах обычно колеблется от сотых долей миллиграммов на литр до нескольких граммов. В грунтовых водах месторождений фтороносных провинций содержание фтора достигает 0,2–3,0 мг/л. В азотных термальных водах кристаллических пород содержание фтора 5,0–6,0 мг/л (Крайнов, 1973).

Таблица 8

Зависимость некоторых характерных параметров гидротерм от их химического состава

| Типы вод по преобладающим ионам | | Геоструктурные зоны | | | | | | | T°, C |
|---|----------------|---------------------|----|-----|----|---|----|-----|---------|
| Анионы | Катионы | I | II | III | IV | V | VI | VII | |
| Cl | Na | - | - | + | - | - | + | + | Кипящие |
| Cl | Na (Na - Ca) | - | + | - | + | - | - | - | 42-75 |
| Cl, SO ₄ | Na | + | - | - | - | - | - | + | 37-72 |
| Cl, SO ₄ | Na, Ca | - | - | - | + | - | - | + | 20-38 |
| Cl, HCO ₃ | Na | + | + | - | + | + | - | - | 38-71 |
| SO ₄ , Cl(SO ₄) | Na | - | - | - | - | + | - | + | Кипящие |
| SO ₄ , Cl(SO ₄) | Na | + | - | - | - | + | - | + | 58-80 |
| SO ₄ , Cl(SO ₄) | Na, Ca | - | - | - | - | + | + | + | 55-85 |
| HCO ₃ , Cl | Na | + | - | - | + | - | - | - | 25-46 |
| SO ₄ , HCO ₃ , Cl | Mg, Ca(Mg, Na) | - | - | + | - | - | - | - | 45-49 |
| SO ₄ , HCO ₃ | Na | - | - | - | - | - | - | + | 57 |
| HCO ₃ , SO ₄ | Na | - | - | - | - | - | - | + | 40-56 |

Примечание. Исходные данные см. в табл. 2-7, 9; геоструктурные зоны: I - Кроноцкий полуостров; II Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки; III - Узон-Карымский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки; IV - Аванчинско-Жупановский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки; V - Начикинская зона поперечных поднятий; VI - Плужетская вулкано-тектоническая структура; VII - Срединный хребет; вопросительный знак указывает на неопределенность имеющихся данных.

Таблица 8 (окончание)

| Типы вод по преобладающим ионам | | Некоторые характерные параметры гидротерм | | | | | | | |
|---|----------------|---|-----------|---------|-----------|-----------|------------------------|------------------------|-----------------------|
| Анионы | Катионы | M, г/л | pH | Na/Cl | S/Cl | B/Cl | Li/Cl·10 ⁻² | Rb/Cl·10 ⁻⁴ | F/Cl·10 ⁻³ |
| Cl | Na | 1,5-4,5 | 6,72-8,98 | 0,9-1,1 | 0,02-0,08 | 0,08-0,15 | 1,0-2,6 | 0,35-2,2 | 0,4-8,1 |
| Cl | Na (Na - Ca) | 2,3-7,2 | 6,0-8,05 | 0,9-1,1 | 0,07-0,10 | 0,09-0,15 | 0,6-1,7 | 0,06-1,2 | 0,4-1,7 |
| Cl, SO ₄ | Na | 0,7-1,8 | 6,9-9,4 | 1,2-2,1 | 0,23-0,45 | 0,09-0,14 | ? | ? | 3,8-8,1 |
| Cl, SO ₄ | Na, Ca | 4,3-6,1 | 6,3-6,7 | 0,7-0,9 | 0,22-0,28 | 0,06-0,09 | 0,8-1,0 | 0,3-0,7 | 0,4-3,2 |
| Cl, HCO ₃ | Na | 0,7-6,4 | 6,7-9,85 | 1,2-3,0 | 0,07-0,37 | 0,07-0,17 | 0,7-0,9 | 0,2-0,4 | ? |
| SO ₄ , Cl(SO ₄) | Na | 1,3-2,4 | 6,6-9,15 | 1,7-4,7 | 0,49-1,72 | 0,08-0,10 | 0,3-8,6 | 0,1-6,9 | 1,9-164 |
| SO ₄ , Cl(SO ₄) | Na | 0,7-2,3 | 7,0-9,0 | 1,7-8,0 | 0,66-1,70 | 0,09-0,19 | 0,6-4,5 | 0,7-1,4 | 0,7-20 |
| SO ₄ , Cl(SO ₄) | Na, Ca | 1,0-2,4 | 6,0-8,96 | 1,2-6,5 | 0,95-4,13 | 0,05-0,10 | 0,1-3,8 | 0,1-2,8 | 11-60 |
| HCO ₃ , Cl | Na | 0,8-2,8 | 6,5-9,16 | 2,1-3,0 | 0,07-0,32 | ? | ? | ? | ? |
| SO ₄ , HCO ₃ , Cl | Mg, Ca(Mg, Na) | 1,1-2,2 | 5,9-6,50 | 0,6-1,5 | 0,82-0,90 | 0,03-0,07 | 0,3 | 1,3-1,4 | ? |
| SO ₄ , HCO ₃ | Na | 1,6 | 6,6-7,71 | 4,2-4,6 | 1,04-1,55 | 0,05 | 3,1-3,5 | 1,7-2,8 | ? |
| HCO ₃ , SO ₄ | Na | 2,8-3,0 | 6,7-8,24 | 6,6 | 1,13-1,27 | 0,10-0,22 | 2,7 | 0,9-1,1 | ? |

Таблица 9

Содержание Li, Rb, F в гидротермах Камчатки, в мг/л

| Наименование источника | Li | Rb |
|------------------------|-----------|-------------|
| I Нижнечажминские | - | - |
| Северо-Кроноцкие | - | - |
| Южно-Кроноцкие | - | - |
| II Верхнешапинские | 3,2 | 0,175-0,195 |
| Сторожевские | 0,75 | 0,023 |
| III Узонские | 1,9-6,1 | 0,13-0,59 |
| Долины Гейзеров | 2,4-3,2 | 0,17-0,40 |
| Нижнесемячинские | 0,08 | 0,05 |
| Вулкана Академии Наук | - | - |
| IV Краеведческие | 5,9-6,0 | 0,56-0,57 |
| Таловые | 3,7 | 0,30 |
| Шайбные | 3,3 | 0,13 |
| Р. Горячей | 3,1 | 0,03 |
| Р. Желтой | 4,3 | 0,37 |
| Надачевские | 4,3-5,2 | 0,42-1,35 |
| Пущинские | 0,24-3,11 | 0,06-0,16 |
| V Начикинские | 0,22-0,24 | 0,05-0,06 |
| Малые Банные | 0,53-0,65 | 0,02-0,03 |
| Большие Банные | 0,40-1,7 | 0,02-0,17 |
| Карымшинские | 0,71 | 0,02 |
| Верхнепаратунские | 0,15-0,96 | 0,005-0,05 |
| Среднепаратунские | 0,10-0,32 | 0,006-0,02 |
| Нижнепаратунские | 0,03-0,34 | 0,005-0,06 |
| VI Озерновские | 0,21-0,57 | 0,01-0,03 |
| Паужетские | 2,95-4,9 | 0,13-0,77 |
| VII Двухурточные | 0,4-0,45 | 0,15-0,02 |
| Большие Киреунские | 2,3-2,6 | 0,19-0,21 |
| Малые Киреунские | - | - |
| Апапельские | 0,95 | 0,06 |
| Нижнеапапельские | 0,9-1,0 | 0,06-0,10 |
| Оксинские | 1,0 | 0,04-0,05 |
| Анавгайские | 0,10-0,12 | 0,0 |
| Быстриńskие | 0,17-1,1 | 0,0 |
| Эссовские | 0,06 | 0,0 |

Примечание. В каждой графе дано минимальное и максимальное значение концентрации. Исходные данные по содержанию Li, Rb: Г.И. Арсанова (1974), И.А. Клименко и др.; по содержанию F: М.Б. Голубовский и др., И.А. Клименко и др.; Ю.П. Трухин, В.В. Петрова (1976); Т.П. Кирсанова (1971); Е.А. Вакин, Л.А. Комкова. Геоструктурные зоны: I - горстан-

| | F | Li/Cl·10 ⁻² | Rb/Cl·10 ⁻⁴ | F/Cl·10 ⁻³ |
|-----|---|--|---|--|
| I | 0,6 0,4 0,2 | - - - | - - - | 8,1 3,8 0,7 |
| II | - - | 0,7-1,0 0,67 | 0,2-0,5 0,19 | - - |
| III | 1,5-1,8 0,8-1,2 - | 1,1-2,0 1,8-2,6 0,27-0,29 | 0,6-1,6 1,3-2,2 1,3-1,4 | 1,5-3,3 2,1-3,2 - |
| IV | 1,4 | - | - | 7,7 |
| V | 0,6-2,76 0,45-1,3 1,3 - - 0,4-0,8 - | 0,59 1,0 0,84 0,85 1,7 1,5-1,6 0,8-0,9 | 0,45 0,65 0,27 0,06 1,2 1,1-1,2 0,3-0,4 | 0,35-1,7 0,4-3,2 1,2 - - 0,5-0,9 - |
| VI | 1,9-2,0 - 0,8-9,0 - | 0,6-0,7 4,5 4,7-8,6 2,7 | 1,3 1,4 2,1-6,9 0,7 | 19,8-19,9 - 13-164 - |
| VII | 0,8-2,5 1,5 - | 1,6-2,0 0,1-3,8 0,2-1,9 | 0,16-0,29 0,3-2,8 0,06-0,4 | 11-44 60 - |
| | 0,4-1,4 | 0,50-1,4 0,97-1,6 | 0,2-0,6 0,35-2,0 | 0,45-1,7 |
| | 0,6-1,0 3,0 0,8-2,0 | 0,30-0,36 1,9-2,2 - | 0,11-0,14 1,3-1,4 - | 1,9-3,2 7,6-8,1 4,4-6,6 |
| | - - - | 3,0-3,5 3,1-3,5 2,7 | 1,5-2,8 1,7-2,8 0,9-1,1 | - - - |
| | 1,2 | 0,36-0,44 | - | 16 |
| | - - | 0,15-0,95 0,4 | - - | - - |

тиклиналь Кроноцкого полуострова; II, III, IV - соответственно, Кроноцко-Гамченский, Узон-Карымский и Авачинско-Жупановский участки грабен-синклинали Восточной Камчатки; V - Начикинская зона перечных поднятий; VI - Паужетская вулкано-тектоническая структура; VII - грабенсинклиналь Срединного хребта.

Таблица 10

Содержание Cu, Pb, Zn в гидротермах Камчатки, в мкг/л
(полярографическое определение)

| Наименование источников | Cu | Zn | Pb |
|------------------------------|----------|---------|---------|
| Хлоридно - натриевые: | | | |
| Паужетские | 3-15 | H/o | H/o-29* |
| Узонские | 2-60 | 25-30 | 2-9 |
| Долины Гейзеров | 60 | - | - |
| Киреунские | 6,4-83 | 17-23 | 4-78 |
| Смешанного состава: | | | |
| Сторожевские | 37*45 * | - | 18*303* |
| Большие Банные | H/o-100 | 5-100 * | H/o-40 |
| Паратунские | 0,1-21 | 10-26* | 0,1-17 |
| Озерновские | 1,2-12 * | - | 7,2 |
| Двухярточные | 7-52 | 10-350 | 3-16 |
| Апапельские | Сл.-56 | 51-58 | 1,4-24* |
| Эссовские | 14-68* | 36 | 8*-86 |

Примечание. В каждой графе дано минимальное и максимальное значение концентрации. Звездочкой отмечены значения, полученные спектральным анализом сухого остатка. Таблица составлена по данным О.Г. Воробьева, Г.А. Головой и др. (1972); Ю.П. Трухина, В.В. Петровой (1976); И.А. Клименко и др. (ВСЕГИНГЕО).

Таким образом концентрация фтора в гидротермах Камчатки не является аномальной.

Если абсолютное содержание фтора в гидротермах в подавляющем большинстве случаев колеблется в узких пределах (0,4-3,0 мг/л) и не зависит от химического типа гидротерм, то значения F/Cl для различных типов гидротерм различны (табл. 9) вследствие меняющихся содержаний в них хлора.

Близкие (к Камчатским гидротермам) содержания фтора установлены в хлоридно-натриевых гидротермах США (1,0-2,0 мг/л) и Новой Зеландии (0,6-7,8 мг/л) (Уайт, 1965; Махон, 1965).

Литий. Содержание лития в гидротермах Камчатки (Арсанова, 1974) изменяется в широких пределах (0,03-6,1 мг/л). Высокие концентрации лития (1,9-6,1 мг/л) установлены в хлоридно-натриевых гидротермах и в гидротермах близкого состава (табл. 9) независимо от структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм. Так, абсолютные содержания, процент от общей минерали-

зации и отношения Li/Cl в хлоридно-натриевых гидротермах Узон-Карымского участка, грабен-синклинали Срединного хребта в Пажетской вулкано-тектонической структуре изменяются в узких пределаах и близки соответствующим величинам в хлоридно-натриевых гидротермах гидротермальных систем Вайракей, Каверау (Новая Зеландия), Стимбот (США) (Арсанова, 1974).

В гидротермах сложного состава содержание лития на порядок (и более) ниже, чем в хлоридно-натриевых гидротермах. Кроме того для них характерны большие колебания значений $\text{Li}/\text{Cl} = 0,1 - 4,5 \cdot 10^{-2}$ (аномальное значение $\text{Li}/\text{Cl} = 8,6 \cdot 10^{-2}$). Для этой группы гидротерм также не установлена зависимость содержаний лития и значений Li/Cl от структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм (табл. 8).

Рубидий. Как и для лития, максимальные содержания рубидия ($0,13 - 0,77 \text{ мг/л}$) установлены в хлоридно-натриевых гидротермах при значениях $\text{Rb}/\text{Cl} (0,3 - 2,2 \cdot 10^{-4})$. Значительно ниже концентрации рубидия в гидротермах сложного состава ($0,005 - 0,17 \text{ мг/л}$) при больших колебаниях значений $\text{Rb}/\text{Cl} (0,10 - 6,9 \cdot 10^{-4})$. Как и для лития, не установлено зависимости содержаний рубидия или значений Rb/Cl от структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм (табл. 8). Следует подчеркнуть, что содержание рубидия и значения Rb/Cl в хлоридно-натриевых гидротермах Камчатки ($0,13 - 0,77 \text{ мг/л}, \text{Rb}/\text{Cl} = 0,35 - 2,2$) близки к таковым для гидротерм гидротермальной системы Каверау ($0,25 - 0,70 \text{ мг/л}, \text{Rb}/\text{Cl} = 1,3 - 2,4 \cdot 10^{-4}$) в Новой Зеландии (Арсанова, 1974).

В табл. 10 дается представление о содержаниях в гидротермах Камчатки Cu, Zn и Pb ; какой-либо отчетливой зависимости содержаний этих элементов от химического типа гидротерм или структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм не наблюдается. Однако, согласно данным Г.А. Головой (1977), максимальные концентрации Cu, Zn и Pb характерны для высокотемпературных хлоридно-натриевых гидротерм.

Глава III

КОМПОНЕНТЫ ГИДРОТЕРМ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ИЗМЕНЕНИИ ПОРОД

Выше даны общие представления о химическом составе гидротерм различных химических типов, разгрузка которых приурочена к разным по своей природе геоструктурным зонам. Эти материалы дают представление о химическом составе гидротерм, достигших поверхности Земли. Однако они недостаточны для суждения об источниках вещества гидротерм. В рамках нашей задачи — выделение в гидротермах индикаторных компонентов (или, иначе, вероятных компонентов флюидов) — необходимо иметь представление об обменных реакциях раствор — порода на пути фильтрации гидротерм.

Гидротермопроводящие зоны пород можно сравнить с гигантскими хроматографическими колонками, где разделение вещества гидротерм осуществляется на уровне метасоматических реакций, ионного обмена, процессов сорбции и десорбции. Широко ведущиеся (в геоэнергетических целях) буровые работы на геотермальных месторождениях позволили дать петрографо-минералогическую и

Таблица 11

Химический состав термальных растворов некоторых наиболее исследованных

| № пп | Гидротермальная сис- тема; точка отбора пробы | T, °C | pH | M, г/л | Содержание | |
|---------|---|-------|-----|--------|-----------------|-------------------------------|
| | | | | | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ |
| 1 | Паужетская, скв. К-20 | 196 | 8,1 | 3,5 | 1593 | 81 |
| | | | | | 95,1 | 3,6 |
| 2 | Паратунская, скв. ГК-2 | 86,5 | 9,0 | 1,2 | 72 | 710 |
| | | | | | 11,6 | 84,8 |
| 3 | Большая Банная, скв. К-31 | 156 | 9,2 | 1,3 | 116 | 489 |
| | | | | | 21,5 | 66,9 |
| 4 | Налачевская, скв. 2 | 74 | 6,4 | 4,5 | 1629 | 425 |
| | | | | | 73,5 | 14,1 |
| 5 | Узонская, источник Центральный | 94 | 4,3 | 3,8 | 1808 | 109 |
| | | | | | 95,7 | 4,3 |
| 6 | Долина Гейзеров, гейзер Тройной | 100 | 8,7 | 1,9 | 667 | 146 |
| | | | | | 80,5 | 13,0 |

Примечание. 1 — по В.В. Аверьеву и др. (1965); 2,3 — по Ю.А. Краево-
му, Ю.Ф. Манухину, В.М. Сугробову (1972); 4 — по Л.А. Комковой (1969);
5 — по Г.Ф. Пилипенко (1974).

геохимическую характеристику гидротермально-измененных пород в недрах месторождений до глубин около 1500 м. На Камчатке наиболее изученными являются Паужетское, Паратунское и Большое Банное геотермальные месторождения, на Курильских островах — месторождение Горячий Пляж. Эти месторождения приурочены к различным структурам, фильтрующиеся гидротермы имеют различные температуры и химический состав. По химическому составу гидротермы этих четырех месторождений представляют основные химические типы гидротерм геотермальных систем (табл. 11). Мы рассмотрим здесь поведение при гидротермальном метасоматозе небольшой группы элементов (Na, K, B, Cl, F, S, Li, Rb, Cu, Zn, Pt), которые являются обычными компонентами гидротерм.

БОЛЬШИЕ БАННЫЕ И ПАРАТУНСКИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В структурном плане район Большого Банного и Паратунского геотермальных месторождений приурочен к южной части Начинской поперечной зоны поднятий (см. рис. 8).

Комплексы пород, развитые в районе, слагают два яруса. Нижний структурный ярус вскрыт в пределах трех структур: в системе поднятых блоков, протягивающихся вдоль восточного побережья полуострова; в пределах междуречья р. Паратунки и руч. Начинского и в поднятом блоке среднего течения р. Банной. Он образо-

гидротермальных систем Камчатки

| компонентов, мг/л экв. % | | | | | | | |
|--|----------------|-----------------|------------------|------------------|---------------------------------|--------------------------------|--|
| HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ²⁻ | K ⁺ | Na ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | H ₂ SiO ₃ | H ₃ BO ₃ | |
| 35 | 89 | 968 | 54 | 2,4 | 322 | 240 | |
| 1,4 | 4,8 | 89,0 | 5,7 | 0,4 | — | — | |
| 24 | 8 | 245 | 119 | — | 84 | 9 | |
| 3,6 | 1,2 | 63,4 | 35,4 | — | — | — | |
| 98 | 27 | 296 | 22 | 0,7 | 230 | 16 | |
| 11,6 | 4,7 | 87,4 | 7,5 | 0,4 | — | — | |
| 471 | 162 | 1000 | 218 | 29 | 181 | 398 | |
| 12,4 | 6,7 | 70,6 | 17,7 | 3,9 | — | — | |
| — | 93 | 1138 | 41 | 3,0 | 268 | 374 | |
| — | 4,3 | 89,9 | 3,7 | 0,5 | — | — | |
| 85 | 60 | 484 | 14 | 0,2 | 350 | 90 | |
| 6,0 | 6,6 | 90,2 | 3,0 | 0,1 | — | — | |

ван породами вилючинской и паратунской свит. Основное поле распространения пород вилючинской свиты, разрез которой в основном (~ 90%) представлен аргиллитами, приурочено к юго-восточной части района, где они обнажаются в горсте к югу от бухты Малой Саранной и вскрываются в поднятом блоке в среднем течении р. Большой Банной. Общая видимая мощность свиты около 1000 м. Выходы пород вилючинской свиты образуют пунктирную полосу северо-западного простирания. К северу и северо-востоку от них в пределах тех же поднятых блоков развиты породы паратунской свиты. Разрез ее представлен туфами основного и среднего состава с прослойями основных эфузивов. В ряде мест отмечаются силлы диоритпорфиров. Состав свиты характеризуется резкой фациальной изменчивостью как по разрезу, так и по простиранию. Вулканогенные образования максимально развиты в бассейне р. Паратунки. Породы нижнего структурного яруса прорваны интрузиями диоритов.

Верхний структурный ярус образован несколькими типами вулканогенных образований (снизу вверх): толщей кислых и средних туфов, туфоконгломератов и псевфитовых туфов с прослойями лав андезитового состава; толщей андезитов, андезито-базальтов с подчиненным количеством пирокластики. Первая из этих толщ условно параллелизуется с березовской (NBr), а вторая с алнейской (Naln) сериями.

Оливиновые базальты, связанные с небольшими рассеянными по площади вулканами и реликтами шлаковых конусов, перекрывают породы алнейской серии и условно датируются нижним плейстоценом. Более поздними образованиями являются однообразные по составу экструзии липаритов. Они образуют крупные купола с небольшими потоками лав и кольцевые (в плане) трещинные экструзии (сопки Бархатная и Бабий Камень в районе р. Паратунки). В районе Больше-Банных термальных источников с такими экструзиями связаны пирокластические потоки. Экструзии имеют хорошо сохранившиеся формы. Образование их происходило на границе плиоцена и четвертичного времени (Фаворская и др., 1965). По данным И.В. Мелекесцева (1974), проявления кислого вулканизма охватывают промежуток времени от верхнего плиоцена до среднего плейстоцена включительно. Однако в каждом конкретном случае о времени внедрения кислой магмы судить сложно. Верхней временной границей проявления кислого вулканизма, видимо, является средний плейстоцен (Эрлих, Трухин, 1969). Наиболее молодые образования в районе представлены шлаковыми конусами, дающими иногда небольшие потоки оливино-вых базальтов.

Важными элементами современной структуры района с геотермических позиций являются системы грабенов и наличие в северо-западной части дугового в плане разлома. Именно в пределах этих структур в настоящее время локализованы Больше-Банное и Паратунское геотермальные месторождения (см. рис. 8).

ПАРАТУНСКОЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение в настоящее время локализовано в структуре грабена субмеридионального простирания. Образование грабена датируется нижнечетвертичным временем (Эрлих, 1973; Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976). Паратунское геотермальное месторождение в современном виде (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976) сформировано несколькими гидротермальными потоками (см. рис. 8 и 10). В наиболее изученной его части оно сформировано тремя в различной степени обособленными восходящими гидротермальными потоками (рис. 10). Пространственное положение и направление движения гидротермальных потоков контролируются зонами тектонических нарушений, являющихся зонами гидравлически-пониженных сопротивлений. На рис. 10 отчетливо видно, что конфигурация поверхности температурного поля контролируется системой тектонических нарушений, т.е. имеет место тектонический контроль движения термальных вод. Четко выделяются три обособленные теплоаномалии (I, II, III). На рис. 11 видно, что Паратунское геотермальное месторождение формируется тремя в различной степени пространственно обособленными восходящими гидротермальными потоками. Гидротермы фильтруются через гидротермально-измененные туфы преимущественно среднего состава, туффиты, туфоавлеролиты, эфузивы и силлообразные тела основного состава. В гидротермально измененных породах Паратунского месторождения определен широкий набор гидротермальных минералов: альбит, олигоклаз, адуляр, эпидот, пренит, ломонит, десмин, шабазит, гейланцит, сколецит, вайракит, эпидесмин, морденит, томсонит, анальшим, целессит, дафнит, монтмориллонит, кварц, опал, халцедон, кальцит, гипс, ангидрит, пирит, халькопирит, самородная медь. Наибольшим распространением пользуются альбит, эпидот, хлорит, кальциевые цеолиты (Трухин, Петрова, 1976).

Гидротермальное преобразование толщи пород Паратунского месторождения зонально. Выделены метасоматические зоны: 1 - альбит-цеолитовая; 2 - альбит-эпидот-цеолитовая; 3 - альбитовая; 4 - альбит-эпидотовая. Выделение этих зон производилось без учета стадийности минералообразования.

В настоящее время максимальная температура термальных растворов, выводимых на поверхность скважинами, составляет 104°C . Трудно предполагать, что при этой температуре могли образоваться такие минералы, как эпидот, альбит, хлорит, вайракит и др.

Измерением температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце, кальците, ангидrite из различных участков месторождения установлено, что максимальная палеотемпература на месторождении равна 200°C (Трухин, Петрова, 1976). Кроме того, по залеченным трещинам в кальците наблюдалось много вторичных газово-жидких включений, температура гомогенизации которых была различной: 161, 92 и 81°C , т.е. один и тот же кристалл

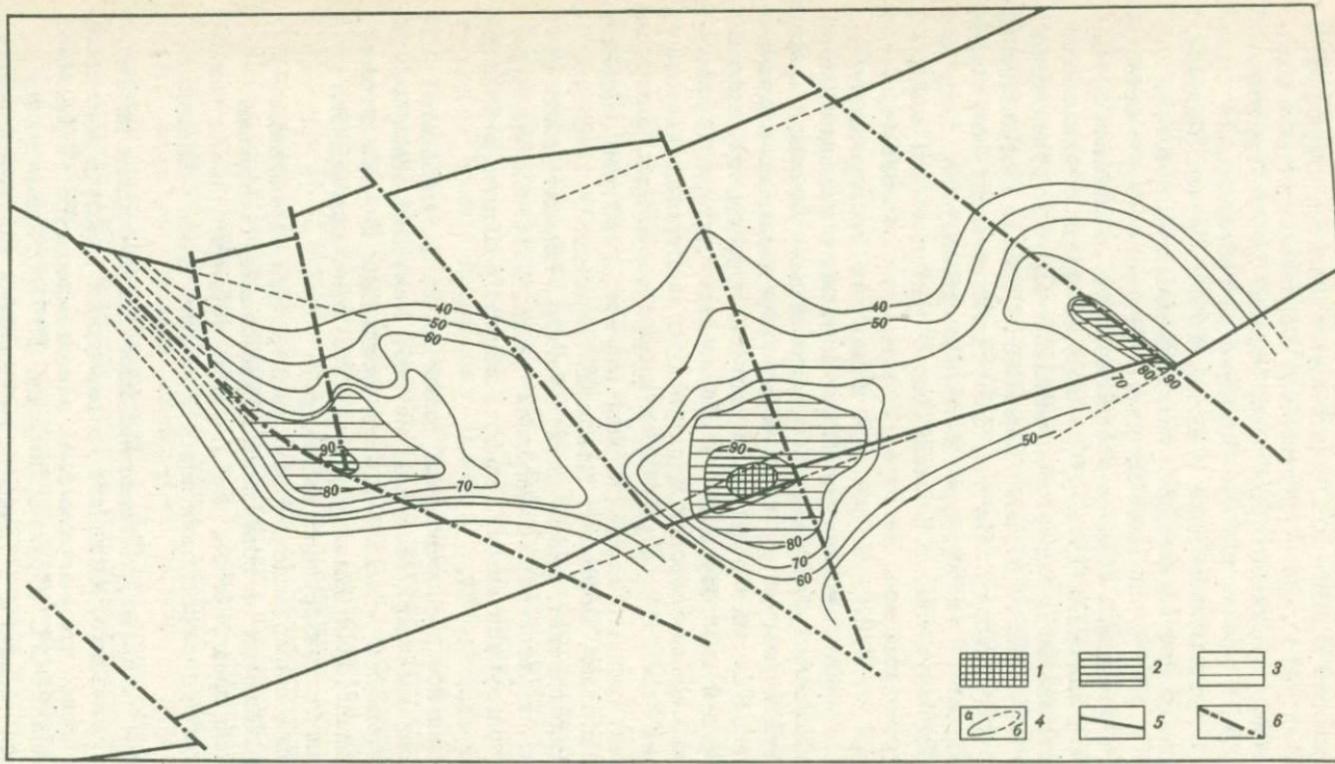


Рис. 10. Поверхность температурного поля Паратунского геотермального месторождения на глубине 500 м (по Ю.П. Трухину, В.В. Петровой, 1976)

I - среднепаратунский участок; II - нижнепаратунский участок; III - северный участок; 1-3 - изотемпературные поверхности; 4 - изотермы: а - установленные, б - предполагаемые; 5-6 - тектонические нарушения

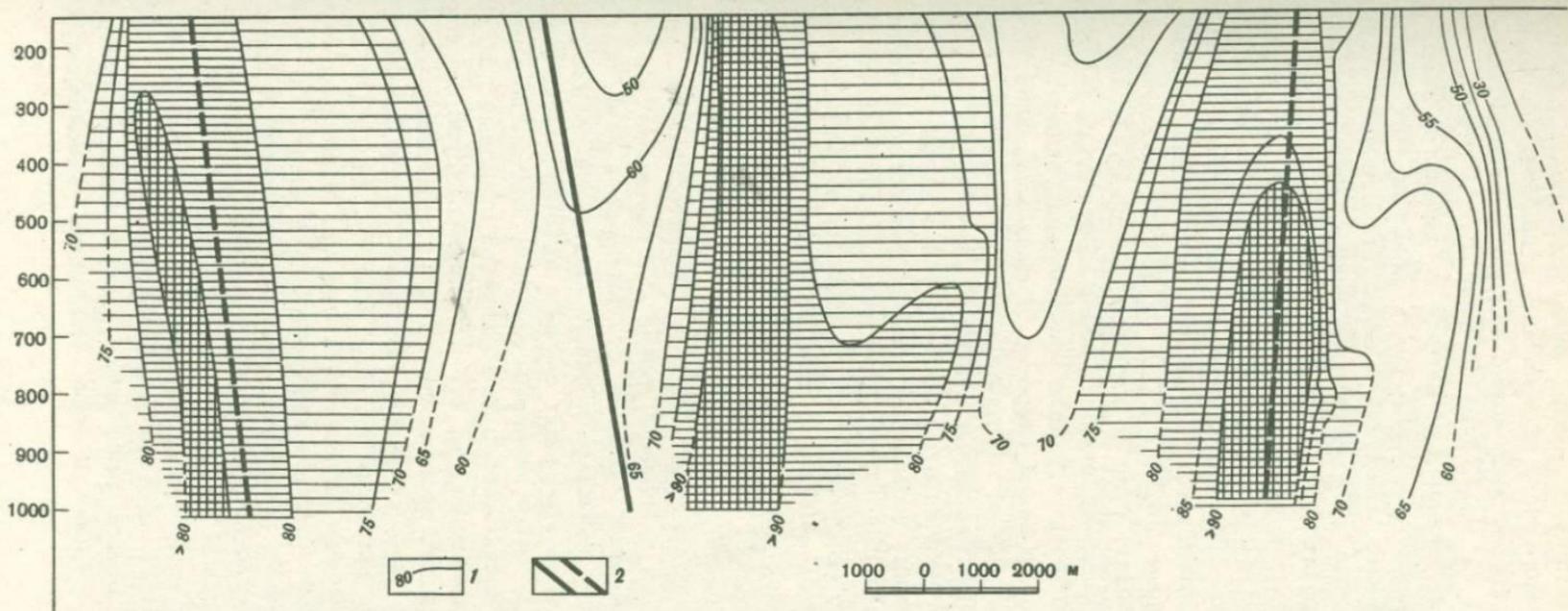


Рис. 11. Термометрический разрез вдоль осевой линии Паратунского геотермального месторождения (по Ю.П. Трухину, В.В. Петровой, 1976)
1 – изотермы; 2 – тектонические нарушения

в разное время находился в окружении растворов с различной температурой. О температурах образования вторичных минералов на Паратунском месторождении можно судить по их парагенетическим ассоциациям. Так, в скв. 35 на глубине 427 м отмечен случай одновременного образования ломонитта и вайракита. Экспериментальными исследованиями (Liou, 1971) показано, что при низких давлениях равновесие ломонитта и вайракита отвечает температуре 200–220°C. Отсюда, рассматривая в нашем случае ассоциацию ломонитта и вайракита как равновесную, можно оценивать температуру их образования в пределах этих значений, что хорошо соглашается с температурами, полученными методом гомогенизации газово-жидких включений. Таким образом, не вызывает сомнений, что в недрах Паратунского месторождения в ранний период температура была не ниже 200–220°C и, возможно, достигала еще более высоких значений, судя по широкому распространению в трещинах гидротермально-измененных пород месторождения такого относительно высокотемпературного минерала, как эпидот.

Анализ взаимоотношений гидротермальных минералов позволил выделить на Паратунском месторождении три стадии метасоматического процесса. Прогрессивная стадия характеризует начальный этап и условно ограничивается температурами менее 180°C (эта температура – нижняя возможная граница фазового перехода ломонитт – вайракит) (Liou, 1971). Единственным минералогическим свидетельством существования этого процесса на Паратунском месторождении является замещение исходного плагиоклаза ломониттом, который при дальнейшем развитии гидротермального процесса (в экстремальную стадию) замещается высокотемпературной ассоциацией (эпидот + хлорит).

Экстремальная стадия метасоматоза характеризуется максимальными температурами на данном уровне и оценивается в 200–220°C. Минералы экстремальной стадии представлены альбитом, хлоритом, эпидотом, калиевым полевым шпатом, в редких случаях отмечается пренит. В отдельных случаях на этой стадии наблюдается замещение эпидотом и калиевым полевым шпатом новообразованного альбита, псевдоморфно замещающего исходный плагиоклаз. При этом можно предполагать, что в то время, когда замещающим минералом был эпидот, процесс шел на фоне повышающейся температуры системы в температурном интервале экстремальной стадии. Замещение альбита калиевым полевым шпатом, видимо, объясняется локальным повышением активности калия при постоянной температуре. Эпидот, хлорит, редко пренит, замещают авгит. По гиперстену, роговой обманке и ломонитту развиваются хлорит и эпидот. Оливин разлагается полностью с образованием хлорита и кальцита. Основная масса породы на этой стадии замещается эпидотом, хлоритом, кварцем. В пустотах, трещинах, кавернах образуются эпидот, хлорит, ломонитт, десмин, клиноптиолит, гейланит, шабазит, вайракит, кварц, кальцит, реже пренит, пирит, халькопирит. Об одновременности образования этих минералов свидетельствуют

наблюдаемые парагенезисы: Эп + Хл, Эп + Лом, Эп + Кв, Хл + + Лом, Лом + Ва, Де + Ка и т.д.

Регрессивная стадия метасоматоза происходит на фоне общего понижения температур в недрах месторождения. При этом продуктами замещения реликты исходного плагиоклаза, а также вторичных эпидота, хлорита, альбита и ломонитта являются кальцит, гидрослюдя, глинистые минералы, опал, халцедон, гидроокислы железа. Ряд гидротермальных минералов, образовавшихся в экстремальную стадию, неустойчив. Наблюдаются их последующие замещения: Хл → Гс, Эп → Ка, Лом → Гм, Вак → Ск, Де → Ск, Ск → Гм и др. Поры, каверны, трещины в породах, измененных в предшествующие стадии метасоматоза, выполняются сколецитом, гейландитом, морденитом, кальцитом, ангидритом, гипсом, кварцем, халцедоном, опалом, глинистыми минералами.

На современном этапе регрессивной стадии гидротермального метасоматоза, осуществляющегося при температурах, не превышающих 104°C , образуются десмин, кальцит, гидрослюдя, глинистые минералы, гипс, опал.

Таким образом, наблюдаемые в настоящее время ассоциации вторичных минералов, содержащие большое число минеральных фаз, являются результатом многостадийного процесса гидротермального метасоматоза и минералообразования. Ранее (Трухин, 1971) было сделано заключение, что Паратунская гидротермальная система, находящаяся на регрессивной стадии развития, представляет собой остаточное явление в прошлом более мощной и высокотемпературной гидротермальной системы, контуры которой выходили далеко за пределы структуры грабена, контролирующего положение гидротермальной системы в ее современном состоянии. Причины, обусловившие эволюцию гидротермальной системы, во многом еще неясны и требуют решения комплекса геолого-геохимических задач. Однако непременным условием перехода экстремальной стадии развития гидротермальной системы в регрессивную является снижение во времени проницаемости этого участка земной коры, сокращение либо полное прекращение поступления в зону генерации гидротерм эндогенного флюида. И в первом, и во втором вариантах необходимым условием является общее сокращение тепловой мощности гидротермальной системы и температуры гидротерм. Однако в первом варианте остается неизменной схема формирования гидротермальной системы путем взаимодействия флюида и подземных вод зоны активного водообмена, т.е. меняются лишь масштабы и интенсивность процесса. Во втором варианте следует предполагать возникновение принципиально нового типа гидротермальной системы, формирующейся за счет съема тепла, аккумулированного горными породами в экстремальную стадию развития Паратунской гидротермальной системы. В данном случае механизм формирования системы принципиально аналогичен механизму формирования азотных терм (Иванов, 1977). Отличительной чертой является то, что нагрев глубоко циркулирующих подземных вод происходит за счет тепла,

аккумулированного горными породами в недрах ранее действовавшей высокотемпературной гидротермальной системы в экстремальную стадию ее развития, а не за счет регионального теплового потока. Мы не располагаем вполне надежными критериями выбора одного из этих двух вариантов эволюции Паратунской гидротермальной системы.

Аналогично тому как ассоциации вторичных минералов настоящего времени являются следствием многостадийности гидротермального процесса, изменение химического состава пород вдоль фильтрующихся гидротермальных потоков также представляет собой результат всей длительной истории эволюции гидротермальной системы. Следовательно, мы имеем возможность дать лишь интегральную характеристику изменения химического состава пород.

Известно, что гидротермальный метасоматоз сопровождается изменением плотности пород. Среди изученных нами геотермальных месторождений (Паратунское, Больше-Банное, Паужетское, Горячий Пляж) надежно установить изменение плотности пород удалось только для Больше-Банного, так как разрез этого месторождения на ~60% представлен эфузивами, для которых возможно определение фоновой плотности. В строении месторождений Паужетского, Паратунского и Горячий Пляж основная роль принадлежит пирокластическим и туфогенно-осадочным породам, характеризующимся резкой фациальной изменчивостью. Для них определение фоновой плотности крайне ненадежно. По данным, полученным при изучении гидротермально-измененных пород Больше-Банного месторождения (Трухин, Петрова, 1976), метасоматоз сопровождался уменьшением плотности пород не более чем на 9–12%. Для других месторождений оценка привноса – выноса дается без учета изменения плотностных характеристик пород. Здесь важно отметить, что при оценке привноса – выноса рассматриваемых нами B, F, Rb, Cu, Zn, Pb учет изменения (в пределах 10–15%) плотности пород не улучшает существенно результаты, так как точность определения этих элементов в нашем случае не превышает ±30%. Для этого ряда элементов оценка привноса – выноса во всех случаях дается без учета изменения плотности пород.

В табл. 12 даны содержания B, F, Rb, Cu, Zn в неизмененных и соответствующих гидротермально-измененных породах для Среднепаратунского (I) гидротермального потока (см. рис. 7) до глубин около 1500 м (табл. 12).

Бор. В табл. 12 видно, что среднее содержание бора в процессе гидротермального метасоматоза остается неизменным, но значительные вариации содержаний бора в измененных андезитовых туфах (от $0,5 \cdot 10^{-3}$ до $1,4 \cdot 10^{-3}$ %) и базальтах (от $0,9 \cdot 10^{-3}$ до $1,6 \cdot 10^{-3}$ %) указывают на его перераспределение в толще пород при метасоматозе. Отчетливой зависимости содержаний бора от типа изменения пород не устанавливается, однако его максимальные содержания наблюдаются в метасоматитах, обогащенных эпидотом (Трухин, Петрова, 1976). В интервале глубин до ~1400 м

Таблица 12

Содержание B, F, Li, Rb, Cu, Zn в неизмененных и гидротермально-измененных породах Паратунского геотермального месторождения, %

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | |
|-----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------------------|-----------|
| | \bar{c} | \bar{c} | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} |
| B, $n \cdot 10^{-3}$ | 1,0 | 0,9 | 1,1 | 0,9-1,6 | 0,9 |
| F, $n \cdot 10^{-2}$ | | | 1,7 | 1,0-2,3 | 1,9 |
| Li, $n \cdot 10^{-3}$ | 1,9 | 1,9 | 0,8 | 0,48-1,20 | 1,4 |
| Rb, $n \cdot 10^{-3}$ | - | - | 1,3 | 1,0-3,0 | 2,0 |
| Cu, $n \cdot 10^{-3}$ | 9,4 | 5,7 | 4,0 | 0,4-11,0 | 3,0 |
| Zn, $n \cdot 10^{-3}$ | 8,3 | 9,0 | 7,4 | 5,0-11,0 | 7,2 |
| Количество анализов | 3 | 15 | 21 | 21 | 16 |
| | | | | | 16 |

Примечание. 1,2 - неизмененные породы; 1 - базальты; 2 - андезиты (Фаворская и др., 1965); 3, 4 - гидротермально-измененные породы: 3 - основного состава; 4 - среднего состава (Трухин, Петрова, 1976). c_{\min} , c_{\max} , \bar{c} - минимальное, максимальное и среднее значение содержания элемента.

изменение содержания бора в зависимости от глубины не установлено.

Фтор. Сведения о содержаниях фтора в эфузивно-пирокластических породах Камчатки ограничены. Имеющиеся данные Л.Л. Леоновой и И.Т. Кирсанова (1974) для андезито-базальтов Ключевской группы вулканов приведены в табл. 13. Эти значения близки клараку фтора А.П. Виноградова (1962). По отношению к данным этих авторов содержание фтора в породах Паратунского геотермального месторождения резко снижено в результате их гидротермального метасоматоза.

Литий, рубидий. Данные табл. 12 свидетельствуют о частичном выносе лития из пород при метасоматозе. Менее определены выводы по рубидию. Сопоставление средних содержаний рубидия в измененных базальтах и туфах Паратунского месторождения с его клараком в соответствующих по составу породах указывает на вынос рубидия при гидротермальном метасоматозе. По своим кристаллохимическим свойствам рубидий наиболее близок калию (Слепнев, Бойко, 1964). Не образуя собственных минералов, он рассеивается в кристаллических решетках преимущественно калиевых минералов. Это позволяет оценить достоверность вывода о выносе рубидия из пород. Действительно, гидротермальный метасоматоз пород месторождения происходит с выносом калия. Прямая зависимость в изменении содержаний этих элементов (Трухин, Петрова, 1976) указывает на то, что при метасоматозе имеет место сопряженный

Таблица 13

Содержание F, Li, Rb в четвертичных и современных вулканических породах Камчатки, %

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---------|---|---|---|---|---|
|---------|---|---|---|---|---|

| | | | | | |
|------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| F, $\text{n} \cdot 10^{-2}$ | 3,8 | 5,0 | 5,0 | - | - |
| Li, $\text{n} \cdot 10^{-3}$ | - | 1,3 | 1,5 | 1,1 | 0,7 |
| Rb, $\text{n} \cdot 10$ | 4,1 | 1,2 | 1,6 | 2,9 | 1,0 |

Примечание. 1-3 - базальты Ключевского вулкана: 1 - породы фундамента; 2 - породы древних конусов; 3 - современные извержения; 4, 5 - Узон-Гейзерная депрессия, докальдерный этап: 4 - кислые породы; 5 - основные породы; 6 - вулкан Большой Семячик: игнимбриты; 7 - Узон-Гейзерная депрессия, посткальдерный этап: кислые породы; 8-9 - вулкан Большой Семячик, посткальдерный этап:

вынос калия и рубидия. Вместе с тем, отчетливой зависимости содержаний Li и Rb от глубины и типа изменения пород не наблюдается.

Медь. Согласно данным табл. 12, устанавливается вынос Cu из толщи пород в процессе гидротермального метасоматоза. В то же время содержание Cu в отдельных пробах варьирует в очень широких пределах: в гидротермально измененных базальтах $0,4\text{--}11,0 \cdot 10^{-3}\%$, в андезитовых туфах $-0,4\text{--}6,3 \cdot 10^{-3}\%$, т.е. на фоне общего выноса меди из толщ пород происходит обогащение этим элементом ее отдельных участков. Наиболее высокие концентрации Cu отмечаются в метасоматитах, содержащих значительное количество эпидота и, особенно, в жилах эпидозитов. К последним приурочены находки сульфидов меди (Трухин, Петрова, 1976). Содержание же меди в эпидозитах, очищенных от рудной фракции, не превышает $\text{l} \cdot 10^{-4}\%$, т.е. оно ниже валовых содержаний Cu в метасоматитах. Таким образом, продукты метасоматоза обеднены Cu в сравнении с субстратом. Однако часть меди, поступившая в гидротермальные растворы, фиксировалась в сульфидной форме; происходило вторичное обогащение медью отдельных участков толщи пород, подвергшихся гидротермальному метасоматозу. Во всех остальных случаях зависимости содержаний меди от характера изменения пород и от глубины не наблюдается.

Цинк. Анализы гидротермально-измененных пород месторождения (табл. 12) показывают слабо выраженную тенденцию к выносу цинка в процессе гидротермального метасоматоза. Участие цинка в гидротермальном процессе в основном ограничивается его перераспределением в гидротермально измененной толще пород. Содер-

| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| - | - | - | - | - | - | - |
| 1,6 | 1,8 | 1,8 | 0,8 | 1,5 | 0,7 | 2,0 |

| | | | | | | |
|-----|-----|-----|-----|---|---|---|
| 3,4 | 3,0 | 2,8 | 1,4 | - | - | - |
|-----|-----|-----|-----|---|---|---|

8 - кислые породы; 9 - основные породы; 10-12 - Юго-Восточная Камчатка: 10 - андезито-базальты (Q_1); 11 - андезито-базальты (Naln); 12 - роговообманковые андезиты из нижней части алнейского комплекса (Naln). 1-7 - по Л.Л. Леоновой, И.Т. Кирсанову, 1974; 8, 9 - по М.А. Фаворской и др., 1965; (-) - элемент не определялся.

жение Zn в измененных базальтах колеблется в пределах $5,0\text{--}11,0 \cdot 10^{-3}\%$, в андезитовых туфах $-2,0\text{--}11,0 \cdot 10^{-3}\%$. Какой-либо закономерности в распределении содержаний цинка в зависимости от типа изменения исходных пород нами не установлено.

Из предшествующих наблюдений и данных табл. 12, 13 следует, что результирующий геохимический эффект многостадийного гидротермального процесса выразился в частичном выносе из пород Li, Rb, Cu, Zn, и, вероятно, F. Содержание бора остается неизменным. Ранее (Трухин, Петрова, 1976) было показано, что гидротермальный метасоматоз сопровождался слабым привносом Na и выносом части K из толщи пород, вмещающей гидротерму.

БОЛЬШОЕ БАНОЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Геотермальное месторождение структурно контролируется дуговым в плане разломом, выделенным в северо-западной части района (см. рис. 8), представляющей, по мнению Э.Н. Эрлиха, кольцевую вулкано-тектоническую структуру диаметром около 12 км. Простижение разлома меняется в районе Большого Банного месторождения от северо-восточного до субширотного и далее становится северо-западным. По разлому отмечается опускание внутренней (северной) части структуры, общей амплитудой в 200-250 м. Разлом смещает породы верхнего структурного этажа, не затрагивая экструзии липаритов и голоценовые потоки базальтов. Это позволяет считать, что время заложения дугового разлома либо предшествовало появлению в районе Большого Банного месторожде-

ния кислого вулканизма, либо же происходило на фоне движения кислой магмы к поверхности. Таким образом, нижней временной границей заложения дугового в плане разлома является средний плейстоцен.

Положение Больше-Банной гидротермальной теплоаномалии показано на рис. 8. Строение Больше-Банного восходящего гидротермального потока схематически показано на рис. 12. Термометрический разрез (рис. 13) характеризует температурный режим верхней части (до гл. ~ 800 м) гидротермального потока.

Современные гидротермальные растворы фильтруются через гидротермально-измененные туфы дацитов, липаритов, пироксен-плагиоклазовые андезиты, базальты. Максимальные температуры гидротерм достигают 171,5°C. Гидротермальному метасоматозу на Большом Банном геотермальном месторождении подверглась вся эфузивно-пирокластическая толща. Геотермальными скважинами эта толща вскрыта до глубины 1200 м. Наибольшую переработку испытали породы основного состава, измененные породы обычно осветлены. В составе продуктов гидротермального метасоматоза обнаружены: альбит, адуляр, гидрослюдя, кварц, ломонит, томсонит, эпидот, цоизит, хлорит, монтмориллонит, сфен, кальцит, апатит, флюорит, халькопирит, самородные медь и свинец (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976). В гидротермально-измененной толще пород месторождения выделен следующий ряд метасоматических зон (без учета стадийности минералообразования): 1 - альбит-цеолитовая; 2 - альбитовая; 3 - альбит-гидрослюдистая; 4 - альбит-адуляровая; 5 - адуляровая; 6 - кварц-гидрослюдистая. Следует подчеркнуть, что полного минерального преобразования исходных пород в большинстве случаев не происходит, и оно характеризуется крайней неоднородностью как в крупных блоках, так и в элементарно-малых объемах пород.

В зоне дугового разлома поисково-разведочными скважинами был вскрыт разрез за пределами контура существующей в настоящее время Больше-Банной гидротермальной теплоаномалии (температура в скважинах составляла 10-20°C). Это позволило сопоставить типы гидротермального изменения пород в контуре геотермального месторождения и за его пределами. Было установлено (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976), что в наиболее высоко-температурной зоне геотермального месторождения и за его пределами, в скважинах, гидротермальное изменение пород однотипно. Это должно было бы свидетельствовать об одних и тех же физико-химических условиях, приведших к метасоматозу, но этого не наблюдается в настоящее время. Такое несоответствие может быть объяснено разными причинами: изменением контуров тепловой аномалии в результате общего сокращения тепловой мощности геотермального месторождения или гидротермальной системы в целом; миграцией очага разгрузки гидротерм в результате поздних тектонических подвижек вдоль ослабленных ранее тектонических зон, ведущих к ликвидации старых и возникновению новых гидро-

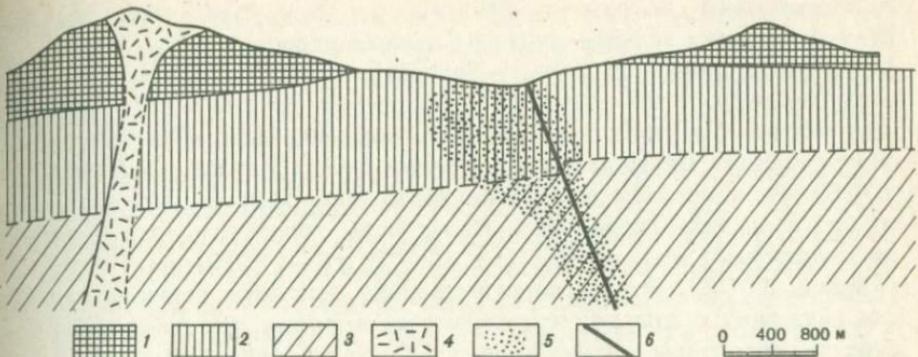


Рис. 12. Схема строения Больше-Банного восходящего гидротермального потока (разрез по Ю.П. Трухину, В.В. Петровой, 1976)

1–2 – породы верхнего структурного комплекса; 3 – породы нижнего структурного комплекса; 4 – экструзия липаритов; 5 – гидротермальный поток; 6 – тектонические нарушения

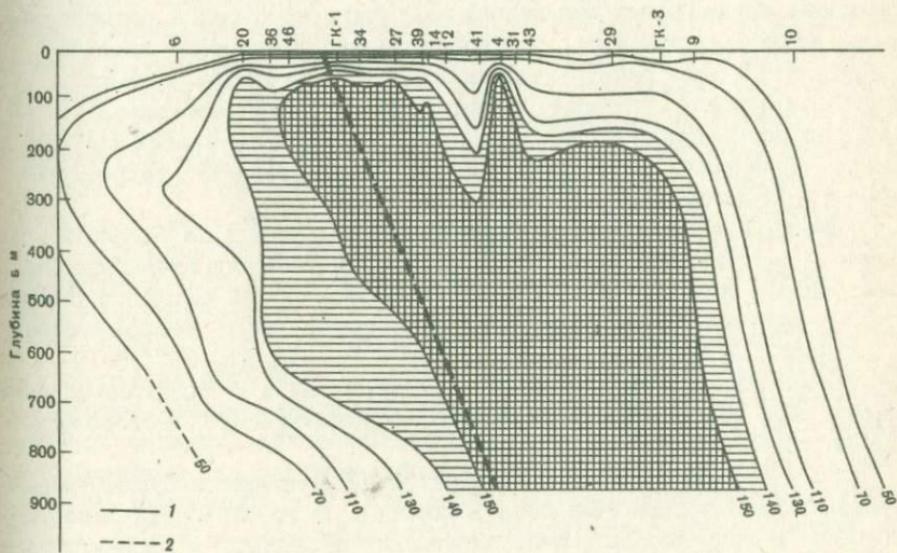


Рис. 13. Термометрический разрез Больше-Банного геотермального месторождения (по Ю.П. Трухину, В.В. Петровой, 1976)

1 – линии изотерм; 2 – тектонические нарушения

термопроводящих путей; миграцией на площади и в пространстве очага разгрузки гидротермального потока при сохранении температуры и тепловой мощности месторождения, связанной с ликвидацией гидротермопроводящих путей вследствие метасоматоза (заполнение пор и трещин минеральным веществом). Однако для воссоздания

действительной геотермической истории района и эволюции Большой Банной гидротермальной системы данных недостаточно.

Время становления Больше-Банной тепловой аномалии, сформированной гидротермальным потоком, составляет 120–150 тыс. лет. Это подтверждается и грандиозным геохимическим эффектом гидротермального метасоматоза (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976). Но масштабы выноса из пород породообразующих элементов трудно объяснить воздействием на породы гидротерм, фильтрующихся в настоящее время ($T_{max} = 170^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 7,42$ при $T = 138^{\circ}\text{C}$ (Карпов, 1976)). Это, в первую очередь, касается таких элементов, как алюминий и железо, растворимость которых при данных значениях pH гидротерм весьма мала (содержание этих элементов в гидротермах составляет, соответственно, 0,16 и 0,76 мг/л). Из 1 km^3 пород в процессе метасоматоза вынесено 56 млн. тонн железа и 36 млн. тонн алюминия (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1974). Вынос таких количеств железа и алюминия современными гидротермальными растворами с существующей удельной разгрузкой гидротерм требует на два порядка больше времени, чем реальное время существования Больше-Банной гидротермальной системы. Это позволяет заключить, что сопряженный вынос Al и Fe из толщи пород в указанных масштабах мог быть обусловлен воздействием на породы термальных растворов значительно более кислых ($\text{pH} < 4,1$), чем фильтрующиеся в настоящее время. Возможно и другое допущение (которое представляется более вероятным): породы подвергались в разное время воздействию щелочных ($\text{pH} > 8,8$, вынос алюминия) и умеренно кислых (вынос железа) гидротермальных растворов.

Суммируя изложенный материал, отметим, что и на Большом Банном месторождении наблюдаемые ассоциации гидротермальных минералов и изменение химического состава пород являются следствием многостадийного процесса гидротермального метасоматоза.

В табл. 14 приведены содержания B, F, Li, Rb, Cu, Zn, Pb в различных породах Начикинской зоны поднятий и в гидротермально-измененных породах Большого геотермального месторождения до глубины около 500 м.

Бор. Гидротермальный метасоматоз не приводит к существенному изменению содержаний бора в породах. В то же время содержание бора в гидротермально-измененных эфузивных и пирокластических породах основного, среднего и кислого состава соответственно колеблется в пределах $1,0\text{--}1,4 \cdot 10^{-3}$, $1,0\text{--}2,4 \cdot 10^{-3}$, $0,9\text{--}2,7 \cdot 10^{-3}$. При этом нижние значения содержаний бора в гидротермально-измененных породах равны или близки фоновым, т.е. происходит обогащение бором отдельных участков толщи пород. Распределение содержаний бора не коррелируется ни с типом гидротермального изменения пород, ни с поведением в процессе гидротермального метасоматоза породообразующих элементов (Трухин, Петрова, 1976). Это определяется особенностями фиксации бора, часть которого рассеяна в решетках алюмосиликатов, где

бор изоморфно замещает алюминий. Часть бора, видимо, находится в сорбированной форме. Об этом косвенно свидетельствует возрастание в 1,5–2 раза содержаний бора в метасоматитах, обогащенных калиевыми гидрослюдистыми минералами (Трухин, Петрова, 1976).

Фтор. Как отмечено выше, содержание фтора в основных породах Восточной Камчатки составляет $(3,8\text{--}5,0) \cdot 10^{-2}\%$ (табл. 13), что близко к ларку фтора. Аналогичные содержания фтора ($4,5 \cdot 10^{-2}\%$) отмечены и в неизмененных андезитах месторождения. В гидротермально-измененных породах содержание фтора в среднем в 2 раза ниже ($1,8\text{--}2,5 \cdot 10^{-2}\%$). Это свидетельствует о выносе фтора при метасоматозе.

Литий. Содержание лития в метасоматитах месторождения резко повышено в сравнении с содержанием его в соответствующих породах, не испытавших гидротермального воздействия (табл. 14). Это позволяет с уверенностью считать, что при гидротермальном метасоматозе происходит значительный привнос лития.

Распределение содержаний лития в толще пород не контролируется достаточно отчетливо ни глубиной, ни типом гидротермального изменения пород. Однако максимальные содержания лития отмечаются в измененных андезитах ($7,4 \cdot 10^{-3}\%$), в составе продуктов изменения которых широким развитием пользуются альбит и хлорит, и практически полностью отсутствует гидромусковит (Трухин, Петрова, 1976). В гидротермально-измененных породах такого типа отмечается максимальное содержание магния и железа, входящих в состав хлоритов. Это может служить косвенным указанием на то, что литий фиксируется преимущественно в решетках хлоритов. Такое допущение не противоречит литературным сведениям о широко проявленном в природе изоморфном замещении литием магния и двухвалентного железа.

Рубидий. Мы не располагаем достаточно надежными данными о содержании рубидия в породах Начикинской зоны поднятий и района геотермального месторождения. В гидротермально-измененных эфузивно-пирокластических породах основного и среднего состава этот элемент содержится в количествах, близких к ларку. Согласно Л.Л. Леоновой и И.Т. Кирсанову (1974), содержания рубидия (табл. 13) в андезито-базальтах Ключевской группы вулканов существенно ниже, чем ларковые. Единичные определения рубидия в неизмененных базальтах района геотермального месторождения показали содержание в них рубидия существенно ниже ларкового. По отношению к ним и данным Л.Л. Леоновой и И.Т. Кирсанова средняя концентрация рубидия в гидротермально-измененных базальтах существенно повышена. Выяснить поведение рубидия при метасоматозе можно путем выявления корреляции в распределении содержания рубидия и калия в гидротермально-измененных породах, учитывая близость кристаллохимических свойств калия и рубидия. Химическое преобразование пород при гидротермальном метасоматозе в целом сопровождается значительным обогащением пород

Таблица 14

Содержание B, Li, Rb, Cu, Zn, Pb, F в породах Начикинской зоны Банного геотермального месторождения, %

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | \bar{c} |
| B, н·10 ⁻³ | 1,6 | 0,9 | 1,2 | 1,0 | 1,0 | 1,1 | 1,0 |
| Li, н·10 ⁻³ | - | - | - | - | - | - | - |
| Rb, н·10 ⁻³ | 0,7 | 2,0 | - | - | - | 1,4 | - |
| Cu, н·10 ⁻³ | - | - | - | - | - | - | - |
| Zn, н·10 ⁻³ | 5,0 | 4,0 | 5,5 | 2,4 | 1,6 | - | - |
| Pb, н·10 ⁻³ | 9,4 | 9,7 | 9,2 | 7,4 | 5,6 | - | - |
| F · 10 ⁻³ | 1,6 | 2,3 | 1,4 | 2,7 | 2,3 | - | - |
| Количество анализов | 28 | 3 | 5 | 24 | 7 | 6 | 7 |

Примечание. 1-5 - породы Начикинской зоны поднятий (Фаворская и др., 1965): 1 - базальты, андезито-базальты (N_2); 2 - роговообманковые андезиты из нижней части алнейского комплекса (N_2); 3 - субвулканические тела андезитов из нижней части алнейского комплекса (N_2); 4 - андезито-дациты и дациты (N_2); 5 - липариты (N_2); 6, 7 - неизмененные породы Большого Банного месторождения (Трухин, Петро-

каием; вместе с тем установлена (Трухин, Петрова, 1976) прямая зависимость содержания в породах калия и рубидия. Это возможно лишь в том случае, если в процессе гидротермального метасоматоза совместно с привносом калия породы обогащаются рубидием.

Медь. Гидротермальный метасоматоз сопровождается значительным выносом меди из пород (табл. 14). Коэффициенты извлечения для пород основного, среднего и кислого состава имеют, соответственно, значения: 1,6; 2,5; 2,5. За фоновые содержания меди приняты данные М.А. Фаворской и др. (1965) для эфузивных пород соответствующих возрастных групп Начикинской зоны поднятий. Содержание Cu в породах не обнаруживает отчетливой зависимости от типа изменения пород и глубины.

Цинк. На основании сравнения средних содержаний цинка в метасоматитах с кларковыми значениями и данными М.А. Фаворской (табл. 14) видно, что средние значения концентраций в изме-

поднятий и в гидротермально-измененных породах Большого

| 8 | | 9 | | 10 | |
|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|
| \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ |
| 1,2 | 1,0-1,4 | 1,3 | 1,0-2,4 | 1,2 | 0,9-2,7 |
| 3,0 | 2,8-3,4 | 2,7 | 1,5-3,6 | 1,9 | 0,7-3,5 |
| 3,7 | 2,8-4,9 | 3,3 | 1,3-7,4 | 3,5 | 2,2-5,6 |
| 5,5 | 5,0-6,0 | 8,6 | 4,0-14,0 | 8,0 | 6,0-15,0 |
| 3,1 | 3,0-3,2 | 1,6 | 0,3-4,5 | 0,8 | 0,3-2,3 |
| 9,0 | 9,0-11,0 | 7,8 | 5,0-15,0 | 5,3 | 3,0-10,0 |
| 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5-1,1 | 0,7 | 0,5-1,2 |
| 3 | 3 | 26 | 26 | 18 | 18 |

ва, 1976): 6 - базальты (N_2); 7 - андезито-базальты (N_2); 8 - 10 - гидротермально-измененные породы оттуда же (Трухин, Петрова, 1976): 8 - базальты (N_2); 9 - андезито-базальты (N_2); 10 - туфы дацитов и риолито-дацитов (N_2). c^{\min} , c^{\max} , \bar{c} - минимальное, максимальное и среднее значение содержания элемента

ненных основных и кислых породах практически совпадают с данными М.А. Фаворской. Величины содержаний цинка в гидротермально-измененных породах среднего состава имеют промежуточные значения между кларковыми и данными М.А. Фаворской. Зависимости содержаний цинка от интенсивности или типа гидротермального изменения пород не наблюдается. Это также является свидетельством отсутствия привноса - выноса цинка в результате метасоматоза. Иногда в измененных породах наблюдаются единичные кристаллы сфалерита. Однако этот минерал очень редок и подавляющая масса цинка, содержащегося в породах, находится в рассеянном состоянии в силикатах гидротермально-измененных пород.

Свинец. Гидротермальный метасоматоз сопровождается интенсивным выносом свинца (табл. 14). Распределение содержаний свинца в толще пород не обнаруживает зависимости от типа изменения пород либо глубины извлечения образца.

Изложенный выше материал позволяет заключить, что резуль-

тирующий геохимический эффект метасоматоза пород Больше-Банного геотермального месторождения выразился в привносе Li, Rb и выносе F, Cu, Zn, Pb. Содержание бора остается неизменным либо отмечается тенденция к некоторому обогащению измененных пород бором. Ранее (Трухин, Петрова, 1976) показано также, что гидротермальный метасоматоз пород месторождения сопровождался значительным привносом калия и частичным выносом натрия.

ПАУЖЕТСКОЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Изучению различных сторон гидротермального процесса в пределах Паужетской гидротермальной системы посвящено большое число работ (Набоко, Пийп, 1960; Аверьев, Набоко, Пийп, 1961; Аверьев, 1964; 1966; Набоко, 1962; Набоко и др., 1965; Белоусов, 1963; 1965; Белоусов, Сугробов, Сугробова, 1976; Набоко, Карпов, Розникова, 1965; Сугробов, 1965; и др.).

Паужетская гидротермальная система располагается в Центральной части Паужетской вулкано-тектонической структуры, находящейся на юге Камчатки. Сведения об этой структуре даются в соответствии с представлениями Н.В. Огородова, Н.Н. Кожемяки, Н.Е. Литасова и др. (1974).

В современном виде Паужетская вулкано-тектоническая структура представляет собой аккумулятивно-тектонический свод, имеющий в плане изометричную форму. Диаметр структуры около 70 км. В центральной части свода образована вулкано-тектоническая депрессия (площадью 20×24 км), выраженная в рельфе котловиной глубиной 500–600 м. Основание вулкано-тектонической структуры сложено комплексом осадочно-вулканогенных пород олигоцен-среднемиоценового возраста. Заложение Паужетской вулкано-тектонической структуры началось в позднемиоценовое время, когда подводная вулканическая деятельность сменяется наземной. Продукты вулканизма этого времени фиксируются в верхних частях миоценовой толщи и представлены туфобрекчиями и лавобрекчиями кислого состава, лавами двупироксеновых, роговообманковых андезитов. В верхах разреза распространены лавы и туфы основного состава. Весь комплекс пород прорван многочисленными интрузивными телами и дайками основного и кислого состава. После перерыва, продолжавшегося с позднего миоцена до нижнего плейстоцена, начинается второй, плейстоценовый, этап вулканизма, который происходит в основном в наземных условиях и носит резко выраженный эксплозивный характер. В это время формируются существенно пирокластические и (или) лаво-пирокластические стратовулканы. Плиоценовый вулканизм без заметного перерыва сменяется четвертичным вулканизмом. В это время происходят излияния платоэфузивов ареального типа. Подводящие каналы фиксируются в виде даек мощностью 3–5 м. С конца нижнего до начала среднего плейстоцена в пределах Паужетской вулкано-тектонической структуры, вероятно, наступил перерыв в вулканической деятельности. Вторая

половина среднего плейстоцена ознаменовалась мощной вспышкой кислого вулканизма. В пределах вулкано-тектонической структуры по ее восточному и северному обрамлению происходит мощный выброс игнимбритов. В конце верхнего плейстоцена—голоцене происходит формирование крупных андезито-базальтовых и андезитовых вулканов (Ильинского, Желтовского, Камбального). В голоцене на фоне продолжающегося основного вулканизма в пределах Паужетской депрессии (сформировавшейся в центральной части вулкано-тектонической структуры) внедряются серии кислых экструзий (хр. Дикий Гребень, гора Круглая и др.) и происходят выбросы кислой пирокластики.

Строение и условия формирования Паужетской гидротермальной системы рассмотрены в ряде работ (Аверьев, 1964; Аверьев, Белоусов, 1965; Белоусов, 1965; Сугробов, 1965; Белоусов, Сугробов, 1976 и др.).

Гидротермальному метаморфизму пород и минералообразованию посвящены труды С.И. Набоко, Г.А. Карпова, А.П. Розниковой (1965), Л.М. Лебедева (1965). В гидротермально измененных породах Паужетского геотермального месторождения С.И Набоко и др. (1965) определен широкий набор гидротермальных минералов: ломонтит, анальцим, птиолит, сколецит, гейландит, томсонит, шабазит, десмин, филлипсит, адуляр, альбит, каолинит, монтмориллонит, нонтронит, делессит, пеннин, клинохлор, кальцит, сидерит, ангидрит, алунит, кварц, халцедон, опал, тридимит, кристобалит, эпидот, пренит, а также гематит, магнетит, мушкетовит, сфен, анатаз, брукит, рутил, апатит, гиролит, пирит, селадонит, гидрогематит, гидросерицит, гидробиотит, актинолит. Описана метасоматическая зональность. Выделен ряд метасоматических зон: 1 — кислого выщелачивания; 2 — аргиллизации и цеолитизации; 3 — цеолитизации и фельдшпатизации; 4 — окварцевания и адуляризации; 5 — кварц-гидрослюдистого замещения; 6 — пропилитизации (трансильванского типа). С.И. Набоко (1965) показано, что гидротермальный метасоматоз пород происходит с привносом K, S, CO₂, Li, Ag, Sn, Hg.

Сведений об эволюции температурного режима, химического состава гидротерм, стадийности минералообразования для Паужетского геотермального месторождения нет.

В табл. 15 приведены содержания Na, K, B, Li, Rb, Cu, Zn, Pb в позднемиоцен-четвертичных эфузивно-пирокластических породах центральной части Паужетской вулкано-тектонической структуры и в гидротермально-измененных породах месторождения. Последние иллюстрируют все разнообразие типов гидротермального изменения за исключением зоны кислотного выщелачивания (каолинизации), формирующющейся у самой поверхности Земли, часто до глубины менее метра, а также верхней части (до 20–40 м) зоны аргиллизации и цеолитизации.

Разрез Паужетского гидротермального месторождения представлен как четвертичными породами, так и породами миоценового и плиоценового возраста. С тем, чтобы снять возможное геохимичес-

Таблица 15

Содержание Na, K, B, Li, Rb, Cu, Zn, Pb в породах центральной
малоизмененных пород Паужетского гидротермального месторождения

| Элемент | 1 | | 2 | | 3 | |
|---|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|
| | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ |
| Na, п | 2,02 | 1,19-2,84 | 2,16 | 1,34-2,31 | - | - |
| K, п | 0,60 | 0,21-0,91 | 0,68 | 0,33-0,99 | - | - |
| Количество анализов | 13 | 13 | 10 | 10 | - | - |
| B, $\text{п} \cdot 10^{-3}$ | 0,9 | 0,8-1,0 | 0,7 | 0,5-1,0 | 1,0 | 0,5-1,0 |
| (B, $\text{п} \cdot 10^{-3}$) [*] | 1,1 | 1,1-1,3 | 1,3 | 1,3 | - | - |
| Li, $\text{п} \cdot 10^{-3}$ | - | - | - | - | - | - |
| Rb, $\text{п} \cdot 10^{-3}$ | - | - | - | - | - | - |
| Cu, $\text{п} \cdot 10^{-3}$ | 2,1 | 1,0-3,0 | 1,7 | 1,0-3,0 | 0,8 | 0,6-1,0 |
| Zn, $\text{п} \cdot 10^{-3}$ | - | - | 1,1 | 0,5-2,0 | 1,7 | 1,0-2,0 |
| Pb, $\text{п} \cdot 10^{-3}$ | 0,4 | 0,3-0,6 | 0,5 | 0,3-1,0 | 0,7 | 0,3-1,5 |
| Количество анализов | 4 | 4 | 12 | 12 | 9 | 9 |
| (2) | (2) | (2) | (2) | - | - | - |

Примечание. (B)^{*} – повторные определения бора; в скобках указано соответствующее количество анализов; 1–5 – породы центральной части Паужетской вулкано-тектонической структуры: 1 – позднемиоценовые долериты (N_1^3); 2 – базальты, андезито-базальты плиоцен–нижнечетвертичных вулканов (гора Сарай, гора Ключевская, гора Самка); 3 – базальты современных Камбальского и Кошелева; 4 – среднее содержание элементов в эффузивах ос-

кое влияние предшествующих процессов, в настоящий работе мы ограничились геохимической характеристикой гидротермальноизмененных пород плиоцен–четвертичного возраста. Из них надежно идентифицируются с породами, залегающими за пределами гидротермальной системы, два горизонта: 1) пеплово–пемзовые туфы дацита, туфоалевролиты и туффиты (Q_2^3), вскрытые в скважинах до глубины 120 м, и 2) туфобрекции основного состава ($N_2 - Q_1$), глубина 258–413 м.

Натрий. Из табл. 15 следует, что гидротермальный метасоматоз пород месторождения сопровождается выносом натрия. Содержание натрия в пеплово–пемзовых туфах и туффитах колеблется в пределах 1,0–1,53% (единичные анализы – 0,60–0,71%). В гидротермальноизмененных туфобрекциях основного состава пределы колебаний существенно шире (0,88–1,62%). В обоих случаях не устанавливается зависимость между содержанием натрия в гидротермальноизмененных породах и глубиной залегания исследуемой породы.

Калий. Гидротермальный метасоматоз пород толщи месторождения сопровождается значительным привносом калия (табл. 15), его содержание в пеплово–пемзовых туфах и туффитах колеблется в пределах 0,53–2,67%. При этом максимальные значения (0,99–2,67%) отмечены в нижней части (гл. 65–120 м) горизонта гидротермальноизмененных пеплово–пемзовых туфов и туффитов. Со-

части Паужетской вулкано-тектонической структуры и в гидротермальном месторождении, %

| 4 | 5 | | 6 | | 7 | |
|------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|
| | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ |
| 2,25 | 1,83 | 1,0-1,98 | 1,17 | 0,60-1,53 | 1,36 | 0,88-1,99 |
| 0,68 | 1,77 | 0,86-2,26 | 1,21 | 0,53-2,67 | 0,54 | 0,11-0,92 |
| 27 | 4 | - | 18 | 18 | 10 | 10 |
| 0,8 | 0,6 | 0,5-1,0 | 0,9 | 0,6-1,0 | 0,9 | 0,8-1,0 |
| 1,2 | - | - | 1,0 | 0,7-1,5 | 1,2 | 1,0-1,4 |
| - | - | - | 2,8 | 0,8-9,3 | 2,2 | 0,9-3,9 |
| - | - | - | 3,0 | 1,0-8,0 | 2,0 | 1,0-4,0 |
| 1,4 | 0,4 | 0,2-0,8 | 0,5 | 0,2-1,0 | 0,8 | 0,5-1,5 |
| - | 1,0 | 1,0 | >1,0 | - | >1,0 | - |
| 0,6 | 0,8 | 0,7-1,0 | 0,8 | 0,5-1,0 | 0,6 | 0,5-0,7 |
| 25 | 9 | 9 | 19 | 19 | 14 | 14 |
| (4) | - | - | (18) | (18) | (14) | (14) |

новного – среднего состава Паужетской вулкано-тектонической структуры; 5 – пеплово–пемзовые туфы, туффиты, туфоалевролиты (Q_2^3 , верхнепаужетская подсвита); 6, 7 – гидротермальноизмененные породы Паужетского гидротермального месторождения: 6 – пеплово–пемзовые туфы, туффиты, туфоалевролиты (Q_2^3 , верхнепаужетская подсвита); 7 – туфобрекции основного состава ($N_2 - Q_1$).

держание калия в измененных туфобрекциях основного состава колеблется от 0,11 до 0,92%, зависимость между содержанием калия и глубиной залегания породы, из которой извлечен образец, не устанавливается.

Бор. Изменение содержания бора в гидротермальноизмененных породах пеплово–пемзового горизонта (0,7–1,4·10⁻³%) в зависимости от глубины извлечения образца не устанавливается. Из табл. 15 однозначно следует, что гидротермальный метасоматоз пород Паужетского месторождения приводит лишь к некоторому перераспределению бора в толще пород. Среднее содержание его и общая масса в толще пород остаются, видимо, без изменений, хотя можно отметить слабо выраженную тенденцию к накоплению.

Литий. Содержание лития в измененных породах пемзово–пеплового горизонта колеблется в пределах 0,8–9,3·10⁻³%, при этом максимальное содержание лития устанавливается в его нижней (гл. 80–120 м) части. В туфобрекциях основного состава (гл. 258–413 м) обнаруживается слабо выраженная тенденция к увеличению содержания лития (0,9–3,9·10⁻³%) в верхней (гл. 258–363) части горизонта.

Рубидий. Для рубидия также наблюдаются очень широкие пределы изменения содержаний (1,0–18,0·10⁻³%) в породах пеплово–пемзовых горизонтов. Максимальные содержания рубидия (4,0–8,0·10⁻³%) аналогично содержанию лития установлены в нижней

части (гл. 75–120 м) горизонта. Изменение содержания рубидия ($1,0\text{--}1,4 \cdot 10^{-3}\%$) с глубиной для гидротермально-измененных туфобрекчий основного состава не обнаружено.

Надежных сведений по содержанию лития и рубидия в неизмененных эффузивно-пирокластических породах Паужетской вулкано-тектонической структуры у нас нет. Поэтому в качестве фоновых содержаний в породах основного и кислого состава были приняты данные (табл. 13) М.А. Фаворской и ее соавторов (1965) (по Начикинской зоне поднятий) и данные Л.Л. Леоновой, И.Т. Кирсанова (1974) и Л.Л. Леоновой (1974) (по Ключевской группе вулканов, Узон-Гейзерной депрессии, вулканическому массиву Большой Семячик). Были получены следующие результаты: 1) в гидротермально-измененной толще спекшихся туфов и туфобрекчий основного состава литий ведет себя инертно (гл. 120–570 м); 2) литий накапливается в нижних частях (гл. 80–120 м) горизонта пеплово-пемзовых туфов; 3) из верхней части этого горизонта (гл. 20–80 м) литий выносится. В верхней части толщи гидротермально-измененных пород происходит увеличение лития, показанное также С.И. Набоко (1974).

Медь, свинец. Не наблюдается зависимости между глубиной и содержанием меди в пеплово-пемзовых горизонтах ($0,2\text{--}1,0 \cdot 10^{-3}\%$) и свинца ($0,7\text{--}1,0 \cdot 10^{-3}\%$). Для горизонта туфобрекчий изменение содержания меди ($0,5\text{--}1,5 \cdot 10^{-3}$) и свинца ($0,5\text{--}0,7 \cdot 10^{-3}\%$) с глубиной не установлено. Согласно данным табл. 15, гидротермальный метасоматоз пород Паужетского месторождения приводит к выносу части меди только из туфобрекчий основного состава. В остальных случаях содержание меди остается неизменным. Среднее содержание свинца во всех породах при гидротермальном воздействии не меняется.

Суммируя изложенный выше материал и данные табл. 15, можно заключить, что гидротермальный метасоматоз пород вмещающей гидротермы толши выразился в привносе K и выносе Na, Cu. Содержание В и Рb остается неизменным, либо же для бора устанавливается некоторый привнос. Поведение Li, Rb остается неопределенным.

ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГОРЯЧИЙ ПЛЯЖ (о. КУНАШИР)

Остров Кунашир, согласно И.В. Мелекесцеву, наиболее поднятая надводная часть Кунаширского блока земной коры, являющегося самым южным блоком внутреннего хребта Курильской островной дуги. С охотской стороны подножье хребта отделяется от дна Южно-Охотской котловины системой тектонических нарушений северо-восточного простирания. Северным ограничением Кунаширского блока является система северо-северо-восточных разрывных нарушений (вдоль пролива Екатерины). С Тихookeанской стороны граница между Кунаширским блоком и внешним хребтом (Малая Курильская дуга) проходит, вероятно, вдоль Южно-Курильского прогиба. Харак-

тер сочленения Кунаширского блока и о. Хоккайдо остается неясным (Мелекесцев и др., 1974).

Ширина блока по основанию колеблется в пределах 60–80 км, длина – 170–180 км. Охотский (800–4800 м) и тихоокеанский (600–1900 м) склоны хребта асимметричны: охотский склон намного выше, чем тихоокеанский. В подножии охотского склона развиты хорошо выраженные в рельфе вулканические образования и только верхняя часть склона сложена породами неогенового фундамента. Тихоокеанский склон полностью сложен породами неогенового фундамента.

В пределах острова неогеновые образования представлены различными возрастными группами (Шилов, 1975). Нижнемиоценовые комплексы пород объединены в кунаширскую свиту и состоят из эффузивов основного, среднего и кислого состава, гиалокластолитов, туфов среднего и кислого состава, туфобрекций, туфопесчаников, туфоалевролитов, аргиллитов, вулканогенно-кремнистых пород. Самые нижние части разреза кунаширской свиты представлены пачкой гиалокластолитов базальтового и андезитового состава, выше которых залегают туфопесчаники, туфоалевролиты, а также кремнистые породы. Кунаширская свита прорвана интрузиями гранодиоритов и в различной степени пропилитизирована.

Средне- и позднемиоценовые образования объединены в составе ловцовской и нижней части алексинской свит. Первая из них представлена (в нижней части) конгломератами, брекчиями, туфопесчаниками, алевролитами. Выше лежат пемзовые туфы и туффиты. Вулканогенные образования имеют средний и кислый состав. На западном побережье (в районе вулкана Менделеева) имеет место переслаивание туфогенных песчаников, алевролитов, кислых туфов, включающих в своем составе лавы дацитов – риолитов. Нижняя часть алексинской свиты сложена туфами, туффитами, дацитовыми и риолитовыми лавами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоловами и игнимбритами. Ее мощность около 800 м. Верхняя часть алексинской свиты (мощностью 500 м) в основном представлена туфобрекциями, туфопесчаниками и гравелитами. В работах ряда авторов комплексы пород ловцовской, нижней и верхней частей алексинской свит объединены в алексинскую свиту, что принимается нами в дальнейшем описании.

Плиоценовые образования объединяются в составе головнинской свиты, впервые описанной Е.К. Мархининым (1959а). В нижней части головнинской свиты распространены потоки базальтов и андезито-базальтов, туфобрекции, конгломераты, песчаники. Средняя часть свиты представлена равномерно переслаивающимися пемзовыми песками с галькой пемз и галечников. В верхней части развиты пемзовые пески с гравием и галькой пемз, эффузивов и стекловатых лав.

Самые верхние части разреза плиоценовых отложений выделены В.М. Дуничевым (Дуничев, Ризнич, 1968) под названием григорьевской свиты. Она состоит из грубообломочных туффитов, часто с

округлыми обломками основных шлаковидных лав, псефитовых туфов андезито-базальтового состава, базальтов и андезито-базальтов.

В настоящее время кровля пород головнинской свиты располагается на высоте 80–100 м. Вопрос о времени высокого и низкого стояния не решен однозначно. Если допустить, что Кунаширский блок жестко сочленяется с о. Хоккайдо, то наиболее вероятно, что в верхнем плиоцене о. Кунашир, как и о. Хоккайдо, был относительно поднят, а в нижнем плейстоцене опущен. Присутствие на о. Кунашир нижнечетвертичных вулканогенных образований (Мелекесцев и др., 1974) вызывает сомнения.

Согласно И.В. Мелекесцеву и др. (1974), формирование среднеплейстоценовых вулканических построек происходило в основном в наземных условиях. В это время типичными формами были существенно лавовые стратовулканы андезитового и андезито-базальтового состава. В конце первой половины среднего плейстоцена на месте северной части о. Кунашир существовал крупный остров высотой 450–500 м. Большинство вулканов было сосредоточено близ его северной оконечности. В течение второй половины среднего плейстоцена тип вулканических проявлений существенно не изменился. Продолжалось формирование небольших и средних по размеру существенно лавовых базальтовых и андезито-базальтовых стратовулканов.

В первой половине верхнего плейстоцена масштаб вулканизма заметно сокращается. В это время вулканическая деятельность сосредоточивается на самом севере острова. На месте современного Руруйского вулканического массива образуются наиболее молодые из находящихся здесь построек типа вулканов Руруй, Сибирцева и др. Завершающая стадия здесь характеризуется излиями мощных (до 30–40 м) андезитовых потоков и формированием на месте центров извержения лавовых и экструзивных куполов (Вильямса, Гедройца и др.). Вполне вероятно, что вулканическая деятельность существовала и в пределах участка, погребенного вулканическими образованиями современного вулкана Тятя.

Вторая половина верхнего плейстоцена–голоцен — время формирования вулкана Тятя, существенно пирокластического вулкана с базальтовым и андезито-базальтовым составом продуктов извержений.

История вулканизма южной половины острова во многом отличалась от вулканизма его северной части (Мелекесцев и др., 1974). На протяжении всего среднего плейстоцена верхи южной части Кунаширского блока были опущены ниже уровня моря. Первые относительно крупные массивы суши возникли здесь либо в конце среднего плейстоцена, либо в начале верхнего плейстоцена. К этому времени относится и начало вулканической деятельности в районах вулканических массивов Менделеева и Головнина. Однако не исключается, что наиболее древние вулканические аппараты были созданы здесь в течение первой половины среднего плейстоцена. Здесь, как

Таблица 16

Характерный химический состав гидротерм различных термо-проявлений о. Кунашир, в мг/л

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------------------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|
| H ⁺ | 0,00 | 10,9 | 0,00 | 0,0 | 0,0 | 0,00 | 13,6 | 3,08 |
| K ⁺ | 6,5 | 8,4 | 7,8 | 138 | 260 | 16 | 78 | 38 |
| Na ⁺ | 54 | 54 | 389 | 2240 | 3400 | 348 | 640 | 460 |
| NH ₄ ⁺ | 0,2 | 0,4 | 0,6 | 0,5 | 0,2 | 1,0 | 1,5 | - |
| Ca ²⁺ | 45 | 9 | 96 | 80 | 280 | 48 | 40 | 44 |
| Mg ²⁺ | 50 | 18 | 7 | | 940 | 3 | 168 | 96 |
| Fe ²⁺ | 0,0 | 100 | 0,0 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 74 | 10 |
| Fe ³⁺ | 0,0 | 9,3 | - | 0,0 | 0,0 | - | 11 | 91 |
| Al ³⁺ | 0,0 | 37 | - | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 25 | 74 |
| Cl ⁻ | 44 | 5,3 | 525 | 3670 | 8050 | 573 | 1571 | 1067 |
| HSO ₄ ⁻ | 0,0 | 669 | - | 0,0 | 0,0 | - | 437 | 90 |
| SO ₄ ²⁻ | 303 | 1104 | 345 | 54 | 917 | 36 | 739 | 600 |
| HCO ₃ ⁻ | 87 | 0,0 | 37 | 28 | 79 | 85 | 0,0 | 0,0 |
| CO ₃ ²⁻ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| H ₂ SiO ₃ | 116 | 178 | 84 | 260 | 133 | 77 | 247 | 247 |
| M | 706 | 2204 | 1491 | 6471 | 14060 | 12187 | 4045 | 2817 |
| pH | 7,10 | 2,03 | 6,3 | 8,19 | 6,89 | 7,2 | 1,95 | 2,58 |
| T, °C | 93 | 93 | 68 | 100 | 66 | 34 | 79 | 55 |

и на севере, в течение первой фазы вулканизма формировались существенно лавовые стратовулканы, сложенные андезито-базальтами. Остатки этих построек расположены по периферии кальдер Менделеева и Головнина.

В результате тектонического поднятия и вулканической аккумуляции к концу первой половины среднего плейстоцена на месте южной половины современного о. Кунашир возникли два острова, близкие по строению рельефа, отделенные проливом в районе современного серноводского перешейка. Во второй половине верхнего плейстоцена (38–40 тыс. лет назад) в центральных частях вулканических массивов этих островов произошли гигантские взрывы, сопровождающиеся выбросами дакитовой пирокластики. К этому времени относится образование кальдер Менделеева и Головнина. Посткальдерная вулканическая деятельность в кальдере Менделеева сопровождалась образованием существенно лавовых стратовулканов. Пустота кальдеры заполнена мощными лавовыми потоками андезито-базальтов. В голоцене образовался дакитовый экструзивный купол центрального конуса. В кальдере Головнина посткальдерный вулканизм выразился в образовании трех дакитовых экструзивных куполов и маара оз. Кипящего.

Таблица 16 (продолжение)

| Компоненты | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|---------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|
| H ⁺ | 0,00 | 19,2 | 2,45 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K ⁺ | 78 | 66 | 4,6 | 8,8 | 57 | 134 | - |
| Na ⁺ | 750 | 540 | 36 | 57 | 750 | 1075 | 840 |
| NH ₄ ⁺ | 1,8 | 1,5 | 0,4 | 0,1 | 0,7 | 1,5 | 0,7 |
| Ca ²⁺ | 50 | 39 | 31 | 38 | 38 | 21,5 | 22 |
| Mg ²⁺ | 1,7 | 168 | 47 | 43 | 48 | 3,0 | 3,5 |
| Fe ²⁺ | 0,0 | 97 | 1,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Fe ³⁺ | 0,0 | 3,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Al ³⁺ | 0,0 | 4,3 | 22 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Cl ⁻ | 1425 | 1234 | 2,5 | 2,5 | 929 | 1613 | 1250 |
| HSO ₄ ⁻ | 0,0 | 660 | 107 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| SO ₄ ²⁻ | 154 | 787 | 653 | 341 | 403 | 38 | 32 |
| HCO ₃ ⁻ | 90 | 0,0 | 0,0 | 126 | 303 | 87 | 132 |
| CO ₃ ²⁻ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| H ₂ SiO ₃ | 134 | 321 | 238 | 166 | 168 | 173 | 156 |
| M | 2685 | 3941 | 1145 | 782 | 2696 | 3164 | 2436 |
| pH | 7,30 | 1,80 | 2,67 | 5,97 | 6,58 | 6,45 | 6,88 |
| T, °C | 64,5 | 85 | 51 | 71,5 | 78 | 86 | 67 |

В настоящее время в северной части острова неогеновый фундамент поднят на высоту 500–600 м. Четвертичные образования развиты локально в районе сложно построенного вулканического массива Руруй и вулкана Тятя. Современная гидротермальная активность сосредоточена вдоль охотского побережья западнее вулканического массива Руруй. Совокупность термопроявлений (табл. 16) на протяжении около 2 км известна здесь под названием Нескучинских источников (Мархинин, 1967).

В южной части острова гидротермальная активность сосредоточена как в пределах вулканических построек (сольфатарные поля вулкана Мендельеева) или кальдер (кальдеры Головнина, Мендельеева), так и за их пределами, в поле развития пород неогенового фундамента (источники Столбовские, Третьяковские, Алехинские, Южно-Алехинские) (см. табл. 16).

Геотермальное месторождение Горячий Пляж приурочено к активизированной неогеновой зоне разломов, контролировавшей внедрение плиоценовых экструзий дайков. Эта зона разломов является восточной границей кальдеры Мендельеева. Благодаря буровым работам в геоэнергетических целях (рис. 14) Горячий Пляж является наиболее изученным объектом в пределах Курильской островной дуги.

Геологическое строение геотермального месторождения Горячий

Таблица 16 (окончание)

| Компоненты | 16 | 17' | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|---------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| H ⁺ | 0,00 | 1,4 | 0,00 | 0,00 | 3,29 | 4,04 | 26,3 | 1,82 |
| K ⁺ | 18 | 10 | 3,1 | 18 | 25 | 31 | 2,2 | 22 |
| Na ⁺ | 200 | 175 | 80 | 160 | 199 | 245 | 18 | 189 |
| NH ₄ ⁺ | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 3,5 | 6,5 | 10 | 0,4 | - |
| Ca ²⁺ | 156 | 49 | 19 | 17 | 121 | 117 | 4,0 | 33 |
| Mg ²⁺ | 16 | 23 | 20 | 55 | 45 | 56 | 14 | 72 |
| Fe ²⁺ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 18 | 17 | 56 | - |
| Fe ³⁺ | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | Сл. | 0,0 | 372 | - |
| Al ³⁺ | 0,0 | 9,3 | 0,0 | 0,0 | 0,24 | 12 | 111 | - |
| Cl ⁻ | 181 | 191 | 34 | 46 | 539 | 796 | 0,0 | 493 |
| HSO ₄ ⁻ | 0,0 | - | 0,0 | 0,0 | - | - | 1824 | - |
| SO ₄ ²⁻ | 648 | 396 | 54 | 113 | 386 | 335 | 1824 | 255 |
| HCO ₃ ⁻ | 19 | 0,0 | 274 | 557 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| CO ₃ ²⁻ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| H ₂ SiO ₃ | 62 | 62 | 173 | 178 | 161 | 144 | 275 | - |
| M | 1300 | 917 | 658 | 1148 | 1504 | 1767 | 4527 | - |
| pH | 6,15 | 2,85 | 8,02 | 8,05 | 3,32 | 2,60 | 1,68 | 2,74 |
| T, °C | 54 | 52 | 52 | 49 | 27 | 54 | 94,5 | 34 |

Примечание. Название или номер источника: 1 – Нескученский № 7; 2 – Нескученский, Верхнее сольфатарное поле; 3 – Добрый Ключ; 4 – Горячий Пляж (калтированный трубой); 5 – Горячий Пляж, ванна в приливно-отливной полосе; 6 – в устье руч. Кислого; 7 – Верхнедокторская группа, III; 8 – Нижнедокторская группа, V; 9 – мелкая скважина (-12 м) в непосредственной близости к источнику V, самоизлив; 10 – Нижнемендельевский; 11 – Северо-Западное сольфатарное поле вулкана Мендельеева, источник в руч. Кедровом; 12 – там же, Черный; 13 – Столбовские, № 1; 14 – Верхний, руч. Валентины; 15 – источник в среднем течении руч. Третьякова; 16 – Алехинский источник, питющий Баню; 17 – Серная бухта, Центральный; 18 – Южно-Алехинские, источник южнее Кипящего Пляжа. Кальдеры вулкана Головнина: 19 – оз. Кипящее, источник на его берегу; 20 – про-бай из оз. Кипящего; 21 – берег оз. Кипящего; 22 – оз. Горячее, сольфатарное поле; 23 – ручей, вытекающий из оз. Кипящего (с расходом - 250 л/с); 3, 6 – по данным Е.А. Басковой, С.Н. Сурикова (1975); 20, 21 – по данным С.С. Сидорова (1965); 1, 2, 4, 5, 7 – 19, 22, 23 – по данным авторов, аналитик Р.А. Шувалов.

Пляж, термопроявления, химический состав гидротерм и гидротермальное минералообразование описаны в работах многих авторов (Мархинин, 1959а; 1959б; Дуничев, Ризнич, 1968; Набоко и др., 1969, 1970 и др.).

На рис. 15 показаны температурные поля месторождения на глубинах 50, 100, 200, 300 м. Они образуют поверхности, длинные оси которых ориентированы вдоль отмеченной выше тектонической зоны. Распределение температур в недрах месторождения показано также на рис. 16, иллюстрирующем температурный разрез в направлении, перпендикулярном тектонической зоне. Все эти данные показывают, что тектонический контроль отчетливо проявляется только

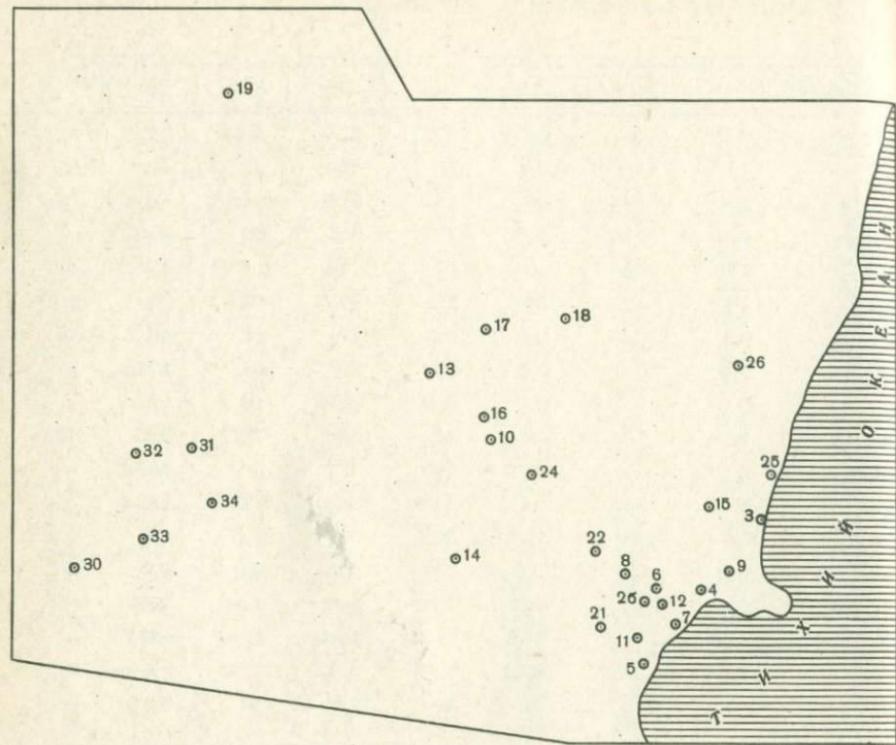


Рис. 14. Расположение скважин на геотермальном месторождении Горячий Пляж (о. Кунашир)

ко в верхней части (до гл. 300–400 м) геотермального месторождения. В прибрежной зоне изотермы оконтуривают узко локализованный гидротермальный поток. По конфигурации изотерм нельзя однозначно судить о направлении движения гидротерм и конфигурации гидротермального потока уже на глубинах полтора – два километра.

Состав фильтрующихся гидротерм очень непостоянен в связи с различной степенью гидрохимического взаимодействия глубинных гидротерм с морской водой (табл. 17).

Гидротермальному воздействию подвергаются породы алексинской свиты (Нал), представленные пемзовыми туфами, туффитами, дакитовыми и риолитовыми лавами, туфопесчаниками, и верхнемиоценовые отложения преимущественно основного состава: грубообломочные туффиты, часто с округлыми обломками основных шлаковидных лав, псефитовые туфы андезито-базальтового состава, лавы базальтов и андезито-базальтов. Распространение в разрезе месторождения пород алексинской свиты и верхнеплиоценовых отложений показано на рис. 16.

Гидротермальное изменение пород и метасоматическая зональ-

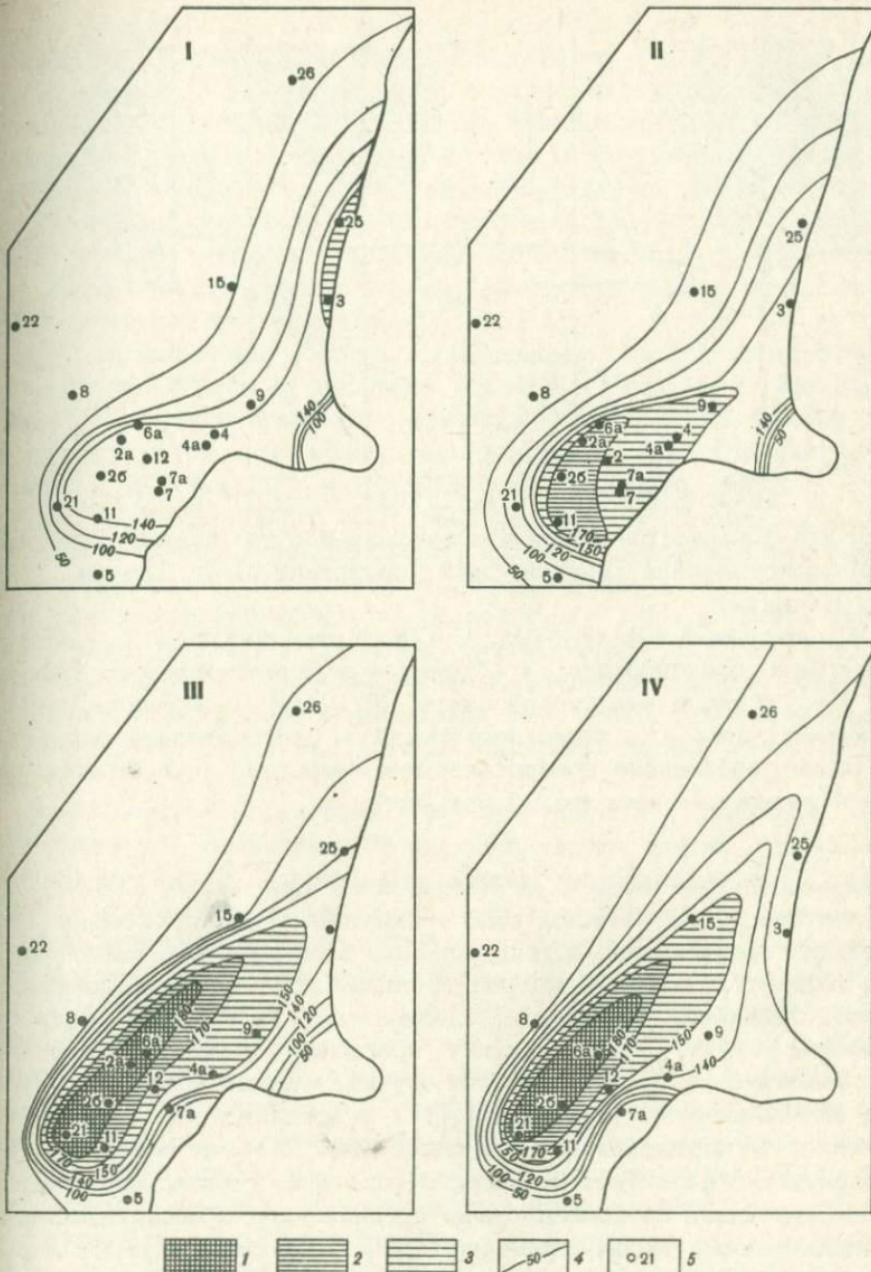


Рис. 15. Температурные поля геотермального месторождения Горячий Пляж на глубинах 100(I), 200(II), 300(III) и 400(IV) м (составили И.А. Пляшкун, Ю.П. Трухин)

1 - $T > 180^{\circ}\text{C}$; 2 - $T = 170-180^{\circ}\text{C}$; 3 - $T = 150-170^{\circ}\text{C}$; 4 - линии изотерм; 5 - положение геотермальных скважин

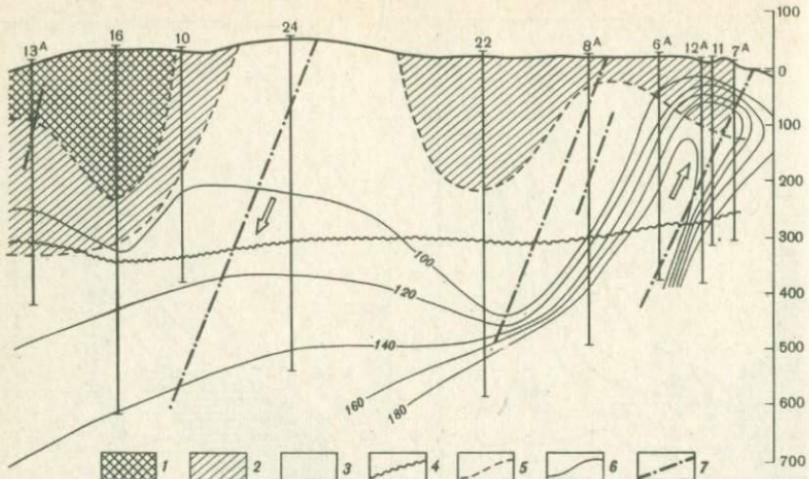


Рис. 16. Термометрический и метасоматический разрез геотермального месторождения Горячий Пляж (составили Ю.П. Трухин, И.А. Пляшкун)

1 – неизмененные породы; 2 – зона аргиллизации; 3 – зона аргиллизации, цеолитизации; 4 – граница верхнеплиоценовых отложений (N_2) и пород алексинской свиты ($N_1^2-N_2$); 5 – границы метасоматических зон; 6 – линии изотерм; 7 – тектонические нарушения. Стрелками обозначено предполагаемое изменение (погружение, поднятие) положения изотерм во времени

ность охарактеризованы С.И. Набоко и ее соавторами (1969). В составе продуктов метасоматоза обнаружены: кварц, халиедон, опал, тридимит, кристобалит, адуляр, альбит, морденит, анальцим, ломонит, скопеций, томсонит, натролит, гейландит, монтмориллонит, онтронит, селадонит, гидрослюдя, гидрохлорит, пеннин, клинохлор, гидробиотит, эпидот, пренит, кальцит, арагонит, алунит, гипс, ангидрит, гематит, пирит, сфен, апатит, рутил, каолинит, лимонит. С.И. Набоко выделены зоны (сверху снизу): 1 – аргиллизации; 2 – аргиллизации и цеолитизации; 3 – адулляризации. Зона аргиллизации характеризуется развитием минералов только из группы монтмориллонита. С глубиной ее сменяет зона аргиллизации и цеолитизации, характеризующаяся распространением минералов ряда монтмориллонит – гидрослюдя – гидрохлорит – селадонит. Широким распространением пользуются цеолиты (морденит, шабазит, анальцим, ломонит). Среди цеолитов наиболее распространен морденит; отмечены также кварц, кальцит, пирит, эпидот, апатит, сфен. В пределах зоны аргиллизации–цеолитизации С.И. Набоко выделяет также зону адулляровой пропилитизации (адулляризации). Эти результаты получены С.И. Набоко и ее соавторами на первом этапе разведки месторождения в его прибрежной зоне (скв. 1–8, см. рис. 14). В последующем буровые работы были перенесены в глубь острова.

(скв. 9-34, см. рис. 14) и дали дополнительный материал, изученный авторами. На рис. 16 показано соотношение метасоматических зон. Наименование и объем метасоматических зон, показанных на рис. 16, соответствуют метасоматическим зонам, выделенным С.И. Набоко. В отличие от данных этого автора, в пока-занной на разрезе части месторождения существенно меньшим распространением пользуется зона адуляризации. Соответствующий ей тип изменения ограничен зонами тектонических нарушений. Эти различия, видимо, связаны с ориентировкой скважин 1-8, изученных С.И. Набоко, вдоль зоны разломов, контролировавшей восходящее движение гидротерм (см. рис. 14, 15, 16).

Зона аргиллизации (см. рис. 16) является самой верхней. Мощность ее колеблется от десятков (50-60 м) до сотен (200 м) метров. В составе продуктов замещения наряду с минералами группы хлорита - монтмориллонита значительным распространением пользуются опал, халцедон, а также кальцит, ангидрит, пирит.

Тип гидротермального изменения пород, устанавливаемый для зоны аргиллизации - цеолитизации, является наиболее характерным для месторождения. Основными минералами здесь являются минералы ряда монтмориллонит - гидрослюды - гидрохлорит - селадонит, опал, морденит. Постоянно присутствуют халцедон, кварц, анальцим, ломонит, десмин, шабазит, натролит, кальцит, пирит. Спорадически в составе замещающих комплексов вторичных минералов отмечается альбит. В очень небольших количествах обнаружены преит и эпидот.

Особо следует остановиться на роли опала и халцедона в составе продуктов замещения. Опализация вообще широко проявляется в пределах всего месторождения. Однако особенно широким развитием в составе гидротермальных продуктов пользуется опал в блоках пород месторождения, вскрытых скважиной 24 (см. рис. 16). Далее, в направлении к береговой линии, содержание опала снижается и уже в скв. 11 и 12 он имеет в составе продуктов замещения подчиненное значение. В гидротермально-измененных породах скв. 24 содержание опала достигает 50-60%. Такая степень опализации прослеживается с глубины первых метров. Вместе с тем, западнее (до глубин около 200 м) породы практически не затронуты гидротермальным изменением. Восточнее (скв. 22) гидротермальное изменение ограничивается аргиллизацией. Выход почти на поверхность зоны аргиллизации - цеолитизации с интенсивной опализацией пород свидетельствует о том, что в прошлом вдоль этой зоны происходила основная разгрузка гидротерм. Кальматизация опалом гидротермопроводящей зоны привела к смещению зоны разгрузки в восточном направлении, к погружению, как это показано на рис. 16, изотерм в зоне скв. 24 и поднятию изотерм в зоне скв. 11 и 12.

Наряду с широко проявленной опализацией в пределах зоны аргиллизации - цеолитизации достаточно широким распространением пользуются опалитовые жилы, сложенные преимущественно опалом

Таблица 17

Химический состав гидротермальных растворов геотермального месторождения

| № пп | № сква- жины | T ⁰ , С | Дата опробо- вания | pH | M, г/л | H ₃ BO ₃ , мг/л |
|---------|-----------------|--------------------|--------------------------|------|--------|--|
| 1 | 11 | 100 | 1971 | 7,54 | 4,58 | 142 |
| 2 | 11 | 100 | 1971 | 7,86 | 4,39 | 106 |
| 3 | 11 | 100 | 1973 | 7,95 | 11,93 | 98 |
| 4 | 15 | 100 | 1971 | 7,10 | 1,93 | 45 |
| 5 | 15 | 100 | 1971 | 7,52 | 2,45 | 45 |
| 6 | 15 | 100 | 1971 | 7,84 | 2,48 | 47 |
| 7 | 6 | 100 | 1971 | 8,30 | 4,77 | 133 |
| 8 | 6 | 100 | 1971 | 8,34 | 4,82 | 135 |
| 9 | 6 | 100 | 1971 | 8,02 | 5,03 | 146 |
| 10 | 3 | 100 | 1967 | 8,49 | 4,41 | 94 |
| 11 | 3 | 100 | 1967 | 8,00 | 4,29 | 93 |
| 12 | 3 | 100 | 1973 | 7,93 | 7,55 | 85 |
| 13 | 4 | 100 | 1967 | 5,47 | 6,42 | 118 |
| 14 | 4 | 132,5 | 1967 | 6,93 | 7,24 | 135 |
| 15 | 26 | 100 | 1972 | 8,15 | 5,38 | 111 |
| 16 | 26 | 100 | 1973 | 8,12 | 5,95 | 92 |
| 17 | 5 | 70 | 1972 | 6,65 | 8,47 | 32 |
| 18 | 5 | 70 | 1973 | 6,40 | 9,41 | 28 |
| 19 | 12y | 65 | 1972 | 7,22 | 2,93 | 91 |
| 20 | 12y | 64,5 | 1973 | 7,30 | - | 81 |

Примечание. 11, 14 – пробы отобраны с глубин 15 и 56 м; остальные пробы отобраны на устьях скважин при самоизливе; 10, 11, 13, 14 – пробы отобраны П.А. Крюковым, аналитик Р.А. Шувалов.

с подчиненной ролью халцедона и гидрослюды, часто с пиритом, сфалеритом, борнитом, антимонитом. Мощность таких жил достигает 1,0–3,0 м. Как правило, их образование ограничивается верхнеплиоценовой толщей, представленной лавами базальтов, андезито-базальтов, их туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. В нижней толще преимущественно кислого состава происходит относительно равномерная опализация пород, описанная С.И. Набоко как гидротермальное сваривание кислых туфов (Набоко и др., 1969).

В табл. 18 показано содержание Na, K, F, Li, Cu, Zn, Pb в породах о. Кунашир и гидротермально измененных породах Горячего Пляжа. Подвергнутые гидротермальному метасоматозу толщи пород Горячего Пляжа параллелизуются с верхнеплиоценовой толщей, представленной вулканогенными образованиями преимущественно основного состава, а также с кислыми преимущественно пирокластическими породами алексинской свиты.

Натрий. Содержание натрия в гидротермально-измененных породах колеблется в пределах 0,37–1,95% (верхнеплиоценовая толща) и 1,00–1,91% (алексинская свита), т.е. пределы колебаний содержаний очень велики. Отчетливой зависимости содержания нат-

Горячий Пляж

| Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ | Содержание, экв. % | | | | | Атомные отношения | |
|-----------------|-------------------------------|---|--------------------|----------------|------------------|------------------|-------|-------------------|--|
| | | | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | S/Cl | B/Cl | |
| 98,0 | 1,0 | 0,9 | 88,0 | 4,5 | 7,1 | 0,3 | 0,003 | 0,032 | |
| 97,6 | 1,3 | 1,1 | 86,5 | 4,7 | 8,3 | 0,3 | 0,007 | 0,025 | |
| 97,4 | 2,2 | 0,4 | 82,3 | 2,6 | 12,1 | 2,6 | 0,011 | 0,008 | |
| 82,3 | 16,5 | 1,2 | 63,9 | 5,8 | 22,6 | 7,1 | 0,100 | 0,031 | |
| 78,9 | 18,7 | 2,4 | 75,2 | 5,1 | 15,3 | 3,4 | 0,119 | 0,025 | |
| 78,7 | 18,7 | 2,6 | 75,2 | 5,1 | 15,4 | 3,6 | 0,119 | 0,025 | |
| 94,9 | 0,9 | 4,1 | 85,8 | 5,6 | 8,2 | 0,2 | 0,005 | 0,032 | |
| 93,8 | 1,0 | 5,2 | 88,6 | 5,6 | 5,4 | 0,3 | 0,005 | 0,032 | |
| 98,1 | 0,8 | 1,1 | 91,3 | 5,1 | 3,1 | 0,1 | 0,004 | 0,030 | |
| 94 | 4 | 1 | 86 | 3 | 9 | 1 | 0,024 | 0,024 | |
| 95 | 4 | 1 | 86 | 3 | 10 | 1 | 0,022 | 0,024 | |
| 92,6 | 6,6 | 0,8 | 83,5 | 3,3 | 12,1 | 0,2 | 0,036 | 0,012 | |
| 98,0 | 2,0 | 0,5 | 88 | 3 | 8 | 2 | 0,010 | 0,019 | |
| 98 | 2,0 | 0,5 | 87 | 3 | 8 | 2 | 0,010 | 0,020 | |
| 97,6 | 1,3 | 1,1 | 89,5 | 5,1 | 4,6 | 0,8 | 0,007 | 0,023 | |
| 97,3 | 1,7 | 1,0 | 87,3 | 3,7 | 8,3 | 0,1 | 0,009 | 0,017 | |
| 93,5 | 5,5 | 1,0 | 58,5 | 2,1 | 13,8 | 25,6 | 0,030 | 0,004 | |
| 93,9 | 5,3 | 0,8 | 56,9 | 1,8 | 13,8 | 27,2 | 0,028 | 0,003 | |
| 90,2 | 6,1 | 3,7 | 84,0 | 5,3 | 7,4 | 3,3 | 0,034 | 0,037 | |
| 89,6 | 7,1 | 3,3 | 87,0 | 5,3 | 6,6 | 0,4 | 0,040 | 0,033 | |

рия от глубины, от типа гидротермального изменения, присущего зонам аргиллизации, аргиллизации – цеолитизации, адупляризации, не наблюдается. Формирование жил опалитов происходит с практически полным выносом натрия, его содержание в опалитах составляет 0,05%.

Калий. В гидротермально-измененных породах верхнеплиоценовой толши и алексинской свиты содержание калия меняется соответственно от 0,10–1,88 до 0,32–1,13%. В зоне адупляризации происходит сильное обогащение (до 1,80–3,84%) калием. При формировании метасоматических опалитовых жил калий извлекается из пород растворами и фиксируется в гидрослюдах. Его содержание в опалитовых жилах составляет 0,03–0,12%.

Бор. Содержание бора в гидротермально-измененных породах верхнеплиоценовой толши колеблется в пределах 0,6–5,0·10⁻³%, в породах алексинской свиты – 0,5–1,0·10⁻³%. Максимальное содержание (5,0·10⁻³) отмечено в опалитах со значительной концентрацией калия (до 0,12%). Калийсодержащими минералами в опалитах являются гидрослюды (гидромусковит). Тем самым устанавлива-

Таблица 19

Содержание серы в эфузивных породах Паужетской вулкано-породах Паужетского гидротермального месторождения и место

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|
| S | 0,040 | 0,039 | 0,064 | 0,042 |
| Количество анализов | 8 | 4 | 2 | 2 |

Примечание. 1 - верхнемиоцен-плиоценовые базальты, долерито-базальты; 2-5 - четвертичные эфузивы: 2 - базальты; 3 - андезиты; 4 - андезито-дациты; 5 - пемзы; 6-9 - гидротермально-измененные породы Паужетского

Таблица 20

Содержание серы в эфузивных породах о. Кунашир и в гидро

| Элемент | 1 | 2 | 3 |
|---------------------|-------|-------|-------|
| S | 0,019 | 0,030 | 0,016 |
| Количество анализов | 2 | 1 | 2 |

Примечание. 1 - пропилитизированные базальты Кунаширской свиты (N_1); 2-4 - пропилитизированные эфузивы алексинской свиты ($N_1^2-N_2$): 2 - андезито-базальты, 3 - дациты; 4 - дипарито-дациты; 5,6 - верхнеплиоценовые эфузивы (N_2^2): 5 - андезиты; 6 - дациты; 7 - голоценовые андезито-базальты; 8,9 - гидротермально-измененные по-

вается связь между содержанием в опалитах гидрослюды и бора. Гидрослюды являются характерными минералами гидротермально-измененных пород, и, вероятно, устанавливаемая слабо выраженная тенденция к накоплению бора в толще пород связана с развитием гидрослюдистых минералов.

Фтор. В гидротермально-измененных базальтах, андезито-базальтах и туфах верхнеплиоценовой толщи содержание фтора составляет $3,5-20,0 \cdot 10^{-2}\%$. Близкие содержания фтора в гидротермально-измененных породах кислого состава алексинской свиты равны $2,1-9,4 \cdot 10^{-2}\%$. В ряду гидротермально-измененных пород значительно обогащены фтором опалиты. Содержание фтора в опалитах опалитовых жил меняется в пределах $10,0-16,0 \cdot 10^{-2}\%$.

тектонической структуры, а также в гидротермально-измененных рождения Стимбот, в США, %

| 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|
| 0,030 2 | 0,25 4 | 1,69 3 | 0,13 1 | 0,78 3 | 0,77 15 |

месторождения: 6 - пемзово-пепловые туфы дацитов; 7 - туфобрекции андезито-базальтового состава; 8 - спекшиеся туфы андезито-дацитов; 9 - туфопесчаники; 10 - гидротермально-измененные породы месторождения Стимбот (Sigvaldason, White, 1961; 1962).

термально-измененных породах месторождения Горячий Пляж, %

| 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|
| 0,045 5 | 0,042 3 | 0,101 1 | 0,016 3 | 0,186 15 | 0,164 32 |

роды месторождения Горячий Пляж: 8 - верхнеплиоценовые базальты и андезито-базальты, их туфы, туффиты; 9 - пемзовые туфы дацитов, риолито-дацитов, переотложенные пемзовые туфы дацитов алексинской свиты ($N_1^2-N_2$); 1-7 - неопубликованные данные И.А. Смирнова; 8,9 - данные С.И. Набоко и др.(1969).

Литий. Содержание лития в гидротермально-измененных породах как верхнеплиоценовой толщи ($0,19-8,1 \cdot 10^{-3}\%$), так и в породах алексинской свиты ($0,56-2,0 \cdot 10^{-3}\%$) не обнаруживает отчетливой зависимости от типа гидротермального изменения пород, а также от глубины извлечения образца. Однако нужно отметить, что максимальные содержания лития обнаружены в опалитах.

Медь. Пределы колебаний содержаний меди в гидротермально-измененных породах основного состава ($2,0-30,0 \cdot 10^{-3}\%$) верхнеплиоценовой толщи и в кислых породах ($1,0-10,0 \cdot 10^{-3}\%$) значительны. При этом в большинстве случаев не обнаруживается колебаний в содержании меди в зависимости от типа гидротермального изменения пород. Исключение составляют опалиты, у которых сл-

Таблица 21

Содержание Cl в неизмененных и гидротермально-измененных породах Паужетского геотермального месторождения, г/т

| | Состав поро- ды | № образца | Содержание Cl |
|---|--------------------|-----------|------------------|
| Неизмененные по- роды | Основной | 3003 | 157 |
| | | 232 | 160 |
| | | 279 | 150-455 |
| Гидротермально- измененные по- роды | Кислый | 16/69 | 101-141 |
| | | 3044 | 148-191 |
| | Основной | 20/363 | 115 |
| | Средний | 20/409 | 103-336 |
| | | 20/160 | 125 |
| | | 20/258 | 140 |
| | Кислый | 20/290 | 103 |
| | | 20/55 | 190 |

Примечание. 3003 - базальт (N_2^2), гора Ключевская; 232 - базальт (Q_4^4), вулкан Кюшепева; 279 - базальт (Q_4^4), вулкан Камбальный; 16/69 - дацит (Q_4^4), экструзия Дикий Гребень; 3044 - спекшийся туф дацита (Q_2^3), Голыгинские горы; 20/363, 20/409 - туфобрекции; 20/160, 20/258, 20/290 - псефо-псамитовые туфы; 20/55 - пемзово-пепловые туфы дацита; в образцах с двойным номером в числитеце указан номер геотермальной скважины, в знаменателе - глубина отбора образца; аналитик Р.А. Шувалов.

бо выражена тенденция к некоторому обогащению их медью. Содержание в них меди составляет 8,0-15,0·10⁻³%.

Свинец. Независимо от исходного состава пород и типа их гидротермального изменения, содержание свинца остается довольно равномерным, изменяясь в пределах 0,4-1,1·10⁻³%.

Цинк. В гидротермально-измененных породах с низким содержанием опала концентрация цинка составляет 4,0-260,0·10⁻³ (верхнеплиоценовая толща) и 4,0-12,0·10⁻³% (породы алексинской свиты). С ростом степени опализации базальтов, андезито-базальтов, туфов и туффитов верхнеплиоценовой толщи возрастают содержания цинка. Очень сильно обогащены цинком опалиты (250,0-1100,0·10⁻³%). В таких участках широким распространением пользуются сфалериты. Концентрации цинка в опалитах, достигающие це-

лых процентов, свидетельствуют о потенциальной возможности формирования на определенных этапах современных гидротермальных процессов промышленных скоплений цинка.

Из изложенных выше данных и табл. 18 следует, что результирующий геохимический эффект гидротермального метасоматоза выразился в выносе Na и привносе Li, Cu, Zn. Содержание бора и фтора остается неизменным, либо обнаруживается некоторый принос В и F. Для цинка характерно обогащение преимущественно верхней (верхнеплиоценовой) толщи при практически неизменном его содержании в нижней (алехинской) толще. Устанавливается двойственное поведение калия. При общей тенденции к выносу его при метасоматозе толщи в целом отмечается резкое обогащение калием отдельных участков толщи в виде формирования зон адуляризации вдоль тектонических нарушений. Ранее это было отмечено С.И. Набоко и ее соавторами (Набоко и др., 1969).

* * *

В табл. 19–21 показаны содержания S и Cl в неизмененных и гидротермально-измененных породах ряда геотермальных месторождений. Гидротермально-измененные породы во всех случаях значительно обогащены серой. Данные по хлору ограничены Паужетским месторождением. Эти данные (табл. 21) позволяют считать, что современный гидротермальный метасоматоз пород не приводит к существенному изменению содержаний в них хлора.

В целом с уверенностью можно считать, что какая-то часть Na, K, F, Rb, Cu, Zn, Pb, присутствующая в гидротермах, может быть обеспечена выщелачиванием из пород и только содержание в гидротермах S, B, Cl нельзя объяснить извлечением из пород. Влияние выщелачивания на изменение соотношений этих компонентов в гидротермах требует выяснения и на данном этапе исследований Na, K, F, Rb, Cu, Zn, Pb не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к индикаторным компонентам.

ИНДИКАТОРНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ГИДРОТЕРМ

Еще раз подчеркнем, что к индикаторным компонентам гидротерм нами отнесены компоненты, отношения которых резко отличаются от соответствующих отношений для других типов вод подземной гидросферы и не зависят: 1 - от изменения pH, Eh, PT - условий на пути фильтрации гидротерм; 2 - от реакций взаимодействия раствор - порода на пути фильтрации гидротерм из зоны генерации к поверхности; 3 - от геохимической обстановки в зоне генерации гидротерм.

ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГИДРОТЕРМ

Выше дана информация об абсолютных содержаниях и соотношениях B/Cl , F/Cl , S/Cl , Li/Cl , Rb/Cl в гидротермах, достигающих поверхности в условиях естественной разгрузки. Отражают ли эти данные соответствующие отношения в глубинных гидротермах, и какова зависимость изменения B/Cl , F/Cl , S/Cl , Li/Cl , Rb/Cl от изменения температуры гидротерм?

Как показано многими исследователями, изменение температуры гидротерм обеспечивается различными путями: темплообменом термальных растворов с горными породами на пути фильтрации; падением температуры перегретых (относительно поверхностных условий) гидротерм вследствие квазиадиабатического вскипания и, наконец, смешением их в близповерхностных и поверхностных условиях с холодными поверхностными и подземными водами.

Однако неподходящим оценивать зависимость между изменениями абсолютных концентраций компонентов и температуры. Важно оценить изменение отношений их концентраций к концентрации компонента раствора с устойчивой формой нахождения в растворе, не зависящей ни от колебаний температуры в широком диапазоне PT-условий (докритических), ни от окислительно-восстановительных процессов и кислотности растворов. Этим требованиям в наибольшей мере отвечает Cl^- . Кроме того, как показано выше, присутствие хлора в гидротермах не связано с его извлечением из пород на пути фильтрации гидротерм. Отношения компонентов растворов к хлору широко используются в литературе для решения различных гидрогеохимических задач. Ниже на примере ряда геотермальных систем Камчатки рассматривается зависимость между указан-

Таблица 22

Соотношения концентраций Na, K, B, S, Cl⁻ в гидротермах, разгружающихся на поверхности Налачевского гидротермального месторождения

| Источник, № пробы | T, °C | pH | M, г/л | Атомные отношения | | | | Исследователь, дата обследования |
|-------------------------|-------|----------------|--------|-------------------|-------|------|------|----------------------------------|
| | | | | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl | |
| Котел | 73 | Слабо щелочной | 4,3 | 13 | 1,02 | 0,10 | 0,01 | Б.И. Пийп, 1933 |
| Новый | 74,8 | 6,45 | 4,5 | 10 | 0,95 | 0,10 | 0,13 | В.В. Иванов, 1958 |
| Котел | 73 | 7,1 | 4,7 | 12 | 0,97 | 0,11 | 0,14 | Е.М. Изотова, 1954 |
| Группа Котла | 75 | 6,3 | 4,6 | 10 | 0,98 | 0,11 | 0,17 | Е.А. Вакин, 1960 |
| Грифон Новый | 75 | 7,65 | 4,6 | 15 | 1,1 | 0,11 | 0,16 | То же |
| Проба 7, грифон | 74 | 6,44 | 4,5 | 11 | 0,95 | 0,10 | 0,14 | Л.А. Комкова, 1969 |
| То же 14, | 72 | 6,47 | 4,4 | 12 | 0,93 | 0,10 | 0,14 | То же |
| " 22, | 71 | 6,45 | 4,3 | 11 | 0,95 | 0,10 | 0,14 | " |
| " 15, | 65 | 6,76 | 4,6 | 12 | 0,97 | 0,10 | 0,14 | " |
| " 25, | 62 | 6,46 | 4,2 | 12 | 0,83 | 0,10 | 0,14 | " |
| " 2, | 59 | 6,60 | 4,7 | 12 | 0,96 | 0,10 | 0,14 | " |
| " 17, | 28 | 6,77 | 4,3 | 11 | 0,94 | 0,10 | 0,14 | " |
| Источник (без названия) | - | 7,99 | 4,1 | 10 | 0,97 | 0,13 | 0,15 | С.И. Набоко, 1971 |
| То же | - | 6,48 | 4,2 | 9 | 0,96 | 0,12 | 0,19 | То же |
| " | 61 | 7,38 | 4,5 | 9 | 0,94 | 0,10 | 0,15 | " |
| " | 73,5 | 6,92 | 4,6 | 12 | 0,96 | 0,10 | 0,16 | С.И. Набоко, 1973 |

Таблица 23

Соотношения Na, K, B, S, Cl в гидротермах, разгружающихся

| Источник | T, °C | pH | M, г/л |
|-----------------------|---------|---------|--------|
| Гейзер Малый | Кипящий | 7,3 | 1,5 |
| То же Сахарный | То же | 8,4 | 1,9 |
| " Ванна | " | 7,9 | 1,7 |
| " Великан | " | 4,95 | 2,1 |
| " Фонтан | " | 8,4 | 1,9 |
| " Большой | " | 7,8 | 2,0 |
| " Великан | " | 8,0-8,2 | 1,9 |
| Источник Бурлящий | 99 | 8,0 | 1,3 |
| Гейзер Тройной | Кипящий | 8,68 | 1,9 |
| То же Сахарная голова | То же | 8,98 | 1,8 |
| " Горизонтальный | " | 8,32 | 2,2 |
| " Розовый конус | " | 8,02 | 1,9 |
| " Жемчужный | " | 8,34 | 2,2 |
| " Первенец | " | 8,20 | 1,2 |
| " Печка | " | 8,64 | 1,8 |
| " Конус | " | 7,96 | 1,6 |
| Источник Пульсирующий | " | 8,90 | 2,0 |
| Гейзер Двойной | " | 8,32 | 2,1 |
| То же Фонтан | " | 7,70 | 2,0 |
| Источник Парящий | " | 8,36 | 1,9 |
| Пульсирующий Двойной | " | 7,81 | 1,8 |

ными соотношениями компонентов термальных растворов и их температурой.

Налачевские термальные источники. Таблица 22 содержит данные, полученные за длительный промежуток времени. Пределы колебаний отношений составляют для Na/Cl – 0,83–1,10, S/Cl – 0,10–0,13, B/Cl – 0,01–0,19, а если исключить по одному крайнему значению, которые скорее всего обусловлены аналитическими ошибками, то получаем соответственно: Na/Cl = 0,90–1,05, S/Cl = 0,10–0,13; B/Cl = 0,13–0,17. При этом температура термальных растворов меняется в пределах 20–75°, а минерализация – 3,8–4,8 г/л. То есть значения Na/Cl , S/Cl и B/Cl для рассматриваемых гидротерм не зависят от условий их разгрузки.

Долина Гейзеров. В табл. 23 сведены результаты наблюдений, полученных различными исследователями за период с 1948 по 1969 гг. Если учесть все имеющиеся анализы (21 проба), то

на поверхности в Долине Гейзеров

| | Атомные отношения | | | | Исследователь, дата обследования |
|--|-------------------|-------|------|------|----------------------------------|
| | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl | |
| | 36 | 1,1 | 0,06 | 0,06 | Т.И. Устинова, 1949 |
| | 8 | 1,0 | 0,08 | 0,04 | То же |
| | 34 | 1,0 | 0,06 | 0,03 | " |
| | - | 1,1 | 0,07 | 0,02 | О.Н. Толстыхин, 1957 |
| | - | 1,1 | 0,05 | 0,06 | М.Н. Мокроусова, 1962 |
| | | | | | 1962 |
| | - | 1,1 | 0,06 | 0,06 | То же |
| | - | 1,1 | 0,05 | 0,06 | " |
| | - | 1,2 | 0,07 | 0,04 | " |
| | 14 | 1,1 | 0,08 | 0,08 | Ю.М. Хаткевич, 1969 |
| | 14 | 1,1 | 0,08 | 0,08 | То же |
| | 14 | 1,0 | 0,06 | 0,08 | " |
| | 17 | 1,1 | 0,05 | 0,08 | " |
| | 15 | 1,1 | 0,06 | 0,08 | " |
| | 18 | 1,1 | 0,10 | 0,08 | " |
| | 18 | 1,1 | 0,07 | 0,08 | " |
| | 18 | 1,1 | 0,07 | 0,08 | " |
| | 28 | 1,1 | 0,07 | 0,09 | " |
| | 16 | 1,0 | 0,04 | 0,08 | " |
| | 16 | 1,1 | 0,05 | 0,08 | " |
| | 22 | 1,1 | 0,07 | 0,08 | " |
| | 18 | 1,1 | 0,07 | 0,08 | " |

видно, что при близкой температуре разгружающихся гидротерм значения Na/Cl (1,0–1,2) также относительно постоянны, а значения S/Cl (0,04–0,10) и B/Cl (0,02–0,09) меняются в широких пределах. Но если взять только последние данные (13 проб), полученные одной лабораторией, то оказывается, что Na/Cl (1,0–1,1) и B/Cl (0,08–0,09) остаются постоянными вне зависимости от режима разгрузки (общая минерализация растворов меняется в пределах 1,2–2,2 г/л). Значительными остаются колебания значений S/Cl (0,04–0,10). Видимо, это связано со своеобразным режимом разгрузки на поверхность перегретых гидротерм, когда часть серы (может быть даже большая) находится в восстановленной форме (H_2S) и при вскипании растворов в значительной части уходит из раствора. Согласно расчетам В.И. Кононова (1965), значение S/Cl для гидротерм Долины Гейзеров может достигать 0,43. Хотя эта цифра и требует уточнения, она, по на-

Таблица 24

Соотношения Na, K, B, S, Cl в гидротермах, разгружающихся на поверхности в кальдере Узон (по данным Г.Ф. Пилипенко, 1974)

| Название источника | T, °C | pH | M, г/л | Атомные отношения | | | |
|--------------------------------------|-------|------|--------|-------------------|-------|------|------|
| | | | | Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl |
| Восточное термальное поле: | | | | | | | |
| I участок, оз. Серное | 75 | 5,3 | 2,1 | 19 | 1,3 | 0,38 | 0,19 |
| II участок, источник Центральный | 94 | 4,26 | 3,4 | 21 | 1,0 | 0,02 | 0,12 |
| II участок, оз. Банное | 48 | 5 | 0,2 | 5 | 3,9 | 5,4 | 0,17 |
| III участок, источник Бурлящий | 95 | 7 | 1,1 | 17 | 1,3 | 0,31 | 0,21 |
| Озерное термальное поле: | | | | | | | |
| Южный участок, источник Гейзеритовый | 79 | 7,5 | 2,1 | 19 | 0,9 | 0,02 | 0,14 |
| Южный участок, оз. Малое | 39 | 2,64 | 2,8 | 17 | 0,9 | 0,16 | 0,09 |
| Теплые болота, оз. Забытое | 55 | 2,51 | 2,2 | 21 | 1,1 | 0,18 | 0,11 |
| Юго-восточная часть, оз. Фумарольное | 23 | 2,26 | 1,8 | 14 | 1,0 | 0,24 | 0,19 |
| Оз. Фумарольное | 76 | 2,16 | 1,3 | 17 | 0,7 | 0,07 | 0,19 |

шему мнению, правильно отражает направленность процесса. Кроме потери серы газовой фазой, на величину S/Cl в растворах данного типа (перегретых на небольшой глубине), видимо, оказывают сильное влияние и окислительно-восстановительные реакции. Неслучайно проба с самой низкой минерализацией (1,2 г/л) имеет самое высокое значение S/Cl (0,10).

Кальдера Узон. Здесь мы ограничиваемся данными Г.Ф. Пилипенко (табл. 24), наиболее полно исследовавшей термальные растворы кальдеры Узон. Следует особо подчеркнуть, что в этой кальдере на поверхности проявлены термальные растворы практически всех химических типов, встречающихся на Камчатке. Пестрота химического состава, наблюдающаяся наряду с выходами струй коренного потока гидротерм, обусловлена широким проявлением различных его дифференциатов (фазовые расслоения высоконагретых растворов вблизи поверхности). Картина еще более усложняется смешением растворов коренных струй и их дифференциатов как между собой, так и с атмосферными и грунтовыми водами (а в связи с этим — различной степенью окисленности серы). Обогащенные сероводородом дифференциаты, окисляясь в поверхностных условиях,

образуют кислые и ультракислые растворы, энергично взаимодействующие с породами (Пилипенко, 1974). Описанные выше процессы, протекающие в поверхностных и близповерхностных условиях, обуславливают вариации значений Na/Cl (0,7–3,9) и S/Cl (0,02–5,4) в широких пределах. Здесь надо отметить, что в табл. 24 помещены анализы только тех проб, в которых проводилось определение бора. Если учесть все имеющиеся анализы проб гидротерм кальдеры Узон, то вариации значений Na/Cl и S/Cl будут еще выше. Что касается значений B/Cl , то они изменяются в относительно узких пределах (0,09–0,21), а для выходов коренных хлоридно-натриевых растворов значения B/Cl составляют 0,13–0,15. В пробе воды из р. Шумной, дренирующей сток термальных вод за пределы кальдеры Узон (в том числе и скрытую разгрузку; Пилипенко, 1974), отношение B/Cl составляет 0,13 (проба отобрана Г.А. Карповым в сентябре 1975 г., аналитик Н.А. Перетолчина).

Приведенные данные показывают, что, несмотря на исключительное разнообразие условий выхода отдельных источников кальдеры Узон, различие значений температуры (23–95°C), общей минерализации (0,2–3,4 г/л), pH (2,16–7,5), Na/Cl (0,7–3,9) и S/Cl (0,02–5,4), значения B/Cl отклоняются от среднего (определенного в коренных выходах и в р. Шумной) не более чем на 25% (относительных).

Паужетское месторождение термальных вод. Здесь изучению доступны как гидротермы, разгружающиеся в естественных условиях (гейзеры, кипящие источники, теплые ручьи), так и гидротермальные растворы, вскрытые скважинами (табл. 25). Значения B/Cl остаются стабильными независимо от условий разгрузки (поверхностные и глубинные растворы, температура, минерализация) и составляют 0,07–0,08. Вариации S/Cl (0,016–0,092) и Na/Cl (0,88–1,19) значительно шире и зависят от различной степени окисления серы (для S/Cl) и от разбавления термальных вод поверхностными (для Na/Cl). Наиболее высокое отношение Na/Cl наблюдается в сильно разбавленных термальных водах (минерализация 0,45–0,6 г/л), т.е. оно в 6–8 раз ниже, чем в коренных выходах термальных вод.

В табл. 26 показана зависимость изменений B/Cl , S/Cl , Li/Cl , Rb/Cl от температуры гидротерм Паужетского месторождения в температурном интервале 163–196°C. Значение Rb/Cl при снижении температуры снижается в два раза, что свидетельствует о фиксации части рубидия в твердой фазе. При снижении температуры от 196 до 163°C соотношения S/Cl изменяются от 0,016 до 0,093, т.е. в пять раз. В то же время значения B/Cl и Li/Cl остаются неизменными.

В целом рассмотренный материал показывает, что только отношения B/Cl и Li/Cl остаются вполне независимыми при изменении температуры гидротерм, вызванном различными причинами (в интервале глубин 0–1500 м). Что же касается зависимости этих отношений от РТ-условий на глубине более 1500 м, то, сог-

Таблица 25

Соотношения концентраций Na, K, B, S, Cl в гидротермах Пау-

| Источник, № скважины | T, °C | pH, пределы | M, г/л |
|----------------------|-------|-------------|--------|
| K-20 | 196 | 8,17-8,33 | 3,6 |
| K-14 | 194 | - | 3,5 |
| K-16 | 190 | 7,98-8,34 | 3,5 |
| K-15 | 173 | 8,30-8,36 | 3,2 |
| Э-I | 170 | 8,19-8,38 | 2,9 |
| K-II | 164 | 8,35-8,41 | 2,8 |
| Парящий I | 100 | 8,38 | 3,1 |
| То же II | 100 | 8,42 | 2,8 |
| Гейзер I | 100 | 8,26 | 3,1 |
| Пульсирующий | 100 | 7,39 | 3,1 |
| Левый I | 25-50 | 7,20 | 2,1 |
| То же II | 20-39 | 7,12 | 1,9 |
| " III | 27-40 | 7,30 | 0,6 |
| " III | - | 7,06 | 0,45 |
| Теплый | 28-54 | 7,86 | 1,1 |
| То же | 28-54 | 8,16 | 1,6 |

Примечание. Для скважин приведена максимальная замеренная на глубине температура; для температур источников указаны

Таблица 26

Значения B/Cl, S/Cl, Li/Cl, Rb/Cl в гидротермальных растворах Паужетского месторождения

| № сква- жины | T, °C | Атомные отношения | | | |
|-----------------|-------|-------------------|-------|-----------------------------|-----------------------------|
| | | B/Cl | S/Cl | Li/Cl n·10 ⁻³ | Rb/Cl n·10 ⁻⁴ |
| K-II | 164 | 0,076 | 0,093 | 10,3 | 0,35 |
| Э-I | 170 | 0,078 | 0,056 | 11,3 | 0,46 |
| K-15 | 173 | 0,079 | 0,025 | 11,9 | 0,52 |
| K-16 | 190 | 0,078 | 0,016 | 11,3 | 0,72 |
| K-14 | 194 | 0,078 | 0,016 | 11,6 | 0,76 |
| K-20 | 196 | 0,079 | 0,016 | 12,4 | 0,75 |

Примечание. Данные о температуре растворов взяты из кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке (1965); Li, Rb - данные Г.И. Арсановой (1974).

жетского геотермального месторождения

| Атомные отношения | | | |
|-------------------|-------|-------|-------|
| Na/K | Na/Cl | S/Cl | B/Cl |
| 14 | 0,89 | 0,016 | 0,079 |
| 13 | 0,88 | 0,016 | 0,078 |
| 14 | 0,89 | 0,016 | 0,078 |
| 22 | 0,92 | 0,024 | 0,079 |
| 24 | 0,93 | 0,056 | 0,078 |
| 30 | 1,01 | 0,092 | 0,076 |
| 19 | 0,91 | 0,016 | 0,077 |
| 19 | 0,94 | 0,020 | 0,079 |
| 18 | 0,91 | 0,016 | 0,077 |
| 14 | 0,88 | 0,016 | 0,079 |
| 19 | 0,95 | 0,033 | 0,077 |
| 17 | 0,88 | 0,033 | 0,078 |
| 25 | 1,19 | 0,023 | 0,069 |
| 22 | 1,06 | 0,018 | 0,080 |
| 20 | 0,92 | 0,022 | 0,078 |
| 19 | 0,91 | 0,021 | 0,079 |

пределы колебаний по результатам режимных наблюдений (Паужетские горячие воды на Камчатке, 1965).

ласно исследованиям А. Эллиса, "в настоящее время в природных гидротермах известно мало химических элементов, которые не отвечают диаграммам PT их равновесия с минералами. Исключение касается таких элементов, как Cl, Br, B и Cs, а также в меньшей степени F, Li и As, содержащихся в водах источников и глубоких горизонтов и образующих легкорастворимые соединения" (Эллис, 1975, с. 279).

Это "исключение" позволяет нам сделать вывод о том, что значения B/Cl и Li/Cl в недрах гидротермальных систем не зависят от PT-условий вплоть до критических. Это, видимо, определяется как свойствами этих элементов, так и относительно низкой концентрацией в гидротермах B, Li и Cl, далекой от концентрации насыщения при PT-условиях, существующих в гидротермальных системах.

ГИДРОТЕРМЫ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА, МОРСКИЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Данные по химическому составу подземных вод Камчатки достаточно многочисленны лишь для зоны активного водообмена (табл. 1). Это пресные ($M = 32-209$ мг/л) воды, формирующиеся

Таблица 27

Значения B/Cl и S/Cl в гидротермах, морской воде и различ-

ных типах подземных вод

| № пп | п | M, г/л | | | B/Cl |
|------|-----|--------|-------|-----------|---------|
| | | Min | Max | \bar{x} | |
| 1 | 245 | 0,5 | 4,8 | 2,7 | 0,040 |
| 2 | 344 | - | - | 35,0 | 0,00069 |
| 3 | 127 | 30,9 | 37,6 | 35,4 | - |
| 4 | 4 | 3,7 | 31,7 | 19,5 | 0,00003 |
| 5 | 9 | 2,9 | 33,4 | 21,9 | 0,0003 |
| 6 | 11 | 14,5 | 47,6 | 28,3 | 0,0012 |
| 7 | 19 | 194,5 | 279,4 | 246,6 | 0,0001 |
| 8 | 13 | 227,5 | 274,7 | 252,7 | 0,0003 |
| 9 | 5 | 180,7 | 315,4 | 247,8 | 0,00003 |
| 10 | 6 | 117,2 | 233,2 | 180,1 | 0,0005 |
| 11 | 28 | 199 | 270 | 239 | 0,00004 |
| 12 | 18 | 226 | 341 | 270 | 0,0013 |
| 13 | 11 | 106 | 210 | 138 | 0,0002 |
| 14 | 14 | 10 | 124 | 85 | 0,0001 |
| 15 | 3 | 322 | 412 | 350 | 0,001 |
| 16 | 7 | 34,4 | 54,6 | 42,2 | 0,0002 |

Примечание. п - число анализов; \bar{x} - среднеарифметические значения соответствующих величин; 1 - хлоридно-натриевые гидротермы районов активного вулканизма (Уайт, 1965; 1970; Махон, 1965); 2 - морская вода (Виноградов, 1967); 3 - поровые воды глубоководных морских осадков (Смирнов, 1974); 4-12 - подземные воды: 4 - о. Оаху, Гавайи (Смирнов, 1974); 5 - неогеновых нефтеносных бассейнов Канто и Ниигата в Японии (Смирнов, 1974); 6 - кайнозойских нефтеносных бассейнов Сахалина (Смирнов, 1974); 7 - хлоридно-натриевых отложений верхнего девона северного обрамления Прикаспийской впадины (Питьева, 1969); 8 - хлоридно-натриевые воды отложений карбона северного обрамления Прикаспийской впадины (Питьева, 1969); 9 - хлоридно-натриевые воды пермских отложений юго-восточного

| B/Cl | | | S/Cl | | |
|---------|-----------|--------|--------|-----------|--|
| Max | \bar{x} | Min | Max | \bar{x} | |
| 0,190 | 0,108 | 0,007 | 0,10 | 0,06 | |
| 0,00085 | 0,00078 | - | - | 0,05 | |
| - | 0,00079 | 0,0021 | 0,0606 | 0,0297 | |
| 0,00009 | 0,00008 | 0,0463 | 0,0503 | 0,0488 | |
| 0,014 | 0,0046 | - | - | - | |
| 0,023 | 0,0108 | 0,0001 | 0,0053 | 0,0020 | |
| 0,0015 | 0,0007 | 0,0001 | 0,0089 | 0,0034 | |
| 0,0013 | 0,0008 | 0,0017 | 0,0191 | 0,0042 | |
| 0,00061 | 0,0003 | 0,0008 | 0,0111 | 0,0057 | |
| 0,0016 | 0,0012 | 0,0002 | 0,0176 | 0,0022 | |
| 0,0108 | 0,0021 | 0,0001 | 0,0112 | 0,0020 | |
| 0,0165 | 0,0068 | 0,0001 | 0,0955 | 0,0131 | |
| 0,0013 | 0,0007 | 0,0121 | 0,0638 | 0,0298 | |
| 0,002 | 0,0001 | 0,006 | 0,03 | 0,02 | |
| 0,005 | 0,0033 | - | - | 0,00007 | |
| 0,002 | 0,0007 | 0,0042 | 0,0474 | 0,0118 | |

склона Русской платформы (Питьева, 1969); 10 - хлоридные кальциево-натриевые девона и карбона Нижнего Поволжья (Питьева, 1969); 11 - хлоридные кальциево-натриевые пермских отложений юго-востока Русской платформы (Питьева, 1969); 12 - хлоридные магниево-натриевые пермских отложений юго-востока Русской платформы; 13 - сульфатно-хлоридные воды пермских отложений северного обрамления Прикаспийской впадины; 14 - соленые воды Восточно-Сибирской артезианской области: Тунгусский и Ангаро-Ленский бассейны (Басков, 1972); 15 - рассолы соленого комплекса Иркутского амфитеатра (Валышко, 1967); 16 - надсолевые хлоридные магниево-натриевые воды Мексиканского залива (Смирнов, 1974)

ные компоненты термальных растворов, такие как F, B, Li, Rb, Cs, As и другие, не определялись. Ввиду этого в целях сравнения гидрохимических особенностей термальных растворов и подземных вод нами привлечены гидрохимические материалы для подземных вод зон замедленного водообмена других регионов, включая о. Сахалин и Японию, т.е. областей, близких Камчатке по условиям геологического развития и современному геотермическому режиму.

за счет инфильтрации метеорных вод; химический состав их обусловлен составом вмещающих пород.

Для зон замедленного водообмена Камчатки гидрохимический материал крайне ограничен. Имеются лишь сведения для нефтегазоносных площадей Богачевской структуры и западного побережья Камчатки. Гидрохимический материал по этим структурам представлен результатами сокращенного химического анализа. Характер-

В табл. 27 показаны атомные отношения S/Cl , B/Cl в морской воде и подземных водах* самого различного генезиса: солоноватых, соленых и рассольных водах различных гидрологических бассейнов и структур различного возраста, характеризующихся различными геотермическими режимами, воды которых находятся в химическом равновесии с породами самого различного состава и генезиса. В этой же таблице приведены значения соответствующих атомных отношений в наиболее типичных для областей современного вулканизма (Камчатки, Новой Зеландии, США) гидротермах. Значения S/Cl как для термальных вод вулканических областей ($S/Cl = 0,007-0,10$), так и других типов вод ($S/Cl = 0,00007-0,09$), отличаются вариациями в широких пределах. Причем значение $S/Cl = 0,05$ для океанической воды отмечается и в термальных водах ряда геотермальных месторождений. Таким образом, значения S/Cl также не являются параметром, позволяющим различать подземные воды различного генезиса, океанические воды и гидротермы областей современного вулканизма.

По значениям бор-хлорного отношения термальные растворы областей современного вулканизма резко отличаются от океанической воды и различных типов подземных вод зон замедленного водообмена.

В подземных водах зон замедленного водообмена значения B/Cl изменяются в пределах нескольких порядков ($0,00003-0,023$); в океанической воде это отношение стабильно в различных морях и океанах и составляет $0,00078$. В термальных хлоридно-натриевых растворах областей современного вулканизма бор-хлорные отношения обнаруживают небольшие колебания ($0,044-0,18$). При этом минимальные значения B/Cl ($0,044$) остаются выше их максимальных значений ($0,023$) для нефтеносных площадей и на два порядка выше, чем в океанической воде. Следует отметить, что среди различных типов подземных вод зон замедленного водообмена максимальные значения бор-хлорных отношений ($0,023$) установлены в соленных водах нефтегазоносных структур, химический состав этих вод формируется в специфической геохимической установке. Причем для вод данного типа наблюдаются и низкие бор-хлорные отношения ($0,0003$), существенно более низкие, чем для океанических вод.

Отношение F/Cl в хлоридно-натриевых гидротермах Камчатки, Новой Зеландии, США колеблется в пределах $0,35-8,1 \cdot 10^{-3}$; в водах рек ($F/Cl = 14,6 \cdot 10^{-3}$) и морей ($F/Cl = 0,13 \cdot 10^{-3}$) значение F/Cl неконтрастно отличается от соответствующих значений в гидротермах.

Значения Li/Cl в хлоридно-натриевых гидротермах Камчатки ($0,97-2,2 \cdot 10^{-2}$), гидротермальных систем Вайракей, Каверау, Стимбот ($1,1-4,5 \cdot 10^{-2}$) близки и изменяются в узких пределах.

*Нами использованы лишь те гидрохимические материалы, в которых есть одновременные определения бора и хлора.

Таблица 28

Значения B/Cl в хлоридно-натриевых подземных водах Западного Предкавказья (средние величины по данным Е.К. Питьевой, 1969)

| Название площади | Глубина, м | $M, \text{г}/\text{кг}$ | B/Cl |
|--|------------|-------------------------|--------|
| Глубокий Яр, Курганская, Новотитаровская | 1700–1800 | 25,1 | 0,028 |
| Украинская, Северо-Ахтырская | 1776–1831 | 40,9 | 0,004 |
| Глубокий Яр, Зыбза, Горка, Северская | 700–800 | 22,6 | 0,035 |
| Абинская, Ахтырско-Бугундышская, Северо-Ахтырская | 1100–1200 | 28,3 | 0,008 |
| Ахтырско-Бугундышская, Северо-Ахтырская | 1000–1300 | 45,7 | 0,005 |
| Новодмитриевская, Горка, Зыбза, Глубокий Яр, Карская Хадыженская | 2400–2600 | 23,6 | 0,036 |
| Гладковская, Глубокий Яр, Мирная Балка, Семигорье, Каневская, Ленинградская, Убинская, Крыловская, Новоминская, Майкопская | 580–420 | 13,06 | 0,004 |
| Крыловская, Новоминская, Майкопская | 1700–2000 | 24,0 | 0,009 |
| Ленинградская, Староминская, Апшеронская, Бездоненская | 2200–2400 | 43,3 | 0,004 |

Эти значения резко отличаются от соотношений концентраций лития и хлора в водах Мирового океана ($Li/Cl = 0,5 \cdot 10^{-4}$). В различных типах подземных вод пределы колебаний значений Li/Cl очень широки ($0,001$ – $0,19 \cdot 10^{-2}$). При этом максимальные значения Li/Cl обычно на порядок ниже, чем в высокотемпературных гидротермах хлоридно-натриевого состава.

Таким образом, из рассмотренных отношений компонентов гидротерм областей активного вулканизма только отношения B/Cl и Li/Cl резко отличаются величиной и стабильностью своих значений от других типов вод подземной гидросферы и вод Мирового океана.

Особый интерес для нас представляет сопоставление значений B/Cl и Li/Cl в гидротермах Камчатки, а также в подземных и минеральных водах Кавказа и Предкавказья (табл. 28, 29). Отно-

Таблица 29

Значения B/Cl и S/Cl в Кавказских минеральных водах

| Минеральные воды | n | M, г/л | | | B/Cl |
|------------------|----|-----------|-----------|-----------|--------|
| | | c_{min} | c_{max} | \bar{c} | |
| Кисловодские | 6 | 1,8 | 5,4 | 4,1 | 0,0040 |
| Ессентукские | 15 | 2,9 | 18,3 | 10,2 | 0,0025 |
| Пятигорские | 12 | 5,0 | 11,3 | 6,5 | 0,0036 |
| Железноводские | 8 | 3,0 | 6,3 | 3,6 | 0,0108 |
| Кумагорские | 2 | 1,7 | 2,0 | 1,85 | 0,0225 |
| Баталинские | 2 | 17,1 | 21,0 | 19,05 | 0,0043 |

Примечание. n — количество анализов; c_{min} , c_{max} и \bar{c} — минимальное, максимальное и среднеарифметическое значения соответственно.

шение B/Cl в хлоридно-натриевых подземных водах Западного Предкавказья составляет 0,008—0,035. Среднее значение B/Cl в минеральных водах Кавказа изменяется в основном в пределах 0,009—0,015, т.е. резко отличается от такового в гидротермах Камчатки. Максимальные значения $B/Cl = 0,06$ (близкие к минеральным значениям B/Cl в гидротермах Камчатки) установлены в Кисловодских минеральных водах.

ЗОНА ГЕНЕРАЦИИ ГИДРОТЕРМ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК БОРА И ХЛОРА

Мы не располагаем информацией о процессах взаимодействия раствор—порода в зоне генерации гидротерм. Однако можно предполагать, что различие состава вмещающих пород и длительность существования зоны генерации гидротерм должны приводить к различию геохимической обстановки в зоне генерации. В частности, продолжительность существования для различных гидротермальных систем Тихоокеанского сегмента Земли оценивается от 10 тыс. до 1 млн. и более лет (Аверьев, 1966; Уайт, 1970; Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976). В функции длительности действия данной гидротермальной системы геохимическая обстановка в зоне генерации гидротерм неизбежно меняется. А. Эллис подчеркивает: "равномерный процесс извлечения горячими водами компонентов из плотных горных пород в течение 10^4 — 10^5 лет кажется невероятным" (Эллис, 1975, с. 278). Следовательно, соотношения концентраций компонентов, поступление которых в гидротермы в основном обеспечивается за счет взаимодействия раствор—поро-

(Пантелеев, Сурков, 1960)

| c_{max} | \bar{c} | B/Cl | | S/Cl | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--|
| | | c_{min} | c_{max} | \bar{c} | |
| 0,2072 | 0,0632 | 0,93 | 21,25 | 7,16 | |
| 0,0285 | 0,0158 | 0,0007 | 0,84 | 0,077 | |
| 0,0178 | 0,0093 | 0,029 | 0,327 | 0,224 | |
| 0,0202 | 0,0156 | 0,001 | 1,19 | 0,994 | |
| 0,0473 | 0,0349 | 0,008 | 1,03 | 0,519 | |
| 0,0245 | 0,0144 | 3,70 | 5,56 | 4,63 | |

да в зонах генерации гидротерм, должны меняться во времени и в зависимости от литолого-структурной обстановки в зонах генерации. Перечисленные в табл. 30 гидротермальные системы и зоны разгрузки гидротерм расположены в разновозрастных структурах, характеризующихся различием эволюции геодинамики и вулканизма в четвертичное время. Кроме того, они формируются в различных по своей природе тектонических и вулкано-тектонических структурах с широкими вариациями генезиса и состава толщ пород в пределах этих структур. Однако значения B/Cl (табл. 30) не выходят за пределы значений B/Cl в хлоридно-натриевых гидротермах генетически единых гидротермальных систем Узон—Гейзерного геотермального района ($B/Cl = 0,07$ —0,15). Независимость этих значений от рассмотренных факторов позволяет допустить и их независимость от изменения геохимической обстановки в зонах генерации гидротерм. Следовательно, взаимодействие растворов — порода в зоне генерации гидротерм не является основным источником поступления бора и хлора в гидротермы.

Таким образом, бор—хлорное отношение удовлетворяет поставленным выше требованиям и рассматривается далее как индикаторное соотношение гидротерм; это дает нам основание предполагать, что значения B/Cl во флюидах и формирующихся с их участием гидротермах остаются близкими. Постоянство значений B/Cl в гидротермах и флюидах при изменении геохимической обстановки, видимо, обусловлено тем, что бор и хлор представляют собой пару элементов, "совершенно различных по своим свойствам, но в равной мере летучих при высокой температуре и растворимых при низких" (Горбов, 1976, с. 99). Растворимость бора и хлора иск-

Таблица 30

Значения B/Cl в гидротермах геоструктурных зон Камчатки

| Гео- струк- турные зоны | Источники | T_{\max} , °C | M, г/п | Cl^- , мг/л | H_3BO_3 , мг/л | B/Cl |
|----------------------------------|------------------------|-----------------|--------|---------------|---------------------|--------|
| 1 | Нижнечаж- минские | 55 | 0,67 | 134 | 22 | 0,09 |
| | Тюшевские | 64 | 0,50 | 76 | 9,7 | 0,07 |
| 2 | Верхнеша- пинские | 47 | 4,54 | 1507 | 363 | 0,14 |
| | Сторожев- ские | 50 | 2,54 | 580 | 176 | 0,17 |
| 3 | Узонские | 97 | 2,47 | 750 | 196 | 0,15 |
| | Долины | 100 | 1,86 | 730 | 101 | 0,08 |
| | Гейзеров | | | | | |
| | Нижнесе- мячинские | 49,6 | 1,10 | 141 | 18 | 0,07 |
| | Вулкана | 100 | 0,92 | 301 | 53 | 0,08 |
| | Академии | | | | | |
| | Наук | | | | | |
| 4 | Краевед- ческие | 70 | 7,23 | 2993 | 442 | 0,09 |
| | Таловые | 38 | 6,09 | 2020 | 287 | 0,08 |
| | Шайбные | 17,5 | 6,05 | 2017 | 324 | 0,09 |
| | Р. Горячей | 55 | 2,34 | 812 | 131 | 0,09 |
| | Р. Желтой | 42 | 4,39 | 1617 | 535 | 0,13 |
| | Налачевс- кие | 75 | 4,43 | 1597 | 403 | 0,15 |
| | Кехкуйские | 38 | 4,07 | 1169 | 181 | 0,09 |
| | Пушкинские | 42 | 6,42 | 1427 | 284 | 0,11 |
| | Начикинс- кие | 80,5 | 1,19 | 184 | 29 | 0,09 |
| | Большие Банные | 100 | 1,26 | 102 | 15 | 0,08 |
| 5 | Карымчин- ские | 76 | 0,86 | 61 | 10 | 0,09 |
| | Карымшин- ские | 79 | 0,50 | 66 | 14 | 0,12 |
| | Верхнепа- ратунские | 70 | 1,32 | 151 | 25 | 0,10 |
| | Нижнепара- тунские | 55 | 1,81 | 198 | 25 | 0,07 |

Таблица 30 (окончание)

| Гео- струк- турные зоны | Источники | T_{\max} , °C | M, г/п | Cl^- , мг/л | H_3BO_3 , мг/л | B/Cl |
|----------------------------------|-----------------------|-----------------|--------|---------------|---------------------|--------|
| 6 | Паужетские | 100 | 3,23 | 1580 | 220 | 0,08 |
| 7 | Двухурточ- ные | 100 | 2,39 | 575 | 102 | 0,10 |
| | Большие | 100 | 1,54 | 612 | 132 | 0,12 |
| | Киреунские | | | | | |
| | Малые Ки- реунские | 37,5 | 1,84 | 591 | 141 | 0,14 |
| | Быстринс- кие | 60 | 2,37 | 591 | 79 | 0,08 |
| | Эссовские | 55 | 1,04 | 76 | 9,3 | 0,07 |

Примечание. Исходные данные см. в табл. 2-7. Геоструктурные зоны: 1 - горсттанклиналь Кроноцкого полуострова; 2-4 - участки грабен-синклинали Восточной Камчатки; 2 - Кроноцко-Гамченский; 3 - Узон-Карымский; 4 - Авачинско-Жупановский; 5 - Начикинская зона поперечных поднятий; 6 - Паужетская вулкано-тектоническая структура; 7 - грабен-синклиналь Срединного хребта. T_{\max} - максимальная (измеренная) температура гидротерм при выходе их на поверхность.

лючительно высока. Кроме того, в соответствии со свойствами бора и хлора (Щукарев, 1970), изменение обстановки от восстановительной (в глубинных зонах) до окислительной (в верхних горизонтах земной коры) в пределах поля устойчивости H_2O не приводит к изменению основных форм миграции бора и хлора. Экспериментальные исследования по синтезу боратов (Некрасов, Григорьев, Григорьева и др., 1970) показали также высокую растворимость бора во флюидах в интервале температур 100–700°C. С учетом этих данных, видимо, следует ожидать высокую степень стабильности значений B/Cl в гидротермах какой-либо одной генетической группы. Действительно, значения B/Cl в гидротермах большинства наиболее высокотемпературных ($> 100^\circ C$) разновозрастных гидротермальных систем Тихookeанского сегмента Земли колеблются в узких пределах ($B/Cl = 0,40$ – $0,19$) и практически не превышают их соотношений в хлоридно-натриевых гидротермах генетически связанных гидротермальных систем, например, Узонской и Гейзерной ($B/Cl = 0,08$ – $0,15$) (Аверьев, Богоявлensкая, Брайцева и др., 1971). Последние приняты в качестве условного стандарта сравнения, так как среди рассмотренных гидротермальных систем Кам-

чатки они характеризуются наибольшей тепловой мощностью. Значения B/Cl , изменяющиеся в пределах стандартных значений (0,08–0,15), мы далее рассматриваем как в высокой степени стабильные. В целом в свете приведенных выше данных есть основания предполагать, что бор и хлор гидротерм являются первичными компонентами флюидов, и соотношения бора и хлора в гидротермах близки таковым во флюиде. В зависимости от оценок (Аверьев, 1966; Уайт, 1970, для высокотемпературных гидротерм) соотношений масс "холодных" подземных вод и флюида концентрации бора и хлора во флюиде будут изменяться в пределах $C_B = 0,2\text{--}1,0 \text{ г/кг}$, $C_{Cl} = 6\text{--}30 \text{ г/кг}$ (расчет выполнен для гидротерм Паужетского геотермального месторождения).

Предположение о том, что литий гидротерм также является компонентом флюида, можно сделать с меньшей определенностью, чем для бора. Абсолютные содержания и соотношения Li/Cl в гидротермах преимущественно хлоридно-натриевого состава Камчатки и гидротермальных систем Вайракей, Каверау (Новая Зеландия), Стимбот (США) близки (Арсанова, 1974). При этом значение Li/Cl в хлоридно-натриевых гидротермах Камчатки не зависит от структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм. Однако в гидротермах сложного состава содержание лития на порядок и более ниже, чем в хлоридно-натриевых гидротермах. Кроме того, для них существенно шире пределы колебаний значений Li/Cl ($0,1\text{--}4,7 \cdot 10^{-2}$), что, по мнению Г.И. Арсановой, в ряде случаев связано с "метаморфизмом" первично хлоридно-натриевых гидротерм, в которых источником лития является магматогенный флюид (Арсанова, 1974).

БОР И ХЛОР В КОНДЕНСАТАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ И ФУМАРОЛЬНЫХ ТЕРМАХ

Информация по вулканическим эманациям, существующая в настоящее время, труд многих исследователей. Известны работы С.И. Набоко, Л.А. Башариной, О.Г. Борисова, И.А. Меняйлова, Е.К. Серафимовой, Л.П. Никитиной, С.С. Сидорова, Т.П. Кирсановой и др. Среди зарубежных исследователей изучению вулканических газов посвящены работы Д.Уайта, И. Ивасаки, Г. Ловеринга, С. Мацуо, Г. Тазиева, Р. Стойберга, Р. Кэда и др. Основные достижения в изучении вулканических эманаций изложены в обобщающих работах С.И. Набоко (1959), Д. Уайта, Г. Уоринга (1965), Г. Макдоналда (1975) и др.

С.И. Набоко (1959) подчеркивает, что основную часть фумарольных газов почти всегда составляет вода. Следующим по распространенности компонентом является двуокись углерода, затем следуют соединения серы и хлористый водород, далее – CO , HF , H_3BO_3 , COS , NH_3 , $HCNS$, H_2 , инертные газы и другие компоненты. В этом ряду постоянно присутствуют Cl , F , B , S , являющиеся обычными компонентами гидротерм.

Д. Уайт и Г. Уоринг (1965), давшие сводку по вулканическим эманациям на 1963 г., обращают внимание на ограниченность данных о содержании бора в конденсатах фумарольных газов. Это связано главным образом с трудностью отбора больших объемов конденсатов фумарольных (особенно высокотемпературных) газов и с методическими трудностями определения бора в пробах сложного состава, какими являются конденсаты фумарольных газов. Имеющиеся данные позволили Д. Уайту и Г. Уорингу заключить, что величина отношения H_3BO_3/HCl колеблется в основном от 0,001 до 0,05 (в пересчете на атомные отношения бора к хлору это составляет 0,0002–0,01).

А.Ф. Горбов (1976), обобщая материалы по содержанию бора и хлора в конденсатах вулканических газов, пришел к выводу о стабильности бор–хлорных отношений в газах большинства вулканов. Ошибочность его вывода, по нашему мнению, связана с тем, что он рассмотрел лишь часть имеющихся данных, а также с тем, что для расчета отношений бора к хлору он привлек средние величины концентраций. Кроме того, вызывают сомнение данные по Курильским островам и Новой Зеландии, использованные им в своей работе (Горбов, 1976; табл. 22).

Приведенные в табл. 31 результаты исследований вулканических газов позволяют расширить пределы вариаций значений B/Cl (0,0002–0,5) по сравнению с данными Д.Е. Уайта и Г.А. Уоринга (1965). Для базальтов значения B/Cl составляют 0,0002–0,019, для андезитов – 0,0005–0,52, для андезито–дацитов – дацитов – 0,003–0,176; для базальтов отношение B/Cl с увеличением температуры уменьшается. Ограничено количество данных по содержанию бора в конденсатах вулканических газов не позволяет выявить причины широких вариаций значений B/Cl и провести полноценное сопоставление. Однако постоянное присутствие бора в составе вулканических газов в широком диапазоне температур и значений B/Cl (в пределах 2–3-х порядков) является несомненным.

Фумарольные термы формируются путем дегазации близповерхностных масс магматического вещества и взаимодействия магматических газов с метеорными водами (Иванов, 1960б; 1977). Типичными представителями этого типа терм являются фумарольные воды андезитового стратовулкана Эбеко на о. Парамушир (Иванов, 1960б; 1977). Его последнее эксплозивное извержение произошло в 1934–1935 гг., сопровождалось мощными взрывами с выбросами бомб, излияниями жидкой серы, обильными выделениями сернистых газов из трещин на склонах центрального конуса (Горшков, 1957). На вулкане проявляется интенсивная фумарольная деятельность, и, в пределах вулканической постройки, происходит разгрузка фумарольных терм глубинного формирования (Иванов, 1960б и др.). Несмотря на широкие вариации абсолютных содержаний бора и хлора (табл. 32, 33, 34), значения B/Cl в конденсатах фумарольных газов и термальных водах Эбеко близки. Это подтверждает

Таблица 31

B/Cl, F/Cl, S/Cl в конденсатах вулканических газов

| № пп | Место отбора пробы | Состав вулканических продуктов |
|---------|--|--------------------------------|
| 1 | Камчатка, Новые Толбачинские вулканы, Южный Прорыв | Базальты |
| 2 | Исландия, вулкан Гекла, боковой кратер | То же |
| 3 | Камчатка, вулкан Мутновский, Активная воронка | " |
| 4 | То же | " |
| 5 | Курильские острова, вулкан Тятя, боковой кратер | " |
| 6 | Гавайи, вулкан Килауэа, у конуса базальтовой пемзы | " |
| 7 | Камчатка, вулкан Авача, Серный гребень | Андезитобазальты |
| 8 | Камчатка, вулкан Шивелуч, Центральный кратер, ф. 1 | Андезиты |
| 9 | То же купол Суэлич | То же |
| 10 | " То же | " |
| 11 | " Центральный кратер, ф. 1 | " |
| 12 | " То же ф. 5 | " |
| 13 | " " | " |
| 14 | " " | ф. 8 " |
| 15 | " " | ф. 8 " |
| 16 | " " | ф. 8 " |
| 17 | Новая Зеландия, вулкан Белый остров | " |
| 18 | То же | " |
| 19 | Гватемала, вулкан Санта Мария, купол Сантьяго | " |
| 20 | Камчатка, вулкан Безымянный, купол Новый | Андезитодиабазы |
| 21 | Япония, вулкан Усу, купол Шова Шинзан, A-1 | Диабазы |
| 22 | То же C-2 | То же |
| 23 | " A-1 | " |

Примечание. 1 - по И.А. Меняйлову, Л.П. Никитиной, В.Н. Шапарю
 3, 4 - по Е.А. Вакину, И.Т. Кирсанову, А.А. Пронину (1966); 5 - по
 шариной, Т.П. Кирсановой, Е.К. Серафимовой (Институт вулканологии ДВНЦ

точку зрения о формировании подобных терм под влиянием фумарольных газов (Иванов, 1960б и др.).

На Камчатке, пожалуй, единственными представителями типичных фумарольных терм являются термальные воды вулкана Малый Семячик. Это андезито-базальтовый стратовулкан. В южной части вершины, в действующем кратере Троицкого диаметром 500 м и глубиной 170 м расположено кратерное озеро (Владавец, Пийп, 1957) с горячей водой ультракислого сульфатно-хлоридного состава. Последнее тепловое извержение произошло в ноябре 1952 г. Под вулканом по геофизическим данным предполагается наличие периферического магматического очага (Горшков, 1976), который, вероятно, имеет форму сужающегося цилиндра с диаметрами верхне-

| Дата отбора пробы | T, °C | Атомные отношения | | |
|-------------------|-------|-------------------|--------|-------|
| | | B/Cl | F/Cl | S/Cl |
| 1976 | 1010 | 0,0017 | 0,088 | 0,018 |
| 1952 | 530 | 0,004 | 0,007 | 1,15 |
| 1963 | 500 | 0,004 | 0,140 | 1,22 |
| 1964 | 480 | 0,011 | 0,200 | 2,20 |
| 1973 | 400 | 0,019 | - | 0,017 |
| 1959 | 328 | 0,0002 | 0,0005 | 0,009 |
| 1962 | 110 | 0,018 | 0,016 | 0,040 |
| 1953 | 280 | 0,0005 | 0,004 | 0,255 |
| 1953 | 295 | 0,001 | 0,056 | 0,009 |
| 1956 | 360 | 0,022 | - | - |
| 1956 | 285 | 0,048 | - | - |
| 1966 | 280 | 0,086 | 0,004 | 0,168 |
| 1968 | 200 | 0,084 | 0,004 | 0,194 |
| 1968 | 200 | 0,524 | 0,013 | 0,745 |
| 1969 | 200 | 0,266 | 0,007 | 0,127 |
| 1970 | 140 | 0,408 | - | 0,408 |
| 1939 | 340 | < 0,002 | 0,176 | 0,57 |
| 1939 | 305 | < 0,001 | 0,007 | 0,68 |
| 1932 | 300 | 0,0006 | 0,004 | 0,014 |
| 1971 | 280 | 0,003 | - | - |
| 1954 | 760 | 0,176 | 0,461 | 1,16 |
| 1958 | 655 | 0,080 | 0,461 | 0,014 |
| 1959 | 750 | 0,077 | 0,525 | - |

и др. (1977); 2, 6, 17 - 19, 21 - по Д.Е. Уайту и Г.А. Уорингу (1965) данным авторов; 7 - по Е.К. Серафимовой (1963); 8-16, 20 - по Л.А. БААН СССР); 22, 23 - по Matsuo Sadao (1961).

го и нижнего основания 3,8 и 2,5 км, высотой 5 км. А.П. Горшков подчеркивает, что эти размеры относятся лишь к верхней части очага, создающего гравитационную аномалию. Очаг и кратер связаны подводящим каналом. Жидкая магма в канале предполагается на глубине 150-300 м (Горшков, 1976). Химический состав воды в озере формируется путем смешения метеорных вод с магматическим флюидом, фильтрующимся вдоль подводящего канала. Установлено наличие скрытого стока (около 100 л/с) термальной воды из озера (Горшков, 1975). Роль взаимодействия термальных вод кратерного озера с породами, вероятно, невелика (в настоящее время породы стенок и дна озера гидротермально изменены). Ввиду этого предполагается, что термальная вода озера представляет собой

Таблица 32

B, F, S, Cl в конденсатах фумарольных газов вулкана Эбеко

| № пп | T, °C | pH | M, г/л | H ₃ BO ₃ , мг/л | F ⁻ , мг/л |
|---------|-------|------|--------|--|-----------------------|
| 1 | 380 | 0,88 | 6,7 | 4,0 | 44 |
| 2 | 115 | 1,30 | 4,2 | 8,1 | 5 |
| 3 | 100 | 1,65 | 1,4 | 4,2 | 8,5 |
| 4 | 110 | 1,90 | 1,9 | 2,6 | 2,8 |
| 5 | 115 | 1,05 | 5,5 | 12,4 | 3,0 |

Примечание. 1 - фумарола Гремучая; 2 - 4 - фумаролы Северо-Восточного фумарольного поля; 5 - фумарола Восточная в Среднем кратере.

Таблица 33

B, F, S, Cl в фумарольных термах поверхностного формирования

| № пп | T, °C | pH | M, г/л | H ₃ BO ₃ , мг/л | F ⁻ , мг/л |
|---------|-------|------|--------|--|-----------------------|
| 1 | 88 | 0,9 | 41,3 | 113 | 3,0 |
| 2 | 88 | 0,33 | 26,1 | 2,8 | 3,0 |
| 3 | 95 | 0,96 | 15,0 | 28 | 24,0 |

Примечание. 1 - Восточный цирк; 2 - Северо-Восточное фумарольное поле; 3 - Юго-Восточное фумарольное поле.

Таблица 34

B, F, S, Cl в фумарольных термах глубинного формирования

| Источник | T, °C | pH | M, г/л | H ₃ BO ₃ , мг/л | F ⁻ , мг/л |
|----------|-------|------|--------|--|-----------------------|
| 1 | 94 | 1,08 | 19,8 | 12,6 | 80 |
| 6 | 47,5 | 1,31 | 10,0 | 11,2 | 11 |
| 10 | 90 | 1,25 | 11,2 | Н/обн. | 6 |

(Храмова, 1971)

| S общая, мг/л | Cl ⁻ , мг/л | Атомные отношения | | |
|------------------|------------------------|-------------------|-------|------|
| | | B/Cl | F/Cl | S/Cl |
| 2830 | 1724 | 0,001 | 0,048 | 1,8 |
| 659 | 1700 | 0,003 | 0,006 | 0,4 |
| 387 | 314 | 0,008 | 0,051 | 1,4 |
| 342 | 268 | 0,006 | 0,019 | 1,4 |
| 1475 | 832 | 0,009 | 0,007 | 2,0 |

Восточного фумарольного поля; 5 - фумарола Восточная в Среднем

вулкана Эбеко (Сидоров, 1965)

| SO ₄ ²⁻ , мг/л | Cl ⁻ , мг/л | Атомные отношения | | |
|--------------------------------------|------------------------|-------------------|--------|-------|
| | | B/Cl | F/Cl | S/Cl |
| 2260 | 36520 | 0,002 | 0,0002 | 0,023 |
| 9210 | 14640 | 0,0001 | 0,0004 | 0,230 |
| 2000 | 12070 | 0,001 | 0,004 | 0,061 |

марольное поле; 3 - Юго-Восточное фумарольное поле

вулкана Эбеко (Сидоров, 1965)

| SO ₄ ²⁻ , мг/л | Cl ⁻ , мг/л | Атомные отношения | | |
|--------------------------------------|------------------------|-------------------|-------|------|
| | | B/Cl | F/Cl | S/Cl |
| 12480 | 4040 | 0,002 | 0,037 | 1,1 |
| 6190 | 1850 | 0,003 | 0,011 | 1,2 |
| 6250 | 3280 | - | 0,003 | 0,7 |

Таблица 35

B, F, S, Cl в термальной воде кратерного озера вулкана Малый Семячик

| № пп | Дата от- бора проб | T, °C | pH | M, г/л | H ₃ BO ₃ , мг/л |
|---------|-----------------------|-------|------|--------|--|
| 1 | 1965 | 30-34 | 0,69 | 33,0 | 70 |
| 2 | 1969 | 38 | 0,75 | 41,6 | 67 |
| 3 | 1970 | 37 | 0,54 | 45,4 | 83 |

Таблица 35 (окончание)

| № пп | Дата от- бора проб | F ⁻ , мг/л | S _{общая} , мг/л | Cl ⁻ , мг/л | Атомные отношения | | |
|---------|-----------------------|--------------------------|------------------------------|---------------------------|-------------------|------|------|
| | | | | | B/Cl | F/Cl | S/Cl |
| 1 | 1965 | - | 6880 | 8790 | 0,0046 | - | 0,87 |
| 2 | 1969 | - | 8540 | 9970 | 0,0040 | - | 0,95 |
| 3 | 1970 | - | 9600 | 10390 | 0,0046 | - | 1,02 |

Примечание. 1 — пробы отобраны Б.В. Ивановым, аналитик Р.А. Шувалов; 2, 3 — пробы отобраны А.П. Горшковым, аналитики Е.А. Чеглецова, Р.А. Шувалов.

интегральную пробу, в которой соотношение B/Cl тождественно или близко к соотношениям B/Cl в вулканических газах. При участии этих газов формируется химический состав воды кратерного озера так как концентрации H₃BO₃ и Cl в воде озера далеки от насыщения.

Значения B/Cl в термальных водах кратерного озера вулкана Малый Семячик (0,004-0,0046), фумарольных термах и конденсатах фумарольных газов вулкана Эбеко (0,001-0,009) близки значениям B/Cl в конденсатах фумарольных газов некоторых вулканов (см. табл. 31-35), в том числе значениям B/Cl в конденсатах газов из жидкой лавы Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (B/Cl = 0,0017). Вместе с тем, по значениям B/Cl фумарольные термы вулканов Эбеко и Малый Семячик (B/Cl = 0,002-0,004) резко отличаются от высокотемпературных хлоридно-натриевых гидротерм Камчатки (B/Cl = 0,07 - 0,15).

* * *

Суммируя данные глав III и IV, отметим, что из рассмотренных нами элементов только бор и хлор отвечают всем требованиям, предъявляемым к индикаторным компонентам гидротерм. Это позволяет считать, что бор и хлор гидротерм являются преимущественно компонентами флюидов (Трухин, Шувалов, 1974), при участии которых формируются гидротермальные системы. Следует ожидать, что соотношения компонентов флюидов, в том числе B/Cl , должны быть различны во флюидах различного генезиса. Установлено, что по значению B/Cl выделенные В.В. Ивановым (1960, 1977) фумарольные термы ($B/Cl = 0,002-0,004$) поверхностного и глубинного формирования (для которых несомненна связь с близповерхностными магматическими очагами либо магматическим веществом каналов вулканов) резко отличаются от высокотемпературных хлоридно-натриевых ($B/Cl = 0,07-0,015$) и других химических типов гидротермальных систем Камчатки.

Глава V

ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК ФЛЮИДОВ, ФОРМИРУЮЩИХ СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

В предшествующих главах показано, что среди рассмотренных нами компонентов (Na , K , B , F , Cl , S , Li , Rb , Cu , Zn , Pb) только бор и хлор можно с уверенностью рассматривать как индикаторные компоненты гидротерм, считая, что основным их источником в гидротермах является эндогенный флюид.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ИНДИКАТОРНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ГИДРОТЕРМ

Недра большинства гидротермальных систем Камчатки недоступны для непосредственного изучения. Наша информация о них ограничена сведениями о структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм, о химическом составе и температуре гидротерм, достигающих дневной поверхности. Однако материалы, полученные Б.И. Пийпом, В.В. Аверьевым, С.И. Набоко, В.М. Сугробовым, В.И. Белоусовым и другими при исследовании гидротермальных систем, в пределах которых велись буровые работы, обогатили наши знания о современном гидротермальном процессе. Установлена большая (сотни тысяч лет и более) длительность действия некоторых гидротермальных систем, получены данные об их эволюции во времени (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976; Манухин, Ворожейкина, 1976; Сережников, Зимин, 1976). В последнее время к представлениям о большой продолжительности действия гидротермальных систем пришли Е.А. Вакин и Ф.Ш. Кутыев*. Они подчеркивают, что современные гидротермальные системы тяготеют к крупным долгоживущим вулкано-магматическим центрам. Такие центры, согласно исследованиям М.М. Василевского и его соавторов (1974), возникли на Камчатке в домиоценовое время, гидротермальная деятельность в них носит унаследованный характер и протекает в течение длительного геологического времени.

Наиболее полно выявляются этапы эволюции в пределах Паратунской гидротермальной системы (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976). Измерение палеотемператур по включениям в гидротермальных минералах, изучение онтогенеза минералов позволили здесь вы-

* Вакин Е. А., Кутыев Ф. Ш. Глубины генерации флюидной составляющей современных гидротерм (в печати, 1979).

делить прогрессивную (до 180°C), экстремальную (до 220°C) и регрессивную стадии развития гидротермальных систем. На современном регрессивном этапе развития максимальные температуры гидротерм (на глубине до 1500 м) не превышают 104°C. На Большом Банном геотермальном месторождении (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976) за время его существования (120–150 тыс. лет) изменились контуры месторождения и химический состав гидротерм.

В пределах месторождения Горячий Пляж (о. Кунашир) нами установлено, что на ранних этапах развития гидротермальной системы гидротермы имели существенно кислый состав; при взаимодействии их с породами сформировались опалитовые жилы, обогащенные Zn и в меньшей мере Cu. В настоящее время гидротермы имеют щелочную либо близнейтральную реакцию (см. табл. 17).

Для Паужетского геотермального месторождения, как уже отмечалось выше, сведений об изменении температурного режима и химического состава гидротерм нет. Таким образом, эти гидротермальные системы находятся на различных этапах эволюционного развития и характеризуются различными температурами и химическим составом гидротерм. Однако нужно отметить, что в вопросах эволюции гидротермальных систем остается много неясного.

Д. Уайт (1965), анализируя различные химические типы гидротерм, приходит к выводу, что родоначальными для большей части их являются хлоридно-натриевые. Это находит подтверждение в стабильности соотношений индикаторных компонентов (B/Cl) в гидротермах, характеризующихся различными химическим составом и температурой.

В. В. Иванов (1960б, 1977), основываясь на химическом и газовом составах, выделяет следующие генетические типы гидротерм гидротермальных систем: 1) углекислые, формирующиеся в большинстве случаев под воздействием глубинных термометаморфических процессов; 2) азотно-углекислые, характерные для условий резко повышенного геотермического режима по периферии активных вулканических центров; 3) азотные, возникающие в результате глубокой инфильтрации атмосферных вод, вне генетической связи с активными вулканическими и термометаморфическими процессами. В соответствии с этой классификацией (Иванов, 1960б; 1977) Паужетская, Больше-Банная и Паратунская гидротермальные системы попадают в различные генетические группы.

Выше, касаясь эволюции Паратунской гидротермальной системы, мы высказали предположение о том, что оставление гидротермальной системы может быть связано с сокращением интенсивности теплового питания. Существует представление, что тепловое питание Паратунской гидротермальной системы эндогенным флюидом продолжается (Манухин, Ворожейкина, 1976). Возможно и другое объяснение, предполагающее, что в современном состоянии Паратунская гидротермальная система формируется только в результате наг-

рева инфильтрационных вод глубокой циркуляции, т.е. за счет тепла, аккумулированного горными породами в экстремальную стадию развития высокотемпературной гидротермальной системы. Формирование системы было связано с внедрением в водоносные комплексы надкритического флюида, прекращение его поступления привело к остыванию системы. Если допустить, что в экстремальную стадию развития гидротермальной системы формировались высокотемпературные ($T \sim 220^{\circ}\text{C}$) хлоридно-натриевые гидротермы, то следует ожидать, что наряду с остаточным теплом в недрах системы заключены остаточные поровые растворы, имеющие хлоридно-натриевый или близкий к нему состав, со значениями в них B/Cl , близкими хлоридно-натриевым гидротермам. Подобное допущение основано на том, что именно хлоридно-натриевый состав гидротерм характерен для наиболее высокотемпературных систем, действующих в настоящее время в пределах Тихоокеанского сегмента Земли. Этому не противоречит и состав ассоциаций гидротермальных минералов, образовавшихся в предшествующие стадии. Вероятно, значение B/Cl в гидротермах гидротермальных систем, находящихся на регressiveйной стадии развития, будет близко хлоридно-натриевым гидротермам до тех пор, пока из зоны нагрева инфильтрационных вод глубинной циркуляции не будут "вымыты" поровые растворы, химический состав которых унаследован от экстремальной стадии развития гидротермальной системы. Последующий этап развития приведет к образованию низкотемпературных гидротерм, в которых соотношение индикаторных компонентов будет существенно отличаться от хлоридно-натриевых гидротерм.

Таким образом, несмотря на различие температур и химического состава гидротерм, различие условий формирования на современном этапе эволюции гидротермальных систем (табл. 8) является, по нашему мнению, первопричиной их возникновения, имеющей общую природу и обусловленной поступлением в верхние части земной коры эндогенного надкритического флюида.

Для Паратунской гидротермальной системы это, в частности, подтверждается высокими значениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в газах гидротерм ($\sim 0,69 \cdot 10^{-5}$), приближающимися к значениям ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в газах высокотемпературных гидротерм хлоридно-натриевого состава (табл. 36). Здесь нужно отметить, что в эволюционирующих гидротермальных системах изменение соотношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в остаточных ювенильных газах, заключенных в поровых растворах, происходит в результате выделения из пород радиогенного гелия (${}^4\text{He}$) в течение длительных промежутков времени, измеряемых миллионами лет (Толстыхин, 1975). При этом даже на регressiveйной стадии гидротермальных систем, когда гидротермы формируются только за счет тепла, аккумулированного в предшествующую стадию развития, можно ожидать, что соотношение индикаторных компонентов еще долго будет сохраняться близким к соотношениям во флюидах, обусловивших возникновение данной гидротермальной системы. Учитывая близость соотношений индикаторных компонентов (B/Cl) в гидро-

Таблица 36

Соотношения B/Cl , S/Cl , $^3He/^{4He}$ в гидротермах
гидротермальных систем Камчатки

| Источник | T, °C | $^3He/^{4He}$ $n \cdot 10^{-5}$ | B/Cl | S/Cl |
|---|-------|------------------------------------|--------|--------|
| Паратунка, скв. ГК-1, водоприток 880–960 м, дебит 58,22 л/с | 82,5 | 0,690 | 0,13 | 5,34 |
| Малкинские горячие ключи | | | | |
| Источник | 80 | 0,620 | 0,17 | 0,57 |
| То же | 42 | 0,705 | — | — |
| Озерные ключи, источник | 82 | 0,730 | 0,05 | 0,95 |
| Налачевские ключи, скв. 1, самоизлив | ~75 | 0,800 | 0,15 | 0,10 |
| Гейзеры, источник между гейзерами Великан и Фон- тан, внизу у тропы, pH 7,5 | 99 | 0,900 | 0,08 | 0,05 |
| Паужетка, скв. 15 | 100 | 0,906 | 0,08 | 0,03 |
| То же, скв. 20 | 100 | 0,820 | 0,08 | 0,02 |
| Кальдера Узон: | | | | |
| Восточное термальное поле, I участок, Голубой грифон, pH 6,5 | 72 | 0,890 | — | — |
| То же поле, II участок | 95 | 1,100 | 0,12 | 0,02 |
| Центральный, pH 5,5 | | | | |
| Примечание. $^3He/^{4He}$ по данным Каменского и др., 1976. | | | | |

термах гидротермальных систем (и отдельных зон разгрузки (см. табл. 30)), есть основание считать близкими и условия генерации флюидов, под воздействием которых формируются гидротермальные системы Камчатки.

СВЯЗЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ С ПРОМЕЖУТОЧНЫМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ОЧАГАМИ

Участие бора и хлора в эндогенных процессах показано многими исследователями. Помимо изложенных выше данных, об активном участии бора в магматических процессах свидетельствуют ярко выраженные аномальные содержания бора в эфузивах некоторых вул-

Таблица 37

Содержание В в базальтах и андезито-базальтах лавовых пото

| Элемент | Лавовые потоки на склонах вулканов | | | | | |
|---------------------------|------------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| | 229 | 232 | 233 | 234 | 265 | 279 |
| В, п. $\cdot 10^{-3}$, % | 1,0 | 0,5 | 1,0 | 0,5 | 1,0 | 1,0 |

Примечание. Обр. 229, 232, 233, 234 – потоки базальтов на склонах вулкана Кошевея; обр. 265, 279, 280, 281 – потоки базальтов на склонах вулкана Камбального; обр. 263 – базальт

канических районов. К таким относятся некоторые зоны Италии. Так, для вулканов Вико, Чимино, горы Альбани установлены аномальные содержания бора в вулканических породах, соответственно 141, 77 и 53–25 г/т (Taddeucci, 1964). Средние содержания бора в этих породах много выше кларковых для изверженных пород. По мнению С.М. Александрова (Александров и др., 1968), высокие содержания бора в этих породах обусловлены воздействием на породы вулканических эманаций. При этом обнаруживается резкое накопление бора в вулканических стеклах. Подчиненное количество бора фиксируется в виде вонсенита (Александров и др., 1968).

Повышенные содержания бора в андезитах (по сравнению с базальтами) отмечаются А.Ф. Горбовым (1976) в качестве примечательной особенности андезитового комплекса Курило-Камчатской зоны. Однако к такому заключению следует относиться с осторожностью, поскольку на Камчатке, аналогично Италии, происходит вторичное обогащение пород бором вследствие фильтрации флюидов вдоль магматических каналов вулканов. При этом бором обогащаются преимущественно близповерхностные порции магмы. По данным Ю.М. Дубика, Ф.В. Сухорукова, Б.Л. Шербакова (1976), химический состав пород не является единственной причиной различного содержания бора: степень концентрации определяется типом извержения и условиями кристаллизации. По мнению этих авторов, под действием летучих может происходить обогащение бором магмы верхних частей подводящих каналов и апикальных частей магматических очагов. Особенно интересны в этом смысле данные, полученные на вулкане Безымянном (Дубик, Меняйлов, 1969). В андезитах верхних частей магматической колонны (первые порции извержений) установлено почти четырехкратное увеличение содержаний бора (15,0 г/т) в сравнении с андезитами, поступившими с более глубоких уровней (4,0 г/т). На юге Камчатки в пределах Паужетской вулкано-тектонической структуры аномальные содержания бора отмечены нами только в андезитах и базальтах кратерных зон вулканов (табл. 37). Все это является свидетельством существования в магме подводящих каналов вулканов флюидных потоков.

ков на склонах вулканов и в кратерных зонах, %

| | | Лавовые потоки в кратерных зонах | | | | | |
|-----|-----|----------------------------------|-----|-----|-----|-----|--|
| 280 | 281 | 263 | 65 | 66 | 68 | 61 | |
| 1,0 | 1,0 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 6,0 | |

шлакового конуса вулкана Камбального; обр. 65, 66, 68 – потоки андезито-базальта в борту воронки взрыва на привершинной части вулкана Желтовского; обр. 61 – андезитовый купол вулкана Желтовского.

В благоприятной гидрогеологической обстановке под действием магматических флюидных потоков формируются фумарольные термы (рассмотренные выше для вулканов Малый Семячик и Эбеко). Здесь следует подчеркнуть, что вынос тепла на вулкане Малый Семячик составляет 80 000 ккал/с (Горшков, 1975), на вулкане Эбеко – 24 000 ккал/с (Некоров, 1960), т.е. по выносу тепла эти значения сопоставимы с тепловой мощностью Паужетской гидротермальной системы (Вакин, Сутробов, 1972). Такие масштабы выноса тепла наряду с геохимическими данными, вероятно, свидетельствуют о том, что в данном случае мы имеем дело с флюидными потоками, фильтрующимися вдоль подводящих каналов вулканов, сопряженных с промежуточными очагами. Такая связь для вулкана Малый Семячик на основе гравиметрических данных установлена А.П. Горшковым (1976).

Однако подобные близповерхностные промежуточные магматические очаги и связанные с ними флюидные потоки не могут быть привлечены для объяснения условий формирования гидротермальных систем. Как показано выше, соотношение индикаторных компонентов (B/Cl) магматических флюидов типа вулкана Малый Семячик и Эбеко, имеющих идентичные или близкие значения (0,004–0,009), резко отличаются от значений B/Cl в гидротермах гидротермальных систем, для них, в свою очередь, также установлены близкие значения B/Cl (0,07–0,15).

Эти данные ни в коем случае не отрицают возможности генетической связи гидротермальных систем с коровыми промежуточными магматическими очагами, находящимися в гипабиссальных или абиссальных условиях. Представления о генетической связи гидротермальных систем с магматическими очагами являются одними из наиболее распространенных (Уайт, 1965). Однако, решая вопрос о генетической связи флюидов, формирующих гидротермальные системы, нужно учитывать, что состав магматического флюида, отделяющегося от магматического очага, зависит от физико-химического состояния очага. Последнее определяется составом магмы, глубиной заложения очага, конфигурацией и размерами очага, временем его су-

ществования, условиями тепломассообмена с вмещающими толщами пород и поверхностью Земли. Очевидно, что изменение любого из параметров, характеризующих состояние очага, будет сопровождаться и соответствующими изменениями в составе отделяющегося флюида.

Исследованиями Б.И. Пийпа (1956), Т.С. Ловеринга (1962), С.И. Набоко (1959), Л.А. Башариной (1963), О.Г. Борисова, В.Н. Борисовой (1974), И.А. Меняйлова, Л.П. Никитиной (1967, 1971), Е.К. Серафимовой (1971) и др. показано, что в течение эруптивного и постэруптивного процессов вследствие различной растворимости летучих в магме происходит их дифференцированное отделение. Этими авторами установлено, что наиболее растворимыми в магме являются галоидные газы, а наименее — углекислота и сернистые газы. А.А. Маркушев (1976) показал, что по влиянию на кристаллизацию гранитоидной магмы флюидные компоненты можно расположить в следующий ряд: $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{S} - \text{HCl} - \text{NH}_3 - \text{SO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{Li}_2\text{O} - \text{B}_2\text{O}_3$. В этом ряду нарастает растворимость флюидных компонентов в кислых магмах, "снижается их отделяемость от расплава" (Маркушев, 1976, с 160). А.А. Маркушев (1974) подчеркивает, что поведение магматических флюидов в ходе эволюции состояния магматических очагов неодинаково. Одни компоненты легко отделяются от расплава ($\text{CO}_2, \text{S}, \text{Cl}$), другие прочно с ним связаны ($\text{F}, \text{B}, \text{H}_2\text{O}$) и накапливаются в магме. Из этого следует, что при перемене состояния магматического очага изменение состава отделяющегося флюида наиболее ярко отражается на изменениях соотношений компонентов флюида с разной способностью их отделения от магм. Одним из таких соотношений и является отношение бора и хлора.

Ни в одном случае мы не располагаем непосредственными данными, характеризующими состояние предполагаемых либо геофизически установленных магматических очагов, а также темпы изменения физико-химического состояния магмы в очагах, и, следовательно, темпы возможных изменений состава продуктов дегазации магматических очагов. Однако при решении вопросов о темпах совершающихся изменений состояния промежуточных магматических очагов, питающих вулканы, приближенные оценки можно сделать на основании косвенных признаков. Такими признаками являются изменения во времени состава, форм и интенсивности вулканизма, порожденного данным магматическим очагом. Э.Н. Эрлих и И.В. Мелекесцев (1974) приводят ряд примеров, свидетельствующих о высокой скорости петрологических (петрохимических) процессов для промежуточных магматических очагов, расположенных в земной коре.

А. Ритман (1964) считает, что эти очаги связаны с главными очагами узкими питающими каналами, которые быстро застыают и прекращают свое существование.

Предположение об относительно высоких темпах изменения состояния близповерхностных магматических очагов согласуется и

с расчетными данными (Шарапов, Голубев, 1976), согласно которым время кристаллизации даже крупных интрузивов в гипабиссальных условиях менее $3 \cdot 10^5$ лет. Следовательно, изменение состояния предполагаемых промежуточных магматических очагов осуществляется за промежутки времени, близкие или значительно меньшие, чем время действия наиболее долгоживущих гидротермальных систем. Так, Паратунская гидротермальная система возникла более миллиона лет назад (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976). Рождение Стимбот (в США) – на рубеже нижнего и среднего плейстоцена (Уайт, 1970). Больше-Банная гидротермальная система – в среднем плейстоцене (Трухин, 1971; Трухин, Петрова, 1976). В.С. Голубев и В.Н. Шарапов (1974) показали, что зона затвердевания интрузива (с начальной температурой $T=900^{\circ}\text{C}$), мощностью 1 км в зависимости от значений начальных температур вмещающих пород ($T_1=50^{\circ}\text{C}$, $T_2=150^{\circ}\text{C}$, $T_3=250^{\circ}\text{C}$), образуется за время около 43,0–55,0 тыс. лет. Вероятно, что состав флюидов, находящихся в равновесии с магмой и отделяющихся с глубин 1, 2 ... п км будет, соответственно различным, если к тому же учесть, что запасы "избыточного" флюида в перемещенной магме малы (Шарапов, Голубев, 1976).

Из непосредственных наблюдений о различии соотношений компонентов во флюидной фазе в магме, поступившей с различных глубин, свидетельствуют данные Е.К. Серафимовой и др. (1978) об изменении роли сернистых и галоидных газов по мере излияний все более глубинных порций магмы в ходе Большого трещинного Толбачинского извержения. Флюидная составляющая первых порций магмы, достигших поверхности, была наиболее обогащена сернистыми газами. В последующих порциях роль сернистых газов была снижена, а галоидных – возросла.

Косвенным свидетельством зависимости соотношений содержаний компонентов в магматическом флюиде от состояния вещества в магматическом очаге являются весьма широкие вариации состава вулканических газов. Последние отделяются от магматического вещества, находящегося в различном состоянии в поверхностных условиях. Значения B/Cl при этом колеблются в пределах 0,0006–0,59 (табл. 31). На основании этих данных можно достаточно обоснованно предположить, что наличие или отсутствие проявлений четвертичного вулканизма, общность или различие характера эволюции типа и форм проявлений четвертичного вулканизма в районах действия гидротермальных систем могут служить косвенными признаками общности либо различий состояний предполагаемых под гидротермальными системами промежуточных магматических очагов. В зависимости от этого следует ожидать и различный состав отделяющихся магматических флюидов и в том числе значений B/Cl в формирующихся при его участии гидротермах, достигающих поверхности.

Гидротермальные системы, зоны разгрузки гидротерм Камчатки приурочены к самым различным структурам: кальдерам, кольцевым разломам вулкано-тектонических депрессий, грабенам, зонам пере-

сечений линейных тектонических нарушений вблизи и вне пространственной связи с вулканами. При этом зоны разгрузки гидротерм и контролирующие их структуры расположены в районах с разнообразием эволюции типа и формы проявления четвертичного вулканизма (Мелекесцев и др., 1974). Так, согласно И.В. Мелекесцеву и др. (1974), блок Кроноцкого полуострова и прилегающий к нему Тюшевский грабен на всем протяжении четвертичного времени представляли собой невулканическую зону. В пределах хребтов Железнодорожного и Чажминского вулканизм угас в нижнечетвертичное время. В Кроноцко-Гамченском участке грабен-синклинали Восточной Камчатки в течение всего четвертичного времени проявлялся базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм. На Узон-Карымском участке грабен-синклинали в раннем плейстоцене развивался контрастный вулканизм с одновременным действием центров как основного, так и кислого вулканизма. В начале среднего плейстоцена формируются базальтовые и андезито-базальтовые стратовулканы. Вторая половина среднего – верхний плейстоцен характеризуется вспышкой вулканизма с образованием наиболее древних вулкано-тектонических депрессий. Посткальдерный вулканизм в пределах кальдер и вулкано-тектонических кольцевых структур отличается большим разнообразием типов и форм проявления основного и кислого вулканизма. В пределах Авачинско-Жупановского участка грабенсинклинали в раннем плейстоцене широко проявился базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм с образованием лавовых равнин и щитообразных вулканов. Вторая половина среднего плейстоцена – голоцен – время формирования Жупановской и Авачинско-Жупановской группы вулканов, образующих вулканические хребты. В начале формирования Жупановской группы вулканов образуется сложенный андезитами и андезито-дацитами вулкан Дзэндэр. Конец верхнего плейстоцена – голоцен характеризуются андезито-базальтовым вулканизмом, сформировавшим современные постройки Жупановского и Авачинского хребтов. В пределах Начикинской поперечной зоны дислокаций в нижнечетвертичное время происходят излияния базальтов с образованием платоэфузивов. По данным Э.Н. Эрлиха, базальтовый вулканизм в сокращающихся во времени масштабах продолжался вплоть до голоцена. Вулканизм среднеплейстоцен-голоценового времени проявился формированием ареальных дацит-липаритовых куполов, шлаковых конусов и одноактных базальтовых вулканов.

Таким образом, в указанных районах на протяжении четвертичного времени эволюция вулканизма, тип его и формы проявления крайне разнообразны. Для различных районов следует допускать весьма существенные различия состояний предполагаемых под гидротермальными системами промежуточных магматических очагов, и, как следствие этого, различия в составе отделяющихся флюидов. Однако отношения индикаторных компонентов в гидротермах этих районов (табл. 30) в подавляющем большинстве случаев укладываются в пределы колебаний отношений B/C в хлоридно-натриевых гидротермах Узон-Гейзерной гидротермальной системы. Последние

приняты нами в качестве условного стандарта, так как характеризуются исключительным постоянством. При этом значения B/Cl не зависят от приуроченности зон разгрузки гидротерм к тем или иным структурам (тектоническим или вулкано-тектоническим), от близости или удаленности этих зон от вулканических построек. Такое постоянство отношений B/Cl трудно объяснить с позиций представлений о связи процессов генерации гидротерм (за исключением фумарольных терм) и формирования гидротермальных систем с промежуточными магматическими очагами или остывающими интрузиями и позволяет отрицать прямую генетическую связь с ними гидротермальных систем. Ранее, на принципиально иной основе, используя балансовые расчеты тепломассообмена системы "предполагаемый магматический очаг — гидротермальная система", к аналогичному выводу пришел В.В. Аверьев (1966).

ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК ФЛЮИДОВ, ФОРМИРУЮЩИХ СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Стабильность значений B/Cl во флюидах, формирующих различные гидротермальные системы в пределах региональных структур, независимо от продолжительности времени действия гидротермальных систем, эволюции и форм проявления вулканизма, дают основание полагать общность (либо близость) условий генерации эндогенного флюида, а также причин, порождающих эти условия. Это находит наиболее удовлетворительное объяснение с позиций, допускающих существование вдоль глубинных разломов мантийных потоков флюидов (Коржинский, 1955; Кузнецов, 1964; Коржинский, 1972; Русинов, 1977 и др.), процессы генерации которых более инерционны, чем эволюция состояния промежуточных магматических очагов. К длительным регионально проявляющимся процессам, которые могут приводить к генерации флюидов, относятся процессы генерации мантийных магм. Эволюция глубинных зон плавления может охватывать периоды $1,4\text{--}5,0 \cdot 10^8$ лет (Любимова, 1970). О большой длительности процессов генерации мантийных магм свидетельствуют и петрохимические данные. Так, общий по химическому составу характер серии вулканических пород в пределах островных дуг сохраняется на протяжении 30—40 млн. лет (Эрлих, Мелекесцев, 1974). Это свидетельствует о постоянстве условий в зонах магмообразования, сохраняющихся весьма длительный период, измеряемый миллионами лет.

Сейсмологическими методами установлено, что кровля зоны частичного плавления (зона генерации магм) располагается на границах 80—100 км. Предполагаемая мощность этой зоны составляет 100—150 км. Этой же величиной измеряется и ширина зоны генерации магм, протягивающейся вдоль Курило-Камчатского вулканического пояса (Фарберов, 1974), т.е. эта зона имеет региональное распространение.

Процессы генерации магм из вещества верхней мантии предполагают образование равновесных твердой (рестит), жидкой (магма) и газовой (флюид) фаз.

Региональное распространение зон генерации магм, зон интенсивного расплавления вещества мантии (Фарберов, 1974) предполагает и региональность процессов дегазации и отделения флюидов. Существуют надежные геологические и петрологические свидетельства, что в прошлые геологические эпохи миграция мантийных флюидов проявлялась регионально и происходила вдоль региональных зон глубинных разломов, сопровождаясь железо-магнезиальным и калиевым метасоматозом, который приводил к биотитизации пород (Русинов, 1977). Подобные породы в пределах вулканических поясов Востока СССР (Охотско-Чукотский пояс, Центральная Камчатка) образуют полосы регионального распространения, в пределах которых заключены выходы интрузий. Биотитизация проявляется вдоль разрывных нарушений и в участках, удаленных от интрузий. Устанавливается гидротермально метасоматическое, а не контактное происхождение биотитизированных пород, образование которых происходило одновременно с пропилитизацией вышележащих толщ пород. Зоны развития этого комплекса гидротермально измененных пород, приуроченных к глубинным разломам, имеют протяженность десятки и сотни километров. Их формирование, по В.Л. Русинову (1977), связано с трансмагматическими флюидами, зарождающимися в мантии. А.Ф. Горбов (1976), обобщая данные по геохимии бора, приходит к выводу о высокой концентрации бора в "летучей фазе" в области магмообразования. В качестве доказательства А.Ф. Горбовым используются данные о содержаниях бора в меймечитах и кимберлитах (70–93 г/т). Для этих пород устанавливается прямая зависимость содержаний бора от количества консервированных в них ювелирных газов. Возможность такой консервации значительной части флюидной фазы (в том числе соединений бора) связана с быстрым прорывом магмы с больших глубин и ее затвердеванием. Накопление бора во флюидной фазе обусловлено свойствами этого элемента. Являясь типичным комплексообразователем, бор с такими анионами, как OH^- , F^- , образует соединения молекулярного типа. Поэтому в процессах дифференциации и дегазации первичного вещества Земли бор обособляется вместе с летучей фракцией (Горбов, 1976). Согласно данным А.П. Виноградова (1967), хлор также является одним из основных продуктов дегазации вещества верхней мантии. Это позволяет допустить, что бор и хлор представляют собой компоненты мантийного флюида. Однако возникает вопрос о возможности сохранения предполагаемых нами "первично" близких значений бор-хлорного отношения при фильтрации мантийных флюидов сквозь земную кору на фоне ряда процессов, происходящих при его воздействии (высокотемпературный метасоматоз, гранитизация, антексис (палингенез)). Возможность плавления вдоль глубинных разломов с образованием коровых магматических очагов под действием мантийных флюидов допускается многими исследователями

(Коржинский, 1955; Шарапов, Голубев, 1976 и др.). Вероятно, при других процессах плавление пород земной коры под действием флюида приводит к наиболее глубоким изменениям состава флюида. В ходе плавления образующийся расплав насыщается летучими, после чего в нем появляется поток сквозьмагматических растворов.

Для развития плавления под действием мантийного, преимущественно водного, флюида объемное соотношение флюидной фазы и пород, подвергающихся плавлению, должно быть не менее 0,5 (Шарапов, Голубев, 1976). Или, иначе, при перегреве флюида относительно температуры плавления пород, равном 200°C, для обеспечения плавления соотношение масс флюида и породы приближенно равно 0,3. Предполагаемое содержание бора и хлора во флюиде (см. выше) соответственно равно: $C_B = 200-1000$ г/т, $C_{Cl} = 6000-30000$ г/т. Если допустить, что весь бор при выплавке, например, кислых магм ($C_B = 20$ г/т, $C_{Cl} = 170$ г/т) поставляется в расплав флюидом, то в ходе плавления исходя из соотношений масс флюида и пород, требуемых для образования расплава, содержание бора в "сквозьмагматическом" флюиде изменится не более чем на 2-10%. Еще менее изменится содержание хлора, т.е. даже при такого рода процессах первичное соотношение B/Cl в мантийном флюиде существенно не изменится.

На путях миграции бороносных флюидов возможна также фиксация бора в твердой фазе. Более того, согласно А.Ф. Горбову (1976), именно на путях миграции флюидов, генерируемых в верхней мантии, формируются различные генетические типы борных месторождений. Однако здесь нужно учитывать, что сочетание оптимальных условий образования, например, борсиликатов (высокие концентрации бора, низкие – углекислоты, узкий интервал pH) наряду с достаточной длительностью процессов минералообразования реализуются в природе крайне редко (Малинко, Лисицын и др., 1977). Все это позволяет допустить, что на фоне миграции флюидов к поверхности в большинстве случаев существенного изменения содержаний бора во флюидах не происходит. Это же касается и хлора, так как известно, что в эндогенных условиях хлор не образует собственных минералов. Таким образом, представляется реальной возможность сохранения относительно постоянным бор-хлорного отношения во флюиде при миграции мантийного флюида в земной коре.

В свете изложенных данных представляется наиболее вероятным, что формирование современных гидротермальных систем является следствием достижения верхних частей земной коры вдоль проникаемых зон потоками мантийных флюидов. Тем самым допускается, что формирование гидротермальных систем является одной из форм отражения процессов генерации мантийных магм. Это согласуется и с региональным постоянством аномально высоких значений в газах гидротерм Курило-Камчатского вулканического пояса соотношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($n \cdot 10^{-5}$), обусловленным, по мнению Толстыхина, наличием в газах гидротерм первичного (протопланетного) гелия, источником которого может быть только мантия.

В табл. 36 даны соотношения B/Cl , S/Cl и $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гидротермах различных гидротермальных систем и зон разгрузки гидротерм Камчатки, для которых есть не только определения B , S и Cl , но и $^3\text{He}/^4\text{He}$. Обращает внимание, что при узких колебаниях значений B/Cl ($0,08-0,17$), $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($0,62-1,11 \cdot 10^{-5}$), значения S/Cl изменяются в пределах двух порядков. Это вполне объяснимо. Как показано выше, во флюидах, достигающих зоны генерации гидротерм, относительно неизменными могут оставаться соотношения лишь индикаторных компонентов. Наибольшие изменения концентрации во флюидах будут испытывать компоненты, формы переноса которых зависят от окислительно-восстановительной обстановки на пути фильтрации флюида. При этом, как показали Ф.А. Летников и его соавторы (1977), одним из главных факторов, определяющих степень окисления первоначально восстановленных флюидов, является буферирующее влияние пород или расплавов, через которые происходит миграция флюида. Состав флюидов, достигающих зоны генерации гидротерм, и, следовательно, химический состав гидротерм, формирующихся при их участии, будет в значительной степени определяться физико-химическими свойствами флюидопроводящих зон и протяженностью пути фильтрации флюидов. Это предполагает, что генетически однотипные гидротермальные системы могут значительно отличаться по температуре и химическому составу при постоянстве соотношений лишь индикаторных компонентов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И ЕГО СВЯЗЬ С КИСЛЫМ ВУЛКАНИЗМОМ

Зоны генерации мантийных магм в вулканических областях имеют сложную поверхность. С.А. Федотовым и О.В. Потаповой (1974) в интервале глубин 30–100 км под Восточной Камчаткой выделена область подъема магм, фиксированная совокупностью тел, экранирующих сейсмические волны. Эта область имеет такую же ширину, "как и пояс действующих вулканов, и протягивается вдоль него" (Федотов, Потапова, 1974, с. 179). А.И. Фарберов (1974) считает, что участки интенсивного расплавления протягиваются сравнительно узкой полосой вдоль всего вулканического пояса Восточной Камчатки. Из зоны генерации магм (кровля которой находится на глубине 80–100 км) отходят сужающиеся кверху магматические очаги. Верхняя часть очагов достигает глубин 20–30 км, т.е. располагается в пределах земной коры. При прочих равных условиях наиболее вероятно достижение более концентрированными потоками флюидов верхних частей земной коры над зонами высоко продвинутых мантийных магм.* Это связано с тем, что уже, на-

* Несмотря на отсутствие в пределах Кроноцкого полуострова четвертичного вулканизма, в этом районе по сейсмологическим данным на глубинах 30–100 км С.А. Федотовым и О.В. Потаповой (1974) установлены области подъема мантийных магм. И именно над ними фиксируются зоны разгрузки гидротерм Кроноцкого полуострова.

чина с абиссальных глубин, наиболее эффективными флюидопроводниками являются магматические колонны, уходящие корнями в зону генерации мантийных магм. Экспериментально Ф.А. Летниковым и др. (1977) показано, что вода через расплав движется в виде ламинарного потока. При этом, как подчеркивает Ф.А. Летников и др. (1977), даже "на конечных этапах кристаллизации при наличии окломинеральных пленок расплавов с высокими концентрациями сверхстехиометрических компонентов, квазикристаллическое тело продолжает играть роль активного флюидопроводника" (с. 188). Ф.А. Летниковым и др. (1977) показано также, что концентрированные потоки флюидов, фильтрующихся вдоль магматических колонн (или трансмагматических флюидов), приводят к гранитизации мантийных магм — образованию кислых расплавов в апикальных частях магматических колонн.

Гранитизация базальтовых расплавов идет с привносом K, SiO₂ и H₂O, при этом все остальные компоненты представляют первичную основу расплава (Летников и др., 1977).

Рядом исследователей вулканических областей (Taylor a.o., 1963; 1963a; Леонова, Удальцова, Иванов, 1971; Леонова, 1974; Поляков, 1978 и др.) установлена геохимическая связь продуктов основного и кислого вулканизма. Это позволило им рассматривать образование кислых магм как следствие дифференциации магмы базальтового состава. Присутствие кислых пород в Исландии, где нет гранитного слоя земной коры, также свидетельствует в пользу генетической связи основных и кислых пород. Это подтверждается данными соотношения изотопов Rb и Sr, на основе которых Л. Ломизе приходит к выводу, что риолиты Исландии — продукты дифференциации базальтовых магм.

Основываясь на геологических, петрологических и геохимических данных, Л.В. Таусон (1977) приходит к выводу, что некоторые выделенные им типы гранитоидов (плагиограниты толеитового ряда, плагиограниты известково-щелочного ряда и др.) являются производными базальтовых магм.

Ярким свидетельством образования кислых магм при процессах дифференциации являются данные О.Б. Селенгина об унаследованности магмопроводящей системы, поставляющей продукты вулканизма от основного до кислого состава в пределах Карымской группы вулканов на Камчатке (Селянгин, 1977). Образование кислой магмы О.Б. Селянгин считает следствием ионно-гравитационной дифференциации базальтовой магмы в нижних частях земной коры.

Нам представляется, что образование кислых магм может быть объяснено процессами гранитизации мантийных магм основного состава при фильтрации вдоль магматической колонны мантийного флюида по схеме Ф.Л. Летникова и др. (1977). Геохимические материалы, полученные упомянутыми исследователями, не противоречат этой модели (схеме) процесса генерации кислых магм.

В соответствии со схемой гранитизации изменение состава гранитизируемой основной магмы будет проходить все стадии от ба-

Таблица 38

Средние содержания В в вулканических породах Паужетской вулкано-тектонической депрессии, п. $10^{-3}\%$

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---------------------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Количество анализов | 0,8 25 | 0,8 4 | 1,0 3 | 1,6 5 | 3,0 2 | 5,5 4 |

Примечание. 1 - андезито-базальты, базальты центральной части Паужетской вулкано-тектонической структуры ($N_1^3 - Q_4^4$); 2 - дациты экструзий горы Круглой (Q_4^4); 3 - дациты хр. Дикий Гребень (Q_4^4); 4 - спекшиеся туфы андезито-дацитов Голыгинских гор (O_2^3); 5 - пемзы Кутхинных Батов (Q_4^4); 6 - пемзы рек Гаврюшки и Хакычин (Q_4^4).

зальта, андезито-базальта до риолита. При этом конечная степень гранитизации магм, соответствующая переходу базальт - риолит, будет в первую очередь достигаться в апикальных частях зон гранитизации. Опустошение в результате извержения гранитизированной части магматической колонны должно привести к антидромной последовательности вулканического процесса. Подобная последовательность характерна для последних извержений вулкана Шивелуч (Меняйлов, 1955), Безымянного (Горшков, Богоявленская, 1965), вулканов Карымской группы (Селянгин, 1977) и др. Такую последовательность Э.Н. Эрлих и И.В. Мелекесцев (1974) наблюдали на юге Камчатки: после выбросов риолитовых пемз в районе Курильского озера сформировалась андезито-дацитовая экструзия Дикий Гребень, представляющая собой более глубинные порции магмы. Для района Паужетской вулкано-тектонической депрессии в табл. 38 даны содержания бора в андезито-базальтах, дацитах и пемзах. Обращает внимание, что если содержания бора в андезито-базальтах ($0,8 \cdot 10^{-3}\%$), экструзивных дацитах ($0,8 - 1,0 \cdot 10^{-3}\%$) идентичны или близки, то в эксплозивных породах кислого состава содержание бора возрастает в три - пять раз (табл. 38). С точки зрения модели гранитизации основных магм данные табл. 38 доказывают, что бор является одним из компонентов гранитизирующего флюида. При этом накопление бора в магме происходит преимущественно в апикальных наиболее газонасыщенных частях зоны гранитизации, прорыв магм из которой реализуется в форме эксплозивного извержения. Последующие менее газонасыщенные порции кислых магм содержат бор в количествах, идентичных или близких для базальтов и андезито-базальтов района. Повы-

шенные сравнительно с базальтами содержания бора установлены также Л.Л. Леоновой (1974) в кислых городах кальдеры вулкана Большой Семячик; центры извержения базальтов локализованы также в пределах кальдеры.

Принимая модель гранитизации основных магм, мы тем самым предполагаем, что наиболее концентрированные потоки мантийных флюидов будут фильтроваться вдоль высоко продвинутых магматических колонн, над которыми могут фиксироваться периодические вспышки кислого вулканизма. Отмеченная В.В. Аверьевым парагенетическая связь высокотемпературных гидротермальных систем с явлениями кислого вулканизма (Аверьев, 1966, с. 118) в рамках такой модели является естественной.

* * *

При суммировании изложенного материала представляется реальным, что большинство рассмотренных в работе гидротермальных систем формируется при участии флюидов, поднимающихся из зон генерации мантийных магм (Трухин, Шувалов, 1976; 1977; 1978). Флюиды достигают верхних частей земной коры вдоль зон повышенной проницаемости: высоко продвинутых магматических колонн и долгоживущих глубоко проникающих разломов. При этом наиболее концентрированные потоки мантийных флюидов фильтруются вдоль этих магматических колонн, производя гранитизацию основных магм их фронтальных частей.

В пределах вулканических поясов внедрение магмы в верхние части земной коры и миграция предполагаемого мантийного флюида нередко контролируются одними и теми же зонами проницаемости. Поэтому на параметры мантийного флюида, поступающего в зоны генерации гидротерм, в таких случаях возможно влияние прежде всего тепловых полей промежуточных магматических очагов и интрузивных камер. Вероятно, в каждом конкретном случае это влияние проявляется различно.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В. О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 251–253.
- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканализм. М.: Наука, 1966, с. 118–129.
- Аверьев В.В., Белоусов В.И. Геологический очерк района Паужетского месторождения. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке, М.: Наука, 1965, с. 8–22.
- Аверьев В.В., Вакин Е.А. Термальные поля вулканического массива Большой Семячик. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 3–16.
- Аверьев В.В., Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный вулканализм Камчатки и минералообразование. — В кн.: Материалы к I Всес. конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, с. 99–101.
- Аверьев В.В., Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. и др. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 8–49.
- Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Вулканализм и гидротепмы Уэон-Семячинского термального района на Камчатке. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 207–211.
- Александров С.М., Барсуков В.Л., Щербина В.В. Геохимия эндогенного бора. М.: Наука, 1968, 184 с.
- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. М.: Наука, 1974, 104 с.
- Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О роли мантийных источников рудных веществ в формировании и размещении эндогенных месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений (тезисы докладов). М., 1974, с. 2–4.
- Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 12–30.
- Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975, 172 с.
- Башарина Л.А. Эксталиации побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. — В кн.: Вулканализм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 169–227.
- Белевцев Я.Н. Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений (тезисы докладов). М., 1974, с. 17–20.
- Белевцев Я.Н. Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 66–84.

- Белоусов В.И. Вторичное минералообразование на Паужетском месторождении термальных вод. — В кн.: Геол. и геоф. исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 93–101.
- Белоусов В.И. Геологическое строение Паужетского месторождения высокотермальных вод. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 23–30.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 5–22.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 23–57.
- Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974, 199 с.
- Вакин Е.А., Сугробов В.М. Гидрогеологические особенности вулканических структур и современные гидротермальные системы. — В кн.: Гидрогеология СССР, т. XXIX, Камчатка, Курильские и Командорские острова. Южно-Камчатская геологоразведочная экспедиция. М.: Недра, 1972, с. 169–195.
- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки, Владивосток, 1976, с. 85–114.
- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Пронин А.Н. Активная воронка Мутновского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 40, с. 25–35.
- Василевский М.М., Тараканко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш. Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Владивосток, 1974, с. 167–174.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–572.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967, 196 с.
- Власов Г.М. Геологические аспекты проблемы геотермии. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 202–206.
- Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог вулканов Камчатки. — Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1957, № 25, с. 5–95.
- Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.Л. Формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста. — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968, с. 29–47.
- Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Фрикс-Хар Д.И., Шилин Н.Л. Вулканоплутоническая формация гранодиорит-порфиров — дацитов. — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968, с. 73–85.
- Воробьев О.Г., Голева Г.А., Кононов В.И., Стырикович Б.В. Условия формирования и закономерности распространения основных типов подземных вод. — В кн.: Гидрогеология СССР, т. XXIX, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1972, с. 196–231.
- Геология СССР, т. XXXI. ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.

- Германов А.И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 6, с. 26—38.
- Гинзбург А.И. Об источниках редких элементов в эндогенных месторождениях. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 272—285.
- Голова Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов в подземных водах. М.: Недра, 1977, 216 с.
- Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974, 279 с.
- Голубовский М.Б. Основные водоносные горизонты и комплексы. — В кн.: Гидрогеология СССР, т. XXIX, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1972, с. 96—150.
- Горбов А.Ф. Геохимия бора. Л.: Недра, 1976, 207 с.
- Горшков А.П. Глубинное строение вулкана Малый Семячик (Камчатка) по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975, 23 с.
- Горшков А.П. Строение вулканической постройки и некоторые вопросы вулканического районирования (на примере вулкана Малый Семячик). — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 30—36.
- Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов Курильских островов. — Бюл. вулканол. станций, 1957, № 25, с. 96—178.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967, 287 с.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963 гг.). М.: Наука, 1965, 171 с.
- Горшков Г.П., Островский И.А. О связи рудных элементов с мантийными источниками. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений (тезисы докладов). М.: 1974, с. 5—6.
- Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. М.; Л.: Гостгеолиздат, 1946, 184 с.
- Грейтон Л.К. Предположение о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949, 166 с.
- Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 38—77.
- Дубик Ю.М., Сухоруков Ф.В., Щербов Б.Л. Распределение бора в продуктах извержений вулкана Крашенинникова (Камчатка). — В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 243—247.
- Дуничев В.М., Ризнич И.И. Парогидротермы Горячего Пляжа (новые данные по результатам буровых работ 1966 г.). — Бюл. вулканол. станций, 1968, № 44, с. 60—64.
- Иванов В.В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. — Труды Лаб. вулканол., 1958, вып. 13, с. 186—211.
- Иванов В.В. Основы закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Изд-во Мин. здравоохран. СССР, 1960а, с. 171—261.
- Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм. — Геохимия, 1960, № 5, с. 443—450.

- Иванов В.В. Генетическая классификация минерализованных вод земной коры. - В кн.: Вопросы гидрографии минеральных вод. М., 1977, с. 3-58.
- Иванов В.В., Кононов В.И., Сугробов В.М. Основные закономерности формирования гидротерм областей современного вулканизма. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия, 1968. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1968, с. 52-56.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М., Бескровный Н.С., Кудрявцева Е.И., Ануфриев Г.С., Павлов В.П. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам Не, Ne, Ar, C). - Геохимия, 1976, № 5, с. 682-695.
- Карпов Г.А. Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976, 171 с.
- Кирсанов И.Т., Медведева Г.Г., Серафимова Е.К. Фумарольная деятельность Авачинского и Корякского вулканов. - Бюл. вулканол. станций, 1964, № 38, с. 3-32.
- Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 239-246.
- Комкова Л.А. Гидрохимическая зональность фильтрующегося потока на примере Налачевского месторождения термальных вод. - В кн.: Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 161-170.
- Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965, 146 с.
- Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН ССР, 1955, с. 220-234.
- Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических флюидов и процессы гранитизации. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 144-152.
- Краевой Ю.А., Коваленко В.Я., Евтухов А.Д. Больше-Банная гидротермальная система на Камчатке. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 246-253.
- Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973, 295 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964, 376 с.
- Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965, 311 с.
- Леонова Л.Л. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узон-Гейзерной депрессии. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 51-60.
- Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). - Геохимия, 1974, № 6, с. 875-884.
- Леонова Л.Л., Удальцова Н.И., Иванов Б.В. Радиоактивные (U, Th) и редкие щелочные (Li, Rb, Cs) элементы в породах Карымского вулкана (Камчатка). - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. Материалы III Всесоюз. вулканол. совещания 28-31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971, с. 181-185.

- Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О.
Флойдный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977,
213 с.
- Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Хаткевич Ю.М.,
Сугробова Н.Г., Карабанов Л.Н. Паужетская вулкано-тектони-
ческая структура. В кн.: Вулканы и геотермальные системы Камчатки.
Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 19-46.
- Любимова Е.А. Тепловой поток и динамика земных недр. — Физика Зем-
ли, 1970, № 5.
- Макдоналд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975, 430 с.
- Малинко С.В., Лисицын А.Е., Руднев В.В., Миронова О.Ф.,
Семенов Ю.В., Ходаковский И.Л. Физико-химические парамет-
ры процессов формирования промышленного боросиликатного оруде-
нения. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндо-
генного рудообразования (тезисы докладов). Новосибирск, 1977,
с. 93-94.
- Манухин Ю.Ф., Воробьев В.И., Ворожейкина Л.А., Мальце-
ва К.И., Федоренко С.И. Паратунская гидротермальная система
на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971,
с. 253-261.
- Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидро-
термальной системы и условия ее формирования. — В кн.: Гидротермаль-
ные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976,
с. 143-178.
- Маракушев А.А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюи-
дов и проблема источников рудного вещества. — В кн.: Источники рудно-
го вещества эндогенных месторождений (тезисы докладов). М.: Наука,
1974, с. 17-18.
- Маракушев А.А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюи-
дов и проблема источников рудного вещества. — В кн.: Источники руд-
ного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 145-
164.
- Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир. — Труды Лабор. вулканол.,
1959а, вып. 17, с. 64-155.
- Мархинин Е.К. Выходы пара на острове Кунашир (Горячий Пляж). — Бюл.
вулканол. станций, 1959б, № 28, с. 33-42.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука,
1967, 254 с.
- Махон У.А. Дж. Химические исследования пара и воды, выделяющихся
из скважин и горячих источников Каверау. — В кн.: Геохимия совре-
менных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 128-140.
- Мацую С. О происхождении вулканических газов. — В кн.: Геохимия
современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 61-
77.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шандер А.Е.,
Чечебаева А.И., Лутика Е.Г., Егорова И.А., Кожемяка Н.Н.
История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Ку-
рильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, 438 с.
- Меняйлов И.А. Фтор в вулканическом процессе. — В кн.: Вулканизм и
глубины Земли. Материалы III Всесоюз. вулканол. совещания 28-31
мая 1969 г. М.: Наука, 1971, с. 329-333.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П. О поведении серы и флора в фум-
рольных газах перед усилением активности вулканов. — В кн.: Вулка-
низм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 72-81.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н., Гусева Р.В., Михлишанский А.З., Колотов В.П., Савельев Б.В. Химизм и металлоносность магматических газов Новых Толбачинских вулканов в 1976 г. - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 450-453.

Набоко С.И. Вулканические эксгалации и продукты их реакций. - Труды Лаб. вулканол. М.: Наука, 1959, вып. 16, 300 с.

Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. - Труды Лаб. вулканол., 1961, вып. 19, с. 12-33.

Набоко С.И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. - Сов. геология, 1962, № 1, с. 131-145.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 172 с.

Набоко С.И. Закономерности минералообразования в современных гидротермальных системах мира. - В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 253-257.

Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и их связь с текtonической активностью. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 155-166.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Гидротермальные минералы Горячего Пляжа (о. Кунашир). - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, с. 48-71.

Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный вулканизм Камчатки и минералообразование. - Материалы к 1-й Всесоюз. конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, с. 99-101.

Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). - Труды Лаб. вулканол., 1961, вып. 19, с. 99-114.

Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.Л. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. - В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 76-118.

Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения Горячий Пляж. - В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 47-80.

Некрасов И.Я., Григорьев А.П., Григорьева Т.А. и др. Изучение высокотемпературных боратов. М.: Наука, 1970, 288 с.

Некорошев А.С. Геотермические условия и тепловой поток вулкана Эбеко на острове Парамушир. - Бюл. вулканол. станций, 1960, № 29, с. 38-46.

Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972, 190 с.

Пантелеев И.Я., Сурков В.Н. Минеральные источники и лечебная грязь района Кавказских минеральных вод. Пятигорск, 1960, 165 с.

Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, 208 с.

Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. - Труды СОПС АН СССР. Сер. Камчатская, 1937, вып. 2, 268 с.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-45 гг. и в прошлом. - Труды Лаб. вулканол., 1956, № 11, 308 с.

- Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 83—109.
- Пилоян Г.О., Пэк А.А. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по тепловому балансу гидротермального потока. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений (тезисы докладов). М., 1974, с. 36—37.
- Пилоян Г.О., Пэк А.А. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по тепловому балансу гидротермального потока. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 206—227.
- Питьева К.Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969, 213 с.
- Поляк Б.Г., Вакин Е.А., Овчинникова Е.Н. Гидротермические условия вулканического района Камчатки. М.: Наука, 1965.
- Поляков Н.И. Происхождение магматических пород Исландии. — В кн.: Исландия и срединноокеанический хребет. М.: Наука, 1978, с. 152—161.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964, 437 с.
- Русинов В.Л. Процесс железо—магнезиального и калиевого метасоматоза в вулканических поясах на Востоке СССР. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 431—434.
- Рябчиков И.Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 165—177.
- Селянгин О.Б. Эволюция кальдерного комплекса, ритмичности и направленности вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 187—200.
- Серафимова Е.К. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1966—67 гг. — Бюл. вулканол. станций, № 47, 1971, с. 23—28.
- Серафимова Е.К., Пономарев В.В., Игнатович Ю.А., Перетолчина Н.А. Минералогия возгонов Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 56, с. 162—178.
- Сережников А.И., Зимин В.М. Гидрогеологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 115—142.
- Сечевица А.М. Природа гидротермальных рудообразующих растворов. — М.: Наука, 1976, 165 с.
- Слепнев Ю.С., Бойко Т.Ф. Редкие элементы в подземных водах. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964.
- Смирнов С.И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1974, 264 с.
- Сугробов В.М. Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 64—75.
- Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 31—42.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитодоров. М.: Наука, 1977, 279 с.

- Толстыхин О.Н. Изотопы гелия в природе. Автореф. докт. дис., 1975, 39 с.
- Трухин Ю.П. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. Автореф. канд. дис. М.: Изд-во МГУ, 1971, 35 с.
- Трухин Ю.П., Петрова В.В. Геохимический эффект гидротермального метасоматоза и изменение состава термальных растворов во времени (на примере Больше-Банного геотермального месторождения на Камчатке). — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 191-201.
- Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976, 179 с.
- Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. К вопросу об источнике бора в гидротермальных растворах областей активного вулканизма. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса (тезисы IV Всесоюзного вулканологического совещания). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 120-121.
- Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Геодинамика, эволюция вулканизма в четвертичное время и современный гидротермальный процесс (на примере Камчатки). III Советско-Японский симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новоалександровск, 1976, 34 с.
- Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Вероятный источник флюидов, формирующих современные гидротермы Камчатки. — В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977, 44 с.
- Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Эволюция вулканизма в четвертичное время и современный гидротермальный процесс (Камчатка). — В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1978.
- Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 78-100.
- 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.
- Уайт Д.Е., Уоринг Дж. А. Вулканические эманации. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 9-48.
- Устинова Т.И. Камчатские гейзеры. М.: Географгиз, 1955, 120 с.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина Л.С. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965, 151 с.
- Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1974, 87 с.
- Федотов С.А., Потапова О.В. Предварительная карта тел на глубинах 30-100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р и S волны. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканализмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974, с. 176-179.
- Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизимен. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 29-35.
- Шанцер А.Е., Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Денудационно-вулканогенно-тектонические горы. — В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 142-162.

- Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магм с породами. Новосибирск: Наука, 1976, 236 с.
- Шилов В.Н. Вулканизм Сахалина и Курильских островов. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1975, 37 с.
- Шувалов Р.А. Распределение борной кислоты между водой и парами при сепарации пароводяной смеси Паужетского месторождения. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 111—114.
- Щерба Г.И. Глубинные подвижные зоны и источники рудного вещества. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений (тезисы докладов). М., 1974, 16 с.
- Щукарев С.А. Неорганическая химия. Т. I. М.: Высш. школа, 1970, 353 с.
- Эллис А.Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 389—427.
- Эллис А.Дж. Количественная интерпретация геохимических данных гидротермальных систем. — В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 272—298.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973, 242 с.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 4—38.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 104—123.
- Эрлих Э.Н., Трухин Ю.П. Пример картирования неоген-четвертичных вулканических толщ одного из районов Юго-Восточной Камчатки. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969, с. 97—100.
- Banwell C.I. Thermal Energy from the Earth's Crust. Introduction and part I. — New Zealand J. of Geology and Geophysics, 1963, v. 6, N 1, p. 52—63.
- Ellis A.I., Mahon W.A.I. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water rock interactions. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, N 8, p. 1323—1357.
- Ellis A.I., Mahon W.A.I. Natural hydrothermal systems and experimental hot water rock interaction (Part II). — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, p. 1135—1158.
- Lindgren W. The relation of ore deposition to physical conditions. — Econ. Geology, 1907, vol. 2, pp. 105—127.
- Lindgren W. Present tendencies in the study of ore deposits. — Econ. Geology, 1907, vol. 2, No. 8, pp. 743—762.
- Liou I.T. P-T stabilites of laumontite, wairakite and related minerals in the system CaAl₂Si₂O₇—SiO₂—H₂O. — J. Petrology, 1971, vol. 12, No. 2.
- Matsu S. On the chemical nature of fumarolic gases of Volcano Shawashinzan, Hokkaido, Japan. — J. earth sci., Nagoya Univ., 1961, vol. 9, No. 1, pp. 80—100.
- Sigvaldason G.E., White D.E. Hydrothermal alteration of rocks in two drill-holes at Steamboat Springs, Washoe County, Nevada. — U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1961, 424-D, p. 116—122.

- Sigvaldason G.E., White D.E. Hydrothermal alteration in drillholes GS-5 and GS-7 Steamboat Springs, Nevada. — U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1962, 450-D, pp. 113-117.
- Taddeucci A. Period mineral, 1964, vol. 33, No. 1, pp. 73-145.
- Taylor S.R., Capp. A.C., Graham A.L. Trace element abundance in andesites. — Mineralogy and Petrology, 1963, 23, p. 1-26.
- Taylor S.R., White Y.A.R., Duncan A.R., Ewart A. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesite. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963a, v. 33, pp. 275-286.
- White D.E. Thermal waters of volcanic origin. — Bull. Geol. Soc. Am., 1957, 68, pp. 1637-1658.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| ВВЕДЕНИЕ | 3 |
| Глава I | |
| ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ИНДИКАТОРНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ГИДРОТЕРМ | 5 |
| Глава II | |
| ГЕОДИНАМИКА, ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМЫ | 12 |
| Гидротермы Кроноцкого полуострова | 17 |
| Гидротермы Кроноцко-Гамченского участка грабен-синклинали | 18 |
| Гидротермы Узон-Карымского участка грабен-синклинали | 23 |
| Гидротермы Авачинско-Жупановского участка грабен-синклинали | 26 |
| Гидротермы Начикинской зоны поднятий | 28 |
| Гидротермы грабен-синклинали Южной Камчатки | 33 |
| Гидротермы грабен-синклинали Срединного хребта | 34 |
| Глава III | |
| КОМПОНЕНТЫ ГИДРОТЕРМ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ИЗМЕНЕНИИ ПОРОД | 46 |
| Большие Банные и Паратунские геотермальные месторождения | 47 |
| Паратунское геотермальное месторождение | 49 |
| Большое Банное геотермальное месторождение | 57 |
| Паужетское геотермальное месторождение | 64 |
| Геотермальное месторождение Горячий Пляж (о. Кунашир) | 68 |
| Глава IV | |
| ИНДИКАТОРНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ГИДРОТЕРМ | 84 |
| Изменения химического состава гидротерм | - |
| Гидротермы областей современного вулканализма, морские и подземные воды различного генезиса | 91 |
| Зона генерации гидротерм как возможный источник бора и хлора | 96 |
| Бор и хлор в конденсатах вулканических газов и фумарольных термах | 100 |
| Глава V | |
| ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК ФЛЮИДОВ, ФОРМИРУЮЩИХ СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ | 108 |
| Эволюция гидротермальных систем и индикаторные компоненты гидротерм | - |

| | |
|---|-----|
| Связь гидротермальных систем с промежуточными магматическими очагами | 111 |
| Вероятный источник флюидов, формирующих современные гидротермальные системы | 117 |
| Гидротермальный процесс и его связь с кислым вулканизмом | 120 |
| ЛИТЕРАТУРА | 124 |

Юрий Петрович Т р у х и н
Роберт Анатольевич Ш у в а л о в

СОВРЕМЕННЫЙ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС
В ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА
(по геохимическим данным)

Утверждено к печати
Институтом вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *Л.А. Грибов*
Художественный редактор *Т.П. Поленова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 16047

Подписано к печати 04.10.79. Т-13560
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ.л. 8,5+1,1 вкл. Уч.-изд.л. 10,3
Тираж 700 экз. Тип. зак. 569 . Цена 1р. 60к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 p. 60 к.

3098