

Академия наук  
СССР



В. Д. Пампура

ГИДРОТЕРМЫ  
ДОЛГОЖИВУЩИХ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
ЦЕНТРОВ

Издательство · Наука ·

267/82



Академия наук СССР  
Сибирское отделение  
Институт геохимии  
им. А.П. Виноградова

В. Д. Пампура

# ГИДРОТЕРМЫ ДОЛГОЖИВУЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

18864



Издательство  
"Наука"  
Москва  
1981



Работа посвящена анализу геолого-геохимических особенностей современных гидротермальных систем, связанных с долгоживущими вулканическими центрами. Рассмотрены все проявления активности вулканических центров, включая сейсмоактивность, тепловой поток и газо-гидротермальную деятельность. На ряде примеров исследована историческая последовательность развития вулканических процессов и показано, что гидротермальная деятельность является определенным этапом в развитии вулканического центра.

Ответственный редактор  
доктор геол.-минерал. наук  
И.С. ЛОМОНОСОВ

---

**Виктор Дмитриевич П а м п у р а**

**ГИДРОТЕРМЫ ДОЛГОЖИВУЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ**

*Утверждено к печати*

*Институтом геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР*

Редактор издательства *О.А. Харнас*. Художник *М.Р. Ибрагимов*

Художественный редактор *Г.И. Алексеева*. Технический редактор *Л.В. Ананкина*

Корректор *Г.И. Сурова*

ИБ № 21481

Подписано к печати 08.07.81. Т 09568. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,3 т. экз. 1,6. Усл. кр. отл. 13,2. Уч. изд. л. 14,7

Тираж 600 экз. Тип. зак. 670. Цена 2р. 20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В 485, Профсоюзная ул., д. 90

4 и типография издательства "Наука" 63077 Новосибирск, 77, ул. Сталинского, 25

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Энергетические потребности во многих странах мира вызвали интенсификацию эксплуатации, разведки и поисков геотермальных ресурсов. В связи с этим заметно активизировались исследования термоаномалий и гидротермальных систем в областях новейшего вулканизма. Значительное количество научных работ посвящено изучению геохимических особенностей гидротермальных систем, их зональности и изотопного состава термальных вод. Получена количественная оценка выноса тепла из недр гидротермальных систем.

С ростом объемов поисковых и разведочных работ на промышленные термальные воды большое значение приобрела геохимическая информация о гидротермальных системах и субповерхностных тепловых аномалиях. Возникла необходимость обобщения геохимических данных, прежде всего о составе промышленно ценных гидротерм, их гидрогеохимической зональности, изменении составов во времени в зависимости от физико-химических условий и интенсивности эксплуатации водоносных горизонтов. В связи с увеличением числа открываемых и разведываемых термоаномалий возникает необходимость их классификации и типизации на основе геохимических особенностей гидротерм и их физико-химических характеристик.

В настоящее время наибольшие запасы тепловой энергии разведаны и эксплуатируются в гидротермальных системах, пространственно и генетически связанных с так называемыми долгоживущими вулканическими центрами областей современного вулканизма (ДВЦ). С подобными центрами геологически связаны крупнейшие в мире подземные резервуары термальных вод и перегретого пара, вынос тепла из которых достигает 25–500 тыс. ккал/сек, а температуры гидротерм – 200–390°С.

Предлагаемая книга посвящена результатам геохимических исследований, выполненных автором на Паужетском месторождении гидротерм, генетически связанном с Паужетской долгоживущей кольцевой вулканической структурой. Аналогичные геохимические данные обобщены автором по литературным материалам для крупнейших гидротермальных систем, ассоциирующих с долгоживущими вулканическими центрами Курило-Камчатской зоны, Японских островов, Новой Зеландии, США и Исландии.

Планомерные геохимические исследования Паужетской гидротермальной системы осуществляются автором с 1971 г. Исследования первоначально были начаты в плане изучения закономерностей тепломассопереноса в пределах субповерхностных термопроявлений района Камбального Хребта. Впоследствии они были дополнены комплексом работ по геохимии термальных вод месторождения и территории Камбального хребта в целях выявления закономерностей формирования различных типов термальных вод в пределах субповерхностных термопроявлений.

На Паужетском месторождении гидрогеохимические исследования осуществлялись в направлении изучения геохимического режима скважин, кипящих источников и паровых струй термопроявлений. Главное внимание было уделено пространственно-временным закономерностям измене-

ния химического состава гидротерм. Полученные данные послужили основой для построения схемы геохимической зональности месторождения.

В 1976 г. наши исследования были посвящены режимным наблюдениям скважин и источников в связи с сейсмической активностью и возникновением роя землетрясений в недрах Паужетской гидротермальной системы. Наблюдениями установлено развитие температурных и геохимических аномалий, связанных с сейсмоактивностью.

Многолетние наблюдения изменений химического состава термальных вод в скважинах и кипящих источниках могут быть с успехом использованы для прогноза "естественных" изменений качества промышленных вод при эксплуатации. Полученные нами данные по общему и редкоземельному составу гидротерм пригодны для количественной оценки такого прогноза на Паужетском и аналогичных ему месторождениях глубинного тепла. Наряду с традиционными методами геохимических исследований термальных вод нами впервые в практике подобных работ изучен изотопный состав стронция термальных вод.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИЗА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Геохимические методы исследований Паужетского месторождения гидротерм были главным образом традиционными, за исключением режимных наблюдений. Детали методики режимов подробно изложены в главе III ради соблюдения целостности описания этих работ.

Характерным отличием проведенных исследований является комплексное изучение месторождения как системы, где породы и водная среда представляют единое целое, именуемое "гидротермальной системой".

Полученная информация обрабатывалась статистически, использовался тренд-анализ для изучения геохимической зональности вод.

Анализ природных вод выполнялся стандартными методами.  $\text{NH}_4^+$  — колориметрия с реактивом Несслера, с удалением мешающих сульфидов уксуснокислым цинком, чувствительность метода 0,02 мг/л;  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$  — атомно-абсорбционный анализ или фотометрия пламени с применением ДФС-13, чувствительность метода на  $\text{Na}$  и  $\text{K}$  составляет 0,02 мг/л, а для лития, рубидия и цезия — 0,004 мг/л;

$\text{Ca}^{2+}$  — трилонометрический метод с устранением мешающих компонентов добавлением 0,5–1 мл 25%-ного раствора триэтаноламина, чувствительность метода — 0,4–0,6 мг/л;

$\text{Sr}^{2+}$  — атомно-абсорбционная спектрометрия с устранением мешающих компонентов ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ) лантаном, чувствительность — 0,1 мкг/мл;

$\text{Cl}^-$  — меркурометрический метод с устранением мешающих сульфатов, цианидов и  $\text{Fe}^{3+}$  добавлением  $\text{H}_2\text{O}_2$ ;

$\text{SO}_4^{2-}$  — весовой метод с  $\text{BaSO}_4$ ;

$\text{F}^-$  — цирконализариновый метод с чувствительностью 0,2 мг/л;

$\text{H}_4\text{SiO}_4$  — колориметрический метод с молибденовым желтым или синим с чувствительностью 0,1 мг/л по  $\text{Si}$ ;

$\text{Zn}$ ,  $\text{Cu}$  — атомно-абсорбционная спектроскопия.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

### СВЯЗЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ С ГЛОБАЛЬНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Современные гидротермальные системы, генетически связанные с долгоживущими вулканическими центрами, занимают определенное место в классификации гидротермальных систем.

Такую классификацию гидротермальных систем на основе материалов Второго симпозиума по изучению и использованию геотермальных ресурсов (США, Калифорния, 1975 г.) предложил А.Х. Трусделл [171], разбив всю совокупность этих объектов на шесть групп: I – вулканические гидротермальные системы; II – вулканические парово-гидротермальные системы; III – вулканические гидротермальные системы, обогащенные морской водой; IV – невулканические гидротермальные системы, обогащенные морской водой; V – невулканические осадочные бассейны термальных вод; VI – невулканические гидротермальные системы, включающие трещинные термальные воды глубокой циркуляции.

Из обобщенной характеристики выделенных типов гидротермальных систем (табл. I) видно, что системы первого и второго типов отличаются более высокими температурами своих недр и большей плотностью теплового потока.

По существу большинство гидротермальных систем, отнесенных А. Трусделлом [171] к первой группе "вулканических гидротермальных систем", пространственно связаны с долгоживущими вулканическими центрами неоген-четвертичного возраста. Наиболее яркими представителями этого типа служат гидротермальные системы и месторождения Камчатки: Паужетское, Кошелевская система, Мутновская система, Узон-Гейзерная система, крупнейшие месторождения гидротерм вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии – Вайракей, Бродленде, Вайотапу, Каверау, гидротермальные месторождения Японии – Мацукава, Хаконэ, Отаке и ряд гидротермальных систем более мелких вулканически активных островных дуг западной части Индийского океана.

В то же время крупнейшие конвективные гидротермальные системы и ассоциирующие ДВЦ контролируются глобальными тектоническими элементами – границами литосферных плит, зонами субдукции и спрединга. Этот тектонический контроль обусловлен рядом глубоких причин, среди которых отмечаются две важнейших: наличие концентрированных тепловых потоков и процесс раздвигания земной коры, в ходе которого интенсивно протекает геоплазмасоперенос.

Таблица 1

Обобщенная классификация гидротермальных систем по данным [171]

Группа	Тип гидротермальной системы	Состав воды		Оценка температуры по Na-K-Ca термометру, °C	Типичные представители
		катионный	анионный		
I	Вулканические существенно водные системы	Na>K>Ca>Mg Na>Ca>K>Mg Na>Ca>K	Cl>CO <sub>2</sub> >SO <sub>4</sub> Cl>SO <sub>4</sub> >CO <sub>2</sub>	229 160-308	Вайракей, Бродлендс, Паужетка, Эль-Тагио, Черро-Прието, Узон
II	Вулканические существенно паровые системы		SO <sub>4</sub> >Cl		Лардерелло, Монте-Амиата, Мацукава
III	Вулканические системы с морской водой	Na>Mg>Ca>K Na>K>Ca>Mg	Cl>HCO <sub>3</sub> >SO <sub>4</sub> Cl>SO <sub>4</sub> >HCO <sub>3</sub>	189- 242	Рейкьянес, Ибусуки, Шимогамо, Атлантис II (Красное море), Лесбос (Греция)
IV	Невулканические системы с морской водой	Na>Ca>Mg>K Na>Ca>K		50	Хамам Эль Фарун (Израиль)
V	Невулканические осадочные бассейны гидротермальных вод	Na>Ca>Mg>K Na>K>Ca>Mg	Cl>SO <sub>4</sub> >HCO <sub>3</sub> HCO <sub>3</sub> >Cl>SO <sub>4</sub>	98- 193	Паннонский бассейн (Центральная Европа), Законане (Польша)
VI	Невулканические системы, включающие трещинные гидротермы глубокой циркуляции	Na>Ca>K>Mg Na>K>Ca>Mg	Cl>SO <sub>4</sub> >CO <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> >HCO <sub>3</sub> >Cl	171 130-211	Центрально-Французский массив, Хаммат Гадер (Израиль), Ктрловы Вары, Яхимов (СССР)

Около 20% тепловых потерь Земли сосредоточено в зоне спрединга, протягивающейся на  $5,5 \times 10^4$  км и составляющей только 1% земной поверхности. По данным К. Листера [134], в зонах спрединга возможно обнаружение конвективных систем различного порядка. Так, крупные конвективные системы можно ожидать на каждые 20 км Срединно-Атлантического хребта, на каждые 3 км зоны быстрого спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия и на каждые 100 км зоны слабого спрединга континентальных рифтовых зон Африки или Центральной Азии (Байкал). К. Листер объясняет это результатом раздвигания океанического дна со скоростями от 0,025 км до 1 см в год.

Примером подобных гидротермальных систем являются соленые гидротермы, выходящие вдоль зоны раздвига дна Красного моря во впадине Атлантик I и II, где они, по данным М. Шоеля [159], разгружаются в виде гигантского потока с расходом  $2,4 \cdot 10^4$  л/мин, имея субиоверхностную температуру  $210^\circ\text{C}$ . Измерения М. Шоеля показали, что центральная часть трога Красного моря характеризуется тепловым потоком  $1,6-3,9 \cdot 10^6$  кал/см<sup>2</sup>·сек, приуроченным к глубоким впадинам, ограниченными трансформными разломами. Наиболее крупная из них Атлантик II отличается аномальным потоком до  $48 \cdot 10^6$  кал/см<sup>2</sup>·сек и вмещает гидротермальную систему с объемом  $1,8 \text{ км}^3$  концентрированных горячих вод температурой  $60^\circ\text{C}$ , скорость нагрева которых в 1973 г. оценивалась около  $0,75^\circ\text{C}/\text{год}$ .

Спрединговый хребет, продолжающийся из Индийского океана через Аденский залив, сочленяется с рифтовым гребнем Афар, характеризующимся развитием крупной гидротермальной системы. По данным А. Грингаргена и Л.Сильбеса [124], на глубине 1050 м скважиной вскрыт высокотемпературный флюид ( $253^\circ\text{C}$ ) с концентрацией солей 160 г/л.

Крупнейший в мире геотермальной провинцией, непосредственно связанной с эволюцией Срединно-Атлантического спредингового хребта, является Исландия. Неовулканическая зона Исландии протягивается в северо-западном направлении и отличается центрами интенсивного проявления четвертичного базальтового вулканизма, ассоциирующими с крупными гидротермальными системами. Большинство таких систем размещается в активных центрах постплейстоценового вулканизма. 17 гидротермальных систем, температура которых составляет  $300^\circ\text{C}$  и более, локализованы на площади от 50 до  $150 \text{ км}^2$ , занимая в целом большую территорию активной неовулканической зоны рифтогенеза около  $400 \text{ км}^2$  [103].

Зона сочленения американской плиты и Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта Калифорнийского залива представляет собой исключительно благоприятную область для развития молодого вулканизма в сочетании с крупными гидротермальными системами типа Солтон-Си и Черро-Прието, связанными с крупными вулканог-тектоническими депрессиями [135].

Зоны субдукции, представляющие области активного движения магмы, как правило, контролируют многочисленные гидротермальные системы, обогащенные морской водой и ассоциирующие с молодыми вулканическими центрами.

В качестве типичных проявлений гидротермальной деятельности, связанных с зонами субдукции, можно назвать следующие.

1. Гидротермальные системы, развитые в пределах Андийского вулканического пояса на границе территорий Северо-Восточной Чили и Боливии: Эль-Татио, Аскоган, Пухульдиза, Чинчиллани, Юраси, Сурины. Здесь существует пологая зона Заварицкого-Бениоффа, отвечающая поверхности надвигания континентальной Южно-Американской плиты на океаническую.

2. Ряд известных месторождений гидротерм приурочен к области зоны субдукции Индийской и Кигаической плит на территории Индоне-

зийских островов: Каваг Камоджанг на о. Ява и термопроявления Пуга, Чумаганг и долина Парбаги, составляющих геотермальную провинцию в Северо-Западных Гималаях [128, 131, 160]. Эти геотермальные провинции характеризуются одними из наиболее высоких значений геотермического градиента и теплового потока. Например, по данным М. Гупта и др. [125], геотермальный градиент Пуга равен  $32^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , а тепловой поток достигает  $13-19 \cdot 10^{-6}\text{ кал/сек}^2 \cdot \text{сек}$  для площади активной области около  $3\text{ км}^3$ .

Наконец, важными элементами глобальной тектоники, контролирующими развитие ассоциации долгоживущих вулканических центров и гидротермальных систем, являются внутриплитовые "горячие точки" (melting anomalies). Примером таких центров могут служить вулканические ассоциации Гавайских островов и Йеллоустонский национальный парк в США [106] с развитием здесь плейстоценовым кислым вулканизмом и вулканодепрессионными структурами.

### ДОЛГОЖИВУЩИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ, ИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И СЕЙСМОАКТИВНОСТЬ

Обзор современных данных о связи глобальных тектонических структур и гидротермальных систем свидетельствует о приуроченности последних к постройкам долгоживущих вулканических центров, генетически связанным с теми же структурами.

Долгоживущие вулканические центры (ДВЦ) характеризуются длительно существующей эндогенной активностью. Форма проявления такой активности достаточно разнообразна, а максимумы их развития чередуются в течение времени жизни ДВЦ.

Главные типы эндогенной активности следующие:

1. Существование ареала теплового потока повышенной плотности — десятки микрокалорий на  $\text{см}^2$  в секунду. Плотность потока в сотни и тысячи микрокалорий характеризует уже геоконвективную составляющую, связанную с собственно гидротермальными системами [109, 32, 35, 146]:

2. Вулканическая деятельность.

3. Фумарольная деятельность вулканов.

4. Наличие современных гидротермальных систем или их поверхностных проявлений в виде термальных источников и субповерхностных термопроявлений в виде участков прогретых, гидротермально измененных пород.

5. Сейсмическая активность, обусловленная, с одной стороны, вулканотектонической деятельностью центров, а с другой — процессами в недрах гидротермальных систем [175].

Многочисленные сейсмометрические наблюдения за активностью геотермальных районов, проведенные в 60–70-х годах в Японии, Новой Зеландии, Исландии и США, показали, что в их недрах периодически возникают рои мелкофокусных землетрясений с магнитудой, редко превышающей 4,5. Появились обстоятельства работы с оценкой интенсивности и периодичности появления роев микроземлетрясений в районах долгоживущих вулканических центров.

Г.А. Эйби [110] в работе "Рои землетрясений и вулканизм Новой Зеландии" приводит хронологию развития роев микрофокусных землетрясений в вулканической зоне Таупо с 1922 по 1965 г. Из его данных следует, что с большой стабильностью возникновение роев землетрясений развивается с 1952 г.: 1952 г. — район Матамата (магнитуда 1,4–2,9), 1955 г., февраль — там же (магнитуда 1,4–2,3), 1956 г., январь — залив Пленти (магнитуда 6), март — там же, апрель — там же (магнитуда 5, 9 афтершоков за сутки), 1957 г. — Моко Хинау, 1959 г., февраль–сентябрь — геотермальный район Каверау (магнитуда 3,1–3,7), 1960 г., февраль — район Матамата, Ваймангу, 1962 г., сентябрь–октябрь — район Те-Пуке (магнитуда 4,5), 1964 г., август — районы Опунаке и Каверау (магнитуда 3,4–3,7) и 1964–1965 гг. — район, прилегающий к оз. Таупо. Эти данные указывают на процесс мозаичного развития роев мелких землетрясений, связанных с развитием и функционированием крупных гидротермальных систем в районе оз. Таупо.

П. Вард и С. Бьёрсон [174] летом 1968 г. наблюдали в ряде геотермальных районов Исландии 2100 микроземлетрясений, большинство очагов которых находилось на глубине 2–6 км. С 1967 по 1969 гг. геофизическая служба Исландии сообщила о возникновении роев микроземлетрясений практически на всей территории неовулканической зоны. При этом зоны развития роев связаны с недрами крупнейших высокотемпературных гидротермальных систем Исландии, таких, как (с юго-запада на северо-восток) Рейкьянес, Кризувик, Хенгилл, Торфайёкудль, Вонарскард, Кверкфьёдль, Аскья, Наумфьядль-Крабла (рис. 1). Вард и Бьёрсон делают вывод, что большинство роев микроземлетрясений связаны с движением или давлением флюидов, при этом наиболее сейсмически активны геотермальные районы, контролирующиеся системами трещинных зон. В то же время гидротермальные системы, структурно связанные с кислыми интрузиями, сейсмически мало активны.

Наблюдения микроземлетрясений в кальдере вулкана Хаконэ на п-ве Идзу (Япония) в связи с проявлением здесь интенсивной гидротермальной деятельности показали резкое усиление сейсмоактивности с 1959–1960 гг. [141]. Очаги землетрясений зафиксированы на глубине меньше 4 км. Положение подавляющего большинства эпицентров землетрясений 1959–1960 и 1966–1972 гг. ограничено изотермами 90 и 100°С. По данным Я. Оки, Т. Хирано и С. Хирага [63], зона эпицентров совпадает с площадью распространения высокотемпературных гидротерм хлоридно-натриевого состава. Изменение температуры вод связано с увеличением сейсмической активности с 1966 г. Наблюдалось уменьшение глубины очагов землетрясений, что связывается с фазовыми переходами в гидротермальной системе [63]. Г.А. Эйби [175] составил сводку частоты землетрясений для Вайракея — крупнейшего геотермального района вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия, Северный остров). Эти данные за период с 1962 по 1971 г. для землетрясений с магнитудой > 2 представлены в табл. 2.

Приведенная таблица систематизированных данных свидетельствует о практически постоянной сейсмоактивности такой крупной гидротермальной системы, как Вайракей. Наибольший максимум землетрясений

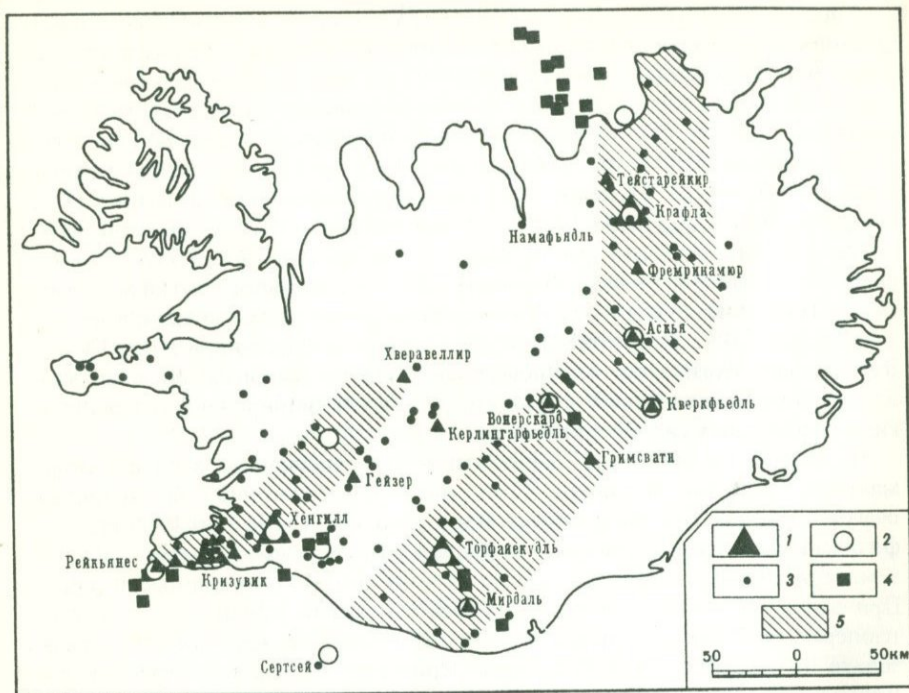


Рис. 1. Карта распределения микроземлетрясений в Исландии [174] по данным службы USCGS с 1967 по 1969 г.

1 – высокотемпературные гидротермальные системы; 2 – зоны микроземлетрясений; 3 – пункты наблюдений; 4 – эпицентры по данным USCGS; 5 – неовулканическая зона

в количестве 966 приходится на декабрь 1964 г. и следующий за ним – 117 землетрясений – на январь 1965 г. Этот период описан Г.А. Эйби [110] раньше, в 1966 г., как период развития мелкофокусных землетрясений в районе оз. Таупо. В начале 1966 г. также наблюдается некоторое возрастание сейсмоактивности, идущее затем на спад до конца 1970 г., когда число месячных землетрясений достигало 13–16 с июля по ноябрь.

Типичную ассоциацию пульсирующего роя микроземлетрясений и геотермальной аномалии описали Дж. Комбс и Д. Хедли [107]. С 19 июня по 9 июля 1973 г. ими зарегистрировано 36 микроземлетрясений с магнитудой 0,8–2,9 в районе субповерхностной гидротермальной системы Меса, примыкающей к системе нарушений Сан-Андреас и Браули юго-восточнее оз. Солтон-Си. Здесь все эпицентры сосредоточены на площади 150 км<sup>2</sup>, а большинство фокусов располагалось на глубине 2–5 км.

Ранее, в 1972 г., П. Вард [157] обобщил данные о связи микроземлетрясений и геотермальной активности. На основании статьи П. Варда "Микроземлетрясения: поисковый инструмент и возможный риск в развитии геотермальных ресурсов" можно сделать следующие выводы о закономерностях проявления сейсмоактивности в геотермальных районах.

Таблица 2

Частота землетрясений в зоне Таупо (Новая Зеландия) с 1962 по 1971 г. по данным [175]

Год	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1962	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2
1963	2	5	3	2	3	8	1	2	2	0	6	3
1964	2	8	7	1	7	2	3	1	13	10	10	966
1965	117	11	4	3	1	8	7	8	9	25	55	33
1966	10	23	9	24	4	7	6	7	4	7	2	2
1967	5	1	6	3	3	2	1	12	4	1	1	1
1968	7	0	0	2	4	1	7	4	1	0	2	1
1969	2	5	2	2	16	1	5	7	10	7	3	1
1970	9	0	2	2	7	6	13	13	2	7	16	4
1971	0	0	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1. Микроземлетрясения сопровождают большинство крупных гидротермальных систем земного шара.

2. Детальные наблюдения в различных регионах устанавливают тесную пространственную связь между интенсивностью микроземлетрясений и степенью геотермальной активности. Наибольшая сейсмоактивность в одних и тех же регионах характерна для площадей с наибольшей тепловой активностью.

3. Подавляющее большинство микроземлетрясений и гидротермальных системах характеризуется магнитудой  $< 4,5$ , а глубины проявления очагов колеблется от 0 до 6, редко до 13 км.

4. Гидротермальные системы, использующие тектонические нарушения различных порядков в качестве водоносных структур, характеризуются, с одной стороны, активными роями микроземлетрясений, с другой — гидротермальные системы, существенно не контролируемые трещинными структурами, не сейсмоактивны. Возможно, приуроченность очагов землетрясений к локальным активным трещинам обусловлена движением гидротерм по этим каналам к поверхности Земли и переходом флюидов в двухфазное состояние. В целом возникновение напряженного состояния и его разрядка в недрах гидротермальных систем осуществляется более продолжительный период времени, чем в других условиях, в результате интенсивных гидротермальных изменений пород, высоких температур, эффектов фазовых переходов во флюидах и возможным присутствием магматических расплавов.

Следует заметить, что в ряде случаев изучалась сейсмоактивность эксплуатируемых гидротермальных систем, и формирование роев микро-

землетрясений, особенно мелкофокусных, могло быть причиной сейсмичности этих объектов.

На территории СССР изучение сейсмичности проводится на Паужетском месторождении гидротерм (Южная Камчатка)<sup>1</sup> и месторождении Горячий пляж на о. Кунашир.

Вариации составов термальных вод в связи с сейсмичностью подножия вулкана Менделеева на о. Кунашир в 1965–1966 и 1973 гг. описаны в работе Е.К. Мархитина и Д.С. Стратулы [53]. Геохимические следствия возникновения и развития роя микроземлетрясений в недрах Паужетской гидротермальной системы в июле–августе 1976 г. рассмотрены в главе III.

### Тепловой потенциал ДВЦ и гидротермальных систем

Рассмотрим развитие и величины тепловых аномалий, создаваемых вулканическими и гидротермальными процессами в верхней части земной коры, точнее в верхних 10 км ее толщи.

В пределах островных дуг или континентальных окраин, там, где развиты центры современного вулканизма и гидротермальные системы, естественный вынос тепловой энергии может оцениваться большими величинами, несмотря на незначительные объемы самих теплогенерирующих объектов по сравнению с геологической структурой – вулканическим поясом или депрессионной зоной.

Крупнейшие гидротермальные системы и термопроявления характеризуются значительными величинами тепловой мощности (табл. 3): на Камчатке – Узонская гидротермальная система – 64 тыс. ккал/сек, термоаномалии Большого Семячика – 70–75 тыс. ккал/сек и фумаролы северного кратера вулкана Мутновский – 94 тыс. ккал/сек; более миллиона – 1063 тыс. ккал/сек – оценивается [117] естественный вынос тепла в кальдере Йеллоустонского национального парка в США. Детальная характеристика геотермальных ресурсов в районе активной континентальной окраины запада США (штаты Калифорния, Невада) приведена в работе Д. Реннера, Д. Уайта и Д. Вильямса [156]. Авторами выделено 63 крупные конвективные системы с температурой свыше 150°C, общей подземной площадью резервуаров по данным бурения, геофизики и геологии – 1414 км<sup>2</sup>. Объем этих систем составляет 2995 км<sup>3</sup>, а теплосодержание оценено в 371 · 10<sup>15</sup> ккал. Эта энергия близка к величине энергии, выделяющейся (ориентировочно) при остывании магматического очага объемом 395 км<sup>3</sup> от 1200 до 800°C. В числе крупнейших гидротермальных систем находятся такие как Лонг Валли (средняя температура недр 220°C, 450 км<sup>3</sup>), Косо Хот Спрингс (220°C, 336 км<sup>3</sup>), Солтон-Си (340°C, 108 км<sup>3</sup>) и Ист Меса (180°C, 56 км<sup>3</sup>) в штате Калифорния, Йеллоустонский национальный парк (250°C, 940 км<sup>3</sup>) в штате Вайоминг, термопроявление Беоваве (240°C, 42 км<sup>3</sup>) и Стимбот Спрингс (210°C, 16 км<sup>3</sup>) в штате Невада, а также Валлес Кальдера (240°C, 130 км<sup>3</sup>) в штате Нью-

<sup>1</sup> В период подготовки монографии к печати опубликована статья В.И. Левина, П.П. Фирстова и В.М. Зобина: "Сейсмичность Паужетского геотермального района на Камчатке". – (Вулканол. и сейсмол., 1980, № 2, с. 81–97).

Мексико. Авторы этой работы отмечают, что большинство гидротермальных систем и термопроявлений имеют небольшую площадь поверхностных проявлений и в то же время эти объекты характеризуются аномально высокими тепловыми потоками и температурными градиентами.

Многочисленными исследованиями установлена сложная структура теплового потока в гидротермальных системах [3, 75, 15, 82, 83, 37, 100, 102, 150, 151, 117, 165, 109]. Выделяются три уровня величины тепловых потоков: нормальный, низкий и аномально высокий поток.

Изучение соотношений между мощностью гидротермальных систем и площадями их формирования указывает на существование по крайней мере двух крайних типов систем, мощность которых обеспечивается фоновым (или близким к нему) кондуктивным потоком и не обеспечивается таким потоком, а требует дополнительного источника теплового питания. Например, тепловая мощность разгрузки азотных и углекислых гидротерм Исландии  $10^2 - 10^4$  ккал/сек может быть вполне обеспечена нагревом вод одним только кондуктивным потоком [37]. Гидротермы с локальной тепловой мощностью разгрузки  $10^4 - 10^5$  ккал/сек, такие, как термы района Торфайёкудль, могут быть обеспечены кондуктивным теплопотоком только при условии полного "съема" его с площадей в тысячи км<sup>2</sup>. Подобные площади питания не могут быть согласованы с реальными размерами гидрогеологических структур. Поэтому, как указывают В.И. Кононов и Б.Г. Поляк, "... тепловой потенциал столь мощных гидротерм может быть реально обеспечен лишь дополнительным к региональному фону тепловым питанием". К. Юхара [100] приводит аналогичные данные для источников Юмото и Нагасима, как типичных горячих источников невулканических областей Японии. Тепловой поток близ источников Юмото ( $0,9 \cdot 10^{-6}$  ккал/см<sup>2</sup>·сек) значительно ниже нормального для этого района ( $1,5 \cdot 10^{-6}$  ккал/см<sup>2</sup>·сек), что могло явиться результатом "съема" тепла с площади около 7000 км<sup>2</sup> для обеспечения тепловой разгрузки источников Юмото в  $4,1 \cdot 10^4$  ккал/сек. Для источников Нагасима подобная "рабочая" площадь составляет 1600 км<sup>2</sup>. К. Юхара делает вывод, что гидротермальные системы принимают участие в перераспределении поверхностного теплового потока таким образом, что аномально высокий тепловой поток образуется в зоне разгрузки гидротерм, а участок с низким или нулевым тепловым потоком — в зоне питания и нагрева воды.

В пределах вулканической зоны Таупо на Северном острове Новой Зеландии обнаружены нулевые значения теплового потока [166] наряду с величинами потоков, характерных для островных дуг  $1 - 5 \cdot 10^{-6}$  ккал/см<sup>2</sup>·сек. Появление нулевых значений потока авторы объясняют инфильтрационными нисходящими потоками до глубин свыше 500 м, чаще всего приуроченными к областям питания современных гидротермальных систем. При этом Ф. Штадт и Г. Томпсон [166] указывают, что основной вынос тепла из недр современной вулканической зоны осуществляется конвективным механизмом в зонах разгрузки гидротермальных систем, составляя  $8 \cdot 10^5$  ккал/сек с площади около 4000 км<sup>2</sup>.

Наличие нулевых значений теплопотоков и безградиентных скважин фиксируется, например, и в пределах Паужетской гидротермальной

Таблица 3

Естественные тепловые параметры современных гидротермальных систем и отдельных термопроявлений

Гидротермальная система, термопроявление	Измеренная максимальная температура			1
	на глубине		на поверхности	
	°C	м	°C	
	2	3	4	
СССР, Камчатка				
Узонские термальные источники (вся термоаномалия)	—	—	—	—
Восточное поле	—	—	94	—
Озерное поле	126	25	95	—
Западное поле	—	—	100	—
Термопроявления к северу и западу Восточного поля	115	15	80	—
Паужетская система в целом	219	820	98	—
Верхнее термальное поле	100	2	98	—
Восточно-Паужетское термальное поле	100	2	98*	—
Верхне-Кошелевские паровые струи	—	—	92	—
Нижне-Кошелевские паровые струи	231	430	92	—
Северо-Камбальные паровые струи	100	1,5	97*	—
Северо-Камбальные, II группа	—	—	97*	—
Северо-Камбальные, III группа	—	—	98*	—
Южно-Камбальные, I группа	—	—	97	—
Южно-Камбальные, II группа	—	—	90*	—
Южно-Камбальные, III группа	—	—	98	—
Больше-Банские термы**	171,5	—	98	—
Паратунская гидротермальная система в целом	106	—	81,5	—
Киреунские источники	—	—	98	—
Фумаролы Мутновского вулкана (северный кратер)	—	—	380	—
Дачные источники	—	—	—	—
Новая Зеландия				
Ротокава, 1951–1952 гг.	306	1200	—	—
Бродлендс, 1967 г.	298	1950	100	—
Вайотапу, 1957 г.	—	—	—	—
Оракейкорако, 1962 г.	—	—	—	—
Каверау, 1964 г.	285	600	—	—

Площадь термопроявлений, $10^5 \cdot \text{м}^2$	Естественный вынос тепла, $10^3$ ккал/сек	Удельный тепловой поток $10^{-6}$ ккал/см <sup>2</sup> · сек	Состояние теплоносителя на поверхности	Литературный источник
5	6	7	8	9
СССР, Камчатка				
5,28	64,0	12000	Насыщенный пар	[32]
1,87	41,15	22000	Вода	"
1,50	19,22	13000	"	"
0,35	1,3	2850	"	"
0,58	—	4300	"	"
3,232	15,0	4660	Насыщенный пар, вода	[11]
0,201	0,087	430	Насыщенный пар	"
0,116	0,061	530	Насыщенный пар, вода	"
0,3	48,0	170000	Насыщенный и перегретый пар	[15]
0,38	25,0	66000	Насыщенный пар	[15]
0,07	0,180	2540	Насыщенный пар	[11, 44]
0,236	0,924	4000	То же	"
0,385	1,055	2700	"	"
0,334	0,460	1400	"	"
0,128	0,902	7000	"	"
0,487	0,655	1300	"	"
500	17,5	150***	Вода, кипение	[40, 39]
—	18,41	—	Вода	[52]
400	—	250	"	[30]
0,39	94,0	240000	Перегретый пар, газ	[16]
0,375	0,4	24000	Вода	[16]
Новая Зеландия				
22,73	—	2200	Насыщенный пар, вода	"
1,61	—	12100	То же	[164]
17,34	—	7750	"	"
19,11	—	4310	"	[109]
5,4	—	3330	"	"

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4
	Исландия		
Торфайскудль			99
Намафьядль	289	1300	
Крабле-Лейрхнукур			99
Тейстарейкир			99
	С Ш А		
Йеллоустонский национальный парк, кальдера в целом	237,5	332	96
Верхний Гейзерный бассейн			
Нижний Гейзерный бассейн			
Лонт Валли, Калифорния	177	120	78
Стимбот Спрингс, Невада			89
	Чили		
Эль-Татио	265	800-900	

\* Измерения автора в 1974 г.

\*\* Включены Большие Банные, Малые Банные и Карымчинские.

системы, в то время как аномальный теплоток достигает  $4660 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек (см. табл. 3).

Таким образом, характерными чертами теплового поля современных гидротермальных систем и долгоживущих вулканических центров являются повышенные значения фонового теплового потока и значительная дисперсия аномальных величин теплового потока, изменяющихся в пределах одного-двух порядков.

В настоящее время механизм теплового питания мощных гидротермальных систем связывают с конвективным притоком глубинного теплоносителя, природа которого не вполне ясна. Рассматривается обычно несколько вариантов, среди которых немаловажная роль отводится магматическому расплаву, генерирующему достаточно локальный тепловой поток большой плотности. Следует полагать, что именно это обстоятельство и является одной из причин ассоциации гидротермальных систем и ДВЦ.

Рассматривая магматический очаг в качестве реального источника теплового потока, следует оценить количественно динамику работы такого источника. Нами выполнено исследование такого рода методом численного физико-математического моделирования процесса генерации теплового потока в слоистой среде остывающим магматическим расплавом. Задача решена со многими допустимыми упрощениями, позволяющими тем не менее рассмотреть развитие теплопереноса во времени. Оценки температур, градиентов и тепловых потоков, развивающихся в надинтрузивной толще пород, следует рассматривать в качестве мини-

5	6	7	8	9
	Исландия			
	500			[35]
18		3720	Насыщенный пар, вода	[35]
9,8		1710	То же	[101]
2,64		1590	"	
	С Ш А			
24960	1063	43	Насыщенный пар, вода	
110	155	1400	То же	[117]
360	369	1000	"	
4510	43	10	Вода	[165]
50	12	240	"	[178]
	Чили			
140	26-50	300-400	Насыщенный пар, вода	[133]

18864  
мальных величин термодинамических коэффициентов уравнений теплопереноса.

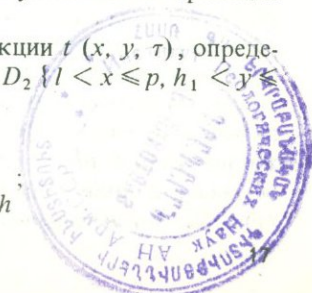
Исследуем динамику теплообмена в случае внедрения диапироподобного магматического тела в слоистую толщу. Кровля интрузии находится на глубине 6 км, контактируя с толщей вулканогенно-осадочных пород. Магматический очаг пересекает толщу мигматитов, кристаллических сланцев и гнейсов (рис. 2).

Математической моделью, формулирующей закономерности теплообмена в двухслойной системе "магматический расплав - вмещающие породы", служит система дифференциальных уравнений молярно-молекулярного теплопереноса [66, 68]. В связи с этим задачу теплообмена можно сформулировать следующим образом.

Пусть задана область  $F(x, y)$  (см. рис. 2), в которой определено начальное распределение температуры. Необходимо найти распределение температуры  $t$  во времени и пространстве, удовлетворяющие внутри области  $F$  уравнениям теплообмена и некоторым условиям на границах области  $F$ .

Найти непрерывные и дифференцируемые функции  $t(x, y, \tau)$ , определенные в областях  $D_1 \{0 \leq x < l, 0 \leq y \leq h_3\}$  и  $D_2 \{l < x \leq p, h_1 < y \leq h\}$  системой уравнений:

$$C_1 \rho_1 \frac{\partial t_{1(x, y, \tau)}}{\partial \tau} = \lambda_1 \left( \frac{\partial^2 t_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_1}{\partial y^2} \right) \quad \begin{matrix} 0 \leq x \leq p \\ h_3 < y \leq h \end{matrix}$$



$$C_{iII}\rho_{iII} \frac{\partial t_{iII}(x, y, \tau)}{\partial \tau} = \lambda_{iII} \left( \frac{\partial^2 t_{iII}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_{iII}}{\partial y^2} \right) + q;$$

$$C_{iIII}\rho_{iIII} \frac{\partial t_{iIII}(x, y, \tau)}{\partial \tau} = \lambda_{iIII} \left( \frac{\partial^2 t_{iIII}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_{iIII}}{\partial y^2} \right) + q;$$

$$C_{iIV}\rho_{iIV} \frac{\partial t_{iIV}(x, y, \tau)}{\partial \tau} = \lambda_{iIV} \left( \frac{\partial^2 t_{iIV}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_{iIV}}{\partial y^2} \right) + q \quad \begin{matrix} 0 \leq x \leq p \\ 0 \leq y < h_1 \end{matrix}$$

с краевыми условиями:

$$t(x, y, \tau) \Big|_{\tau=0} = t_0 + t'q \quad \text{при} \quad \begin{matrix} l < x \leq p \\ 0 \leq y \leq h; \end{matrix} \quad (1)$$

$$t(x, y, \tau) \Big|_{\substack{y=0 \\ 0 \leq x < l}} = t'_0 = \text{const} \quad \text{при} \quad \tau = 0; \quad (2)$$

$$\lambda_i \frac{\partial t_i(x, y, \tau)}{\partial x} \Big|_{\substack{x=0 \\ 0 \leq y \leq h}} = 0; \quad (3)$$

$$\lambda_i \frac{\partial t_i(x, y, \tau)}{\partial x} \Big|_{\substack{x=l-0 \\ 0 \leq y < h_3}} = \lambda_{i+1} \frac{\partial t_{i+1}(x, y, \tau)}{\partial x} \Big|_{\substack{x=l+0 \\ 0 \leq y < h_3}}; \quad (4)$$

$$\lambda_i \frac{\partial t_i(x, y, \tau)}{\partial x} \Big|_{\substack{x=p \\ 0 \leq y \leq h}} = \bar{q}_1 = \text{const}; \quad (5)$$

$$\lambda_{I-III} \frac{\partial t_{I-III}(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{\substack{y=h_{I-3}-0 \\ 0 \leq x \leq p}} = \lambda_{II-IV} \frac{\partial t_{II-IV}(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{\substack{y=h_{II-4}+0 \\ 0 \leq x \leq p}}; \quad (6)$$

$$\lambda_I \frac{\partial t_I(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{\substack{y=h \\ 0 \leq x \leq p}} = \bar{q}_2 = \text{const}. \quad (7)$$

Здесь  $x, y, \tau$  – пространственные и временные координаты;  $t$  – температура, °C;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности пород и магмы, ккал/м·час·°C;  $C$  – теплоемкость пород и магмы, ккал/кг·°C;  $\rho$  – плотность пород, кг/м<sup>3</sup>;  $q$  – внутренние источники тепла, скрытая теплота кристаллизации, ккал/м<sup>3</sup>·час;  $g$  – геотермический градиент, °C/м.

Индекс  $i = 1$  относится к магматическому расплаву в области  $D_1 \{ 0 \leq x < l, 0 \leq y \leq h_3 \}$ , индекс  $i = 2$  – к горным породам в области  $D_2 \{ l < x \leq p, h_1 < y \leq h \}$ . Индексы I–III обозначают толщи различных пород: I – осадочно-вулканогенный комплекс, II – метаморфические породы – сланцы и гнейсы и III – породы области гранитизации и мигматитов. Нами рассматривается случай, когда магматический расплав, находящийся на глубине 30 км при температуре 1200°C, внедряется в вышележащие толщи пород в виде диапироподобного тела и самопроизвольно остывает в ходе кристаллизации (см. рис. 2). На поверхности Земли  $L$  (рис. 2, 3) в начальный момент времени существует тепловой поток вели-

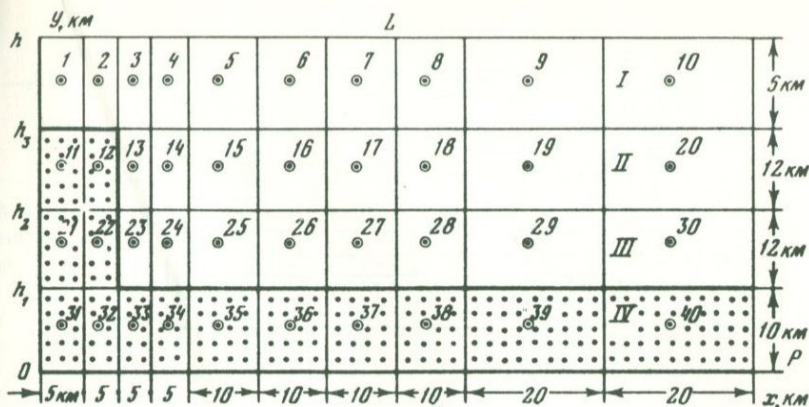


Рис. 2. Схема двухмерной модели теплообмена магматического очага в слоистой толще пород

1—40 — номера блоков модели; L — земная поверхность; I — вулканогенно-осадочная толща; II — сланцы и гнейсы; III — гранитизированные толщи; IV — магматический расплав

чиной  $2,2 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек, характерный для областей кайнозойского вулканизма [48].

Условия (1) и (2) описывают распределение температуры на границах и внутри области  $F(x, y)$  в начальный момент времени  $\tau = 0$  с учетом геотермического градиента  $g$ . Условие (3) означает осесимметричность модели и отсутствие теплопотока на границе  $0 \leq y \leq h$  и  $x = 0$ . Условия (4)–(7) определяют баланс потоков тепла на границах пород и постоянство потоков на границах области  $F(x, y)$ .

Математическая модель предусматривает учет тепловых эффектов, возникающих при кристаллизации магматического расплава. Это достигнуто путем численного решения системы описанных уравнений на гидроинтеграторе Лукьянова типа З-ИГЛ-2-12. Метод решения на гидроинтеграторе основан на конечно-разностной аппроксимации уравнений и применительно к задачам подобного типа описан в ряде работ [46, 67].

Результаты численного решения системы уравнений с краевыми условиями (1)–(7) позволили исследовать динамику формирования температурного поля и тепловых потоков в надынтрузивной зоне во времени. При решении уравнений системы пространство моделируемой области разбивалось на 40 блоков, центры которых указаны на рис. 2. Размеры блоков составляли  $5 \times 10$ – $10 \times 20$  км. По горизонтали область расчленена на четыре слоя I–IV от магматического расплава до субповерхностной толщи осадочно-вулканогенных пород. Краевые условия задачи теплообмена задавались с помощью специальных устройств интегратора. Дополнительные потоки тепла, возникающие в результате кристаллизации расплава, учитывались на гидроинтеграторе включением приливов в блоки 11, 12, 21, 22 через соответствующие сопротивления. Величина количеств приливов рассчитывалась из данных о валовой теплоте кристаллизации  $Q_{\text{крист}} = 25 \cdot 10^4$  ккал/м<sup>3</sup>, объема магмы  $6 \cdot 10^{10}$  м<sup>3</sup>. Величина приливов менялась

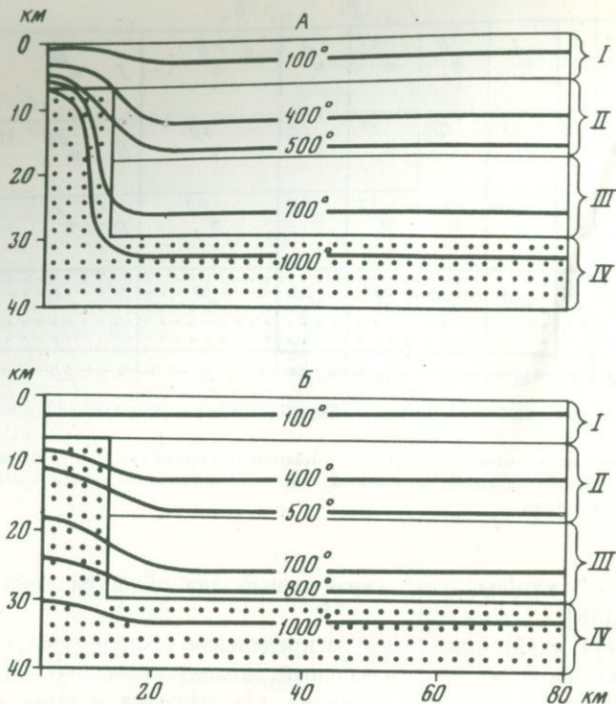


Рис. 3. Модели температурного поля для различных моментов времени остывания и кристаллизации магматического расплава  
 А — 0,27 млн. лет, Б — 9,18 млн. лет

во времени, приближенно учитывая динамику охлаждения расплава. Таким образом осуществлялось приближенное моделирование внутренних тепловых источников, существенно влияющих на весь ход процесса теплообмена расплава и вмещающих пород.

На рис. 3 показаны модели температурного поля в начале и конце процесса теплообмена магматического тела и вмещающих пород. Расчеты выполнены для характерных численных значений теплофизических свойств пород, взятых для модели (табл. 4). Наибольший интерес представляют данные распределения температуры и потоков в надынтрузивной зоне, главным образом в блоках 1, 2, 3 и 4 верхней зоны модели (рис. 4, табл. 5). Характерно волнообразное изменение температуры прогрева пород на глубине около 3 км от поверхности (по условиям модели). При этом время достижения максимума температуры возрастает по мере удаления от центра интрузии. Соответственно ведут себя и потоки. Расчеты показывают, что аномальный кондуктивный поток тепла на уровне  $3 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек способен существовать до 4 млн. лет с момента внедрения интрузива и его кристаллизации на глубине 6 км. Максимум величины кондуктивного потока в моделируемых условиях достигается по истечении 1,6 млн. лет после формирования интрузивного тела (рис. 5).

Таблица 4

## Теплофизические свойства пород модели

Порода	Номер слоя на модели	$\lambda$ , ккал/м · час · °С	$\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	$C_p$ , ккал/кг · °С	Литературный источник
Вулканогенно-осадочные толщи	I	2,39	2380	0,329	[49]
Сланцы и гнейсы	II	2,19	2840	0,281	[49]
Гранитизированные толщи, мигматиты	III	2,88	3270	0,2	[49]
Магматический расплав	IV	1,0	2600	0,39	

Таблица 5

## Результаты расчетов распределения температуры и тепловых потоков во времени

Время, млн. лет	Температура, °С				Потоки, $\times 10^{-6}$ кал/см <sup>2</sup> · сек			
	Номер блока							
	1	2	3	4	1	2	3	4
0,27	125	125	110	100	2,80	2,80	2,40	2,20
0,54	150	150	120	110	3,33	3,33	2,64	2,44
1,08	160	160	125	110	3,56	3,56	2,80	2,44
1,62	175	170	125	110	3,90	3,80	2,80	2,44
2,16	160	155	130	120	3,56	3,42	2,86	2,64
2,70	160	155	130	120	3,56	3,42	2,86	2,64
3,24	150	150	125	120	3,33	3,33	2,80	2,64
3,78	140	140	125	120	3,12	3,12	2,80	2,64
7,02	120	120	115	110	2,64	2,64	2,52	2,44
9,18	100	100	100	100	2,20	2,20	2,20	2,20

Для условий задачи при фоновом потоке  $2,2 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек наибольшая величина генерируемого потока тепла достигает  $3,9 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек. Таким образом, существование аномальных значений кондуктивных потоков над интрузиями теоретически возможно. Площадь наибольшего прогресса при этом достигает 320 км<sup>2</sup>, а объем от кромки интрузива до поверхности — 1920 км<sup>3</sup>.

Естественно, что приведенные расчетные данные действительны и справедливы для идеальных условий сохранности и изоляции кондуктивного потока тепла в течение всего времени его генерации. В природе такие условия достигаются редко и реализуются при сочетании ряда благоприятных факторов. Важнейшим фактором искажения кондуктивного теплового

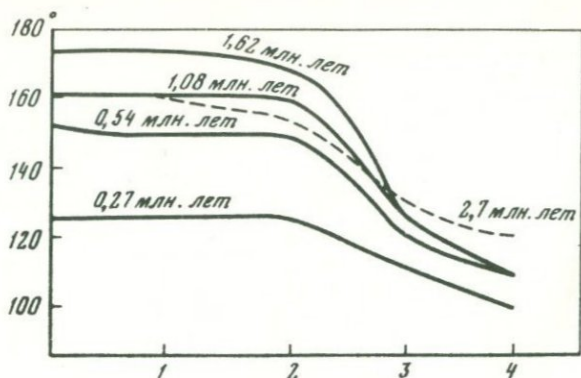


Рис. 4. Распределение температур в надинтрузивной зоне в различные моменты времени после внедрения магмы

1-4 — номера блоков модели

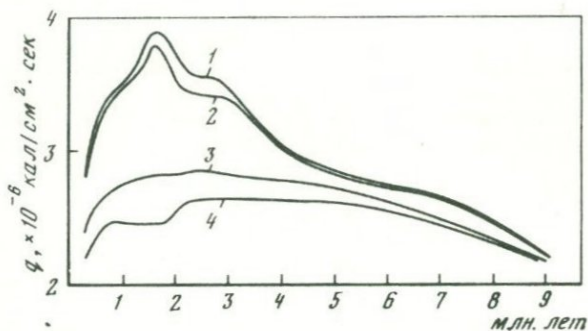


Рис. 5. Вариации тепловых потоков во времени в надинтрузивной зоне на различном удалении от центра интрузии

1 - 2,5; 2 - 7,5; 3 - 12,5; 4 - 17,5 км

потока являются инфильтрационные воды, "снимающие" тепловой фон. Примером могут служить холодные инфильтрационные воды, поступающие в глубокий подземный сток. В случаях крупных артезианских бассейнов, каковыми служат вулканотектонические депрессии, в условиях сильной расчлененности рельефа вулканических сооружений глубина проникновения таких вод достигает одного километра.

Нам представляется важным принципиальное решение вопроса о минимальных величинах размеров термического ореола магматической камеры и динамике формирования теплового потока. Из данных моделирования могут быть сделаны следующие выводы.

1. После момента внедрения расплава и образования промежуточного магматического очага наблюдается прогрессивный нагрев вмещающих толщ и рост величины кондуктивного теплового потока в надинтрузивной толще пород.

2. В надинтрузивной толще пород формируются кондуктивные тепловые потоки, представляющие аномальные значения для областей активно-

го современного вулканизма до  $3,9 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек, устойчивые в течение длительного времени от 1 до 4 млн. лет.

3. Объем пород, характеризующихся аномальным тепловым потоком  $3 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек, составляет 1900 км<sup>3</sup> и значительно превышает реально наблюдаемые объемы функционирующих гидротермальных систем [156].

4. Использование коэффициентов теплопроводности пород в виде констант уравнений, т.е. величин, независимых от температуры и влажности пород, позволяет рассматривать расчетные температуры и значения тепловых потоков как минимальные.

5. Теплосодержание пород надынтризивной толщи даже при ограничении процесса теплообмена четырьмя миллионами лет за счет только аномального теплового потока по ориентировочной оценке составит около  $120 \cdot 10^{18}$  кал, что значительно превышает тепловые запасы подавляющего числа крупнейших гидротермальных систем Земли [156].

Результаты моделирования указывают на большую роль магматических очагов в формировании значительных тепловых запасов в пределах долгоживущих вулканических центров, характеризующихся пульсационной, многократно возобновляющейся вулканической деятельностью. Реализация этих тепловых запасов в виде рассредоточенного теплового потока на площади в несколько сот квадратных километров, или мощных локальных теплопотоков определяется конкретной вулканогенно-тектонической ситуацией и гидрогеологической структурой данного вулканического центра. Далее, на примере Паужетской вулканогенно-тектонической структуры, мы рассмотрим ряд конкретных примеров локализации тепловых потоков в различной геологической обстановке.

#### СВЯЗЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ С ОПРЕДЕЛЕННЫМИ ТИПАМИ И АССОЦИАЦИЯМИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Существует широко распространенная точка зрения об ассоциации и даже генетической связи гидротермальных систем с вулканическими породами кислого ряда [3, 9, 10, 11, 58, 25].

Анализ имеющихся материалов свидетельствует о более сложных взаимосвязях и парагенетических отношениях гидротермальных систем с отдельными типами или ассоциациями вулкаников. Среди десятков известных разрезов водовмещающих толщ пород нельзя выделить одну или ряд пород, "типоморфных" для гидротермальных систем в различной геологической обстановке. В то же время существуют региональные особенности составов вулканических пород, ассоциирующих с крупными гидротермальными системами.

В целом можно различать два типа разрезов водовмещающих толщ: существенно вулканогенные и существенно осадочные. Вулканогенные толщ представлены чаще вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами и в меньшей степени эффузивами.

Те и другие типы разрезов в большинстве случаев отличаются пестротой пород как по составу, так и в отношении их физико-механических и геофизических свойств. Характеристика разрезов, наборы пород в них

и их петрогенетические особенности тесно связаны с типами тех вулканотектонических структур или отдельных вулканических построек, с которыми пространственно связаны гидротермальные системы.

Среди толщ пород в недрах гидротермальных систем выделяются породы-коллекторы термальных вод и породы-водоупоры. Коллекторы и водоупоры в силу своих гидравлических функций обладают различными физико-механическими свойствами. Например, водоносные комплексы, выполняющие крупные кальдеры, грабены или вулканотектонические депрессии включают толщи пород-коллекторов и пород-водоупоров с различной проницаемостью и пористостью. Группа пород-коллекторов, представленная псефитовыми и алевропелитовыми туфами кислого состава и пемзовыми горизонтами, обладает относительно хорошей проницаемостью от 0,0015 до 0,5 дарси. Так, коэффициенты фильтрации псефитовых туфов по данным опытных откачек [85] на Паужетском месторождении гидротерм колеблются от 0,00248 до 0,0262 дарси. Проницаемость этих же, но трещиноватых пород достигает 0,104 дарси, а пеплово-пемзовых алевролитовых туфов верхней части водоупора на 1,5–2 порядка ниже.

Толщи пород, вмещающие низкотемпературные гидротермы Большеебанного и Паратунского месторождений, сложенные в основном андезитами, липаритами и их туфами, характеризуются еще более низкими проницаемостями. В.Я. Коваленко и Л.Г. Пашенко по данным опытных откачек в скважинах для этих месторождений получили проницаемость соответственно 0,00098–0,00381 и 0,00625 дарси [90].

Породы водоупорных горизонтов часто представлены плотными тонкослоистыми озерными отложениями, пепловыми алевритовыми или алевро-пелитовыми туфами и реже горизонтами плотных лав. В возрастном отношении главная часть водовмещающих толщ гидротермальных систем относится к четвертичному времени.

Рассмотрим общие закономерности распространения некоторых типоморфных вулканических пород или их ассоциаций, имеющих связь различного порядка с гидротермальными системами в некоторых регионах Тихоокеанского вулканического пояса и Исландии.

**К а м ч а т к а.** Четвертичные вулканы Камчатки подразделены на две группы ассоциаций: на дифференцированные или слабо дифференцированные базальт-андезитобазальтовые и дифференцированные базальт-андезито-дацитовые или базальт-андезит-липаритовые ассоциации [23]. Крупнейшие гидротермальные системы, такие, как Паужетская, Семячикская, кальдера Узон, Долина Гейзеров, а также целые геотермальные районы – Паужетский и Семячикский пространственно связаны с проявлением дифференцированных ассоциаций вулканитов, которые в свою очередь парагенетически связаны с отрицательными структурами – кальдерами и вулканотектоническими депрессиями. С проявлением базальт-андезит-базальтовой ассоциации связаны Кошелевская и Мутновская гидротермальные системы. Подобная связь может свидетельствовать, в частности, о существенной разновозрастности гидротермальных проявлений, так как недифференцированные ассоциации проявились в основном в нижнем и среднем плейстоцене в отличие от верхнеплейстоценовых

дифференцированных ассоциаций. В разрезах типичных крупных гидротермальных систем Камчатки преобладают смешанные по составу толщи вулканитов. Так, Паужетка характеризуется переслаиванием андезитодацитовых псефитовых туфов, игнимбритов дацитового состава с потоками базальтов и туфобрекчиями среднего состава. Аналогичный разрез, состоящий из чередования верхнеплейстоценовых алевропелитовых, псаммитовых и псефитовых пеплово-пемзовых туфов дацитового состава, перекрытых толщей дацитовых пемз, характерен для гидротермальной системы кальдеры Узон. Западная часть этой кальдеры выполнена озерными отложениями, представленными чередованием тонкослоистых алевролитов, песков и прослоев пемзы [13, 14].

Характерной особенностью гидротермальных систем Камчатки является их пространственная связь с кислым вулканизмом.

Вспышка кислого вулканизма по времени соответствует нижнему и верхнему плейстоцену. Наибольшие по масштабу развития проявления кислого вулканизма приурочены к многочисленным кольцевым вулканотектоническим депрессиям, связанным с долгоживущими вулканическими центрами. Основная масса кислых пород относится к потокам андезитодацитов пемз и игнимбритов. Например, в Семячском геотермальном районе это такие вулканические структуры, как кальдера Крашенинникова, Узон — Гейзерная вулканотектоническая депрессия, депрессия Большого Семячика, Карымско-Малосемячская депрессия с молодыми кальдерами Малого Семячика, Карымского озера и вулкана Карымского.

Посткальдерные и кальдерные отложения Узон-Гейзерной депрессии представлены практически только кислыми эффузивами, дацитовыми игнимбритами и кислыми вулканогенно-осадочными породами — озерными отложениями с содержанием  $\text{SiO}_2$  60–67%.

Подобный комплекс кислых пород, представленных горизонтами дацитовых игнимбритов, связан с образованием кальдер вулканической депрессии Большого Семячика.

Во всех рассмотренных случаях доля основных пород, представленных базальтами и андезито-базальтами, составляет единицы процентов.

**Я п о н и я.** Подавляющее количество крупнейших гидротермальных систем Японских островов приурочены к областям развития четвертичного вулканизма. В соответствии с данными Х. Накамура [145, 147], К. Суми и И. Такашима [167], а также более ранних работ [146] около 80% крупных гидротермальных проявлений приурочено к комплексам голоценовых и миоценовых вулканитов. Многие гидротермальные системы локализованы в сериях вулканитов, вулканогенно-осадочных толщах и осадочных породах различного возраста от миоцена до голоцена. 16 из 20 крупнейших гидротермальных проявлений Японии локализованы только в вулканитах, главным образом андезито-дацитового состава. Например, разрез [78] геотермальной площади Северный Хатимантай сложен плиоценовыми и четвертичными вулканитами общей мощностью около 900 м, перекрывающими "зеленые туфы" миоценового фундамента: андезитовые туфы и туфобрекчии составляют до 35–60%, дацитовые лавы и их туфы (толща Тамагава) 26–60%, аргиллиты до 18–32% и горизонты двупироксеновых андезитовых лав 3–8%.

Таблица 6

Характеристика игнимбритов, пространственно ассоциирующих с крупными гидротермальными системами Японии

Гидротермальная система	Возраст	Площадь распространения, км <sup>2</sup>	Мощность, м	Петрографическая характеристика	Литературный источник
Мацукава	Плиоцен	—	—	Андезиты двупироксеновые	[127]
Хаконэ*	Плейстоцен	300	50	Двупироксеновые дациты	[127]
Отаке, Куджу*	Плейстоцен	139	80	Роговообманковые андезиты	[127]
Отаке, Асо	Плиоцен	3504	50	Двупироксеновые андезиты	[127]
Ноборибецу	Плейстоцен	56	50	То же	[127]
Нигоририкава	Плейстоцен	42	50	"	[127]
Киришима	"	3870	40	Игнимбриты — двупироксеново-роговообманковые андезиты; пемзы — дациты	[127]
Оникобе	Плиоцен	—	—	Роговообманково-пироксеновые дациты	[181] [127]
Ибусуки, кальдера Ата	Верхний плейстоцен, голоцен	668	40	Двупироксеновые андезиты	[172] [127]

Аналогичен разрез крупнейшей гидротермальной системы Мацукава [158], где роль кислых пород играют спекшиеся туфы и игнимбриты толщи Тамагава, составляющие 65% всех пород. Остальную часть водовмещающей толщи слагают дайки порфиринов (17%), потоки андезитов серии Мацукава (10%), третичные морские осадки (4%) и "зеленые туфы" (4%).

Сложный литологический состав водоносных толщ характерен для большинства геотермальных районов Японии.

Спекшиеся туфы и игнимбриты часто играют существенную роль в составе вмещающих толщ гидротермальных систем или находятся с ними в парагенетической ассоциации. Данные о распространении спекшихся туфов и игнимбритов в Японии обобщены в работе Т. Ишикава, М. Минато, Х. Куно, Т. Мацумото и К. Яги [127].

В Японии насчитывается 42 района проявления спекшихся туфов или игнимбритов миоценового, плиоценового и плейстоценового возраста. С крупнейшими из этих потоков, такими, как, например, в районах кальдер Асо, Ата, Аира и Хаконэ, ассоциируют известные гидротермаль-

Таблица 7

Соотношение пород (в %) в разрезах крупнейших гидротермальных систем вулканической зоны Таупо, Новая Зеландия [164, 123]

Гидротермальная система	Число скважин	Тип породы						
		липариты	игнимбриты	андезиты	алевролиты, аргиллиты	пемзовые туфы, песчаники, туфобрекчии	пемзы	граувакки
Бродленде	15	36	8	—	12	38	5	1
Вайракей	1	—	46	9	6	39	—	—
Каверау	1	52	—	15	—	23	—	—
Оракейко-рако	4	17	36	—	—	47	—	—
Репороа	1	40	28	—	22	8	2	—
Таухара	4	3	11	—	16	70	—	—
Ротокава	2	36	16	—	—	46	2	—

ные системы (табл. 6). 42% всех потоков относятся по составу к пироксен-роговообманковым дацитам в основном миоценового возраста. По 29% составляют андезитовые и дацитовые игнимбриты плиоцен-плейстоценового возраста. В связи с гидротермальными системами известны главным образом дупироксеновые разности андезитовых игнимбритов.

Н о в а я З е л а н д и я. Все известные проявления гидротерм в Новой Зеландии размещены на Северном острове и сосредоточены в четырех долгоживущих вулканических центрах зоны Таупо: вулканический центр оз. Таупо, кольцевая структура Мокаи, кальдера Роторуа и вулканический центр Окатаина (рис. 6). В этих же центрах локализованы все проявления липаритов — лавовые потоки и экструзии. Вулканические центры окружены мощными отложениями игнимбритов [17, 126, 143, 170].

Эти группы кислых вулканитов, а также пемзовые туфы и туфобрекчии играют ведущую роль в качестве водовмещающих пород всех гидротермальных систем вулканической зоны Таупо. Соотношения различных типов пород в разрезах гидротермальных систем по данным глубокого разведочного бурения показаны в табл. 7. Наибольшая роль принадлежит кислым вулканитам — липаритам, липарито-дацитам, игнимбритам и пемзовым туфам кислого состава. По данным А. Эварта [115], средние химические составы риолитов, игнимбритов и пемз вулканической зоны Таупо близки (табл. 8).

Идентичны липариты и игнимбриты и по минеральному составу, за исключением санидина, присутствующего только в игнимбритах в количестве 6,5% общего содержания фенокристаллов (см. табл. 8).

И с л а н д и я. Большинство крупных высокотемпературных гидротермальных систем Исландии не связаны даже пространственно с кислыми

Таблица 8

Средний химический (в вес. %) и минеральный состав (в об. %) кислых вулканических пород, вмещающих гидротермальные системы вулканической зоны Таупо [115]

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	72,70	74,22	74,11	74,95	73,74
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,28	0,32	0,25	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,57	13,27	13,27	13,07	13,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	0,88	1,06	0,75	0,87
FeO	0,63	0,92	0,74	0,88	1,11
MgO	0,29	0,28	0,19	0,25	0,38
CaO	1,49	1,59	1,43	1,45	1,84
MnO	0,05	0,05	0,03	0,06	0,06
Na <sub>2</sub> O	3,47	4,24	3,95	4,51	4,18
K <sub>2</sub> O	3,57	3,18	3,37	3,04	3,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,72	0,80	0,74	0,81	0,65
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	0,23	0,37	0,71	0,16
Число образцов	33	25	7	100,24	100,04
			7	11	7

- 1 — средний состав игнимбритов;  
 2 — средний состав липаритовых лав и куполов;  
 3 — средний состав древних липаритовых экструзий вулканических центров Мокаи, Роторуа и Окатаина;  
 4 — средний состав молодых липаритовых экструзий вулканических центров Мокаи, Роторуа и Окатаина;

вулканическими породами. Да и в общем балансе вулканитов кислые породы — дациты и риолиты — составляют всего 8% объема, в то время как базальты — 83% [173]. Исключением являются следующие центры проявлений кислых вулканитов, с которыми ассоциируют гидротермальные системы (с северо-запада на юго-восток неовулканической зоны): Аскья (исторические кислые извержения 1961 г.), Кверкфьёльд, Керлингфьёльд и Торфайёкульд.

Главными типами водовмещающих пород исландских гидротермальных систем являются базальты, эффузивно-обломочные породы, представленные гиалокластитами базальтового состава, палагонитовые брекчии и различные туфы основного состава [132, 169]. Например, соотношения пород, вмещающих высокотемпературные гидротермы месторождения Крафла (скв. 1, 1204 м), характеризуются следующими величинами: базальты 46%, палагонитовая брекчия 35,5%, базальтовая брекчия или гиалокластиты 10,5% и туфы 8%. Для геотермального района Рейкьянес (скв. 8, 1750 м) базальты (32,5%), туфы (36%) и палагонитовые брекчии и гиалокласты (31,5%) находятся примерно в равных соотношениях. При этом химические составы базальтов, гиалокластитов и палагонитовых брекчий близки [132].

	6	Минералы	1	2	3
	70,60	Основная масса	87,6	82,5	95,7
	0,20				
	13,23	Кварц	2,4	3,3	Редко
	0,75	Плагиоклаз-андезин	8,7	12,6	3,7
	1,39				
	0,30	Санидин	—	0,1	—
	1,56	Гиперстен	0,4	0,8	0,4
	0,11				
	4,58	Авгит	—	—	0,1
	2,86	Роговая обманка	0,3	0,2	—
	0,04	Биотит	0,3	0,1	—
	3,26	Магнетит	0,3	0,4	0,2
	0,70				
	99,58	Число образцов	246	123	29

- 5 — средний состав липаритовой лавы вулканического центра озера Таупо;  
 6 — средний состав современных отложений пемз района вулканической зоны Таупо. Расчитан из данных 8 анализов стекла и минерального состава пемз, приведенного в этой же таблице.

Данные измерения теплопроводности пород Исландии свидетельствуют о теплофизической однородности слоистых толщ вулканитов, вмещающих гидротермы. В группе основных пород с содержанием SiO<sub>2</sub> 44,1–53,4% величина теплопроводности составляет  $2,11–5,74 \cdot 10^{-3}$  кал/см·сек·°C. В этот же интервал попадают туфы ( $2,01–2,21 \cdot 10^{-3}$  кал/см·сек·°C) и гидротермально-измененные базальты ( $1,97–4,09 \cdot 10^{-3}$  кал/см·сек·°C) [37].

Обзор имеющихся данных позволяет сделать ряд выводов относительно закономерностей состава толщ вулканитов, вмещающих гидротермальные системы.

1. Примеры крупнейших провинций четвертичной гидротермальной деятельности свидетельствуют о региональных особенностях состава вулканитов, принимающих участие в строении водоносных толщ: **Камчатка и Курильские острова** — вулcano-кластические и эффузивные породы андезито-дацитового и базальтового состава, **Япония** — вулcano-кластические и эффузивные породы андезито-дацитового состава, **Новая Зеландия** — липариты, дациты, липаритовые игнимбриты и туфы кислого состава, **Исландия** — низкокальциевые базальты, гиалокластиты базальтового состава, палагонитовые брекчии и основные туфы.

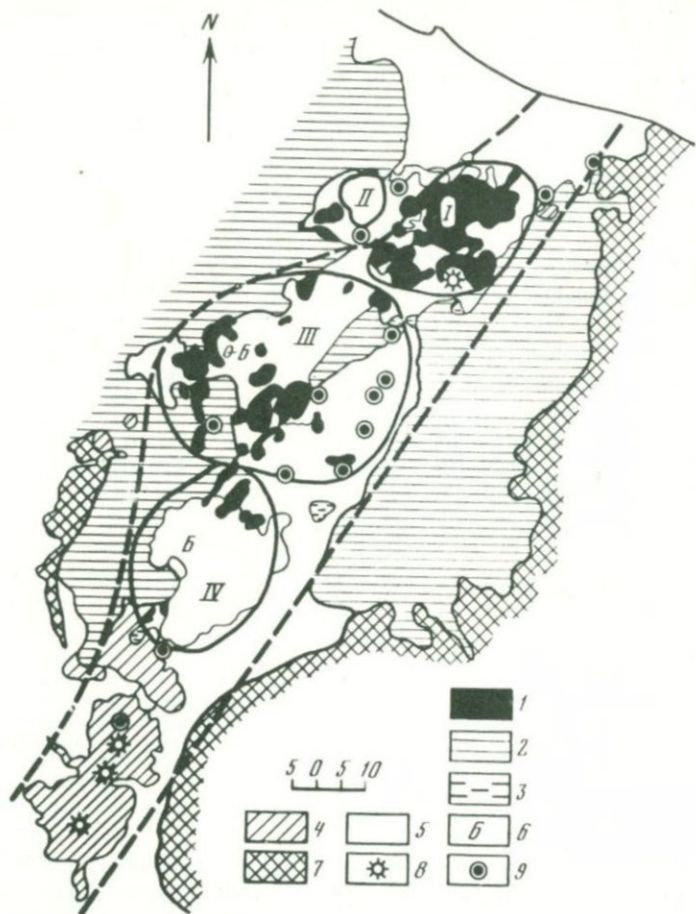


Рис. 6. Схематическая карта размещения вулканических центров, гидротермальных систем и липаритовых экструзий в вулканической зоне Таупо (Новая Зеландия) [116]

1 - липаритовые экструзии и лавы; 2 - липаритовые игнимбриты; 3 - дацитовые лавы; 4 - андезиты; 5 - базальты; 6 - голоценовые аллювиальные, флювиогляциальные и озерные отложения; 7 - мезозойские граувакки и аргиллиты; 8 - вулканы; 9 - гидротермальные системы: I - вулканический центр Окатаина, II - кальдера Роторуа, III - кольцевая структура Мокан, IV - вулканический центр озера Таупо

2. Разрезы вмещающих пород гидротермальных систем характеризуются неоднородностью химического состава, теплофизических свойств, проницаемости и пористости.

3. Ассоциация игнимбритов и кислых эффузивов с гидротермальными системами характерна лишь при условии развития последних в крупных отрицательных структурах - вулканотектонических депрессиях, грабенах и кальдерах.

## ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ ДОЛГОЖИВУЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

Палеовулканологические реконструкции, данные абсолютного возраста, гефрхронология и другие методы датировки вулканических явлений дают возможность детализировать последовательность и длительность событий при проявлении эндогенной активности долгоживущих вулканических центров. Последовательный анализ развития вулканических центров является методом установления причинно-следственных взаимоотношений между собственно вулканическим процессом и гидротермальными системами.

Результаты изучения минералообразующей деятельности гидротермальных систем и их взаимоотношений с рудными месторождениями свидетельствуют о значительной длительности их существования.

Активным в отношении развития гидротермальных процессов был весь четвертичный период с его мощными вспышками кислого вулканизма и завершением становления вулкано-тектонических депрессионных структур в пределах всего Тихоокеанского вулканического пояса [47, 3, 97, 66, 98, 92]. Пространственно развитие депрессий сопряжено с долгоживущими центрами вулканизма. Процесс формирования самих депрессионных структур по современным представлениям осуществляется в несколько этапов при развитии тектонических усилий и вулканизма.

Начальный или докальдерный этап связан с расколами фундамента, погружением его отдельных блоков и образованием лавовых плато с пролоями шлаков и туфов. Формируются крупные щитовые и существенно лавовые андезито-базальтовые вулканы. Кислые вулканические породы представлены пемзовыми туфами, дацитовыми лавами, игнимбритами. Возраст фундамента крупнейших вулкано-тектонических депрессий колеблется от верхов миоцена (Паужетская депрессия на Камчатке и кальдеры Ата и Отаке в Японии) до верхнего плиоцена – низов среднего плейстоцена для Карымско-Семячикской и Узон-Гейзерной депрессий на Камчатке (рис. 7).

Средний или главный кальдерообразующий этап характерен заполнением недр депрессии вулканокластическими и вулканогенно-осадочными толщами. Среди них преобладают разнообразные кислые или среднего состава туффиты, различающиеся по типам цементации и агрегатному состоянию. Состав игнимбритов колеблется от андезитов до лапарито-дацитов (Карымско-Семячикская депрессия [24]). Синхронно к этому вулканизму депрессии выполняются толщами вулканогенно-осадочных пород озерного происхождения, среди которых часто преобладает пемзово-пепловые отложения.

Поздний или второй этап образования депрессий знаменуется формированием верхнего структурного этажа, в состав которого входят экструзивные купола, пемзово-пирокластические потоки и агломераты. Образуются новые центры вулканизма и серии мелких кальдер обрушения.

Возраст отложений, заполняющих вулкано-тектонические депрессии до посткальдерного этапа [79], колеблется от нижнего до конца верхнего плейстоцена (см. рис. 7). Например, наиболее древние отложения Пау-



существования самой гидротермальной системы. Изучение этого периода на примере крупнейших вулcano-тектонических структур и ДВЦ Курило-Камчатского региона, Японии, Новой Зеландии, активной континентальной окраины Америки показало, что история развития и существования гидротермальных систем включает большое количество вулканических событий, таких, как извержения, возникновение роев мелкофокусных землетрясений, вулканические и гидротермальные эксплозии и тектонические движения.

**Япония.** К. Суми и И. Такашима [167] обобщили данные по абсолютному возрасту гидротермально-измененных пород и ассоциирующих с ними вулканитов для восьми крупнейших гидротермальных систем Японии — Нигорикава, Тамагава, Мацукава, Ояшу, Оникобе, Убаю, Отаке-Такеню и Ибусуки.

Каждая геотермальная система включает от трех до десяти субповерхностных термопроявлений площадью 1–5 км<sup>2</sup> с интенсивно проявленными гидротермальными изменениями пород.

Измененные породы характеризуются двумя зонами: внешней, зоной аргиллизации, представленной каолинитом и монтмориллонитом, и внутренней — зоной окремнения, представленной опалом,  $\alpha$ -кристобалитом, алунитом и пирофиллитом.

Авторами исследовался возраст четырех типов отложений:

1) отложений термальных вод — тревертина, натечный серы, лимонитов и других минеральных осадков. Эти данные характеризуют наиболее точный возраст гидротермальной активности;

2) конгломератов, содержащих обломки или гальку гидротермально-измененных пород;

3) неизмененных молодых пород, перекрывающих гидротермально-измененные толщи;

4) первичных пород, впоследствии претерпевших гидротермальные изменения.

Все измерения возраста выполнены углеродным и трековым методами.

Гидротермальная система Нигорикава приурочена к одноименной кальдере верхнеплейстоценового возраста на юго-западе о. Хоккайдо. Поверхностная активность проявлена в виде 28 горячих источников температурой 43–92°С и низкотемпературных газовых выходов. Гидротермально-измененные андезиты формации Торигакигава, имеющие возраст 2,1 млн. лет, несогласно перекрыты неизмененными пемзовыми туфами формации Ишикура (11 670 лет) или формации Бозуяма (11 340 лет). Отложения лимонитов и тревертины среди голоценовых потоков пемз датированы возрастом 3250 и 260 млн. лет соответственно. Таким образом, возраст гидротермальных изменений оценивается древнее, чем 11 000 лет.

Гидротермальная система Тамагава приурочена к двум небольшим кальдерам подножия плейстоценового вулканизма Якеяма. Источники Тамагава известны своими отложениями свинецсодержащего барита — хокуютолита. Среди четвертичных вулканитов выделяются нижнеплейстоценовые формации Якеяма, представленные лавами пироксеновых андезитов, и верхнеплейстоценовая формация Якеяма, состоящая из потоков

пироксеновых андезитов, отложений пемз и пемзовых туфов андезитового состава, оливин-пироксеновых андезитов и андезитовых пирокластических потоков. Озерные отложения формации Сакебизава — аргиллиты (40 100—26 900 лет) — переслаиваются с древними андезитами Якеяма. Молодые современные излияния вулкана Якеяма сформировались в субаэральной обстановке и ассоциируют со спекшимися пирокластическими потоками андезитового состава.

Наиболее молодыми считаются озерные отложения формации Шикаю в кратере Тамагава. На основании взаимоотношений между гидротермально-измененными породами и четвертичными отложениями можно выделить три этапа проявления гидротермального процесса: 1 — изменения пород до отложений Шикаю, 2 — изменения пород, синхронные отложениям Шикаю, 3 — изменения пород после отложений Шикаю.

Гидротермальные изменения первого наиболее раннего этапа протекали на фоне эффузивной деятельности вулкана Якеяма во времени формирования отложений формации Сакебизава, так как гидротермально-измененные породы, обогащенные алунитом, обнаруживаются в гальке конгломератов формации Сакебизава. По радиоугольным данным возраст аргиллитов Сакебизава датируется 26 900—40 100 лет, а формации Шикаю — 2260—5330 лет. Возраст конгломератов с галькой алунитсодержащих пород древнее 33 000 лет. Таким образом, гидротермальная активность вулканического центра Тамагава началась около 33 000 лет назад и с перерывом возобновлялась в верхнем плейстоцене и голоцене. Отложения хокутолита датируются более молодым возрастом чем 2260 лет. Подобные временные соотношения свидетельствуют о синхронном развитии вулканизма и гидротермальной деятельности в пределах одного вулканического центра.

Крупнейшая гидротермальная система Мацукава связана с вулканическим районом Хатимантай на севере о. Хонсю. Геотермальная продуктивность Мацукава велика и составляет около 2000 т пара в час из шести скважин глубиной 900—1000 м. Для этого района в целом характерны закрытые гидрогеологические структуры, не обеспечивающие значительных субповерхностных термопроявлений. Геотермальный район Мацукава сложен плиоценовыми игнимбритами формации Тамагава, плейстоценовыми андезитами формации Мацукава и вулкана Марумори. Голоценовые отложения представлены древними глинами, осадками ледникового происхождения формации Юзака. Эти породы перекрывают гидротермально-измененные вулканы, но не затронуты гидротермальным процессом и переслаиваются с прослоями лимонитов (возраст 380 лет). Радиоуглеродный возраст формации Юзака оценивается 2690—4850 лет, в то же время аллювиальные отложения, возможно, моложе 380 лет. Полученные данные свидетельствуют о том, что поверхностная геотермальная активность в районе Мацукава прекратилась по крайней мере 4850 лет назад, после чего еще продолжалось отложение лимонитов из субтермальных минеральных источников.

Гидротермальная система Ояшу, включающая активные зоны Ояшу, Ою, Кавараге и Дорою, приурочена к крупному плиоценовому грабену площадью 91 км<sup>2</sup>, вытянутому в северо-западном направлении. Фундаментом грабена служат мезозойские граниты и миоценовые вулканы. Грабен

выполнен плиоценовыми осадочными породами и нижнечетвертичными андезитами и дацитами. Распространены голоценовые болотно-озерные отложения. Общая площадь поверхностных гидротермально-измененных и аргилизованных пород составляет 7,1 км<sup>2</sup>. Возраст наиболее молодых вулканитов — андезитов и дацитов — колеблется от 320–340 до 200 тыс. лет соответственно. Озерные отложения, также подвергшиеся гидротермальным изменениям, датируются возрастом 2220–7350 лет.

Гидротермальная система Оникобе, имеющая промышленное значение, приурочена к крупной плиоценовой кальдере диаметром около 10 км. Кальдера, сформировавшаяся после крупного извержения дацитов и игнимбритов дацитового состава (2,3 млн. лет) формации Китагава, выполнена ниже-среднечетвертичными дацитами формации Такахинагаяма (350 тыс. лет) и верхнечетвертичными озерными отложениями и андезито-дацитовой пирокластикой. Гидротермальным изменениям подтверждены все типы пород. Наиболее определенные датировки возраста получены для зон пиритизации в богатых растительными остатками озерных отложениях серии Катаяма — 14 210 лет.

Геотермальное поле Убаю расположено у северной части подножия вулкана Азума, многие извержения которого исторически зафиксированы. Площадь гидротермальных изменений достигает 13 км<sup>2</sup> и охватывает толщу плиоценовых игнимбригов дацитового состава и древнечетвертичные лавы вулкана Азума.

Гидротермально-измененные древнечетвертичные вулканиты, замещенные каолинитом, пиррофиллитом и алунином, несогласно перекрыты неизмененными озерными отложениями возрастом 25 000–29 000 лет.

Верхняя часть озерных отложений все же частично подвергнута гидротермальным изменениям, датированным по древесным остаткам возрастом 18 470 лет. Отложения лимонитов среди озерных глин и аргиллитов, незатронутых гидротермами, также датируются по остаткам растений возрастом 11 650 лет.

Молодые вулканиты Азума не подтверждены гидротермальным изменениям.

Таким образом, можно предполагать, что основная гидротермальная активность Убаю протекала в ниже-среднечетвертичный период и завершилась до фазы озерных отложений в конце плейстоцена — начале голоцена.

Крупнейший геотермальный район Куджу располагается в западной части стратовулкана Куджу и включает известные гидротермальные месторождения глубинного пара Отаке, Хатчобару, Такеною и Курокава. В геологическом строении геотермального района принимают участие раннечетвертичные вулканиты формации Хохи, позднечетвертичные пемзовые потоки, брекчии и озерные отложения формации Куджу, а также голоценовые речные аллювиальные отложения террас. Развитие гидротермальных изменений разбивается на три этапа: первый — древнее, чем возраст отложения пемзовых потоков формации Ханда — 32 3000 лет, второй — древнее времени формирования верхней террасы — 23 110 лет и третий — современные процессы в субповерхностных условиях.

Гидротермальная система Ибусуки приурочена к крупной кальдере Ата, сформированной в результате извержения гигантского потока иг-

нимбритов андезитового состава объемом около  $27 \text{ км}^3$  24 500 лет назад [127]. Кальдера выполнена вулканическими породами, переслаивающимися с озерными отложениями, имеющими абсолютный возраст 25 000—27 000 лет. Все эти толщи пород подвергались интенсивным гидротермальным изменениям: окремнению и аргиллизации. Две термические не активные зоны гидротермальных изменений Мацугакубо и Вашиодаке перекрыты неизменными озерными осадками, возраст которых датируется 8280 лет. Температура пород на глубине 500 м не превышает  $70^\circ \text{C}$ . В то же время активные субповерхностные термопроявления и зоны интенсивных гидротермальных изменений перекрыты неизменными пемзами формации Икеда возрастом 4640 лет.

К Суми и И. Такашима [167] различает три типа гидротермальных систем: тип А, ассоциирующие с плиоценовым или раннечетвертичным дацитовым вулканизмом Ояшу или Оникобе; тип Б, ассоциирующие со средне- и верхнечетвертичным вулканизмом Тамагава, Мацукава, Убаю или Куджу; тип В, ассоциирующие с позднечетвертичным вулканизмом Нигорикава или Ибусуки. В связи с типом А субповерхностные термопроявления и зоны гидротермально-измененных пород совпадают почти полностью, а относительно древние измененные породы перекрыты более молодыми отложениями, не затронутыми гидротермальным процессом.

Таким образом, тип А характеризуется непрерывным проявлением гидротермальной активности на ограниченной площади в течение всего четвертичного периода параллельно с развитием кислого вулканизма.

Тип Б отличается проявлением как молодых гидротермальных процессов, так и древних, перекрытых более молодыми, незатронутыми гидротермальными изменениями, вулканитами или осадочными формациями. Наблюдается несколько временных этапов, четко разорванных различными временными промежутками. Субповерхностная гидротермальная активность системы Мацукава, по данным К. Суми и И. Такашима [167], завершается 5000 лет назад, но в ее недрах существует резервуар перегретого пара с температурой около  $300^\circ \text{C}$ . Геотермальный район Тамагава имеет четыре разновозрастных зоны гидротермальных изменений: древние 40 000 лет, моложе 27 000, древнее 5000 и современные процессы. Гидротермальные изменения пород системы Куджу, имеющие площадь распространения  $50 \text{ км}^2$ , также разновозрастны: 32 000 лет, около 30 000 лет, около 25 000 лет, и современные изменения пород.

Тип В характерен возрастом гидротермальных изменений пород в основном древнее 10 000 лет. К. Суми и И. Такашима делают справедливое предположение о том, что возраст этих процессов не отличается от возраста вулканизма рассматриваемых районов, и эти проявления эндогенной активности синхронны и генетически едины.

Я. Оки, Т. Хирано и С. Хирага [63] приводят возрастные данные о динамике развития эндогенной активности вулкана Хаконе в вулканической зоне Фудзи, представляющей крупнейший долгоживущий вулканический центр Японии, состоящий из 11 четвертичных вулканов. Вулканические извержения начались здесь около 400 000 лет назад, когда образовался огромный стратовулкан. 200 000 лет назад возникла первая кальдера. Вторая кальдера возникла при катастрофическом извержении около 40 000 лет

назад. Последовательно развились семь посткальдерных конусов, последний из которых возник 5 000 лет назад. Около 4 000 лет назад произошло фреатическое извержение на вулкане Камияма, где сольфатарная активность сохраняется до настоящего времени. Гидротермы в кальдере Хаконе появились около 200 лет назад, завершая, очевидно, определенный этап эксплозивной деятельности этого гигантского вулканического центра.

**Новая Зеландия.** Эндогенная активность сохраняется в вулкано-тектонической зоне Таупо в течение всего четвертичного периода со времени заложения этой структуры в центральной части Северного острова Новой Зеландии. В соответствии с данными Б. Вуда, Д. Гриндли и Х. Харрингтона [17], а также Дж. Хили [126] и Б. Томпсона [170], в развитии современного облика зоны Таупо намечается три периода послемiocеновых движений.

Первый период характеризуется накоплением мощных толщ граувакк и формированием общего облика тектонической структуры грабена Таупо-Роторуа в течение плиоцена и раннечетвертичного времени.

Второй период, охватывающий средний и верхний плейстоцен, знаменуется извержением игнимбритов, покрывших площадь около 25 000 км<sup>2</sup>. Игнимбриты, выполнившие структуру грабена, были затем опущены ниже уровня моря, а в бортах грабена высоко приподняты.

Третий период характеризуется становлением собственно вулканической зоны Таупо, развитием центров кислого вулканизма и кольцевых структур в течение голоцена.

Рассматриваемая нами по литературным источникам хронология эндогенной активности (табл. 9) относится к верхнечетвертичному периоду развития вулканизма и гидротермальной деятельности в зоне Таупо. События датированы радиоуглеродным методом в Институте ядерных исследований (Новая Зеландия).

В течение 10 000 лет, т.е. в позднечетвертичное время, зафиксировано десять разновозрастных пемзовых потоков в районе оз. Таупо [114]. Более поздние проявления вулканизма зафиксированы в центральной части вулканической зоны Таупо, близ Вайтагануи, озер Нгахева и Окара в непосредственной близости к гидротермальным системам Вайотапу, Те-Копиа, Оракей Корако и в пределах вулканического центра Мароа [170, 135]. Развитие гидротермального процесса сопровождалось эксплозиями, описанными в ряде исследований, в том числе в работе Е. Ллойда [135]. Автор этой работы останавливается на трех причинах возникновения мощных взрывов в субповерхностной зоне гидротермально-измененных пород активно функционирующих гидротермальных систем: 1) аккумуляция давления в гидротермальной системе под воздействием литостатической нагрузки пород; 2) перегрев гидротерм под воздействием интрузии магмы; 3) тектонические движения, увлекающие гидротермы в область повышенных температур, ведущих к разному росту давления за счет быстрого паробразования.

Весьма активными в новейшее время являются вулканы Таравера, Тонгариро, Нгаурухое, Раупеху и Манут-Эгмонт, расположенные к осевой части структуры зоны Таупо. Наибольшей продолжительностью вулканической деятельности, зарегистрированной человеком, отличаются вулканы Нгаурухое — 136 лет непрерывной активности с 1839 по 1975 гг., Раупеху —

Таблица 9

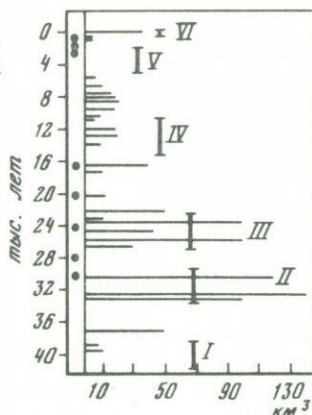
## Хронология эндогенной активности вулканической зоны Таупо

Новейшее время, год	Абсолютный возраст по $^{14}\text{C}$ (от 1950 г.) .лет	Вулканизм, гидротермальная деятельность, сейсмоактивность	Литературный источник
1945, 1969, 1971, 1973		Извержение вулкана Раупеху	[118]
1975, 19 февраля		Извержение вулкана Нгауру к югу от оз. Таупо	
1973, 22 февраля		Извержения вулкана Таравера	[149]
1839–1968, 1974, январь–март		Извержение вулкана Нгаурухое	[149]
1964–1965, декабрь		Развитие роев микроземлетрясений района оз. Таупо	[110]
1964, август		Опунаке, Каверау	[110]
1962, сентябрь		Те-Нуке	[110]
октябрь			
1960, февраль		Матамата, Вайману	[110]
1959, февраль		Каверау	[110]
сентябрь			
1957		Моко Хинау	[110]
1956, январь		Залив Пленги	[110]
март, апрель			
1955, февраль		Матамата	[110]
1952, август		Матамата	[110]
октябрь			
1922, май–июнь		Вайотану	[110]
1886, 10 июня		Извержение вулкана Таравера	[170]
	840 ± 50	Гидротермальные эксплозии геотермальной площади Вайотану, оз. Окара	[135]
	900 ± 40	Гидротермальные эксплозии в районе оз. Нгахева	[135]
	930 ± 70	Гидротермальные эксплозии в районе оз. Кахароа	[135]
	1800	Вулканические извержения риолитовых лапиллит близ Вайотану	[170]
	1850, 1875, 1895, 2260, 2500, 2800, 3270, 3440, 8850, 900	Немзовые потоки в районе оз. Таупо	[114]

106 лет, с 1869 по 1975 г. и Тонгариро – 42 года (см. табл. 9). В мае–июне 1922 г. к западу от оз. Таупо наблюдались вертикальные смещения пород до 4–5 м, связанные с развитием роя землетрясений. Отмечается периодичное развитие роев землетрясений вплоть до момента извержений вулкана Нгаурухое в 1974–1972 и 1975 гг. [149].

Все эти перечисленные проявления вулканической и тектонической жизни центральной части зоны Таупо свидетельствуют о возможной перио-

Рис. 8. Периоды активизации гидротермальных процессов (I–VI) и распределение во времени датированных вулканических пород в интервале 0–45 тыс. лет по данным [99, 167]



дичности их возникновения. Б. Томпсон [170] ранее уже рассматривал вопрос о возможных будущих проявлениях вулканизма и эруптивной гидротермальной деятельности в пределах зоны Таупо. По его мнению, именно центральная часть этой зоны, насыщенная гидротермальными системами наиболее активна в сейсмотектоническом отношении.

Имеющиеся датировки абсолютного возраста событий и геологические наблюдения дают возможность рассматривать проявления вулканизма, эруптивной деятельности и сейсмоактивности в качестве кратковременных и ритмических явлений, сопровождающих в конкретной геологической обстановке процесс развития и существование гидротермальных систем. Известно, что развитие вулканической деятельности в кайнозое носит пульсационный характер, а для кислого эксплозивного вулканизма отмечается наличие ритмов 200–250, 500–600 и 1800–2000 лет [99]. Например, в голоцене крупные пики эксплозивного кислого вулканизма отмечаются для всех районов Тихоокеанского вулканического пояса, включая и Новую Зеландию, 1800–2000, 3500–4000, 6000–6500 и 8000 лет назад.

Во второй половине четвертичного периода наблюдаются еще более крупные ритмы кислого и базальтового вулканизма от 50 до 200 тыс. лет [99].

На основании сводки К. Суми и И. Такашима [167], в голоцене – верхнем плейстоцене можно выделить шесть эпох или периодов активизации гидротермальных систем Японии, выразившихся в процессах гидротермальных изменений пород: период 1 – древнее 40 000 лет, период 2 – 30 000–33 000 лет, период 3 – 23 000–27 000 лет, период 4 – 11 000–14 500 лет, период 5 – 2 000–5 000 лет и современный период. Сопоставление периодов с диаграммой распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 0–45 лет для северо-западной части Тихоокеанского кольца показывает совпадение их с крупнейшими вспышками кислого и среднего по составу вулканизма в пределах Камчатки, Курильских островов и Японии (рис. 8). В свете изложенных данных такое совпадение возраста вспышек вулканизма и проявлений гидротермального процесса не случайно, а свидетельствует о причинных связях этих явлений. Важной особенностью эндогенной активности ДВЦ является синхронное проявление вулканизма, сейсмотектонических явлений (кроме вулканических землетрясений) и гидротермальных процессов. На ряде примеров развития крупных вулканических центров можно установить, что за время становления всех вулканических построек ДВЦ длительностью 0,5–20 млн. лет образуется несколько генераций гидротермальных систем на разных уровнях развития ДВЦ. Моменты появления новых гидротермальных систем в истории ДВЦ связаны с новыми вспышками вулканизма в пределах постройки конкретного вулканического центра.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ,  
ВУЛКАНИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ  
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПАУЖЕТСКОГО ДОЛГОЖИВУЩЕГО  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИЗУЧЕНИЯ ПАУЖЕТСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА

Геологическое строение и гидротермы долины р. Паужетки привлекли внимание геологов с 30-х годов, когда впервые после описания этих мест С.П. Крашенинниковым здесь начались систематические геологические исследования. Работы А.А. Пятаде в 1932 г. и Б.П. Пийпа в 1937 г. положили начало геологическим представлениям о Паужетском геотермальном районе. Только с 1952 г. геологами 5-го геологического управления под руководством А.Г. Тимофеева и В.М. Чапышева было положено начало планомерным геологическим исследованиям Южной Камчатки. Первая схематическая геологическая карта Паужетского района была составлена А.Е. Святловским при проведении детальных геологосъемочных работ в бассейне р. Озерной в 1955 г. Позднее, в 1958 г., эта карта была дополнена В.В. Аверьевым.

Кондиционная геологическая карта масштаба 1:20 000 бассейна р. Озерной была выполнена Камчатским геологическим управлением в 1959 г. А.С. Нехорошев впервые детально исследовал термопроявления Камбального хребта в 1959 г. и опубликовал эти данные в статье "Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке".

С 1960—1961 гг. геолого-гидрогеологические исследования Паужетского геотермального района и структур будущего Паужетского месторождения проводились сотрудниками лаборатории вулканологии СО АН СССР В.В. Аверьевым, В.И. Белоусовым, В.М. Сугробовым. Впервые общие условия разгрузки Паужетских термальных источников были изучены В.В. Аверьяновым и описаны в работе "Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки" [1]. В дальнейшем Лабораторией вулканологии, а впоследствии Институтом вулканологии СО АН СССР были проведены детальные исследования Паужетского геотермального района и месторождения термальных вод с постановкой буровых работ, режимных наблюдений и оценкой прогнозных ресурсов гидротерм. В.М. Сугробовым осуществлены исследования Паужетских гидротерм как высокотемпературной напорной гидротермальной системы, давшие возможность оценить ресурсы гидротерм, определявшие целесообразность строительства первой ГЕОТЭС на Камчатке. В.И. Белоусовым проводились геологические исследования в районе Паужетского месторождения и Камбального хребта для их перспективной оценки. По результатам этих исследований В.И. Белоусовым в 1968 г. была составлена геологическая карта масштаба 1:10 000 западной части Камбального хребта для расширения перспектив разведоч-

ного бурения. С.И. Набоко детально изучала гидротермальные изменения пород по данным разведочного бурения. Были получены новые данные о минералогии гидротермально-измененных пород и их зональности в разрезе месторождения Паужетских гидротерм. Все эти данные были опубликованы С.И. Набоко в монографии "Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях" [58]. Вопросы вторичного минералообразования были освещены в статье В.И. Белоусова "Вторичное минералообразование на Паужетском месторождении термальных вод" [8].

Результаты геологических и гидрогеологических исследований Паужетского геотермального района и месторождения гидротерм до 1963–1964 гг. обобщены в монографии "Паужетские горячие воды на Камчатке".

В 1970–1976 гг. Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР были осуществлены исследования геологического строения на периферии Паужетского геотермального района, истории его вулканизма, гидротермальных изменений пород и гидрогеохимического режима термопроявлений Камбального хребта. Группой сотрудников Института вулканологии Н.В. Огородовым, Н.Е. Литасовым, А.А. Важеевской и М.И. Зубиным впервые изучена структура Паужетского геотермального района в целом, получены геолого-петрологические представления как о крупнейшем долгоживущем центре Южной Камчатки – Паужетской кольцевой структуре.

Многолетние исследования гидрогеохимии и газового состава гидротерм проводились Р.А. Шуваловым, В.В. Пономаревым, Н.Г. Сугробовой, Ю.А. Краевым, Е.А. Вакиным, Г.А. Карповым, Г.И. Арсановой. Гидротермально-измененные породы и субповерхностные процессы минералообразования изучались С.И. Набоко, О.Н. Егоровым, Г.А. Карповым, Т.В. Долговой, А.С. Огородовой, Л.М. Лебедевым.

В эти же годы Паужетские гидротермы и их геохимический режим изучался автором с группой сотрудников Института геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР. В 1974–1978 гг. нами совместно с сотрудниками Института вулканологии были успешно осуществлены наблюдения гидрогеохимического и температурного режима в связи с сейсмоактивностью недр Паужетского месторождения гидротерм, а также исследования по геохимии вулканизма геотермального района и Паужетской кольцевой структуры в целом.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАУЖЕТСКОГО ДОЛГОЖИВУЩЕГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Паужетский долгоживущий вулканический центр, чаще именуемый как Паужетская вулcano-тектоническая структура, приурочен к области сочленения на Южной Камчатке трех вулканических зон – Срединно-Камчатской, Восточно-Камчатской и Курильской. Особенности тектоники, вулканизма и генезиса Паужетской структуры охарактеризованы в работах В.В. Аверьева, А.Е. Святловского, Н.В. Огородова, Н.Н. Кожемяки, М.И. Зубина, Н.Е. Литасова, А.А. Важеевской, С.Т. Балесты [2, 33, 34, 62], а все новейшие данные, включая и геохимическую характеристику вул-

канизма, обобщены в монографии коллектива авторов "Долгоживущий центр эндогенной активности на Южной Камчатке".

Паужетская структура представляет собой пологий аккумулятивно-тектонический свод изометрической формы размерами 40–35 км, площадь около 1600 км<sup>2</sup>. К центральной части этого свода приурочена Паужетская вулcano-тектоническая депрессия диаметром 20–25 км, выраженная в виде котловины глубиной до 800 м и объемом 280–300 км<sup>3</sup>. Паужетская депрессия характеризуется современной гидротермальной деятельностью и интенсивным плиоцен-четвертичным вулканизмом.

Вулcano-тектоническая структура четко ограничена в виде субкольцевой структуры, образованной вулканическими постройками миоценового, плиоценового и четвертичного возраста.

В целом Паужетский ДВЦ приурочен к аномалиям строения мелового и кристаллического фундаментов, которые на Южной Камчатке образуют структуры северо-восточного простирания. Имеется два крупных прогиба мелового фундамента – восточный и западный. Паужетская депрессия приурочена к южной части восточного прогиба, выделяясь гравитационной аномалией, связанной с большим погружением пород фундамента (более 3,5 м) к северо-западу от оз. Курильское. Наибольшее погружение отмечено в северной части Курильского озера. К юго-востоку и северо-западу от области аномалии происходит резкое воздымание мелового фундамента. В пределах депрессии, по данным С.Т. Балесты, М.И. Зубина и В.С. Смирнова [5], выделена "проводящая неоднородность" (650 ом<sup>-1</sup>), характеризующая либо коровый магматический очаг на глубине 5–10 км, либо крупный резервуар флюидов на глубинах фундамента.

Паужетская вулcano-тектоническая депрессия была сформирована плиоценовым вулканизмом, носившим, очевидно, преимущественно эксплозивный характер. По данным Н.Н. Кожемяки и Н.В. Огородова (1977), в это время действовало шесть–семь крупных базальтовых стратовулканов объемом 30–100 км<sup>3</sup>. Располагаясь по обрамлению депрессии, они занимали площадь около 700 км<sup>2</sup>, составляя объем 280–300 км<sup>3</sup>. Это объем самой депрессионной зоны. К этому времени относится начало формирования толщ выполнения депрессии, протекавшего в течение всего четвертичного периода. По-видимому, в результате быстрого прекращения вулканизма и выноса больших масс вулканитов вдоль тектонически активных разломов возникают обрушения, представляющие компенсационные движения. В результате этого в конце плиоцена – начале плейстоцена сформировалась Паужетская депрессия в ее современных границах. Возобновившийся в нижнем плейстоцене эффузивный вулканизм проявляется на западных границах структуры. Возникают щитообразные вулканиты Третья Речка, Кошелевский, Явинский, Дед-Баба. Вулканическая деятельность развивается и в пределах депрессии, близ южной границы которой образуется щитообразный существенно пирокластический вулкан Термальный.

Детальные исследования Паужетского месторождения гидротерм и близлежащих термопроявлений западного склона Камбального хребта путем разведочного бурения показали, что Паужетские источники и субповерхностные термопроявления Камбального хребта связаны в единую гидротермальную систему [84, 86, 10].

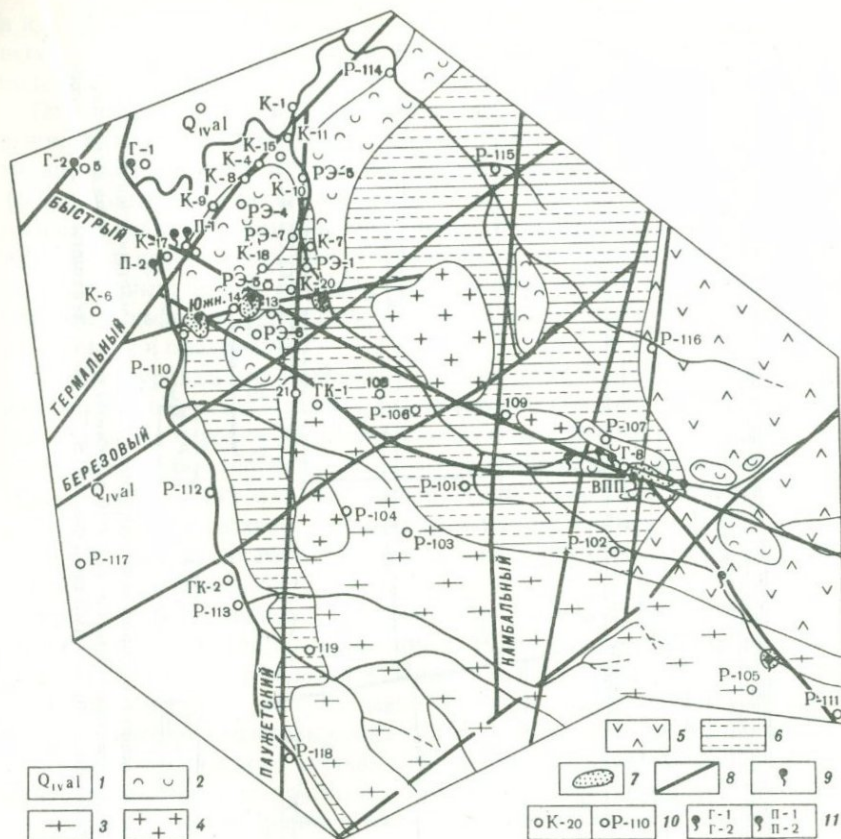


Рис. 10. Геологическая карта Паужетского месторождения гидротерм (по В.И. Белоусову с дополнениями автора)

1 – аллювий р. Паужетки; 2 – пемзы дацитового состава  $Q_4^1$ ; 3 – лавы липарито-дацитов  $Q_4$ ; 4 – экструзии дацитов  $Q_4$ ; 5 – лавы андезито-базальтов; 6 – алевропелитовые туфы верхнепаужетской подсвиты  $Q_3^1-Q_3^2$ ; 7 – зоны гидротермальных изменений; 8 – тектонические нарушения; 9 – термальные источники; 10 – эксплуатационные (К) и (РЭ), разведочные скважины; 11 – термальные источники с гейзерным режимом (Г-1 – "Гейзер-1", Г-2 – "Гейзер-2", П-1 – "Парящий-1", П-2 – "Парящий-2")

Проявления поверхностной гидротермальной активности связаны с наличием напорных вод в водоносных горизонтах четвертичных вулканогенно-осадочных толщ.

Глубокими буровыми скважинами в процессе разведки Паужетского месторождения термальных вод вскрыты вулканогенно-осадочные отложения, выполняющие депрессию. Полный разрез вулканогенно-осадочной толщи представлен следующими отложениями: 1) мощной толщей туфопесчаников Курильского комплекса с фауной  $N_1^{2-3}$ ; 2) пачкой туфоконгломератов  $N_2^{1-2}$ ; 3) горизонтом спекшихся туфов дацитового состава  $N_3^2$  (?); 4) пачкой туфобрекчий основного состава – нижнепаужетская подсвита –  $N_2^3-Q_1$ ; 5) пачкой гравийных псефитовых туфов среднего

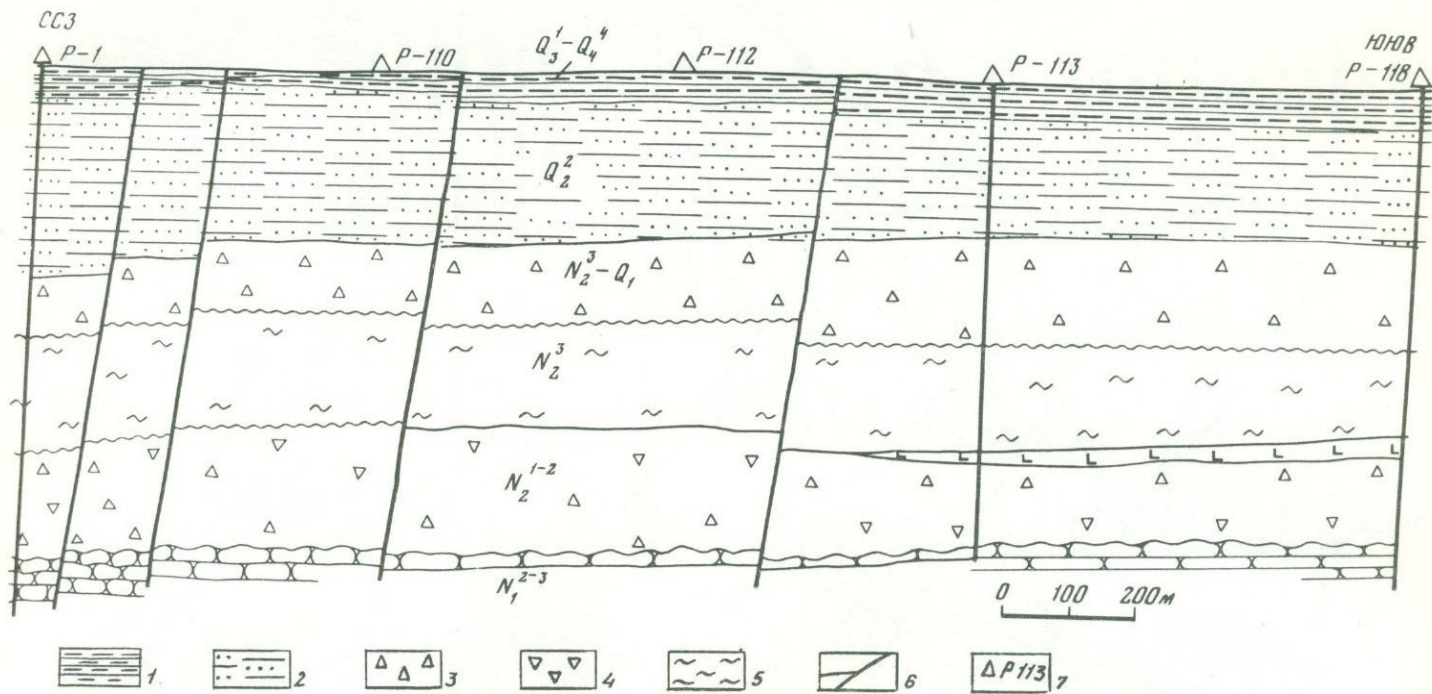


Рис. 11. Геологический разрез западной части Паужетской вулканотектонической депрессии в пределах месторождения гидротерм  
 1 — отложения верхнепаужетской подсвиты  $Q_3^1-Q_4^4$ ; 2 — отложения среднепаужетской подсвиты  $Q_2^2$ ; 3 — отложения нижнепаужетской подсвиты  $N_3^3-Q_1$ ; 4 — туфоконгломераты  $N_2^{1-2}$ ; 5 — песчаники с прослоями алевролитов  $N_1^{2-3}$ ; 6 — тектонические нарушения; 7 — буровые скважины

и кислого состава — среднепаужетская подсвета —  $Q_2^2$ ; 6) пачкой пеплово-пемзовых алевро-пелитовых туфов кислого состава — верхне-паужетская подсвета —  $Q_3^1$ — $Q_4^4$  (рис. 9, см. вклейку; 10, 11).

Отложения Курильского комплекса представлены в основании депрессии переслаиванием темно-серых вулканомиктовых песчаников с прослоями алевролитов, мелкогалечных гравелитов и потоками андезитовых лав. Толща подвергнута региональной пропилитизации, слабо дислоцирована, прорвана дайками и интрузиями диоритовых порфиров. Скв. Р-113, Р-102, К-20, Р-1 и другие вскрывают миоценовые интенсивно пропилитизированные песчаники, цемент которых замещен карбонатами, эпидотом, импрегнирован сульфидами. Изменные породы содержат кварцевые прожилки с галенитом и сфалеритом.

Толща курильского комплекса служит фундаментом для вышележащих отложений разнообразных туфов Паужетской депрессии. По данным Н.Е. Литасова, кровля песчаников погружена с юго-запада на северо-восток. По долине р. Паужетки погружение фундамента современной структуры составляет 145 м на расстоянии около 3 км. В западной части в пределах Камбального хребта кровля песчаников, наоборот, приподнята на 68 м. По данным откаток [89], миоценовые песчаники содержат сульфатно-хлоридные термальные воды.

Курильский комплекс перекрывается пачкой туфо-когломератов с отложениями основной пироклаستيку, горизонта лавобрекчий и лав базальтов и андезитов в основании. Мощность всей толщи 73—150 м. По данным Н.Е. Литасова, нижняя часть толщи представлена переслаиванием потоков роговообманковых андезитов, андезито-базальтов, базальтов и туфобрекчий основного состава. Эти отложения представляют собой реликты вулканических построек, обрамляющих северный борт депрессии, а также оснований вулканов г. Ключевская (на Паужетке) и "высота 1102".

Верхняя часть толщи, сложенная туфоконгломератами среднего состава, содержит обломки кислых туфов, андезитов, порфиритов и туфопесчаников. Пестрый состав обломков свидетельствует об интенсивном разрушении и перемыве не только миоценовых песчаников, но и вышележащих эффузивов и экструзий. Например, горизонт, особенно богатый обломками эффузивов — андезитов, вскрыт скв. Р-102 и представляет собой типичный вулканог-терригенный конгломерат. Содержание  $SiO_2$  в валовых пробах туфоконгломератов составляет 52—57,6%.

Туфоконгломераты перекрыты несогласно залегающей толщей спекшихся туфов, вскрытых буровыми скважинами и обнажающихся в верховьях руч. Светлого. Мощность спекшихся туфов на площади разведочного бурения изменяется от 190 м по скв. Р-114 до 120 м по скв. Р-118 в долине р. Паужетки (см. рис. 9, 10).

Изучение спекшихся туфов в керне скважин и в разрезах руч. Светлого показало, что гидротермальные изменения развиты в этих породах относительно слабо и можно полностью восстановить их первоначальный облик. Замещение вторичными минералами — альбитом, цеолитами, хлоритом, карбонатом — подвержены главным образом плагноклазы и частично стекло. Данные о первичном минеральном составе представлены в табл. 10. Доля основной массы, состоящей на 60—70% из буро-го стекла, колеблется

Таблица 10

Минеральный состав спекшихся туфов (в об. %) Паужетской вулcano-тектонической депрессии (по данным автора)

Минералы	Разрез по скв. Р-113					
	113/64 400 м	113/66 403 м	113/67 406 м	113/68 413 м	113/69 415 м	113/70 420 м
Основная масса	51,9	58,0	70,6	60,6	51,6	55,3
Плагиоклаз-андезин	29,5	29,4	22,0	23,0	18,4	19,6
Кварц	8,5	8,9	5,5	15,2	27,1	21,9
Роговая обманка	—	0,1	—	0,6	0,4	0,8
Хлорит	—	0,3	0,1	0,4	0,4	—
Карбонат	—	0,6	0,3	0,2	—	0,6
Сфен	—	—	—	—	0,1	0,5
Пироксен	—	—	—	Ед. зн.	—	—
Рудный минерал	—	0,4	0,5	1,1	0,4	1,3
Обломки пород	10	2,0	1,0	—	1,0	—

от 45 до 70%. Количество основной массы и стекла возрастает с востока на запад. Спекшиеся туфы обладают хорошо выраженной пористостью за счет газовых пустот и частичного выщелачивания вторичных минералов. Характерные размеры пор 1–5 см X 0,3–1,5 см. Форма пор уплощенная с острыми окончаниями. Замеры ориентировки пор в разрезах руч. Светлого показали преобладание простирания их осей 230–240°. Основная витрокластическая масса цементирует мелкие и крупные обломки кварца, плагиоклаза – андезина, роговой обманки, редко пироксенов и различных пород. В сильно спекшихся участках развиты флюидальные выплавки буро-желтого стекла и уплощенные фьямме за счет обломков пемзы и стекла.

Спекшиеся туфы превращены в игнимбриты в центральной части толщи, где четко выражена флюидальность, больше стекла, характерна витрофирующая структура.

Чуждые обломки представлены андезитами, серицитизированными кварцитами, измененными гранитоидами и вулканитами основного состава, как правило, интенсивно хлоритизированными.

По химическому составу спекшиеся туфы соответствуют дацитам (табл. 11), отличаясь от гольгинских игнимбритов меньшей кремнекислотностью, повышенной магнезиальностью и железистостью. Весьма характерно низкое содержание щелочей, особенно калия.

На поверхности спекшихся туфов несогласно залегают грубообломочные туфобрекчии основного состава. Нижняя и верхняя части пачки представлены туфоконгломератами с обломками и галькой андезитов, андези-

	Разрез по руч. Светлому						
	113/72 430 м	7018	7019	7020	7023	7026	7027
	65,8	48,0	47,0	56,0	52,1	45,0	45,6
	31,3	30,7	18,5	24,6	29,1	26,9	26,6
	2,9	9,4	30,3	3,5	8,4	6,9	6,7
	—	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,2	0,1	Ед. зн.
	—	2	0,9	1,6	0,5	—	0,8
	—	—	—	—	—	—	—
	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—
	—	0,6	0,6	0,3	0,2	0,5	0,3
	—	9,3	2,8	14,1	9,4	20,4	19,9

то-базальтов размером 5–12 см и глыб андезитов до 35–50 см диаметром. В скважинах породы интенсивно хлоритизированы, замещены цеолитами и пересечены многочисленными кальцит-цеолитовыми прожилками. Центральная часть толщи сложена маломощными прослоями псефитовых туфов, туфопесчаников и лавовых потоков базальтов. По данным Н.Е. Литасова, мощность туфобрекчий изменяется от 41 м в пределах Камбального хребта до 120 м устье руч. Светлого. Наибольшая мощность отмечена в долине р. Паужетки и северо-западного подножия вулкана Кошелева. Кровля туфобрекчий погружается к северу с амплитудой около 190 м на участке между скв. Р-118 и К-3 в соответствии с общим опусканием фундамента. В 2 км южнее скв. Р-118 кровля туфобрекчий оказывается на поверхности, представляя собой толщу фундамента Древне-Кошелевского вулкана.

На туфобрекчиях с несогласием залегают отложения средней паужетской подсыты, представленные сложнопостроенной толщей псефитовых туфов дацитового состава (см. рис. 9, 11). Мощность туфов изменяется с юга на север от 116 м до 240 м и с северо-запада на юго-восток от 200–363 м.

Разрез туфов характеризуется неоднородным гранулометрическим составом и резкой сменой типов пород. Примером может служить разрез по скв. Р-113 от кровли толщи.

64–72 м, светлые серо-зеленые псефитовые туфы грубообломочные. Содержат обломки базальтов до 1,5–2 см;

72–74 м, те же туфы с меньшим количеством обломков и пепловым цементом;

Таблица 11

Химический состав спекшихся туфов Паужетской вулканотектонической депрессии (в вес. %)

Компоненты	7116*	113/68**	113/69**	113/72**	ЗК-33*	ЗК-41*
SiO <sub>2</sub>	68,41	64,80	67,08	65,87	71,86	70,39
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,40	0,43	0,47	0,36	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,56	15,56	14,48	15,94	14,29	15,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	3,95	4,21	4,80	1,02	0,53
FeO	1,62	—	—	—	1,71	2,42
MnO	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,08
CaO	4,03	3,98	4,15	4,98	3,24	2,89
MgO	0,94	2,06	1,72	1,45	0,44	0,70
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,67	3,27	2,60	4,18	4,21
K <sub>2</sub> O	1,29	2,17	1,54	1,40	1,64	1,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,05	0,07	Не обн.	0,03
П.л.в.	2,71	1,92	2,70	1,96	1,15	1,08
С у м м а	99,47	97,66	98,73	99,61	99,96	99,47

\* Аналитики: О.Г. Округина, 1977 г., Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР.

\*\* Рентгеновский силикатный анализ, аналитики: Л.А. Пискунова, А.Л. Финкельштейн, 1977 г.

Примечание. 7116 — Игнимбрит из верховьев руч. Светлого, Западный склон Камбального хребта. 113/68 — спекшийся туф из скв. 113 413 м, ЮЗ часть Паужетского месторождения. 113/69 — спекшийся туф из скв. 113 415 м. 113/72 — спекшийся туф из скв. 113 430 м. ЗК-33 — игнимбрит, Голыгинские горы. ЗК-41 — игнимбрит, Голыгинские горы

84—95 м, переход на расстоянии 0,1—0,2 м в светлые пемзово-пепловые алевро-пелитовые туфы с прослоями псаммитовых туффитов. Обломки пемзы замещены зеленым монтмориллонитом;

95—107 м, туффиты псаммитовые пемзово-пепловые около 3 м мощностью. Ниже произошли пепловых туффитов;

107—115 м, в начале интервала 1—1,5 м прослой псаммитовых туффитов песчаных, далее до конца пемзово-пепловые псефитовые туфы;

128—160 м, пемзово-пепловые плотные алевро-пелитовые туфы интенсивно измененные;

160—205,5 м, те же пеплово-пемзовые туфы светло-зеленого цвета, обогащенные цеолитами, опалом, переходят до конца интервала в плотные грубообломочные псефитовые туфы темно-зеленого цвета с многочисленными трещинами, выполненными цеолитами. Наблюдаются крупные полости 2—10 см, инкрустированные кристаллами ломонтита, вайракита, кальцита, кварца. Обломки эффузивов нацело изменены, хлоритизированы и цеолитизированы. Пемза замещена опалом и монтмориллонитом;

205—282 м, те же грубообломочные псефитовые туфы, гидротермально-измененные.

Этот туфовый горизонт среднепаужетской подсвиты играет важную роль коллектора гидротерм, что отражается в наибольшей степени гидротермальных изменений этих пород и как следствие их большой кавернозностью и наличием многочисленных минерализованных трещин, имеющих открытое пространство.

В основании залегают вулканомиктовые косослоистые песчаники, алевриты, туфогравелиты. В разрезе всей подсвиты преобладают туфы андезито-дацитового состава с содержанием  $\text{SiO}_2$  57–69,1%.

Юго-западная граница распространения песифитовых туфов контролируется склонами Камбального хребта. Здесь в бортах верховий ручьев Светлого и Трудного представлены наиболее полные разрезы среднепаужетской подсвиты. В то же время в левом борту долины р. Паужетки эти отложения имеют ограниченное распространение и сочленяются с туфобрекчиями Озерновского комплекса.

Выше описанной толщи водоносного горизонта согласно залегают отложения верхнепаужетской подсвиты, представленные переслаиванием светлых пеплово-пемзовых алевритовых, алевропелитовых и пелитовых туфов, обогащенных стеклом кислого состава. По данным Н.Е., Литасова, мощность этих пород изменяется от 35 до 170 м в разных точках депрессии, возрастая к северу. В направлении Камбального хребта происходит неуклонное наращивание разреза. Здесь появляются потоки андезитовых и андезито-базальтовых лав вулкана Черные скалы, дацитовые экструзии и липарито-дацитовые потоки экструзии Плоская. Отложения пемзово-пепловых туфов здесь содержат прослой более грубого материала. Примером разреза могут служить данные по скв. Р-113.

27–34 м, переслаивание алевро-пелитовых пемзово-пепловых туфов с тонкими 0,3–0,5 м прослоями светлых пепловых туфов и среднезернистых туфопесчаников. В конце интервала пачка светло-серых пепловых туфов, обогащенных светло-бурым стеклом;

34–40,5 м, прослой мощностью 1,5 м туфопесчаников грубозернистых. Переслаивание пелитовых пепловых и пемзово-пепловых туфов с грубозернистыми песчаниками;

40–46,1 м, в начале интервала 2–3 м переслаивания серо-зеленых грубозернистых туфопесчаников, туфогравелиты с обломками лав андезитов и базальтов от 0,5 до 7 см;

46,1–53,6 м, переход пачки туфогравелитов в грубообломочные туффиты, интенсивно гидротермально измененные. В конце интервала появляется прослой туфобрекчий с обломками базальтов;

53,6–64 м, в основании свиты базальтовый поток мощностью 4 м.

Минеральный состав пемзово-пепловых туфов и их разновидностей представлен обломками плагиоклазов различных номеров от андезина до лабрадора, роговой обманки, гидратированного стекла бурого цвета и пемзы. Это главные первичные компоненты туфов. Стекло обладает характерной ячеистой или фестончатой структурой, раскристаллизовано и часто замещено агрегатом карбоната, хлорита и опала. Весьма характерные струйчатые текстуры, обусловленные тонким чередованием прослоев мелких обломков плагиоклаза, частиц пепла и прослоев стекла. Обилие такого вулканического стекла в пепловых туфах является их отличитель-

ной особенностью и свидетельствует о "пирокластической" природе отдельных горизонтов. Наибольшую роль играют стекла с полосчатой и фес-тончатой структурой в разрезах верхнепаужетской свиты в верховьях руч. Светлого и в пределах поднятий Камбального хребта, например у подножия пика Скалистый.

Химический состав алевропелитовых туфов колеблется от андезито-базальтов до липарито-дацитов, а содержание  $\text{SiO}_2$  изменяется от 54,2 до 73%.

Верхнепаужетская свита играет роль водоупора термальных вод Паужетской гидротермальной системы. Микропереслаивание и тонкость материала алевропелитовых туфов определяют малую проницаемость всей толщи не только для холодных, но и термальных вод, обладающих низкой вязкостью.

Пемзовые отложения, распространенные на территории Паужетской депрессии, отделены от собственно Паужетской свиты в пределах территории Паужетской гидротермальной системы горизонтом глинистых почв, растительные остатки которых показывают возраст (радиоуглеродный метод) от 7170 (ГИН-207) до 8340 лет (ГИН-211). Этот горизонт, хорошо прослеживаемый на большой площади, перекрывается пачкой орешковых и грубослоистых пемз.

Заканчивая описание особенностей геологического строения недр Паужетской гидротермальной системы следует остановиться на характеристике разрывных нарушений.

Разведочные работы показали, что разгрузка гидротерм и распределение субповерхностных термопроявлений на площади месторождения связаны тектоническими нарушениями. В.И. Белоусовым выделено 12 разрывных нарушений, показанных на геологической карте разведочного участка Паужетского месторождения (Белоусов, Сугрбов, Сугрובה, 1976) (см. рис. 10, 11).

Как указывает автор, зоны нарушений выделены им по морфологическим элементам рельефа и дешифрированы на аэрофотоснимках. Ряд нарушений прослеживается в разрезах туфовой толщи по ручьям Светлому, Быстрому, Трудному и Фумарольному.

Изучение разрезом в верховьях руч. Светлого подтверждает развитие разломов трех главных направлений, отмеченных В.И. Белоусовым.

По нашим данным, ведущим направлением, характерным для большинства минерализованных нарушений, является близширотное направление с азимутом простирания  $280-290^\circ$ . На закартированном участке (рис. 12) к этому направлению принадлежит самое крупное нарушение, секущее контакт сплещившихся и псефитовых туфов нижнепаужетской подсвиты. Это крутопадающее нарушение состоит из серии субпараллельных сближенных трещин и зон смятия общей мощностью 4–5 м, выполненных бурой глиной и кальцитом. Такими же элементами залегания характеризуются кальцитовые жилы мощностью 0,1–0,35 м, пересекающие толщу псефитовых туфов. Все эти тектонические нарушения по направлению соответствуют близширотным нарушениям в центральной части Паужетского месторождения гидротерм под названиями разломы Краевой, Уступный, Быстрый.

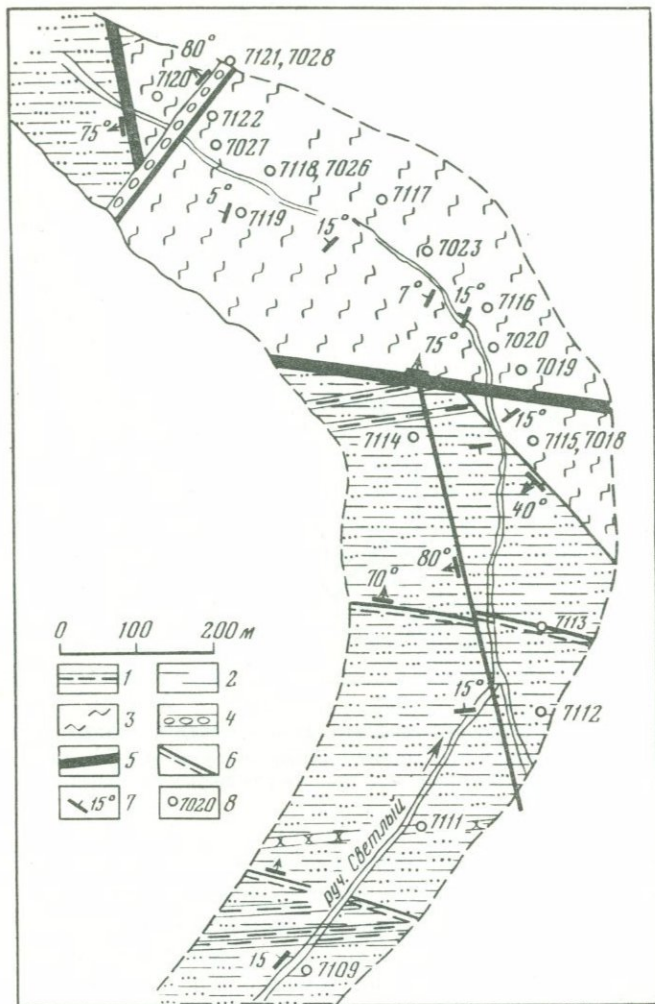


Рис. 12. Разрез отложений паужетской свиты в верхних ручья Светлого

1 – алеврито-пелитовые туфы; 2 – псефитовые туфы темно-зеленые; 3 – спекшиеся туфы; 4 – зона брекчирования; 5 – зоны нарушений с глиной трения мощностью до 1–5 м; 6 – зоны нарушений, вмещающие кальцитовые жилы, мощностью 0,1–0,35 м; 7 – элементы залегания слоистости и пористости (спекшихся туфов); 8 – точки отбора проб

В восточной части Паужетского месторождения у подножий Камбального хребта эти крупные нарушения сливаются, очевидно, в одну тектоническую зону, контролирующую субповерхностные термопроявления и многочисленные отдельные выходы пара и теплых вод по ручью Быстрому и его притокам (см. рис. 10).

Пространственное положение одного из крупных нарушений этой зоны четко прослеживается на площади Восточно-Паужетского термопроявле-

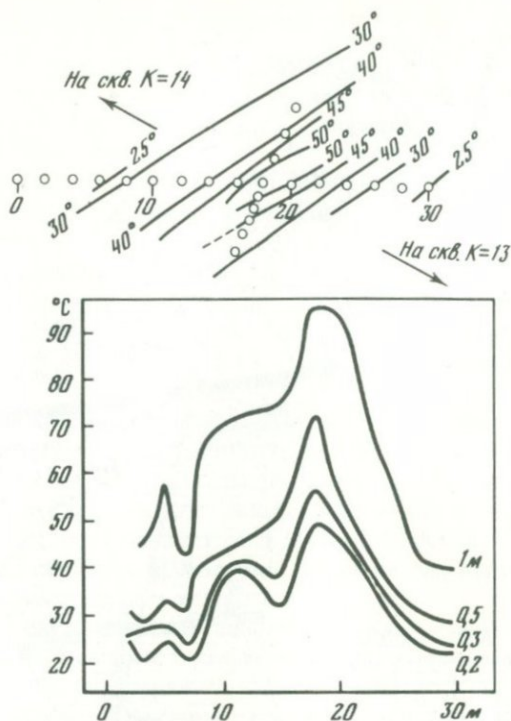


Рис. 13. План и разрез температурной аномалии в толще пемзовых отложений над разломом северо-восточного простирания между скв. К-14 и К-13. На разрезе показано изменение температуры вдоль профиля на различных глубинах от поверхности

ния по выходам наиболее мощных струй пара на расстоянии около 200 м. Восточнее этого крупного термопроявления выше по руч. Лучший имеются выходы теплых источников и обнажения гидротермально-измененных отложений верхнепаужетской свиты, фиксирующие продолжение зоны нарушений в этом направлении (см. рис. 10).

На центральном разведочном участке Паужесткого месторождения в районе скв. К-18, К-14, К-13, и К-20 фиксируется пересечение тектонических нарушений различных направлений. Непосредственное наблюдение этих зон нарушений невозможно, так как они перекрыты пемзовыми отложениями. Тем не менее на поверхности между скв. К-13 и К-14 методом термометрического профилирования на глубину до 2 м в 1970–1971 гг. нам удалось обнаружить температурную аномалию, имеющую азимут простирания  $40\text{--}50^\circ$  (рис. 13), что соответствует генеральному, направлению группы северо-восточных разломов, выделенных В.И. Белоусовым под названием Березовый, Термальный, Пятый. Аналогичные элементы залегания крупных нарушений и зон дробления наблюдаются в разрезе спекшихся туфов по руч. Светлому (см. рис. 12).

Тектонические зоны нарушений часто фиксируются в керне скважин по характерной брекчии пород, сцементированной кварцем, кальцитом,

хлоритом и интенсивно импрегнированный тонкими прожилками темного кремневого вещества, обычно глиники трения и цеолитов. Окружающие породы, как правило, окварцованы.

Таким образом, наличие тектонических нарушений трех главных направлений простирания ( $280-290$ ,  $10-350$  и  $40-50^\circ$ ) зафиксировано на Паужетском месторождении гидротерм различными методами.

Развитие дальнейших направлений разведки и эксплуатации Паужетского месторождения потребует в целях планомерного и безошибочного бурения скважин, а также охраны окружающей природы точных знаний местоположения всех тектонических структур и их характеристику в недрах гидротермальной системы. Одним из методов, позволяющим идентификацию тектонических нарушений под толщей более молодых отложений и почво-растительного покрова, является термометрия площади месторождения по сетке уже готовых геофизических профилей и увязка данных с элементами рельефа и геоморфологической структуры месторождения. Скорость термометрического профилирования, как показывает наш опыт, достаточно велика, а прямыми достоинствами этого метода являются получение результата на месте работ, возможность немедленного воспроизведения замера температуры и однозначность получаемой информации.

В настоящее время получена обширная информация о температурном режиме субповерхностных термопроявлений от сезонных и суточных колебаний атмосферных условий на различной глубине от дневной поверхности [22, 65].

Используя эти данные, можно построить методику измерений по максимальному градиенту и тепловой контрастности зон скрытых нарушений.

#### ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАУЖЕТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИДРОТЕРМ

Подробный очерк гидрогеологии Паужетского месторождения есть в работе В.И. Белоусова, В.М. Сугрובה и Н.Г. Сугробовой [11]. Более подробных материалов по этому вопросу в литературе нет, поэтому этот раздел целиком основан на данных упомянутой работы.

В настоящее время на месторождении, разведанном уже на довольно большой площади, вскрыто два водоносных комплекса пород: верхний — псефитовые туфы среднепаужетской свиты мощностью 116–360 м и нижний — верхнемиоценовые песчаники с прослоями алевролитов вскрытой мощностью 460 м. Максимальная температура гидротерм на разведанном участке обнаружена в скв. Р-107 вблизи Восточно-Паужетского термопроявления, по данным Камчатского управления ИГТЗ и Института вулканологии ДВНЦ, составляет  $219^\circ\text{C}$  на глубине 820 м.

Гидрогеологическая структура месторождения, располагающегося на западном склоне Камбального хребта и его подножии, представляется как артезианский склон в соответствии с моноклинальным залеганием всей водоносной толщи пород и перекрывающих их водоупоров в виде алевропелитовых туфов верхнепаужетской подсвиты. Областью питания этой структуры служат вершинные участки Камбального хребта.

Район месторождения сильно обводнен в течение всего года, так как среднегодовые осадки достигают 2500 мм, а колебания этой нормы составляют 2000–3740 мм.

Модуль поверхностного стока в бассейне р. Паужетки достигает 93 м/сек · км<sup>2</sup>. Согласно расчетам, в глубокий подземный сток поступает около 10 л/сек · км<sup>2</sup>. Авторы указанной работы [11] считают, что эта величина стока может быть увеличена за счет конденсации атмосферной влаги (туманы, большая влажность воздуха) и повышенного количества осадков в горной части гидротермальной системы. Учитывая площадь артезианского склона около 40 км<sup>2</sup>, можно ожидать расход подземного потока не менее 400 л/сек. Авторы исследований делают важный вывод о том, что питание гидротерм осуществляется частично за счет холодных инфильтрационных вод, поступающих в глубокий подземный сток в пределах артезианского склона. Значительный вклад инфильтрационных вод отмечается для многих гидротермальных систем. Например, на роль инфильтрационных вод в питании геотермального района Лардерелло (Италия) указывают Ч. Петраччи и П. Скварци [152]. По их расчетам, 1/3 из продуцируемого количества пара  $26 \cdot 10^6$  т/год происходит за счет инфильтрационных "молодых" вод бассейна р. Сесина.

При разбуривании зоны разгрузки Паужетских гидротерм в долине р. Паужетки в верхнем водоносном комплексе были вскрыты холодные низкоминерализованные воды и перегретые гидротермы, имеющие одинаковые пьезометрические уровни, что может свидетельствовать о существовании единой водонапорной системы.

Воды со свободной поверхностью формируются в двух водоносных комплексах. Первый комплекс сложен делювиально-пролювиальными четвертичными отложениями западного склона Камбального хребта. Небольшая мощность этих пород, а также значительные колебания величины атмосферных осадков обуславливают непостоянный и в среднем небольшой дебит холодных источников грунтовых вод, достигающий 1–2 л/сек. В долине руч. Быстро в делювиальных отложениях отмечены выходы горячих нисходящих источников с дебитом 0,1–0,4 л/сек и температурой от 60 до 80°С. Их происхождение связано с прорывом паровых струй в потоки грунтовых вод. Ряд таких источников будет описан ниже в разделе о субповерхностных термопроявлениях.

Второй водоносный комплекс представлен молодыми эффузивами верхнепаужетской свиты, имеющими ограниченное распространение в приосевой северной части Камбального хребта и его западном склоне. Дебит источников холодных вод этого комплекса незначителен и определяется ограниченной площадью распространения самих водоносных пород.

Фильтрационные свойства водоносных толщ изучены только для псефитовых туфов среднепаужетской свиты. По данным опытных откачек [85], коэффициенты фильтрации псефитовых туфов колеблются от 0,00248 до 0,0262 дарси. Проницаемость этих же, но трещиноватых пород достигает 0,104 дарси при мощности водоносного комплекса 200 м, гидравлическом уклоне 0,05, динамической вязкости воды 0,16 сантипауз, ее объемном весе 0,9 т/м<sup>3</sup> и расходе потока в границах водоносных пород 8640 м<sup>3</sup>/сутки [85]. Проницаемость пепловых алевропелитовых туфов

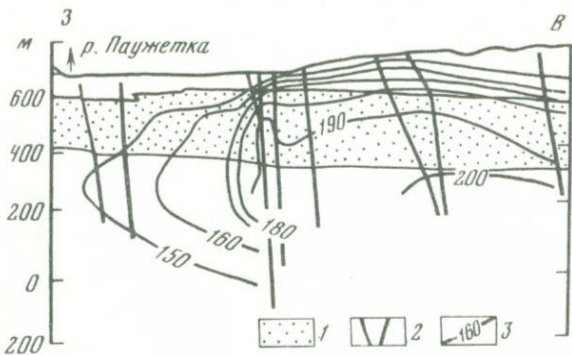


Рис. 14. Современное температурное поле в северо-западном разрезе Паужетской гидротермальной системы

1 – верхний водоносный горизонт псефитовых туфов; 2 – источники; 3 – изогипсы

верхней части водоупора на 1,5–2 порядка ниже. Следует учесть, что эти данные выведены для горячих вод температурой 150–190°C. В то же время проницаемость водоносного комплекса для холодных вод в этих же условиях будет значительно ниже вследствие возрастания их вязкости.

Таким образом, различная проницаемость коллекторов гидротерм по отношению к нагретым и холодным водам выступает в качестве важного фактора условий формирования высокотемпературных гидротерм дополнительно к экранирующей роли толщи вышележащих алевропелитовых туфов.

Геотермический режим Паужетской гидротермальной системы связан с условиями движения вод в ее недрах.

Движение гидротерм определяет сложное строение теплового поля с 5–6-кратным изменением температурного градиента по вертикали. На рис. 14 заметно резкое погружение изотерм 180, 190 и 200°C в юго-восточном направлении. Подъем геоизотерм в районе долины р. Паужетки связан с наличием здесь сбросовой меридиональной структуры, осложненной серией крутопадающих термовыводящих трещин и нарушений. В соответствии с этим средние величины геотермического градиента в разрезе уменьшаются с северо-запада на юго-восток от 30–35°C/100 м (скв. К-16, К-18, К-20) до 8–14°C/100 м (скв. Р-102, Р-107, Р-106). Субповерхностной водоупорной толще алевропелитовых туфов присущи наиболее высокие градиенты температуры до 133°/185 м (скв. К-18), 106°/50 м (скв. К-6), 102°/83 м (скв. К-8) и 127°/64 м (скв. К-11), по данным В.М. Сугрובה и Н.Г. Сугрובהвой (1965).

В толще обводненных псефитовых туфов температура достигает максимума для этого уровня в юго-восточной части месторождения – 203°C. Ниже водоносного комплекса, под пачкой спекшихся туфов температура пород понижается до 140–150°, что свидетельствует о движении вод в этом горизонте из области нагрева, находящейся за пределами изученной площади, по предположению авторов, в приосевой части Кабмального хребта, к юго-востоку от зоны разгрузки. В.М. Сугрובов [87], рас-

считывая естественные ресурсы месторождения, указывает, что предполагаемой областью формирования гидротерм является осевая часть Камбального хребта, располагающаяся в 5 км от северного участка водозабора, т.е. куста скв. К-4, К-15, К-10, К-18, К-20 и т.д.

Общее возрастание температуры гидротерм, по данным бурения, обнаружено на юго-восточном фланге месторождения. Если принять, что область потока высокотемпературных гидротерм протягивается по западному склону до осевой части Камбального хребта в верховьях ручьев Трудный и Фумарольный, а ширина потока по карте пьезоизогипс равна 1700 м, можно дать количественную оценку расходу потока 460 л/сек [87].

Естественная возобновляемая мощность Паужетского месторождения отсюда равна (при среднем теплосодержании 170 ккал/кг) 78000 ккал/сек.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕРМОПРОЯВЛЕНИЙ ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Субповерхностные термопроявления Паужетской гидротермальной системы и примыкающих территорий Камбального хребта играют важную роль поисковых признаков, а геотермические характеристики используют в качестве количественных оценок температуры и мощности глубинных гидротерм.

В то же время субповерхностные термопроявления представляют собой исключительно важные объекты для детального режимного изучения современных процессов гидротермального минералообразования.

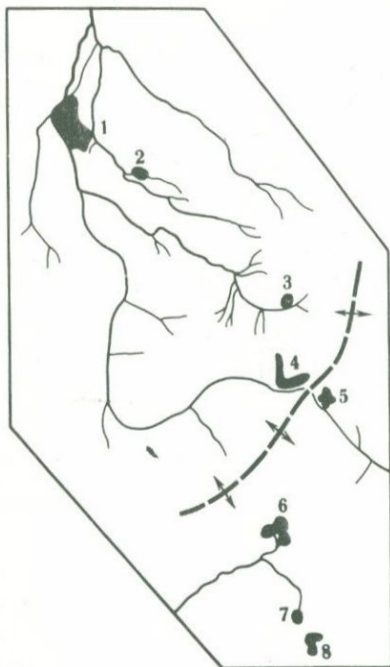
Под субповерхностными термопроявлениями здесь и далее понимаются участки гидротермальных систем, имеющие сообщение с земной поверхностью в виде очагов разгрузки термовыводящих структур.

Подробные описания термопроявлений и их геолого-геотермических характеристик приведены в работе В.И. Белоусова, В.М. Сугрובה, Н.Г. Сугрובовой [11] по данным работ 1964–1965 гг. Ими выделены девять групп термопроявлений, составляющих две крупные зоны северо-западного простирания (рис. 15). Цепочка субповерхностных термопроявлений на западном склоне Камбального хребта образует северную зону, в которую входят: Паужетское термопроявление – зона разгрузки кипящих гидротерм, Верхнее термальное поле, Восточно-Паужетское, I Северо-Камбальные паровые струи, II Северо-Камбальные паровые струи, III Северо-Камбальные паровые старуи, I и II Восточно-Камбальные термопроявления.

Термопроявления субповерхностного типа, подобные Восточно-Паужетскому, Северо-Камбальному, Южно-Камбальному и другим, характеризуются наличием паровых струй, подъем которых осуществляется по тектоническим нарушениям преимущественно северо-западного простирания, фиксирующимся на поднятиях Камбального хребта. Источником таких паровых струй является верхний коллектор паужетских высокотермальных вод хлоридно-натриевого типа, температура которых выше

Рис. 15. Схема расположения субповерхностных термопроявлений на территории Паужетской гидротермальной системы и Камбального хребта [11]

1 — Паужетское термальное поле, включая Верхнее термальное поле; 2 — Восточно-Паужетское термопроявление; 3–4–5 — I–II–III группы Северо-Камбальных паровых струй; 6–7–8 — III–II–I группы Южно-Камбальных паровых струй



200°С. Породы водоупора нарушены трещинами. В пределах термопроявлений выходы пара и горячих конденсатов линейно вытянуты и маркируют, таким образом, простирание трещинных зон.

Как указывают В.В. Аверьев и В.И. Белоусов, для проявления парогидротермальной деятельности решающее значение имеет количество первичного пара по отношению к массе холодных вод. Существование вторичных паровых струй возможно лишь при отношении количества первичного пара к массе холодных вод 1:6. Это условие выдерживается в полосе субповерхностных термопроявлений склона Камбального хребта. Паровые струи субповерхностных термопроявлений состоят из водяного пара с примесью углекислоты, азота, сероводорода, аммиака, аргона, гелия и других газов и характеризуются температурой 97–98°С на выходе. Вмещающие породы в районах выходов струй пара и конденсатов превращены в аргиллизиты, преимущественно каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава и бентонитовые глины [65].

Прежде чем перейти к характеристике исследованных термопроявлений, остановимся на методике наблюдений и сбора полевых материалов.

Отдельные термопроявления, а именно Верхнее термальное поле, Восточно-Паужетское, Северо-Камбальное (I группа) и Южно-Камбальное (II группа) поля изучались с точки зрения их внутреннего геологического строения и температурной зональности посредством профилей мелких (до 4 м) скважин, разбуриваемых в мягких глинистых породах с помощью ручного почвенного бура. В течение полевых сезонов 1970–1976 гг. было пройдено 120 скважин от 1 до 4 м.

На интервалах 0,2–0,5–1,0–1,5 – 2–2,2, 5–3, 0–4,0 м производились замеры температуры пород с помощью медных термометров сопротивления в процессе выстаивания скважины от 30 мин до 1–3 ч. Устье скважин закрывалось при этом плотным тампоном. Точность замеров составляла 0,3°С. После замеров температуры из этих же участков керна отбирались пробы пород весом 300–400 г, использовавшиеся для следующих целей: 1) извлечения поровых растворов, 2) выделения сульфидной фракции, 3) выделения глинистых минералов, 4) общего анализа химического состава

пород, 5) измерения абсолютного влагосодержания и 6) измерения теплофизических и физических свойств.

Извлечение паровых растворов осуществлялось с помощью пресс-формы конструкции П.А. Крюкова под давлением 200–600 атм.

Часть поровых растворов в количестве 7–50 мл отпрессовывалась на воздухе непосредственно на местах отбора из керна гидротермальных глин и консервировалась в полиэтиленовых баллонах.

Места скопления и оттока порового раствора в нижней части пресс-формы надежно изолировались от соприкосновения раствора с металлическими стенками с помощью фторопластовых прокладок, втулки и капилляра. Нижняя часть поршня изолировалась от керна пород фторопластовой прокладкой, а стенки пресс-формы – фторопластовым цилиндром, либо слоем плотной графитовой смазки.

Влажность образцов глин составляла 16–45%, благодаря чему для отпрессовывания необходимого количества раствора (20–30 м) требовалось небольшое время – от 3 мин до 3 ч.

Очевидно, условия отбора и отпрессовывания образцов поровых растворов не способствовали их значительному окислению.

Другая часть поровых растворов отпрессовывалась в лабораторных условиях в токе особо чистого гелия и под нагревом до температуры, фиксируемой в точке взятия пробы. С этой целью керн пород консервировался в горячем состоянии непосредственно на месте отбора смесью битума, канифоли и парафина. Опытные проверки подтвердили абсолютную сохранность керна после консервирования в течение 4–6 месяцев.

Для определения абсолютного влагосодержания использовались образцы керна весом 50–120 г, консервировавшихся в полиэтиленовую пленку на месте отбора. Образцы высушивались в сушильном шкафу до постоянного веса при температуре 110°C.

Верхнее термальное поле. Термопроявление приурочено к толще алевропелитовых туфов и горизонтов пемз и сформировано паровыми дериватами термальных хлоридно-натриевых вод паужетского типа. Участок термопроявления расположен в районе самоизливающихся скв. К-14, К-13, К-18 (рис. 16) непосредственно над потоком паужетских гидротерм в толще псефитовых туфов.

В центральной части термального поля туфы превращены в буро-красные глины с выцветами серы.

Поверхность лишена травяного покрова. Температура на глубине 1 м превышает 90°C. До глубины 2–2,5 м термопроявление сложено каолинитовыми глинами красно-коричневого или лилово-красного цвета с примесью монтмориллонита, сульфидов и цеолитов. На восточной границе этой площадки находится большое количество кипящих грязевых воронок. Глубина воронок достигает 0,8–1 м. Температура глинистой суспензии, барботирующей газами и водяным паром, колеблется от 56 до 98°C.

Состав вод кипящих воронок сульфатно-хлоридно-кальциево-магниевый (табл. 12). Отличительной особенностью вод этого типа является концентрация цинка (до 3 мг/л) и редких щелочных элементов – лития, рубидия и цезия.

Рис. 16. Стросние верхнего термального поля (по данным автора на август 1974 г.)

1 — кипящие грязевые воронки и выходы струй пара; 2 — мелкие скважины (до 2,5 м); 3 — изогипсы; 4 — глубокая эксплуатационная скважина

Состав газов в паровых струях характеризует их как углекислые с примесью азота (6,7%) и сероводорода (до 6,2%).

В конденсатах паровых струй Верхнего термального поля и водах грязевых воронок присутствуют растворенная углекислота в количестве 21—179 мг/л и сероводород — до 2,4 мг/л.

В скв. 824 и 826 на глубинах 2,5 и 0,9 м соответственно были обнаружены теплые грунтовые воды (конденсаты). В скв. 824 столб воды составил 55 см после суточного выстаивания тампонирующей скважины. Отбор пробы воды

был осуществлен через 30 мин после извлечения керна. В скв. 826 столб воды в аналогичной ситуации составил 10 см на глубине 0,9 м.

По химическому составу грунтовые воды термального поля резко отличаются от вод горячих конденсатов в грязевых воронках (анализы 826/0,9 и 824/2,5, см. табл. 12) пониженной минерализацией, возрастанием роли хлора с глубиной циркуляции и существенным преобладанием натрия над суммой всех остальных катионов.

Восточно-Паужетское термальное поле. Термопроявление детально исследовалось автором в 1970—1976 гг. В результате этих работ получена карта с инструментальной привязкой основных геологических элементов (рис. 17). Собственно термопроявление представлено выходами паровых струй, приуроченных к толще флювиогляциальных валуново-галечных отложений, перекрывающих толщу тонкослоистых пеллово-пемзовых туфов верхнепаужетской подсвиты.

Как видно на разрезе (рис. 18), пемзовые отложения, слагающие возвышенные части рельефа, перекрывают термопроявления и не подвержены гидротермальным изменениям.

Выходы паровых струй и ореол гидротермально-измененных пород образуют центральную часть термопроявления размерами 50 × 150 м, вытянутую в широтном направлении (рис. 17). Пространственное расположение естественных выходов пара сильно парящих участков с температурой 30—60° и мелких, но активных грязевых воронок позволяет предполагать наличие двух трещинных зон в недрах Восточно-Паужетского термопроявления — близко широтного и меридионального простирающих.

В месте пересечения этих зон находится наиболее мощный выход пара в центральной части поля.

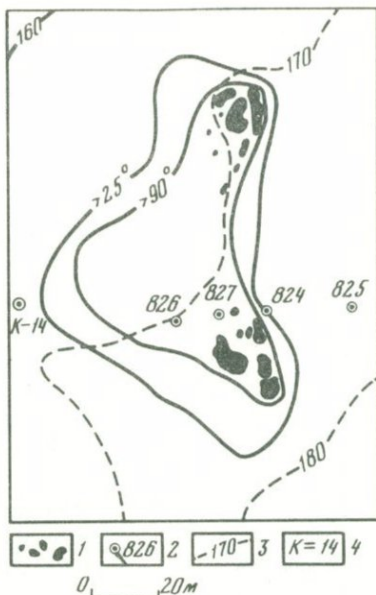


Таблица 12

## Состав термальных вод Верхнего термального поля

Компоненты	826/2	826/09	824/2,5
	мг/л		
Na <sup>+</sup>	65,0	30,0	45,0
K <sup>+</sup>	25,0	5,0	4,40
Li <sup>+</sup>	0,08	0,009	0,014
Rb <sup>+</sup>	0,036	Не обн.	0,003
Cs <sup>+</sup>	0,014	"	Не обн.
Ca <sup>2+</sup>	89,6	1,6	2,0
Mg <sup>2+</sup>	37,9	3,7	3,4
Zn <sup>2+</sup>	2,98	0,256	0,064
Cu <sup>2+</sup>	0,05	Не обн.	Не обн.
Σ катионов	217,4	40,56	54,9
Cl <sup>-</sup>	50,2	13,3	56,5
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	719,6	85,6	6,4
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	36,6	Не обн.	24,0
Σ анионов	805,8	98,9	86,9
SiO <sub>2</sub>	78,0	23,0	71,0
t °C	98	30	30

Аналитики: М.М. Белохвостова, В.М.Новиков, Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР, 1973 г.

Температурное поле имеет характерное куполообразное строение. При этом положение изотерм 30–40–50–70°С в центральной части поля связано с рельефом, в то же время изотерма 90°С образует куполовидную структуру теплового поля независимо от рельефа, сводовая часть которой приурочена к участку предполагаемого пересечения трещинных зон. В местах естественных выходов пара наблюдается резкий подъем изотермы 90°С до глубины 0,2–0,4 м от поверхности. В скв. 908, 907, 906, 905, 902 на глубине 1,5–1,6 м зафиксирована температура 100°С. Эти температуры были подтверждены независимыми замерами в 1970, 1971 и 1974 гг.

Массоперенос в этих условиях осуществляется под действием напорной фильтрации [22]. Вынос тепла с поверхности горячего грунта для площади 11 570 м<sup>2</sup> термального поля оценивается в 60,9 ккал/сек (11), что соответствует величине теплового потока 600 · 10<sup>-6</sup> кал/см<sup>2</sup> · сек.

Близповерхностные и поверхностные термальные воды Восточно-Паужетского термального поля могут быть охарактеризованы как различного типа конденсаты вторичного пара, струи которого собственно и питают термопроявление в целом.

В ряде случаев залегание конденсатов может быть глубоким и связанным с трещинными зонами, проводниками паровых струй. Глубинные конденсаты с большим основанием можно отнести к типу вторичных гидротерм.

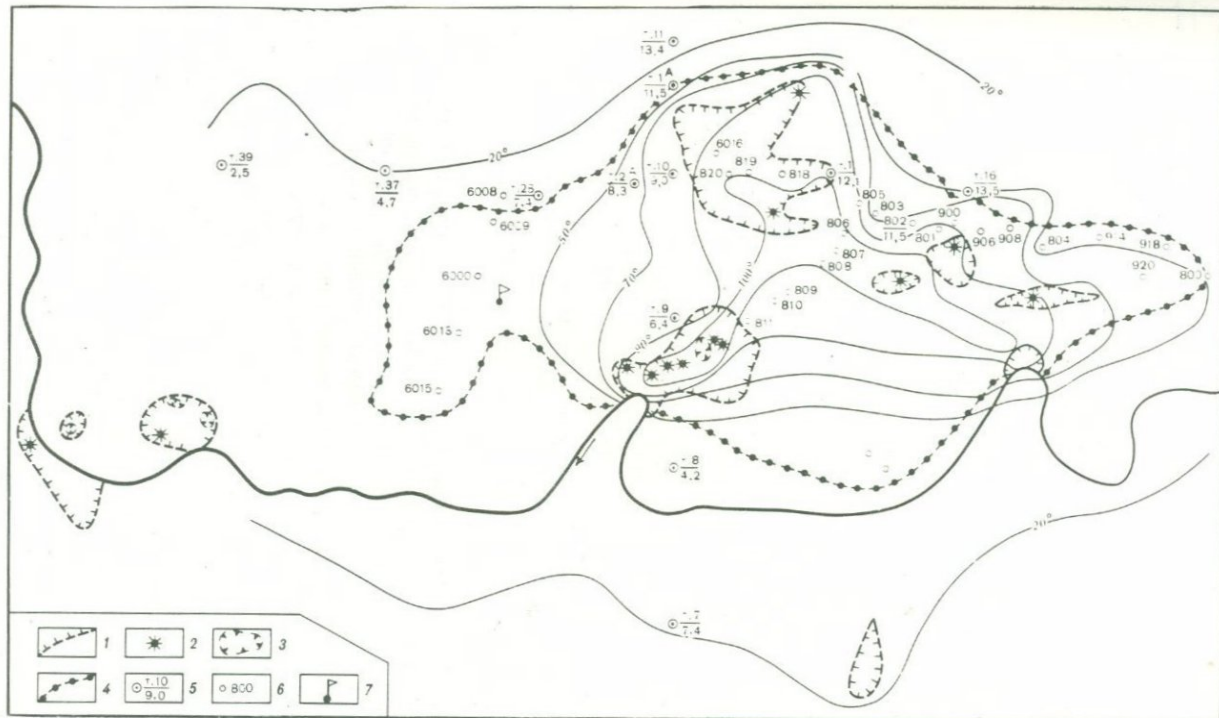


Рис. 17. Строение центральной части Восточно-Паужетского термоявления. Изотермы показаны по данным автора на 26 августа 1974 г. Инструментальная привязка опорных точек, скважин и геоморфологических элементов осуществлена автором и Г.Н. Лялиным, сотрудником Института вулканологии ДВНЦ АН СССР

1 - границы парящих участков гидротермально-измененных пород с отложениями серы, гипса, квасцов; 2 - выходы струй пара; 3 - кипящие грязевые воронки; 4 - поверхностная граница гидротермально-измененных пород; 5 - опорные точки наблюдений температуры с отметками относительных высот; 6 - мелкие скважины; 7 - метеоплощадка. Сплошными линиями показаны изотермы на глубине 1 м от поверхности

Таблица 13

Состав конденсатов Восточно-Паужетского термального поля (мг/л)

Конденсаты	Конденсаты глубинных струй пара			
	6061	6047	6045	6043
NH <sup>+</sup>	7,2	5,02	11,7	0,1
Na <sup>+</sup>	0,063	0,040	1,01	8,10
K <sup>+</sup>	0,04	0,080	0,08	4,30
Ca <sup>2+</sup>	1,9	—	—	19,3
Mg <sup>2+</sup>	1,2	—	—	2,5
Li <sup>+</sup>	Не обн.	Не обн.	0,033	0,016
Rb <sup>+</sup>	"	"	Не обн.	0,012
Cs <sup>+</sup>	"	"	"	Не обн.
Zn <sup>2+</sup>	—	—	—	—
Cu <sup>2+</sup>	—	—	—	—
Σ Fe	—	—	—	—
Σ катионов	10,4	5,14	12,823	34,34
Cl <sup>-</sup>	10,7	6,9	3,1	10,7
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	9,9	—	4,9	21,4
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	61,0	21,4	76,3	152,5
F	0,6	0,6	0,6	—
Σ анионов	82,2	28,9	84,9	184,6
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	6,84	7,53	8,56	167,7
pH	7,52	7,15	8,08	7,70

Аналитики: М.М. Белохвостова, В.М. Новиков, О.И. Пройдакова, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР, 1973–1975 гг.

Химический состав обоих типов вод существенно различен (табл. 13). Пробы 6044, 821 и 822 отобраны из кипящих грязевых воронок с обильными осадками, гидротермальным илом и хлопьями кремневого геля. Осадок пробы 821 представлен глинистыми частицами красно-бурого цвета, осадок пробы 822 – мелкими кристалликами пирита и глины с резким запахом сероводорода. Раствор обр. 935 отобран с глубины 4 м из скважины, вскрывшей зону трещиноватости с температурой около 100°С. Конденсат 932 является непосредственным конденсатом глубинного пара (центральная часть Восточно-Паужетского поля), отобранным на воздухе из струи пара с температурой 98°С. Проба конденсата 6045 отобрана из скв. Г-8 с температурой около 140° на глубине 40 м.

Конденсаты глубинных струй пара (образцы конденсатов 6061, 6047, 6045, 6043, 932) представлены бикарбонатно-аммонийными кальциевыми водами низкой минерализации 35–200 мг/л и pH 7–8.

Конденсаты из грязевых воронок или мелких скважин отличаются уже сульфатно-аммонийным магнием-кальциевым составом. Это существенно кислые воды с минерализацией до 700 мг/л, высокими концентрациями железа, цинка и кремнекислоты (см. табл. 13).

	Конденсаты из грязевых воронок				Конденсат из скв. К-935
	932	6044	821	822	
—	—	38,3	—	—	—
2,0	7,11	20,0	15,0	14,0	
1,2	2,66	5,0	20,0	8,0	
19,6	34,7	9,8	19,4	198,0	
24,1	15,2	153,7	38,1	36,1	
0,1	0,043	0,017	0,008	0,20	
—	0,010	0,014	0,004	—	
—	0,001	0,008	0,006	—	
0,098	—	0,619	3,013	0,3	
Не обн.	—	0,44	0,040	Не обн.	
—	—	156,1	54,2	—	
47,1	198,02	345,7	147,0	256,6	
14,2	10,7	5,6	5,6	21,3	
162,1	554,7	160,4	286,4	522,8	
Не обн.	—	—	—	Не обн.	
—	—	—	—	—	
176,3	566,2	166,0	292,0	544,1	
—	167,7	—	113,0	—	
—	2,76	—	—	—	

Выходы паро-водяных струй и вторично-конденсатных термальных вод поля характеризуются присутствием больших количеств растворенной углекислоты и сероводорода. Наиболее насыщены этими компонентами конденсаты высокотемпературных паровых струй центральной части термоявления (CO<sub>2</sub> 265–348 мг/л, H<sub>2</sub>S 39–73 мг/л) и скв. Г-8 (CO<sub>2</sub> 260–794 мг/л и H<sub>2</sub>S 29–58 мг/л). При этом отношение CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S (3,7–10,6) идентично таковому для "ювенильного" пара паужетских гидротерм.

Постоянство отношений CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S свидетельствует о непосредственной взаимосвязи субповерхностных термоявлений с глубинными пластовыми водами.

В субповерхностных условиях непосредственное взаимодействие между породами и растворами осуществляется главным образом со стороны конденсатов с температурой вплоть до 100°С и выше. Это связано с сильной общей обводненностью пород или их влажностью, условиями интенсивного сброса тепла через поверхность термоявлений, т.е. отсутствием условий жесткого термостатирования субповерхностной зоны термоявлений.

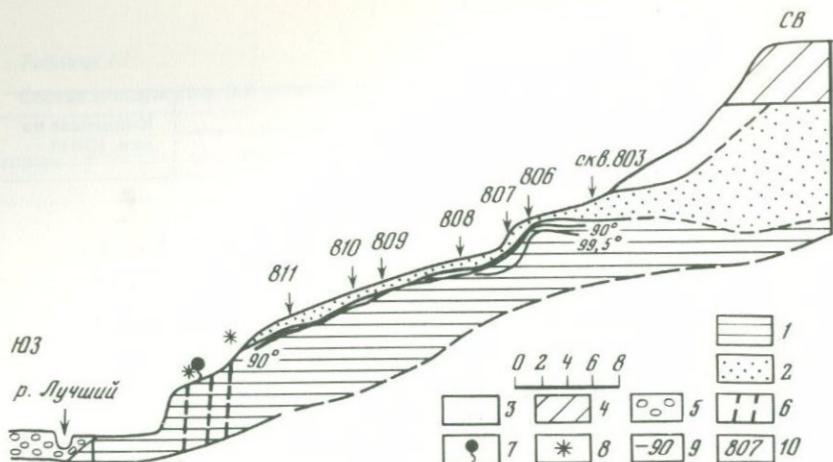


Рис. 18. Строение Восточно-Паужесткого термоявления в разрезе юго-запада на северо-восток (по данным автора)

1 – монтмориллонитовые и монтмориллонит-гидрослюдистые глины с сульфидами; 2 – каолиновые глины красного цвета; 3 – желто-серые каолиновые глины и слабо измененные пемзовые туфы; 4 – неизменные пемзовые отложения; 5 – аллювий; 6 – предполагаемые зоны трещиноватости; 7 – выход конденсата; 8 – выходы паровых струй; 9 – изотермы; 10 – номера скважин

В этом смысле глубинные конденсаты могут рассматриваться в качестве промежуточного источника химических компонентов для паровых растворов.

### I группа Северо-Камбальных паровых струй

Термальное поле локализовано в мощной толще дельювиального покрова, сложенного обломками андезито-базальтов вулканической постройки гребня Скалистый в осевой части Камбального хребта. Современная действующая часть поля приурочена к истокам руч. Трудный. Площадь древнего, уже остывшего термоявления значительно превышает современные выходы и равна 30–40 тыс. м<sup>2</sup>. Выходы пара сосредоточены на небольшом участке 50 × 50 м, обеспечивая мощный прогрев пород до 90–70°C вблизи самой поверхности. Северо-Камбальные термоявления в 1969 г. исследовались В.М. Сугробовым и Н.Г. Сугробовой. Была составлена термометрическая карта термального поля и температурные профили на глубину до 1 м [11].

Вынос тепла, по данным В.И. Белоусова, В.М. Сугробова и Н.Г. Сугробовой, паровыми струями составил 151,9 ккал/сек, а общая мощность термального поля 179,9 ккал/сек. Рассчитанная плотность суммарного теплового потока на площади 7010 м<sup>2</sup> равна 2540 · 10<sup>-6</sup> ккал/см<sup>2</sup> · сек.

По данным И.А. Меняйлова и Л.П. Никитиной [56], состав газов в паровых струях следующий (в об. %): CO<sub>2</sub> 21,01; H<sub>2</sub> 0,19; O<sub>2</sub> 4,11; N<sub>2</sub> 74,68. Сумма газов в водном паре 2,29%. Химический состав конденсатов отличается повышенными концентрациями аммония, кальция и сульфат-иона (табл. 14).

Таблица 14

Химический состав конденсатов I группы Северо-Камбальных паровых струй (в мг/л)

Компоненты	СК-801	6033	I*
$\text{NH}_4^+$	—	67,7	17,7
$\text{Na}^+$	5,5	4,5	0,2
$\text{K}^+$	7,4	1,67	0,2
$\text{Ca}^{2+}$	17,4	40,5	1,6
$\text{Mg}^{2+}$	23,8	—	0,2
$\text{Li}^+$	не обн.	0,16	—
$\text{Rb}^+$	"	0,001	—
$\text{Zn}^{2+}$	0,371	—	0,15
$\Sigma \text{c}$	0,06	—	0,0
$\Sigma$ катионов	54,53	114,73	20,05
$\text{Cl}^-$	1,6	12,8	1,0
$\text{SO}_4^{2-}$	416	—	25,5
$\text{HCO}_3^-$	—	15,3	26,8
F	—	—	0,2
$\Sigma$ анионов	417,6	28,1	53,5
$\text{H}_4\text{SiO}_4$	85	99,2	—
$\text{CO}_2$	255	—	—
$\text{H}_2\text{S}$	15	—	—
pH	—	—	6,42
$t^\circ, \text{C}$	97	50	90

\* По данным И.А. Меньилова и Л.П. Никитиной (56).

Аналитики: М.М. Белохвостова, В.М. Новиков, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР, 1973—1975 гг.

По аналогии с Восточно-Паужетским термопроявлением здесь наблюдается этапность гидротермальной деятельности. Это фиксируется сменой местоположения выходов паровых струй, термальных источников и типов минеральных отложений. Обширная площадь с выходами и обломками натечных фстончатых кварцевых и кварц-карбонатных агрегатов находится у подножия гребня Скалистый на уже остывшей части термального поля в 100–150 м к северу от современного термопроявления. Здесь же видны денудированные конусы гейзерита и остатки воронок — древних выходов фумарол. Отложения паужетской свиты повсеместно полностью превращены в гидротермальные глины. В пределах ареала распространения обломков фстончатых кварцев отмечены выходы холодных слабо-минерализованных вод.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Чрезвычайное разнообразие химического состава гидротерм, связанных с вулканическими центрами, давно уже привело исследователей к мысли о необходимости их типизации. Нами также сделана попытка упорядочения большой совокупности данных о химическом и редкоземельном составе гидротерм вулканических областей на основе общности их химического облика. Подобная группировка предпринята нами ранее при выделении геохимических типов паужетских гидротерм [65].

### ТИПЫ ГИДРОТЕРМ ПАУЖЕТСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Гидротермальная активность Паужетской вулкано-тектонической депрессии проявлена в разнообразных типах термальных вод, выходящих на поверхность в виде гейзеров и термальных источников в очаге разгрузки Паужетского месторождения, термальных конденсатов и мощных паровых струй Камбального хребта.

Первые детальные исследования химического состава термальных источников и пароводяных струй Паужетского месторождения были осуществлены К.П. Флоренским и В.В. Аверьевым в 1957—1959 гг. Ими впервые было показано, что паровая среда термальных источников и пароводяных струй существенно обогащена углекислотой и сероводородом. Кроме этого, было обнаружено, что поверхностные конденсаты пароводяных струй имеют гидрокарбонатно-аммонийный состав, принципиально отличающий эти воды от хлоридно-натриевых гидротерм зоны разгрузки месторождения.

Последующие гидрогеохимические исследования осуществлялись в различное время В.М. Сугробовым, Н.Г. Сугробовой, С.И. Набоко, В.И. Пийпом, В.В. Ивановым в 1959—1961 гг.

Результаты многолетних гидрогеологических и гидрогеохимических работ были обобщены в опубликованной в 1965 г. монографии коллектива авторов "Паужетские горячие воды на Камчатке". В монографии приведены данные многочисленных анализов термальных вод, вскрываемых глубокими скважинами, а также химический состав паровой фазы.

Г.И. Арсановой изучались содержания и распределения лития, рубидия и цезия в различных типах термальных вод Паужетского месторождения с 1965 по 1970 гг. Впоследствии результаты этих работ были изложены в монографии "Редкие щелочи в термальных водах вулкани-

ческих областей". Г.И. Арсанова предполагает магматическое происхождение высоких концентраций редких щелочей в хлоридно-натриевых гидротермах паужетского типа как продукте эволюции магматического флюида [4].

Многолетние исследования закономерностей формирования подземных вод Камчатки позволили А.И. Сержникову и И.А. Клименко провести типизацию термальных вод Камчатки по химическому составу, выделив "паужетский тип" как хлоридно-натриевые, слабощелочные воды [81].

С 1970 по 1976 гг. в Паужетском геотермальном районе Институтом геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР проводились обширные геохимические исследования гидротермальных процессов, включающие гидрогеохимическое изучение термальных вод и режимные наблюдения скважин и источников.

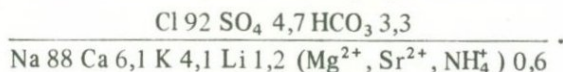
В последние годы (1969–1977) в связи с разведкой термальных вод юго-восточного фланга Паужетского месторождения получены новые данные по геохимии гидротерм, их изотопному составу и температурному режиму.

В настоящей книге предполагается на основе обобщения всех геохимических данных о составе и гидрохимическом режиме гидротерм Паужетского месторождения, а также их взаимодействий с боковыми породами рассмотреть вопросы генезиса месторождения.

Химический состав Паужетских пластово-трещинных вод (табл. 15, 16, см. вклейку) характеризуется значительной дисперсией содержаний большинства компонентов.

В табл. 15 помещены результаты расчетов средних содержаний основных компонентов пластово-трещинных гидротерм верхнего водоносного горизонта Паужетского месторождения по данным опробования эксплуатационных и разведочных скважин (на изливе после сепарации).

Наибольшими отклонениями от средних содержаний характеризуются  $\text{NH}_4$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , распределения которых близки к логнормальному. Данные табл. 15 позволяют рассчитать средний состав пластово-трещинных вод, как совокупность всех результатов



Эта формула состава имеет значение характеристики отклонений состава от среднего уровня и характеризуют "смешанный" тип глубинных гидротерм с эквивалентностью Na–Cl, близкой к стандарту и равной 0,96. Очевидно, типичными представителями паужетского типа вод можно считать гидротермы с максимальными содержаниями хлора и щелочей и эквивалентностью Na–Cl не менее 0,93. Такие "предельные" составы вод обнаружены в скв. РЭ-103, РЭ-106, РЭ-113, К-20 и других, вскрывающих термальные воды с температурой, превышающей 200°C (см. табл. 16). Их компонентный состав характеризуется максимальными содержаниями щелочей (K, Na, Li, Rb и Cs), хлора (свыше 2 г/л), бора (20–50 мг/л), кремнекислоты (свыше 500 мг/л) и повышенными ко-

Таблица 15

Средние величины концентраций главных компонентов глубинных хлоридно-натриевых гидротерм Паужетки (в мг/л)\*

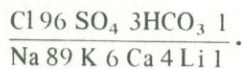
Параметры распределений	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Li <sup>+</sup>	Rb <sup>+</sup>
Нормальное распределение					
Среднее арифметическое	0,85	942,6	75,3	3,89	0,648
Среднеквадратичное отклонение	1,06	140,0	27,9	0,80	0,32
Дисперсия	1,13	19746	782	0,64	0,106
Асимметрия	3,7	-0,14	0,18	0,14	0,09
Экссесс	14,7	0,67	0,92	0,83	-1,63
Коэффициент вариации, %	124	14,9	37,1	20,5	50,3
Логнормальное распределение					
Среднее геометрическое	0,59	931,8	69,9	3,80	0,558
Среднеквадратичное отклонение (lg C)	0,35	0,07	0,17	0,09	0,25
Дисперсия (lg C)	1,25	0,0046	0,03	0,009	0,065
Асимметрия	0,46	-0,78	-0,38	-0,56	-0,44
Экссесс	0,29	1,41	-0,99	-0,32	-0,91
Число проб	38	52	52	31	31

\*По данным [65], [85] и табл. 16.

личествами сульфат-иона. Отношения Na/K колеблются от 14,5 до 18, сумма щелочных металлов преобладает над щелочноземельными: K + Na/Ca + Mg = 7-17, в то же время кальция чаще больше, чем калия (табл. 16).

### Первый тип паужетских гидротерм

Имеющиеся данные позволяют выделить основной хлоридно-щелочно-металльный тип вод литий-борной специализации с типичной формулой воды, как например, для скв. Р-103:



	Cs <sup>+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	CO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
	0,673	0,878	57,4	4,9	1518	113
	0,24	0,23	10,9	10,8	243	58,1
	0,06	0,052	119	118	59253	3377
	0,10	-0,31	-0,12	5,06	0,03	1,96
	-1,40	-0,18	1,42	26,9	0,76	2,86
	36,4	25,9	19,0	221	16,0	51,2
	0,627	0,844	56,2	2,2	1499	104
	0,17	0,13	0,09	0,5	0,07	0,17
	0,029	0,017	0,008	0,25	0,005	0,03
	-0,27	-1,46	-1,55	0,29	-0,59	1,16
	-1,32	3,17	5,94	0,33	0,69	1,11
	31	22	52	52	52	52

В субповерхностных условиях гидротермы этого типа претерпевают существенную метаморфизацию под влиянием температурного поля и сброса давления, что способствует интенсивной дегазации растворов, повышению их щелочности и частичному изменению компонентного состава [69]. Подробно вопрос о составе гидротерм в глубинных условиях будет рассмотрен ниже.

Поступление гидротерм в субповерхностную зону сопровождается интенсивным отделением парогазовой среды, обогащенной углекислотой и сероводородом. Нами осуществлены измерения некоторых количеств CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S в конденсатах паровой фазы в сепараторах разведочных скважин РЭ-1, РЭ-2, РЭ-3, К-15, К-16, К-14, К-18 и многочисленных паровых струях термопроявлений Камбального хребта, а также в водах различного типа источников (табл. 17).

Таблица 17

Концентрации CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S в водах Паужетской гидротермальной системы

Пункт наблюдения и номер пробы	Дата отбора и определения	Воды, конденсаты	t, °C на выходе	CO <sub>2</sub> , мг/л	H <sub>2</sub> S, мг/л	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> S
1	2	3	4	5	6	7
Глубокие скважины и источники зоны разгрузки месторождения						
Скв. РЭ-1	1.VIII.1976	Конденсат пара		158,4–73,0	15,0–26,2	3,8–4,7
Хлоридно-натриевая вода		Вода из слива	94	0	2,4–3,7	–
Скв. РЭ-2	17.VI.1976	Конденсат пара		167,2–173,4	34,0	3,8–3,9
То же		Вода из слива	94	0	3,06	–
Скв. РЭ-3	18.VIII.1976	Конденсат пара		111,0–114	9,2	9,25
То же		Вода из слива	95	0	2,3	–
Скв. К-15	18.VIII.1976	Конденсат пара		57,6–70,8	5,1–5,04	10,1–9,9
То же		Вода из слива	96	0	2,72	–
Скв. К-16	20.VIII.1976	Конденсат пара		222–223	4,76	35,8
То же		Вода из слива	95	0	3,06–5,44	–
Скв. К-14	20.VIII.1976	Конденсат пара		93,3–95	11,56	6,2
То же		Вода из слива	97	0	4,08	–
Скв. К-18	20.VIII.1976	Конденсат пара		127,6–132	22,1–19,4	5,1–4,6
Гейзер-2	27.VIII.1976	Вода источника	92,2–99,8	0	1,36–5,10	–
Источники района 2-го термального ручья	16.VIII.1976	Вода источников, барботирование газа	85	8,8–4,4	1,02–2,7	3,3–2,5
Субповерхностные термоявления и паровые струи Камбального хребта						
Верхнее термальное поле						
Пярящее озеро	19.VIII.1976	Вода, барботирование газа	85	176–178,6	0	

Таблица 17 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Источники вторично-конденсатные	19.VIII.1976	То же	95-99	21,1-52,8	0,2-2,38	17,1-81
Пароводяные струи Восточно-Паужетское термопроявление	19.VIII.1976	Вода Конденсат пара	97	26,4-28,6 90,0	0 17,4	- 4,0
Источник 6058 вторично-конденсатный	24.VIII.1976	Вода	78-83	9,2-14,7	0,51-0,68	13,8-16,6
То же, 7002/5	1.VIII.1976	То же	79-80	9,7-11,4	1,02	7,4-8,3
То же, 7003	1.VIII.1976	"	30,5	110	11,6	7,3
То же, 7006/2	1.VIII.1976	"	30	52	5,4	7,4
То же, 7006/1	1.VIII.1976	"	82,5	37,8	7,5	3,9
Паровая струя, 7005	1.VIII.1976	Конденсат пара	99	347,6	73	3,7
То же, 7009	1.VIII.1976	То же	99	264,8	38,9	5,4
Источник вторично-конденсатный, 7010	12.VIII.1976	Вода	72	12,0	0,34	27,2
То же, 7011	12.VIII.1976	То же	59	26,0	0,2	41,7
Скв. Г-8	1-30.VIII.1976	Конденсат пара	100	260-794	29-58	6,0-10,6
Термопроявление источник Южный вторич-	12.VIII.1976	Вода	95-99	5,16-5,84	1,02-1,7	9,3-3,9

Таблица 17 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
но-жон денсатный						
I Северо-Камбальные паровые струи						
Район пика "Скальный", струя пара в грязевой воронке 7081	30.VIII.1976	Вода, барботируемая газом	92	127,8 - 132	0,32 - 0,34	308 - 425
		Конденсат пара		836 - 920	41,0 - 44,2	15,7 - 16,0
Паровая струя в центральной части термопроявления, 7012/1	30.VIII.1976	То же	100	255,0	15,0	13,1
II Северо-Камбальные паровые струи						
Центральное термопроявление, паровая струя, 7084	31.VIII.1976	"	100	638 - 630	22,1 - 27,2	22,1 - 19,2
Фумарола "Ревущая", 7083	31.VIII.1976	"	100	514 - 550	42,2 - 44,2	9,4 - 9,6
Озерновские источники						
Источник 1, 7073	22.VIII.1976	Вода	82	0	11,2 - 12,53	
Источник 2	22.VIII.1976	То же	79	2,2 - 2,6	12,60	0,146
Источник 3, 7074	22.VIII.1976	"	82	1,2	10,9	0,672
Источник 10, 7077	22.VIII.1976	"	83	0	13,8 - 15,0	
Аналитики: Г. П. Сандмирова, Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, 1976.						

Вывод и охлаждение паро-газовой смеси до конденсата с температурой 0–10°С осуществлялось в устойчивом режиме течения конденсата с многократным отбором проб до 50–200 мл.

Заметные количества  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  содержатся в паровой фазе глубоких скважин и мощных паровых струй Камбального хребта, связанных с крупными дренирующими трещинами (см. табл. 17). Во всех конденсатах Паужетского месторождения и зоны его разгрузки  $\text{CO}_2$  существенно преобладает над  $\text{H}_2\text{S}$ .

На периферии зоны разгрузки хлоридно-натриевых вод "чистой" линии проявляются термальные источники с температурой 80–100°С, в составе вод которых значительную роль играет сульфат-ион и щелочноземельные металлы. Примером может служить источник Южный (см. таблица 16), обогащенный сульфат-ионом до 23 экв.-% и кальцием до 29 экв.-%. Хлоридно-щелочная основа этих вод указывает на связь с термами первого типа, а низкая минерализация и высокие температуры – на связь с горячими субповерхностными конденсатами глубинного пара. Эквивалентность  $\text{Na}-\text{Cl}$  таких гидротерм значительно меньше единицы и характерна для вод смешения.

Конденсаты глубинного, накапливающиеся в субповерхностной зоне пара, дают начало второму геохимическому типу гидротермальных растворов сульфатного класса.

### Второй тип паужетских гидротерм

Он представлен существенно сульфатными, сульфатно-хлоридными и сульфатно-гидрокарбонатными кальций-аммониевыми водами – конденсатами, приуроченными к уровню дегазации хлоридно-щелочных гидротерм первого типа в результате конденсации их парогазовой фракции, обогащенной  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{N}_2$  (см. табл. 16). Кислотность вод этого типа составляет 2,8–5,5, а минерализация – 0,2–0,5 г/л. Сумма  $\text{Ca} + \text{Mg}$  преобладает над щелочами. Постоянная доля хлор-иона 8–9 экв.-% указывает на глубинный источник питания конденсатов. Из катионов наибольшую роль играет ион  $\text{NH}_4^+$ , накапливающийся в конденсатах высокотемпературных паровых струй. Отделение больших количеств сероводорода вместе с водным паром и последующее его окисление в зоне конденсации обуславливает высокую сульфатность конденсатов. По сравнению с хлоридно-щелочными гидротермами конденсаты обогащены тяжелыми металлами – цинком, свинцом, медью и золотом. Появление тяжелых металлов в естественных конденсатах связано главным образом с выщелачиванием из пород водами со слабо кислой реакцией. Аналогична природа содержаний щелочноземельных элементов.

Наименее минерализованные "чистые" конденсаты, практически не содержащие щелочных металлов (менее 0,1 мг/л),  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ , существенно гидрокарбонатно-аммонийного состава характерны для хорошо отсепарированной паро-газовой фракции хлоридно-щелочных гидротерм первого типа. Примерами таких вод могут служить представленные в табл. 13 анализы конденсатов пара из сепаратора скв. РЭ-1, а также конденсатов естественных паровых струй Верхнего термального поля,

Таблица 18

Изменение концентраций поровых растворов с глубиной гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля

Номер пробы	Глубина от поверхности, м	Состав пород, T °C	Концентрации, мг-экв/л		
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Li <sup>+</sup>
800/05	0,5–0,6	Каолинитовые глины, 30	0,62	0,20	0,05
800/1,0	1,0–1,1	Каолинитовые глины с гидроокислами железа, 40	0,42	0,15	—
800/1,2	1,2–1,3	То же, 55	0,47	0,16	—
800/1,4	1,4–1,5	Монтмориллонитовые глины с пиритом, 60	0,48	0,26	—
800/1,7	1,7–1,85	Монтмориллонит-гидрослюдистые глины с пиритом, 77,5	0,88	0,41	0,005
800/2,3	2,3–2,4	То же, 85	0,86	0,40	—
818/0,5	0,5–0,6	Монтмориллонитовые глины с пиритом, 56	0,88	0,31	0,009
818/0,75	0,75–0,8	То же, 88	0,64	0,27	0,006
818/1,0	0,9–1,0	" 96	0,49	0,35	0,003
804/1,45	1,45–1,50	Каолинит-монтмориллонитовая глина, 60	0,62	0,46	0,22
804/3,0	9,90–3,0	Монтмориллонитовая глина, 80	0,71	0,38	0,009
6016	0,3–0,4	То же, 63	0,56	0,06	—
6016	0,6–0,7	" 94	0,93	0,35	—
6005	0,25–0,3	Каолинитовая глина, 40	0,61	0,03	—
6005	0,4–0,5	То же, 52	0,37	0,04	—
6005	1,0–1,1	Монтмориллонитовая глина, 88	0,37	0,08	—
6005	1,3–1,4	То же, 89	—	—	—

Северо-Камбальных термопроявлении. и паро-водяной скв. Г-8 на Восточно-Паужетском термопроявлении.

Получение нами искусственных конденсатов при условиях медленного кипения 500 мл хлоридно-натриевой воды на скв. К-15 показало, что в паровую фазу переходят только калий и натрий в отношениях пар-жидкость для Na и K равным 0,000026 и 0,0019 соответственно. В то же время распределение щелочей между паром и жидкостью зависит от стабильности условий парообразования, характера кипения жидкости и в целом динамики этого процесса. Накопление компонента в остаточ-

Концентрации, мг-экв/л							Na : K
Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Zn, мг/л	Cu, мг/л	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		
—	—	2,8	0,37	—	—	3,1	
2,96	2,97	—	—	3,58	10,15	2,8	
3,93	3,98	—	—	3,08	9,29	2,93	
3,95	4,94	—	—	2,77	8,33	1,85	
2,88	3,82	1,1	0,30	2,74	7,60	2,0	
17,8	11,63	—	—	1,18	6,50	2,2	
2,88	4,47	10,0	16,8	1,96	33,9	2,84	
4,77	6,69	7,0	4,41	1,96	22,15	2,36	
7,92	15,76	3,7	0,28	1,98	—	1,4	
—	—	3,2	1,57	—	—	1,35	
—	—	0,41	0,53	—	—	1,87	
3,06	2,65	4,46	0,42	1,14	59,12	9,33	
24,07	70,38	383,4	0,55	0,94	217,62	2,66	
4,08	1,02	0,19	—	0,94	9,22	20,33	
7,14	1,02	0,48	—	—	11,14	9,25	
2,25	1,01	0,13	—	—	11,02	4,63	
—	—	12,94	0,2	—	—	—	

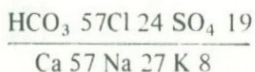
ной жидкости ведет к обогащению последующих фракций паровой фазы и т.д. В опытах мы не наблюдали поступления в конденсат сколько-нибудь измеримых количеств Ca, Mg, Sr, Zn, Cu и редких щелочных металлов.

Таким образом, формирование химического состава термальных конденсатов на основе парогазовой фракции хлоридно-натриевых гидротерм определяется на первом этапе концентрациями CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и NH<sub>3</sub> — компонентами летучей фазы. Роль щелочей в целом ничтожна. На втором этапе уже в субповерхностных условиях слабокислые конденсаты обогащаются кальцием, магнием, щелочами и ионами тяжелых металлов.

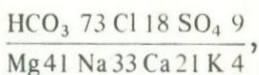
Воды второго геохимического типа преобладают на современных термальных полях, образуя временные водотоки, озерки с небольшим расходом, меняющимся в зависимости от количества атмосферных осадков.

### Третий тип паужетских гидротерм

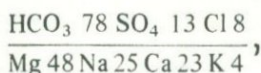
Гидротермы этого типа представлены низкотемпературными гидрокарбонатными щелочноземельными водами, приуроченными, как правило, к периферии субповерхностных термопроявлений и крупных гидротермальных систем. Примерами таких гидротерм могут служить воды слабоминерализованных источников Восточно-Паужетского термального поля, имеющие гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый состав



и  $\text{H}_4\text{SiO}_4 = 30-370$  мг/л,  $t = 72-90^\circ\text{C}$ ,  $\text{CO}_2 = 8-17$  мг/л,  $\text{H}_2\text{S} = 0,3-1$  мг/л. Содержание стронция составляет 0,1–0,6 мг/л, лития, рубидия и цезия – 0,005–0,03 мг/л. За пределами Паужетского месторождения гидротерм в верховьях р. Паужетки известны два выхода гидрокарбонатных вод. Первый выход расположен по руч. Теплому (левый приток р. Правой Паужетки) и имеет дебит 12 л/сек,  $t = 26^\circ\text{C}$ ,



$\text{pH} = 6,5$ . Второй аналогичный источник расположен в верховьях р. Гротовой (гора Медведка) и имеет дебит 40 л/сек,  $t = 28^\circ\text{C}$ ,



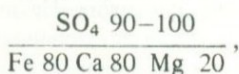
$\text{pH} = 6,3$ ; интенсивное барботирование углекислым газом. Оба источника опробованы Р.А. Шуваловым в 1970 г.

Магнезиальность вод гидрокарбонатного типа возрастает обратно пропорционально температуре. Эта группа гидротерм соответствует магниевно-натриево-кальциевым водам в классификации А.И. Сережникова и И.А. Клименко, где формула катионов имеет вид ( $\text{Mg} = 45-70$ ,  $\text{Na} = 15-40$  и  $\text{Ca} = 14-18$  экв.-%).

### Четвертый тип паужетских гидротерм

Он представлен поровыми растворами субповерхностных термопроявлений [68]. В составе вод четвертого геохимического типа выделяются две обширные группы:

- 1) сульфатные железистые или кальциево-магниевые растворы



pH = 3–7,5; 2) сульфатно-хлоридные кальций-магниевые или алюминий-железо-кальциевые  $\frac{\text{SO}_4 \text{ 90 Cl 10}}{\text{Al 60 Ca 50 Mg 40-50}}$ , pH = 0,97–6,0. Сложный катионный состав обусловлен тепловой и геохимической обстановкой их образования.

Существенную роль в их составе играют щелочноземельные металлы, железо, алюминий и марганец (табл. 18). Содержания сульфата изменяются от 500–600 мг/л до 15–100 г/л. Количество хлор-иона возрастает до 1,5–3,8 г/л. Как правило, pH (измеренное на воздухе, 20°C) таких вод колеблется в пределах 0,9–3,2. Высокоминерализованные поровые растворы характерны для зон современного сульфидообразования и содержат существенные количества цинка (до 340 мг/л), меди (2–33,5 мг/л), алюминия (74–170 мг/л), марганца (3–79 мг/л) и железа (до 580 мг/л).

В недрах термопроявлений имеет место четкая геохимическая зональность составов поровых растворов, отмеченная нами ранее [68]. При переходе от холодных (40–60°C) к горячим (80–150°C) зонам гидротермально-измененных пород близ выходов паровых струй, фумарол и трещинных конденсатов состав поровых растворов существенно меняется.

1. Увеличиваются концентрации  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , Fe, Mn, Al, Zn, Ca,  $\text{SO}_4^{2-}$  и Cl; минерализация возрастает от 500–600 мг/л до 100 г/л и более.

2. Растворы обогащаются магнием относительно кальция; отношения  $\text{Na} + \text{K}/\text{Mg} + \text{Ca}$  и  $\text{Cl}/\text{SO}_4$  уменьшаются.

3. pH растворов переходит из щелочной в кислую область от 6–7 до 0,9–3.

Одной из причин высоких концентраций поровых растворов следует назвать постоянно поддерживающееся значительное газосодержание как конденсатов, так и хлоридно-натриевых терм.

Выше было показано, что парогазовая фракция конденсатов содержит сероводород в количестве 5–60 мг/л конденсата. При разбуривании центральной части Восточно-Паужетского термопроявления нами были обнаружены струи почти чистого сероводорода. Процесс газоотделения и миграции газов из нагретых в холодные зоны через толщу гидротермально-измененных пород, насыщенных поровыми растворами, способствует неуклонному росту концентраций сульфат- и бикарбонат-ионов, а вместе с тем и общей минерализации этих вод.

#### ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ПАУЖЕТСКИХ ГИДРОТЕРМ

Данные о химическом составе газовой среды гидротерм различных геохимических типов получены нами в 1974 г. в процессе исследований Паужетского геотермального района. Для этих целей отбирались пробы вод и конденсатов, консервировались на месте и подвергались полному анализу в лаборатории методом газовой хроматографии. Анализировались главным образом растворенные газы в водах и конденсатах. Результаты этих измерений помещены в табл. 19.

Таблица 19

Химический состав свободных и растворенных газов Паужетского месторождения гидротерм

Номер пробы	Место отбора пробы газа, температура (в °С) и дата взятия пробы	Объемн. %		
		CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>
<i>Конденсаты глубоких скважин</i>				
6055	Скв. РЭ-3 (28.VIII. 1974), 165	82,88	0,0	16,47
6057	Скв. К-15 (28.VIII. 1974), 145	95,00	0,0	0,0
6056	Скв. РЭ-2 (28.VIII. 1974), 171	80,2	0,0	19,20
6054	Скв. РЭ-1 (28.VIII. 1974), 191	98,0	0,0	0,0
6053	Скв. К-20 (28.VIII. 1974), 186	82,5	0,0	16,3
	Скв. К-20 (глубина 446 м) *	82,3	2,80	12,4
<i>Источники хлоридно-натриевых гидротерм в зоне разгрузки</i>				
6051	Свободный газ в источнике, <i>t</i> = 40°C в 20 м от скв. К-5 (26.VIII. 1974)	29,96	0,01	63,88
	Гейзер-1, <i>t</i> = 90° (1960) **	75,6	Не опр.	15,2
<i>Конденсатные источники Восточно-Паужетского термопроявления</i>				
6048	<i>t</i> = 70°C (22.VIII. 1974)	76,96	0,0	21,98
6044	<i>t</i> = 71°C (22.VIII. 1974)	77,12	0,0	21,92
6001	<i>t</i> = 79°C (9.VIII. 1974)	69,10	0,0	29,02
6033	I группа Северо-Камбальных паровых струй			
	Источник конденсата, <i>t</i> = 50°C (19.VIII. 1974)	70,5	0,0	27,67
6020	II группа Южно-Камбальных паровых струй			
	Центральный участок, <i>t</i> = 90°C (18.VIII. 1974)	43,9	0,0	53,5

\* По данным Н.С. Бескровного и В.А. Лобкова [12].

\*\* H<sub>2</sub>S = 8,4%, по данным К.П. Флоренского [11].

Аналитик Н.М. Кругликова, Институт земной коры СО АН СССР, 1974 г., отбор проб: В.Д. Пампура, М.М. Белохвостова.

Как следует из полученных данных, газовая компонента представлена углекислотой и азотом с небольшой примесью аргона, метана и водорода. По мере удаления от зоны разгрузки хлоридно-натриевых гидротерм и переходе от глубинных условий к субповерхностным соотношение углекислоты и азота существенно меняются от 6,7–5 до 0,8 (см. табл. 19). Растворенные газы в недрах гидротермальной системы, судя по составу конденсатов глубоких скв. РЭ-3, РЭ-2, РЭ-1, К-20 и других, на 82–95% состоят из углекислоты, 16–20% азота. Примесь аргона составляет 0,2–0,6%, а отношение N<sub>2</sub>/Ar колеблется от 32 – до 40, что соответствует отношению этих газов, растворенных в чистой воде при низких температурах и указывает на появление избыточного аргона. Избыточный аргон по отношению к атмосферному возрастает в растворенной фрак-

	Объемн. %			N <sub>2</sub> /Ar	CO <sub>2</sub> /N <sub>2</sub>	Содержание газов, мл/л
	O <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	Ar			
	0	0,14	0,51	32,4	5,0	47,6
	0,0	5,0	0,0	–	–	5,0
	0,0	0,0	0,6	32,0	4,2	46,90
	0,0	2,0	0,0	–	–	4,4
	0,0	0,0	0,2	32,1	5,0	18,4
	0,0	2,49	0,29	43,0	6,7	–
	3,47	0,90	1,79	35,7	0,47	–
	Нет данных	0,8	Не опр.	–	4,95	–
	0,51	0,0	0,55	40,0	3,5	47,5
	0,25	0,14	0,57	38,3	3,3	37,6
	0,0	0,06	1,82	15,9	2,4	15,6
	0,0		1,83	15,1	2,5	20,2
	0,0	0,0	2,60	20,6	0,82	16,5

ции газов термальных конденсатов Северо-Камбальных и Южно-Камбальных термопроявлений. Здесь в составе газов увеличивается роль азота до 50 и более объемных процентов. В то же время отношение N<sub>2</sub>/Ar уменьшается до 15–20. К этим величинам отношений уже нельзя применить термин "атмосферный компонент". Содержание аргона, например, в центральных паровых струях и грифонах II Южно-Камбального термопроявления достигает 2,6% при общем газосодержании 16–20 мл на 1 л конденсата.

Изменения в составе газовой фазы в пределах гидротермальной системы могут быть связаны как с "фациальным" изменением состава коллектора гидротерм к востоку от зоны разгрузки, т.е. к осевой части Камбального хребта, так и с влиянием осадочно-вулканогенных отложений

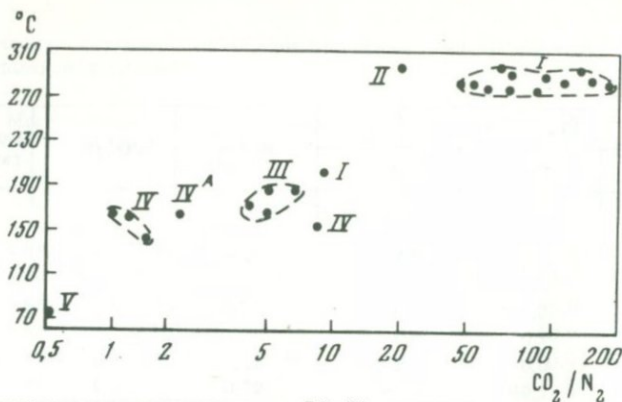


Рис. 19. Изменение величины отношения  $\text{CO}_2/\text{N}_2$  в конденсатах пароводяных смесей в зависимости от глубинной температуры различных месторождений гидротерм I — Бродлендс, Вайракей, Каверау, Вайотапу (Новая Зеландия) по данным [139]; II — Вармахлид, Лизуходль, Рейкхольт, Кверкфьёдль, Наумафьёдль (скв. 3), Рейкьянес (Исландия) по данным [163]; III — Паужетка по данным автора; IV — Больше-Банное месторождение по данным [39]; IV<sup>A</sup> — Горячий пляж (о. Кунашир) по данным [6]; V — Питателевское месторождение гидротерм (Байкальский рифт) по данным [45]

на количестве азота. Вероятность поступления азота из гидротермально-измененных отложений паужетской свиты не может быть исключена.

Паужетская гидротермальная система характеризуется преобладанием растворенной  $\text{CO}_2$  над другими газами, что весьма характерно для всех энергетически мощных высокотемпературных гидротермальных систем мира, обладающих большой величиной удельного теплового потока (свыше  $1000 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек), Ротокава, Каверау, Вайракей, Вайотапу, Бродлендс и Узон.

Отношение  $\text{CO}_2/\text{N}_2$  существенно возрастает с увеличением температуры в недрах гидротермальных систем. На рис. 19 показано распределение величин отношений  $\text{CO}_2/\text{N}_2$  для конденсатов и пароводяных смесей из глубинных скважин месторождений Новой Зеландии, Исландии, Камчатки и Байкальского рифта. Видна четкая зависимость от температуры.

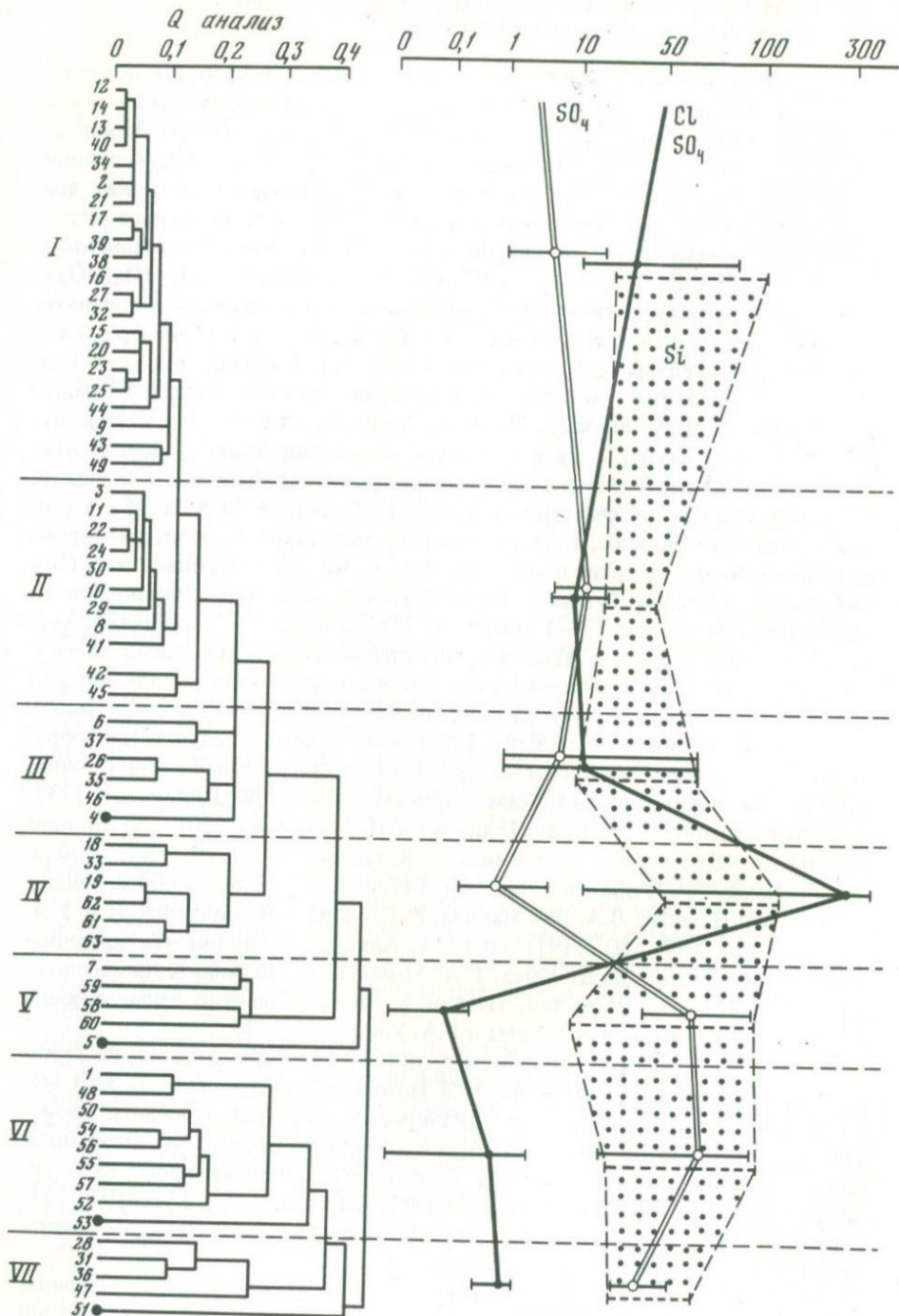
Высокотемпературные системы в целом характеризуются присутствием повышенных количеств водорода, гелия, аргона, сероводорода и метана. Количество этих "восстановленных" газов коррелируются с высокими значениями теплового потока гидротермальных систем [37] и рядом геохимических параметров, характеризующих степень хлоридности, величину эквивалента Na—Cl и щелочнометальность гидротермальных растворов.

Таким образом, эволюция состава газовой фазы тесно связана со всем компонентным составом гидротермальных систем и динамикой их теплового питания.

Материалами для выделения геохимических типов гидротерм послужили многочисленные литературные данные и сводки химических составов термальных вод гидротермальных систем Японии, Новой Зеландии, Курило-Камчатского региона, активной окраины запада США, Исландии. Из многочисленных данных было выбрано 62 полных химических анализа вод, отвечающих типичному составу гидротерм конкретного месторождения и имеющих следующий обязательный набор компонентов:  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{SiO}_2$  ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ). В число исследуемых гидротермальных систем и отдельных источников вошли следующие: Камчатка и Курильские острова — Узон, Долина гейзеров, Киреунские источники, Горячий пляж; Япония — Наборибецу (Хоккайдо), Мацукава, Оникобе, Сенами, Тамагава, Арима, Кусацу Шираке, Якеяма, Юмон-Ю, Юмото (Насу Хонсю), Отаке, Юноно (Кюсю); Тайвань — источники Хуан-Чу-Линг и Янг-Мин-Шан; Новая Зеландия — Бродлендс, Вайракей, Вайотапу, Ротокава, Токаану, источники Кететаки и Те-Ароха; США и Мексика — Стимбот Спрингс, гейзеры Беоваве, источники Гловер, Хот Крик, источники Бивер Каунти, источники Девилс Китчен и Бампас Хилл (Калифорния), Сульфур Спрингс (Нью-Мексико), Икстлан и Черро-Прието (Мексика); Аляска — Гейзер Н-1; Исландия — Хаукадалур, Хверавеллир; Италия — Агнано (центральная часть Флегрейских полей). Из выбранных 39 гидротермальных систем и источников большинство характеризует молодые вулканические области или отдельные долгоживущие вулканические центры. Цифровые данные анализов для обработки на ЭВМ были получены из следующих литературных первоисточников: по Камчатке и Курильским островам работы Г.Ф. Пилипенко [73], Т.П. Кирсановой [30], В.М. Дуничева и И.И. Ризнича [20]; по Японии работы Х. Накамура, К. Суми, К. Катагари, Т. Ивата, Д.Е. Уайта, Дж. Д. Хема, Г.А. Уоринга [145, 146, 147, 148, 177]; по Новой Зеландии работы Л.И. Гранже, В.А. Дж. Махона, Р. Гловера, С.Х. Вильсона, Д.Е. Уайта [122, 136, 137, 180, 119]; по США, Аляске и Мексике обобщающие работы Д.Е. Уайта, Дж.Д. Хема, Г.А. Уоринга, Р. Молина, К.Дж. Банвелла [177, 144]; по Исландии, Италии и Тайваню данные заимствованы из сводки Д.Е. Уайта, Дж.Д. Хема и Г.А. Уоринга [177].

Способ выделения геохимических типов гидротерм основан на принципе группировки объектов на ЭВМ методом кластер-анализа. Этот метод представляет собой прием группировки или классификации произвольного множества объектов  $N$  при помощи некоторой выбранной меры их близости или сходства  $P$ . Алгоритм используемого кластер-анализа для ЭВМ БЭСМ-6 на языке ФОРТРАН создан В.А. Гусевым [19]. Ранее, в 1966 г., кластер-анализ подробно описан Дж.М. Парксом применительно к решению геологических проблем [154].

Группируемое множество объектов было задано в виде матрицы  $G$ , в которой столбцы представлены серией признаков — концентраций компонентов вод в экв.‰ и их атомных отношений, а строки количеством объектов, в которых фиксируются указанные признаки.



Результат группировки выдается в виде дендрограммы расположения объектов и их групп по степени сходства.

В нашем случае использовался следующий ряд признаков для каждого из указанных объектов: сумма катионов в мг-экв./л,  $K^+$  экв.-%,  $Na^+$  экв.-%,  $Na/K$ ,  $Na + K/Ca + Mg$ ,  $Cl/SO_4$ ,  $SO_4/HCO_3$ ,  $SO_4$  в экв.-%,  $Na/Cl$ . По нашим представлениям, эти девять признаков являются необходимыми и достаточными для идентификации групп. Введение, скажем, содержания  $Mg^{2+}$  не оправдано часто из-за нулевых значений количеств этого компонента в высокотемпературных водах, так же как и бикарбоната иона в существенно кислых гидротермах.

Общий вид полученной группировки показан на рис. 20. Выделено семь групп с различной степенью сходства по основным и дополнительным признакам. Наибольшее число объектов связано в I группе — 21, во II — 9, в III — 8, в IV — 6, в V — 5, в VI — 9 и в VII группе — 5 объектов.

Каждая из групп охарактеризована средними значениями основных и дополнительных признаков.

I группа (см. рис. 20) представлена существенно хлоридно-натриевыми гидротермами сообщества крупных гидротермальных систем Вайракей, Вайотапу, Ротокава, Токаану, источники Охаки Пул (Новая Зеландия), Черро-Прието (Мексика), источники 32 и 32а Узонской системы и гейзер "Великан" (Долина гейзеров, Камчатка), источники Джемец и Стимбот Спрингс (США). Особняком размещены три объекта группы Джемец, Икстлан (Мексика) и Ноборибецу (Япония). В эту группу включены данные по поверхностным источникам и скважинам, отличающиеся по содержанию углекислоты, сульфата и ряда других компонентов. Группа характеризуется однородностью состава вод по калию (5,1–9,3 экв.-%), натрию (84–92 экв.-%), хлору (87–99 экв.-%) и сульфату (1–8 экв.-%). Относительная щелочность  $Na + K/Ca + Mg$  равна 24,3, а отношение  $Na/Cl$  эквивалентно и равно 0,96. Отношение  $Na/K$  колеблется от 9,3 до 17,7, составляя в среднем 13,6, что в общем соответствует

---

Рис. 20. Вид дендрограммы группировки (Q-анализ) химических составов вод 39 гидротермальных систем и источников различных регионов мира. На графике показаны вариации  $SO_4$  (экв.-%),  $Cl/SO_4$  отношения и молекулярных количеств  $Si$  (в моль  $\times 10^{-4}$ ). Жирными линиями показано усиление степени сходства групп по шкале Q-анализа от 0,4 до 0

1 — Тамагава; 2 — Отаке; 3 — Оникобе; 4 — Атами; 5 — Сенами; 6 — Арима; 7 — Мацукава; 8–9 — Икстлан; 10–11 — Киреунские источники; 12–16 — Вайотапу; 17 — Ротокава; 18 — Охаки Пул-Бродландс; 19 — Бродландс; 20 — Вайракей; 21 — Ротокава, скв. 2; 22 — Узон, Центральный участок; 23 — Узон, источник 32; 24 — Узон, Гейзеритовый; 25 — Узон, источник 32а; 26 — Горячий пляж, скв. 3; 27 — Охаки Пул 1; 28–31 — Бродлендс, источники 3, 4, 5, 6; 32 — Стимбот Спрингс, источник 8; 33 — Гейзеры Беоваве; 34 — Морган, Гловер Спринг; 35 — Гейзер ПИФ. Умнак, Аляска; 36 — Хаакадалур; 37 — Хверавеллир; 38 — Гейзер Великан (Долина Гейзеров, Камчатка); 39 — Токаану; 40 — Вайракей, скв. 4; 41 — Хот Крик, Моно Каунти (Калифорния); 42 — Источник Рузвельт (Юта, США); 43 — Джемец, Сандовал (Нью Мексико, США); 44 — Черро Присто; 45 — Агнено; 46 — Хаун-Чу-Линг; 47 — Кусацу Шарике; 48 — Якеяма; 49 — Ноборибецу; 50 — Янг-Мин-Шан; 51 — Белый остров, Фумарола (Новая Зеландия); 52 — Девилс Китчен; 53 — Бампас Хилл; 54 — Сульфур Спринг; 55 — Юмон-Ю, Хаконэ; 56 — Юмато; 57 — Кететахи; 58 — Гейзер Крак (Калифорния); 59 — Стимбот Спрингс, скв. GS-7; 60 — Юноно; 61 — Вайракей, скв. 5; 62 — Те Ароха; 63 — Токаану, скв. 2

температурному интервалу 160–300°С, который соответствует этой группе гидротермальных систем. Отличительной особенностью группы I является литиенность гидротерм. Здесь наряду с высокими содержаниями лития присутствуют рубидий и цезий.

Хлоридные гидротермы Паужетки относятся именно к этой группе вод (см. табл. 16) по всем аналогичным геохимическим характеристикам.

Группа II близка к группе I, представляя ее подгруппу (см. рис. 20). В ней объединены по существу воды тех же гидротермальных систем, что и в группе I, но представленных поверхностными источниками (Центральный участок и Гейзеритовый источник Узонской системы, Киреунские источники, источник 5 системы Бродлендс (Новая Зеландия), Икстлан (Мексика) и источник Хот Крик (Калифорния, США).

Для этой группы характерно существенно большее содержание кальция и магния, возрастание сульфатности и уменьшение  $Cl/SO_4$  отношения до 7,1 по сравнению с 28,3 в группе I. Отношение  $Na/Cl$  становится неэквивалентным и равным 1,24. Подобные изменения в составе вод, относящихся по составу к хлоридному классу, связанные с обогащением щелочными землями и сульфат-ионом, обусловлены поверхностными процессами метаморфизации вод, активным взаимодействием с боковыми породами и охлаждением на поверхности земли.

Группа III принадлежит к промежуточной между хлоридным и сульфатным классом вод. Здесь можно заметить отсутствие тесной связи между отдельными членами этой группы.

Группа представлена восьмью объектами: источник Рузвельт (Юта, США), месторождение Агнано (центральная часть Флегрейских полей, Италия), скв. MR-1 месторождения Мацукава (Япония), источники Хверавеллир (Исландия), скв. 3 месторождения Горячий пляж (остров Кунашир, СССР), гейзер Н-1 (о. Умнак, Аляска, США), источник Хуан-Чу-Линг с температурой 77°С (Тайвань) и источники Атами (Япония). Атами входит в группу со слабой степенью сходства с остальными членами группы III (см. рис. 20; отмечен черным кружком). Характерной чертой этой группы служит наибольшая дисперсия содержаний сульфат-иона 1,2–72,6 экв.-%. Отражая пестроту составов вод, все остальные геохимические характеристики испытывают большие колебания. Неоднородность химического состава гидротерм в этой группе объясняется смещением в эту область дендрограммы всех анализов вод, находящихся между хлоридным и сульфатным классами и не попадающими в однородные группы I и II.

Группа IV, находящаяся ближе к нижней части дендрограммы (см. рис. 20), занимает ведущее положение в хлоридном классе гидротерм по всем ведущим геохимическим критериям. Эта группа представлена анализами гидротермальных растворов из глубоких скважин крупнейших гидротермальных систем Новой Зеландии, Бродлендс, Вайракей, Токаану и характеризующихся максимальными величинами, определяющих классификацию отношений  $Cl/SO_4$ ,  $Na + K/Ca + Mg = 214$  и  $Na/Ca = 262$ . Эти отношения свидетельствуют о наибольшей геохимической индивидуальности хлоридно-натриевых гидротерм. В соответствии с полной идентичностью химического состава в эту же группу вхо-

дят крупнейшие гидротермальные системы мира Эль-Татио (Чили) и Серро-Прието (Мексика).

Наибольшее отдаление этой группы от всех предыдущих в группировке Q-анализа связано именно с ее главенствующей ролью в хлоридном классе гидротерм — максимальным количеством хлора и щелочных элементов.

Для этой группы характерны наиболее высокие концентрации редких щелочных металлов до 20–45 мг/л лития (3,8 экв.-%) в водах скв. 10 месторождения Бродлендс, рубидия 1–10 мг/л.

Как правило, с гидротермами этой группы и близкими ей связаны проявления потоков углекислого газа в пределах вулканических центров. Пароводяные смеси на выходе глубоких скважин месторождений Бродлендс, Вайракей, Токаану, Серро-Прието, Эль-Татио и других подобных объектов по данным опробования обогащены углекислотой и сероводородом.

Группа V резко отделена от вышестоящей иерархии, имея слабую связь с вышестоящими группами. Эти существенно сульфатные гидротермы представлены источниками Мацукава (Япония), источниками Стимбот Спрингс и Гейзер (США), Юноно и Сенами (Япония). Они отличаются наиболее низкими хлор-сульфатными отношениями и существенным изменением катионного состава. Около 50% составляют щелочноземельные металлы. Группа V четко выделяется на графиках (см. рис. 20) содержаниями сульфатов.

Группы VI и VII принадлежат полностью к сульфатному классу гидротерм, представляя большой отряд гидротермальных систем. К этой группе относятся гидротермальные системы и источники Тамагава, Якеяма, Юмон-Ю, Юмато, Кусацу Шираке (Япония), Янг-Мин-Шан (Тайвань), источники Сульфур Спрингс и Девис Китчен (США). Это кислые гидротермы, характеризующиеся интенсивными гидротермальными изменениями окружающих пород. Сульфатно-хлоридные гидротермы, формирующие свой состав за счет вмещающих пород, обогащаются в субповерхностных условиях алюминием, кальцием, магнием, железом.

Весьма близок к группе VII по составу анионов уникальный гидротермальный рассол натриево-калиевый сульфатно-хлоридный, вскрытый глубокой скв. Чезано-1 в 20 км к северо-западу от Рима в кальдере Баккано на глубине 1433 м. Анализ фильтрата показал (в г/л):  $\text{Na}^+$  63,57,  $\text{K}^+$  21,37,  $\text{Li}^+$  0,35,  $\text{Rb}^+$  0,4,  $\text{Cs}^+$  0,08,  $\text{Ca}^{2+}$  0,043,  $\text{Mg}^{2+}$  0,012,  $\text{NH}_4^+$  0,012,  $\text{Cl}^-$  37,01,  $\text{SO}_4^{2-}$  91,01,  $\text{HCO}_3^-$  1,9,  $\text{H}_3\text{BO}_3$  13,8,  $\text{F}^-$  0,1,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  0,208, общий вес осадка 356 г/л и  $\text{pH} = 8,5$ ,  $\text{Na/K} = 2,68$ ,  $\text{Na/Cl} = 3,56$ ,  $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Ca} + \text{Mg}} = 710$  и  $\text{Cl/SO}_4 = 0,26$ . Гидротермы Чезано, характеризующиеся температурой 210°C, полностью лишены сероводорода.

По катионному составу эти воды не имеют себе равных среди гидротерм вулканических районов, кроме гидротермального рассола Солтон-Си. Поэтому гидротермы этого типа не включены ни в одну из групп, объединяющих подавляющее количество известных составов гидротерм.

Группировка кластер-анализа явилась основой для последующего составления классификационной таблицы геохимических типов гидротерм (табл. 20).

Таблица 20

Геохимические типы высокотемпературных гидротерм современных вулканических областей

Класс вод	Геохимический тип и подтип	Представители гидротермальных систем	Средние		
			$\text{NH}_4^+$	$\text{Na}^+$	
Хлоридный	Тип I Хлоридно-натриевый с литий-борной специализацией	Бродленде (Новая Зеландия), Вайракей (Новая Зеландия), Эль-Татио (Чили), Черро-Присто (Мексика)	$\frac{0,22}{0,2 \text{--} 0,5}$	$\frac{84,8}{85 \text{--} 94}$	
	Щелочноземельный подтип, эквивалентный по Na - Cl	Паужетка (СССР), Токаану, Вайотапу (Новая Зеландия), Узон (СССР), Стимбот Спрингс (США), Долина Гейзеров (СССР)	$\frac{0,38}{0,1 \text{--} 3,7}$	$\frac{86,8}{84 \text{--} 92}$	
	Щелочноземельный подтип, неэквивалентный по Na - Cl	Кареунские источники (СССР), Хот Крик (США), Икстлан (Мексика), источники Бродленде (Новая Зеландия)	$\frac{0,2}{0,02 \text{--} 0,7}$	$\frac{88,4}{79 \text{--} 94}$	
	Хлоридно-сульфатный натриевый подтип, неэквивалентный по Na - Cl	Агнано (Италия), Мацукава (Япония), Хверавеллир (Исландия)	$\frac{0,11}{0,02 \text{--} 0,8}$	$\frac{89,1}{70 \text{--} 97}$	
Сульфатный	Тип II Сульфатно-гидрокарбонатный щелочноземельный	Юноно (Япония), Мацукава (Япония), Стимбот Спрингс США	$\frac{8,0}{1 \cdot 10^{-4} \text{--} 32}$	$\frac{26,4}{4,1 \text{--} 49}$	
	Тип III Сульфатно-хлоридный алюминий-щелочноземельный	Гаматава, Якеяма, Юмон-Ю, Юмато (Япония), Янг-Мин-Шан (Тайвань), Сульфур Спрингс, Девис Китчен (США), Кусацу Шираке (Япония)	$\frac{15,0}{0,2 \text{--} 72}$	$\frac{5,1}{0,5 \text{--} 22,9}$	

содержания анионов и катионов в экв.-%						
$\text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Li}^+$ , мг/л	$\text{Al}^{3+}$	$\text{B}$ , мг/л	
$\frac{9,2}{3,8 \text{--} 12}$	$\frac{0,32}{0,2 \text{--} 0,5}$	$\frac{0,03}{0,01 \text{--} 0,14}$	$\frac{9,8}{1 \text{--} 15}$	$10^{-4}$	$\frac{48,4}{2 \text{--} 52}$	
$\frac{6,35}{5,1 \text{--} 9,3}$	$\frac{2,9}{0,5 \text{--} 8}$	$\frac{0,25}{0,03 \text{--} 3,7}$	$\frac{8,7}{1 \text{--} 20}$	$\frac{0,06}{0 \text{--} 0,6}$	$\frac{27}{3 \text{--} 112}$	
$\frac{3,9}{3,1 \text{--} 4,5}$	$\frac{5,2}{1 \text{--} 8}$	$\frac{0,31}{0,2 \text{--} 1}$	$\frac{2,3}{0,6 \text{--} 6,1}$	$\frac{0,002}{10^{-4} \text{--} 9}$	$\frac{19}{10 \text{--} 66}$	
$\frac{4,2}{2 \text{--} 10}$	$\frac{1,49}{0,2 \text{--} 11}$	$\frac{0,5}{0,1 \text{--} 5}$	$\frac{0,9}{0,2 \text{--} 5}$	$\frac{0,02}{10^{-4} \text{--} 2,0}$	$\frac{19}{0,2 \text{--} 45}$	
$\frac{9,1}{6,3 \text{--} 14}$	$\frac{30,0}{3 \text{--} 42}$	$\frac{19,5}{1 \cdot 10^{-3} \text{--} 47}$	0	$\frac{0,1}{2 \cdot 10^{-4} \text{--} 8,3}$	$\frac{19}{1,3 \text{--} 61}$	
$\frac{2,4}{0,12 \text{--} 4,6}$	$\frac{15,3}{0,3 \text{--} 42,1}$	$\frac{9,8}{4,7 \text{--} 21,5}$	$\frac{0,2}{0,01 \text{--} 4,6}$	$\frac{41,2}{1,4 \text{--} 82,8}$	$\frac{28}{0,2 \text{--} 116}$	

Таблица 20 (окончание)

Класс вод	Геохимический тип и подтип	Представители гидротермальных систем	Средние содержания анионов и катионов в экв. %		
			Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
Хлоридный	Тип I Хлоридно-натриевый с легкой борной специализацией	Бродленде (Новая Зеландия), Вайракей (Новая Зеландия), Эль-Гатно (Чили), Черро-Прието (Мексика)	$\frac{90,5}{78-94}$	$\frac{0,40}{0,1-1,7}$	$\frac{9,1}{3-20,3}$
	Щелочноземельный подтип, эквивалентный по Na-Cl	Паужетка (СССР), Токану, Вайотану (Новая Зеландия), Узон (СССР), Спрингс (США), Долина Гейзеров (СССР)	$\frac{94,2}{87-99}$	$\frac{3,5}{1-8}$	$\frac{2,3}{0,4-2,6}$
	Щелочноземельный подтип, неэквивалентный по Na-Cl	Кареунские источники (СССР), Хот Крик (США), Иксдан (Мексика), источники Бродленде (Новая Зеландия)	$\frac{83,4}{39-95}$	$\frac{11,4}{4,6-27}$	$\frac{5,2}{0,4-5,0}$
	Хлоридно-сульфатный натриевый подтип, неэквивалентный по Na-Cl	Агнано (Италия), Мацукава (Япония), Хверавелдир (Исландия)	$\frac{63}{28-98}$	$\frac{36,9}{2-72}$	0
Сульфатный	Тип II Сульфатно-гидрокарбонатный щелочноземельный	Юноно (Япония), Мацукава (Япония), Спрингс (США)	$\frac{4,4}{0,3-14,2}$	$\frac{71,1}{44-97}$	$\frac{24,5}{1,6-41}$
	Тип III Сульфатно-хлоридный алюминий-щелочноземельный	Гамагава, Якеяма, Юмон-Ю, Юмато (Япония), Янг-Мин-Шан (Тайвань), Сульфур Спрингс, Девис Китчен (США), Кусацу Шираке (Япония)	$\frac{32,0}{0,1-77}$	$\frac{68,0}{23-99,9}$	0

Атомные отношения							
$\frac{Na}{K}$	$\frac{Na}{Ca}$	$\frac{Na+K}{Ca+Mg}$	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl}{SO_4}$	SO <sub>4</sub> :HCO <sub>3</sub>	$\frac{Ca}{Mg}$	
9,2	26,2	27,0	1,02	29,3	0,06	10,7	
13,6	30	29,3	0,96	28,3	1,5	11,6	
22,6	16,8	16,8	1,24	7,1	1,8	16,7	
21,2	60	31	1,76	1,4		2,99	
2,9	1,1	0,8	6,5	0,02	4,8	1,54	
2,1	0,34	0,4	0,16	0,78		1,56	

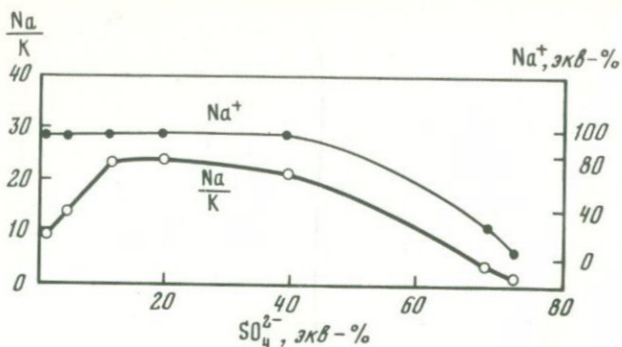


Рис. 21. Изменение величины Na/K отношения и содержаний  $Na^+$  (экв.-%) в зависимости от сульфатности в различных группах гидротерм

С этой целью были привлечены дополнительные данные по каждой из групп. Так, например, для гидротермальных систем Новой Зеландии была привлечена новая информация, расширен список количественно однородных анализов по месторождениям Бродлендс, Вайракей [139].

Анализ полученной дендрограммы свидетельствует в первую очередь о направленном количественном изменении геохимических признаков от первой к седьмой группе.

1. Изменяется соотношение хлора и сульфат-иона: уменьшается хлоридность и возрастает сульфатность вод. Отношение  $Cl/SO_4$  уменьшается от 293 до 0,02–0,03. Доля сульфат-иона в группах VI и VII увеличивается до 68 экв.-%.

2. Изменяются соотношения щелочных и щелочноземельных металлов между группами: Na/K от 9,2–22,8 до 0,21, Na/Ca от 262 до 0,34, Na + K/Ca + Mg от 214 до 0,4 и Ca/Mg от 16,7 до 1,6.

Изменение отношения Na/K связано с вариациями температуры гидротерм и их сульфатностью (рис. 21). В левой части графика видна близкая к линейной зависимость Na/K отношения от содержаний сульфат-иона, фактически же подобные соотношения отражают изменение с температурой содержаний сульфат-иона и отношения Na/K до уровня сульфатности вод около 10–15 экв.-%  $SO_4^{2-}$ . Дальнейшее изменение отношения Na/K обусловлено уменьшением содержаний натрия при приблизительно постоянном содержании калия.

3. Изменение эквивалентности Na/Cl по мере роста сульфатности гидротерм от 0,96–1,02 в хлоридно-натриевых гидротермах до 20–24 в существенно сульфатных.

4. Возрастание содержаний алюминия до 41 экв.-% в сульфатно-хлоридных гидротермах.

5. В полном соответствии с изменением валового и компонентного химического состава изменяется и кислотность–щелочность гидротерм в их различных группах. Следует заметить, что pH и Eh измерены для поверхностных условий и не могут сравниваться для скважинных и поверхностных вод.

Таблица 21

Концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в хлоридно-натриевых гидротермах в пластовых условиях

Гидротермальная система, скважина	Температура, °C	Энтальпия, ккал/кг	$\text{CO}_2$ , г/кг	$\text{H}_2\text{S}$ , г/кг	Литературный источник
Бродлендс					
BR-1	278	640	5,7	0,09	
BR-4	273	428	2,2	0,036	
BR-5	244	252	6,1	0,097	[139]
BR-7	279	545	4,1	0,065	
BR-10	280	260	13,2	0,075	
Черро-Прието (Мексика)					
M-5	289	305,9	1,92	0,481	[155]
M-8	305	327,8	2,85	0,624	
M-11	261	271,9	1,25	0,31	
M-20	281	296,3	2,45	0,463	
M-31	313	337,8	2,21	0,593	

В глубинных, пластовых условиях гидротермальные растворы приобретают иные значения  $pH$  и  $Eh$ . Конкретные доказательства этому получены нами на многочисленных примерах методами физико-химического моделирования и сравнением полученных результатов с экспериментальными данными [65, 39].

В результате обобщения данных группировки составов вод получена предлагаемая таблица геохимических типов (см. табл. 20).

Тип I (основан на данных группы IV) — хлоридно-натриевый с литий-борной специализацией и максимальной относительной щелочнометальностью  $\text{Na} + \text{K}/\text{Ca} + \text{Mg} = 270$ . Типичными представителями являются высокохлоридные воды месторождений Бродлендс, Вайракей (Новая Зеландия), Черро-Прието (Мексика) и Эль-Татио (Чили). В трещинно-пластовых глубинных гидротермах первого типа характерны относительно высокие концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$  (табл. 21).

Принципиальным отличием этого типа вод служит наиболее высокая хлоридность, когда  $\text{Cl}/\text{SO}_4$  отношение достигает 200–293, а в практически бессульфатных гидротермах Черро-Прието (3–34 мг/л  $\text{SO}_4$ ) отношение  $\text{Cl}/\text{SO}_4$  колеблется от 330 до 4900 [155].

В качестве перехода между хлоридным и сульфатным классом гидротерм выделено три геохимических подтипа вод.

1. Щелочноземельный, эквивалентный по  $\text{Na}-\text{Cl}$  (основан на данных группы I).

2. Щелочноземельный, неэквивалентный по  $\text{Na}-\text{Cl}$  (основан на данных группы II).

3. Хлоридно-сульфатный натриевый, неэквивалентный по  $\text{Na}-\text{Cl}$  (основан на данных группы III).

Подтипы естественно выделяются по возрастающей щелочноземельности и сульфатности гидротерм, осуществляя ступенчатый переход к сульфатному классу гидротерм.

Тип II (основан на данных группы V) — сульфатно-гидрокарбонатный щелочноземельный характеризуется коэффициентом относительной щелочноземельности меньше единицы — 0,8, свидетельствующем о полной перестройке катионного состава. "Дефицит" одновалентных катионов щелочных металлов компенсируется  $H^+$ -ионом, а воды приобретают ярко выраженные кислотные свойства. Источники Юноно, Мацукава (Япония) и Стимбот Спрингс (США) — характерные гидротермы этого типа (см. табл. 20).

Тип III (основан на данных группы VI и VII) — сульфатно-хлоридный алюминий—щелочноземельный по составу, объединяет группу кислых гидротерм. Здесь также видна полная перестройка катионного состава: сумма одновалентных катионов неэквивалентна хлору, а главную роль играют алюминий и кальций.

В существенных количествах до 72 экв.-% появляются ионы  $NH_4^+$ . Гидротермы этой группы представлены водами широко известных гидротермальных систем Тамагава и Юмато (Япония), Сульфур Спрингс (США) и Янг-Мин-Шан (Тайвань).

Выделенные нами геохимические типы следует рассматривать в качестве опыта использования современных методов классификации геологических объектов путем создания их образов. Существуют направления углубления и совершенствования этой классификации за счет расширения круга геохимических признаков и использования различных приемов получения более однородной информации в группах вод.

## ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАХ

Хлоридно-натриевые гидротермы первого геохимического типа и их подтипы отличаются известным типоморфизмом в отношении элементов-примесей (или редких элементов). В этом разделе мы рассмотрим ограниченный круг редких элементов и геохимически связанных с ними главных компонентов, имеющих наиболее важное значение при решении основных вопросов генезиса гидротермальных систем.

### Щелочные металлы

Группа щелочных металлов — натрий, калий, литий, рубидий и цезий — составляет главную часть катионов хлоридных гидротерм. Широко известно обогащение редкими щелочными элементами хлоридно-натриевых вод всех современных гидротермальных провинций мира.

Рассматриваемая группа катионов характеризуется в основном близкими кислотно-щелочными свойствами. В то же время закономерности растворимости электролитов этих металлов и в частности хлоридов связаны с энергетическими составляющими теплот смешения в водных растворах, а также определяются зарядами, радиусами ионов и связанной

с ними степенью гидратации ионов в растворах как при низких, так и при высоких температурах.

Изучение изменения температурного коэффициента растворимости  $\frac{\text{г-моль соли/100 г H}_2\text{O}}{^\circ\text{C}}$  в ряду хлоридов  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{RbCl}-\text{CsCl}$  показало

его рост с увеличением радиуса иона и уменьшением их ближней гидратации [50]. Отклонение от этой закономерности  $\text{LiCl}$ , по данным А.К. Лященко [50], при повышенных температурах связано с отличием энергетических составляющих теплоты смешения. Температурный коэффициент растворимости  $\text{LiCl}$  при  $95-150^\circ\text{C}$  аномально велик. Возможно, этими свойствами и определяется закономерное преобладание лития над рубидием и цезием в природных хлоридных системах.

Не исключено также "буферное" влияние химического состава пород, вмещающих хлоридно-натриевые гидротермы.

Натрий и калий. Во всех геохимических типах современных гидротерм натрий существенно преобладает над калием: существенно калиевых вод не встречено. Средние величины  $\text{Na/K}$  отношения изменяются от 9,2 до 22,6 в хлоридном классе вод и от 2,1 до 3,0 — в сульфатном (см. табл. 20). "Оптимальное" соотношение  $\text{Na}$  и  $\text{K}$  таково, что в "стандартных" хлоридно-натриевых гидротермах при практическом отсутствии  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$  отношение  $\text{Na/Cl}$  равно 0,94. В этом случае при определении геохимического типа вод добавляется термин "эквивалентный", как это сделано выше при описании геохимических типов гидротерм.

Соотношение  $\text{Na}$  и  $\text{Cl}$ , действительно, отражает сбалансированность катионной группы таким образом, что высокохлоридные гидротермы в различной гидрогеотермической обстановке имеют соответственные величины отношений  $\text{Na/K}$  и  $\text{Na/Cl}$ . Богатые калием и кальцием воды месторождения Эль-Татио (Чили) имеют отношение  $\text{Na/K} = 18,5$  (среднее) и  $\text{Na/Cl} = 0,87$  (среднее из 10 скважин), а бедные кальцием и магнием хлоридные гидротермы Бродленде (Новая Зеландия) характеризуются наиболее низким отношением  $\text{Na/K} = 8,7$  (среднее из 15 скважин) и оптимальным отношением  $\text{Na/Cl} = 0,94$  (среднее из 11 скважин) [139].

Гидротермы паужетского типа с более низкой хлоридностью имеют близкие отношения  $\text{Na/K} = 17,5$  (среднее из 16 скважин) и  $\text{Na/Cl} = 0,95$ . Подобными величинами отношений  $\text{Na/K}$  характеризуются многие месторождения гидротерм вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии — Вайракей, Токаану, Вайотапу и другие.

Возрастание содержаний щелочноземельной группы катионов наряду с сульфатностью приводит к увеличению отношения  $\text{Na/K}$  и соответственно  $\text{Na/Cl}$ . Например, гидротерм Атагава (Япония, п-ов Изу), гидротермы Больше-Банной  $\text{Na/K} = 25$  (среднее) и  $\text{Na/Cl} = 4,17$  (среднее) и гидротермы Паратунской  $\text{Na/K} = 46$  и  $\text{Na/Cl} = 5,22$  (среднее) систем на Камчатке.

Весьма характерно, что изменение отношения  $\text{Na/K}$ , как это было показано выше, зависит от температуры и сульфатности гидротермальных растворов. Это связано с переходом вод в сульфатный класс, где соотношения катионов определяются иными физико-химическими закономерностями, чем в существенно хлоридных гидротермах.

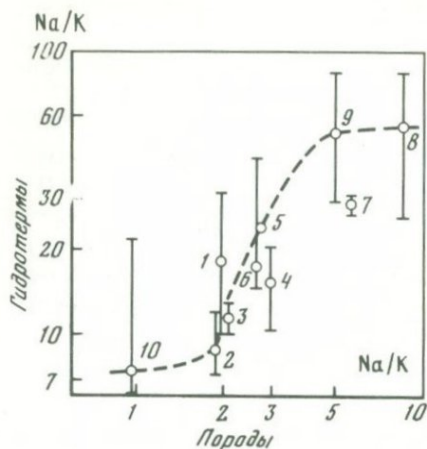


Рис. 22. Корреляция атомных Na/K отношений в гидротермах и вмещающих их вулканических породах (источники данных приведены в табл. 22)

1 — Эль-Татио (Чили); 2 — Бродленде (Новая Зеландия); 3 — Вайракей (Новая Зеландия); 4 — Узон (Камчатка); 5 — Больше-Банное (Камчатка); 6 — Паужетка (Камчатка); 7 — Атагава (Япония); 8 — Исландия (Селфосс, Арбаер, Рейкир, Эйвик); 9 — Паратунка (Камчатка); 10 — Норриш Бассейн (США)

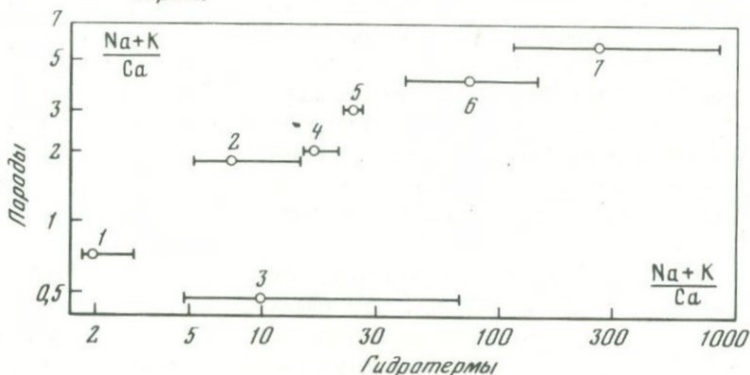


Рис. 23. Корреляция относительной щелочнометальности  $(Na + K)/Ca$  в атомных отношениях для гидротерм и вмещающих их вулканических породах (источники данных в табл. 22)

1 — Паратунка (Камчатка); 2 — Больше-Банное (Камчатка); 3 — Исландия (Селфосс, Арбаер, Рейкир, Эйвик); 4 — Паужетка (Камчатка); 5 — Узон; 6 — Вайракей (Новая Зеландия); 7 — Бродленде (Новая Зеландия)

Изучение прямой зависимости содержаний натрия и калия в гидротермах хлоридного класса от валового состава вмещающих пород не приводит к какому-либо однозначному результату, так как различия содержаний щелочей во вмещающих породах во много раз меньше различий концентраций этих металлов в гидротермальных растворах геотермальных районов мира. Например, соотношение содержаний натрия во вмещающих вулканитах Паратунского месторождения и гидротермальной системы Эль-Татио (Чили) равно 1,08, а количество натрия в гидротермах Эль-Татио в 14,8 раз больше. Для Паужетской системы и Эль-Татио эти соотношения соответственно равны 1,3 и 5,6. Аналогичные пропорции можно привести и для калия.

Решающую роль в формировании состава гидротермальных растворов играют процессы активных химических преобразований вмещающих пород. Степень взаимодействия и качественный минеральный состав

зон и фаций гидротермально-измененных пород выступают главными факторами метаморфизма химического состава гидротерм.

Основное следствие процессов взаимодействия "вода — породы" — изменение соотношений элементов катионной группы гидротерм и прежде всего натрия, калия и кальция.

Детальное изучение соотношений состава вмещающих пород и гидротерм позволило установить, что между отношениями Na/K породы и Na/K гидротерм, а также (Na + K)/Ca пород и (Na + K)/Ca гидротерм существует определенная зависимость (рис. 22, 23, табл. 22, см. вклейку). Из большого числа исследованных объектов нами был выбран ряд гидротермальных систем, имеющих достоверную информацию не только о составе глубинных термальных вод, но и о химизме неизмененных гидротермальными процессами вмещающих пород и их соотношениями в разрезах (в порядке возрастания Na/K пород): Бродлендс (Новая Зеландия), Эль-Татио (Чили), Вайракей (Новая Зеландия), Паужетская, Больше-Банная, Узонская, Паратунская (Камчатка), Атагава (Япония) и группа гидротермальных систем и термопроявлений Исландии — Сельфосс, Арбаер, Рейкир, Эйвик. Все представленные объекты охарактеризованы химическим составом гидротерм из глубоких скважин. В табл. 22 наряду со средними величинами Na/K и других отношений приведены данные по отдельным скважинам, характеризующимся наиболее высокой энthalпией, температурой и расходом пароводяной смеси или воды. Химический состав гидротерм из таких скважин наиболее соответствует составу вод или пароводяных смесей в глубинных пластовых условиях по сравнению со средними значениями концентраций для всего месторождения. Для оценки достоверности данных нами приведены и те и другие значения отношений щелочных и щелочноземельных элементов.

Гидротермальная система Бродлендс (Новая Зеландия) в отношении состава гидротерм охарактеризована данными В. Махона и Дж. Финлейсона [139]. Среднеарифметические величины отношений  $Na/K = 8,7$  и  $(N + K)/Ca = 275$  вычислены из анализов вод 15 глубоких скважин, имеющих эквивалентные отношения  $Na/Cl = 0,93-1,0$ . Отношения Na/K и (Na + K)/Ca для вмещающих пород рассчитаны по данным А. Эверта, С. Тейлора и А. Каппа [116, 115] для игнимбритов и риолитов вулканической зоны Таупо. Из этих же данных рассчитаны и отношения других элементов, приведенные в табл. 22.

Гидротермы Эль-Татио представлены, по данным М. Рида, В. Махона, А. Эллиса [155, 108], для десяти высокотемпературных скважин, вскрывающих восходящий поток, температура которого 230–250°С. Отношения щелочных металлов и стронция рассчитаны из данных работ Г. Пихлера, В. Циля и Дж. Клеркса [153, 130]. На графике (см. рис. 22) использовано отношение  $Na/K = 2$  для игнимбритов и спекшихся туфов дацитового состава, имеющих содержание  $SiO_2 = 67,9\%$ .

Гидротермы Вайракей детально исследовались А. Эллисом и С. Уишсоном [96], данные которых использованы нами для расчетов отношений Na/K и (Na + K)/Ca в водах и неизмененных липаритовых игнимбритов. Средние значения Na/K и других отношений подсчитаны из результатов анализов вод 25 скважин западного и восточного участков месторождения

Вайракей, вскрывающих высокотемпературный восходящий поток гидротерм.

Величины отношений  $\text{Na/K}$  и  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  для Больше-Баннх гидротерм рассчитаны по данным анализов вод семи скважин с наиболее высоким хлором и температурой вод [90, 4]. Анализы вмещающих пород заимствованы из работы Ю.П. Трухина и В.В. Петровой [90].

Гидротермы Узонской системы детально исследовались Г.Ф. Пилипенко, Г.А. Карповым и Г.И. Арсановой, по данным которых рассчитаны отношения  $\text{Na/K}$ ,  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  и других элементов (табл. 22) для источников Центральный, Главный грифон № 32, скв. 4 и пункта I Хлоридного озера. Эти источники характеризуются максимальными концентрациями хлора и наиболее высокой температурой, обусловленной близостью к глубинному потоку "ювенильных" хлоридно-натриевых гидротерм не смешанных еще с поверхностными окислительными водами. Для геохимической характеристики вмещающих пород кальдерного и послекальдерного комплекса использовано 13 анализов этих пород из работы Л.Л. Леоновой [42].

Наиболее подробно охарактеризована геохимия Паужетской гидротермальной системы по данным наших исследований. Для расчетов средних величин отношений элементов использованы результаты анализов вод 17 скважин (см. табл. 22) с отношением  $\text{Na/Cl}$  в диапазоне 0,93–1,0 и температурой 180–219°C. Геохимия водовмещающих толщ Паужетской депрессии изучена по разрезам геотермальных скважин и в естественных обнажениях этих отложений на западном склоне Камбального хребта.

В выборку из 21 образца псефитовых туфов дацитового состава были привлечены породы, не затронутые гидротермальными изменениями, на основании химических анализов которых были рассчитаны отношения  $\text{Na/K}$ ,  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  и другие, помещенные в табл. 22.

Геохимическая характеристика гидротерм Атагава (п-ов Изу, Япония) приводится по данным Ю. Мизутани и других [142], а вмещающих вулканитов — по ограниченным данным работы Т. Ишикава и других [127].

Для сравнения гидротерм Исландии нами были использованы химические анализы вод из скважин четырех однотипных термопроявлений: Сельфосе, Арбаер, Рейкир и Эйвик, по данным С. Арнорссона [101]. Геохимические данные для базальтоидов, вмещающих эти гидротермы, взяты из обобщающей работы по геохимии Исландии А.И. Полякова, В.И. Герасимовского [76].

Геохимическая характеристика гидротерм месторождения Рейкьянес, изучавшегося Х. Кристманнссоттир, Дж. Олафсоном и Дж. Рили [132, 150], свидетельствует о значительной примеси морской воды. Состав этих термальных вод не может быть поставлен в один ряд сравнения с другими гидротермами, так как изотопный состав кислорода и водорода свидетельствует о формировании гидротерм Рейкьянеса в результате нагрева и упаривания смеси морских и метеорных вод [150]. Анализ этих данных свидетельствует не только о концентрировании морских вод, но и об их активном участии в процессах гидротермальных изменений пород, на что указывает избыток кальция, калия, редких щелочных элементов, аномально высокие содержания кремнезема по сравнению с морской водой.

Паратунская гидротермальная система охарактеризована данными химических анализов термальных вод по 18 скважинам на участках Средней и Нижней Паратунки [90, 4].

В табл. 22 отдельно приведены данные по скв. 40 Верхне-Паратунского участка, вскрывающей низкотемпературные гидротермы с низким содержанием хлора.

Величины отношений  $\text{Na/K}$ ,  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  и других, приведенных в табл. 22, вычислены из данных Ю.П. Трухина и В.В. Петровой по неизменным базальтоидам Паратунского месторождения [90].

Геохимическая характеристика гидротермальной системы Норриш Гейзер Бассейн (Йеллоустон, США) приводится по данным Рови, Фурнье и Мори (1973), опубликовавших многочисленные химические анализы термальных источников этого крупнейшего в мире геотермального района и долгоживущего центра кислого вулканизма. В табл. 22. использованы данные химического состава 29 источников с pH 3–8. К сравнению этих данных с анализами вод глубоких скважин следует походить с учетом возможного снижения содержаний щелочных металлов в водах источников, а следовательно, и искажения величин отношений.

Графики соотношений  $\text{Na/K}$  и  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  отражают прежде всего широкий спектр относительных изменений составов гидротерм, взаимодействующих с полным рядом вулканитов от липаритов до базальтов (см. рис. 22, 23). Пределы колебаний отношений  $\text{Na/K}$  и  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  для основных и кислых пород типа липаритов не перекрываются. Кривая  $\text{Na/K}$  отношений, как и следовало ожидать, относится к виду экспоненциальных зависимостей, характерных для процессов диффузии, смешения или электрохимического переноса вещества. Окончания полученной кривой  $(\text{Na/K})_{\text{раствор}} = f(N/K)_{\text{пород}}$  в точках 10 и 8 находятся близко к уровням предельных значений  $\text{Na/K}$  отношений для гидротерм. Аналогичное стремление к предельному значению обнаруживает зависимость  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}_{\text{гидр}} = f(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}_{\text{пород}}$  (см. рис. 23).

Возрастание отношения  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  сопровождается направленными изменениями в составе минеральных парагенезисов гидротермально-измененных пород. Прежде всего изменяются количественные соотношения альбита, калиевого полевого шпата, цеолитов и эпидота. Вмещающие породы основного состава, имеющие малые величины отношений  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ , характерные для Исландии, Паратунской и Больше-Банной гидротермальных систем, обогащены в первую очередь существенно кальциевыми цеолитами — ломонтитом, димином, шабазатом и эпидотом. Альбит и калиевый полевой шпат присутствуют здесь (Паратунка, Исландия) в подчиненных количествах или отсутствуют вообще [90].

В породах андезит-дацитового состава с отношением  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$  2–4 в парагенезисе вторичных минералов большую роль играют альбит и калиевый полевой шпат (микроклин), из цеолитов преобладает ломонтит (Паужетка). Кислым вулканитом липаритового состава свойственны гидротермальные изменения, выраженные в альбитизации и микроклинизации пород, эпидот и цеолиты играют второстепенную роль. Широко развиты ассоциации калиевых силикатов — калиевый полевой шпат,

Таблица 23

Вариации атомных отношений Na/K в породах и растворах после выщелачивания вулканогенных пород водой, по экспериментальным данным [93] \*

Порода	Na/K исходных пород	Na/K раствора при 100° С	Na/K раствора при 300° С
Андезитовый туф, 1-П, 2-П	0,4	2,63	2,0
Калиевый базальт, 1-К, 2-К	0,9	2,30	2,74
Липарит 1-Л, 2-Л	1,12	2,48	4,19
Обсидиан 1-О, 2-О	1,72	2,93	2,74
Андезит 1-М, 2-М	2,88	3,29	3,64
Тешенит 1-Т, 2-Т	4,28	4,89	5,98

\* Условия опытов: давление 300 атм., скорость протока 50 мл/час, длительность опытов 6 ч, навеска пород 60 г.

гидрослюды и смешанослойные минералы типа гидрослюда – монтмориллонит (Вайракей, Бродлендс, Стимбот-Спрингс, Норриш-Басейн) [104].

Экспериментальные данные по выщелачиванию вулканических пород в гидротермальных условиях показывают, что в раствор переходят существенные количества кремнезема, кальция и щелочей [93, 137]. Соотношения натрия и калия в растворах после опытов в целом прямо пропорциональны соотношениям этих элементов в исходных породах (табл. 23). Здесь важно подчеркнуть тот факт, что и в неравновесных, динамических условиях экспериментов [93, 112] пропорциональность отношений Na/K растворов и пород сохраняется. Все растворы в опытах с чистой водой после активного взаимодействия с породами приобретают чаще всего щелочную или нейтральную реакции.

Таким образом, в системе гидротермальные растворы – вмещающие породы последние активно проявляют "буферные" свойства, выражающиеся в том, что в различных по составу гидротермальных растворах, взаимодействующих с породами, поддерживается соотношение одно-двухвалентных катионов Na, K и Ca, пропорциональное соотношению в исходных породах. Однако проявление "памяти" гидротермальных растворов состоит в том, что соотношения количеств катионов Na, K и Ca в широком диапазоне концентраций и температур сохраняются пропорциональными соотношениям этих же элементов в исходных вмещающих породах. Генезис подобных соотношений заключается в процессах активного массообмена гидротерм с вмещающей средой формирования нового равновесного состава.

В существенно хлоридных гидротермальных растворах распределения натрия и калия линейно связаны с концентрациями хлора.

На рис. 24 показаны линейные зависимости логарифмов моляльностей  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  и  $\text{Cl}^-$ -ионов в гидротермальных системах и отдельных источниках Новой Зеландии [121], а также в гидротермах Ахуачапан (Эль-Сальвадор) [157], Эль-Татио [133] и Черро-Прието [155].

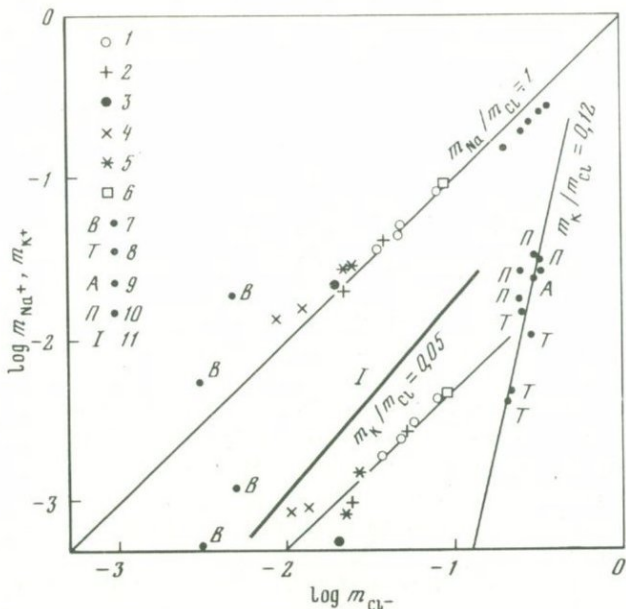


Рис. 24. Зависимость содержаний щелочей от хлоридности высокотемпературных гидротерм вулканических областей

1 – Токапу (Новая Зеландия); 2 – Вайракей (Новая Зеландия); 3 – Вайотапу (Новая Зеландия); 4 – Оулкей-Корано (Новая Зеландия); 5 – Ваймангу (Новая Зеландия); 6 – Ротокава (Новая Зеландия); 7 – Вайора (Новая Зеландия); 8 – Эль-Татио (Чили); 9 – Ахуананан (Эль-Сальвадор); 10 – Черро-Прието (Мексика); 11 – линия равновесия микроклинальбит, по данным Н. Шиказоно [161]

Новозеландские низкокальциевые гидротермы характеризуются зависимостью  $\log m_{\text{Na},\text{K}} - \log m_{\text{Cl}}$ , близкой к линейной для отношения молярностей  $m_{\text{Na}}/m_{\text{Cl}} = 1$  и  $m_{\text{K}}/m_{\text{Cl}} = 0,05$ . В то же время соотношения  $m_{\text{K}}$  и  $m_{\text{Cl}}$  в группе высокохлоридных гидротерм (4–11 г/л хлора) Ахуачанан, Эль-Татио и Черро-Прието с высокими концентрациями кальция (до 250–440 мг/л) имеют иной наклон и среднее отношение  $m_{\text{K}}/m_{\text{Cl}} = 0,12$  (см. рис. 24). Подобные различия в углах наклона линий  $\log m_{\text{K}} - \log m_{\text{Cl}}$  не укладываются в представления о существовании простых буферных реакций или ассоциаций вторичных минералов типа  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Na}^+ \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{альбит}$  (см. рис. 24). Х. Шиказоно предполагает наличие таких обменных равновесий [161] в качестве объяснения зависимостей между концентрациями одновалентных катионов и хлора в хлоридных гидротермах. Минеральная ассоциация альбит + КПШ + мусковит + кварц + хлорит + кальцит, по его представлениям, обеспечивает буферный эффект, т.е. постоянные соотношения молярностей хлора и одно-двухвалентных катионов в богатых хлором гидротермальных растворах при постоянной температуре. Однако приводимые Х. Шиказоно графики соотношений  $m_{\text{Na},\text{K},\text{Ca}}$  и  $m_{\text{Cl}}$  отображают лишь тенденцию линейных зависимостей и, естественно, не могут быть описаны простыми обменными реакциями. Очевидно, зависимости между одновалентными – двух-

валентными катионами и хлором должны рассматриваться и могут быть однозначно интерпретированы в каждом отдельном случае с привлечением информации о полном химическом составе гидротермальных растворов.

Литий, рубидий и цезий. Геохимия этих элементов в современных гидротермах рассматривалась в работах Р. Голдинга и Х. Шпеера [121], С. Уилсона [96], А. Элліса, В. Махона [112, 113], Г.И. Арсановой [4]. В указанных работах приведены многочисленные данные содержания лития, рубидия и цезия в гидротермах и их соотношений в различных типах гидротермальных растворов.

Независимо от взглядов на происхождение повышенных концентраций редких щелочей в современных гидротермах различными исследователями твердо установлены следующие факты.

1. В гидротермальных растворах литий существенно преобладает над суммой рубидия и цезия. Величина атомного отношения  $Li/(Rb + Cs)$  колеблется от 9,5 до 760 в различных типах гидротермальных систем современных вулканических областей (см. табл. 22).

Соотношение  $Rb/Cs$  изменяется от 0,06 до 7,8 в зависимости от соотношения  $Li/(Rb + Cs)$ .

2. Установлено, что между литием, рубидием, цезием и хлором в гидротермах первого геохимического типа существуют близкие к прямым зависимости. Наилучшим образом это выражается в величинах логарифмов молярностей  $Li^+$ ,  $Rb^+$ ,  $Cs^+$  и  $Cl^-$  (рис. 25). Различная величина линий связи катион-хлор на графиках отражает относительную степень связи концентраций металла и хлоридности растворов. Эта зависимость более выражена, скажем, для рубидия, чем для лития (см. рис. 25).

3. Весовые количества редких щелочных металлов в современных гидротермах коррелируются с их температурой.

Эти закономерности в той или иной степени проявляются в отдельных гидротермальных системах. В то же время сопоставление распределений редких щелочных элементов в различной геологической обстановке для однотипных гидротерм дает возможность установить более общие связи, рассматривая сами гидротермальные растворы и вмещающую их среду в качестве единой системы.

Изучение распределения концентраций лития в зависимости от содержания хлора в пяти крупнейших геотермальных районах Токаану-Вайи и Бродленде (Новая Зеландия), Узон-Гейзерный и Паужетский (Камчатка) и п-ов Изу (Япония) показало наличие трех неперекрывающихся областей распределения лития на диаграмме  $Li-Cl$  (рис. 26) для постоянного уровня содержания хлора. Область низких содержаний лития до 1,5 мг/л в гидротермах Атагава, Катазе-Ширада и других на п-ове Изу ограничена линией атомного отношения  $(Li/Cl) \cdot 1000 = 7,6$ . Область средних содержаний лития до 5–6 мг/л в гидротермах Паужетской и Узонской гидротермальных систем ограничена отношением  $(Li/Cl) \cdot 1000 = 17,9$ . Область высоких содержаний лития (3–15 мг/л) ограничена пределами отношений  $(Li/Cl) \cdot 1000$  от 28,2 до 42,5. Из данных табл. 22 следует, что различия в концентрациях лития в однотипных гидротермах при одинаковом уровне хлоридности вод коррелируются с различной

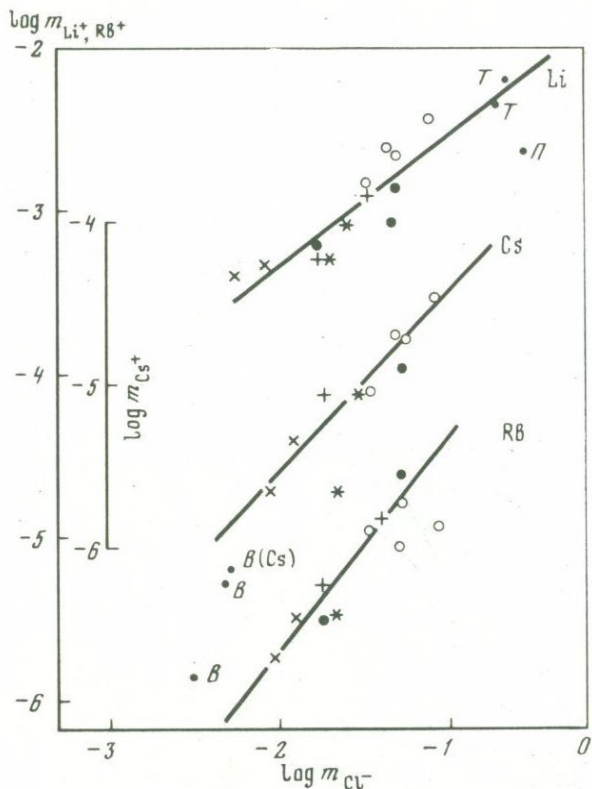


Рис. 25. Зависимость содержаний лития, рубидия и цезия от хлоридности высоко-температурных гидротерм вулканических областей (условные обозначения см. на рис. 24)

основностью вмещающих водоносных толщ вулканитов, количественно выражающейся в разных величинах отношений  $\text{Na/K}$  и  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ . Низкая область характеризуется отношениями  $(\text{Na/K})_{\text{пород}} = 5,3-6,3$ , средняя область —  $(\text{Na/K})_{\text{пород}} = 2,64-2,93$  и  $(\text{Na/K})/\text{Ca}_{\text{пород}} = 1,99-2,9$ , а область высоких концентраций лития —  $(\text{Na/K})_{\text{пород}} = 1,9-2,1$  и  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}_{\text{пород}} = 4,2-5,75$ .

Более конкретные соотношения устанавливаются, если сопоставить величины атомных отношений щелочных и щелочноземельных элементов в гидротермальных растворах и вмещающих неизменных породах так, как это было сделано для натрия и калия (см. табл. 22, рис. 23).

На рис. 27 показаны соответственные изменения величин атомных отношений  $\text{Ca/Li}$  и  $\text{K/Rb}$  в гидротермах и вмещающих их породах, не затронутых гидротермальными изменениями. Полученные зависимости однозначно свидетельствуют о наличии закономерной связи между распределением щелочных металлов в гидротермальных растворах и вмещающих породах. Вмещающая среда, таким образом, контролирует химический состав водной системы в различных термодинамических условиях. Разли-

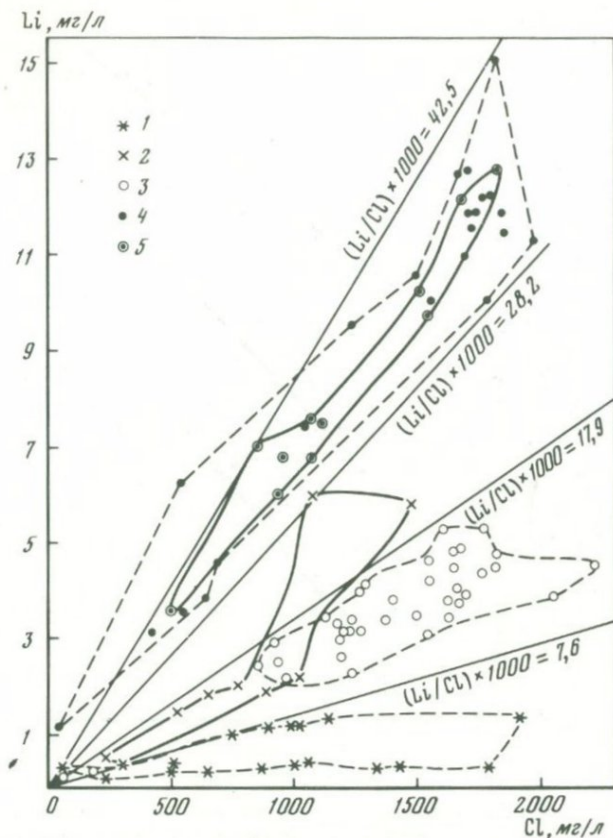


Рис. 26. Распределение лития в зависимости от содержаний хлора в геотермальных районах Японии, Камчатки и Новой Зеландии

1 - Атагава (Изу, Япония); 2 - Паужетка (Камчатка); 3 - Узон (Камчатка); 4 - Бродлендс (Новая Зеландия); 5 - Токаану-Вайн (Новая Зеландия)

чия абсолютных содержаний лития при одинаковом уровне хлоридности гидротерм, показанные на рис. 26, также коррелируются с величинами отношений  $\text{Ca}/\text{Li}_{\text{порода}}$ . Так, средний уровень содержаний лития соответствует отношению  $\text{Ca}/\text{Li}$  в пределах 117–250, а высокий – 50–70.

На возможность подобных соотношений ранее указывал в своих работах А. Эллис, связывая, в частности, обеднение гидротерм литием и цезием с базальтами, а высокие содержания бора в водах с осадочными породами [95].

Установленные закономерности отражают активный массообмен в системе вода–порода в условиях повышенных температур и давлений. Рассмотрим характерные вариации отношений редких щелочей в системе вода–порода на конкретных примерах, учитывая, что "водные" отношения  $\text{Li}/\text{Rb}$ ,  $\text{Rb}/\text{Cs}$  и  $\text{Li}/\text{Cs}$  относятся к продуктам реакций порода+гидротермальный раствор.

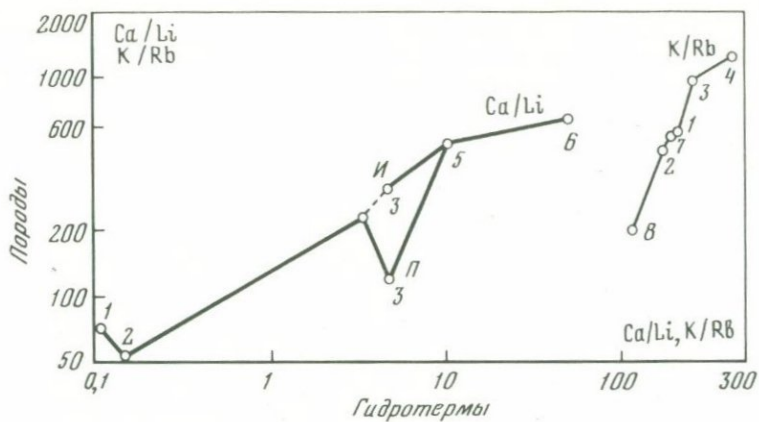


Рис. 27. Корреляция атомных отношений Ca/Li и K/Rb в гидротермах и вмещающих их вулканических породах (источники данных в табл. 22)

1 — Бродленде (Новая Зеландия); 2 — Вайракей, 3 — Паужетка, 4 — Узон, 5 — Больше-Банное, 6 — Паратунка, 7 — Эль-Татио, 8 — Чезано

Данные табл. 24 указывают на закономерные изменения отношений Li/Rb, Rb/Cs и Li/Cs в различных по кислотности типах вулканитов Паужетской вулcano-тектонической депрессии. Литий и рубидий преобладают над цезием в любых типах вулканитов. При этом атомные количества лития превышают количества рубидия и цезия, что отражено в величинах отношений. Эти соотношения в водах меняются таким образом, что Li/Rb отношение резко возрастает, а Rb/Cs отношение уменьшается. Таким образом, гидротермы содержат в относительно свежих, еще неизмененных породах больше лития и цезия. Полностью аналогичная картина наблюдается для вулканических пород и гидротерм зоны Таупо в Новой Зеландии (см. табл. 24). Здесь сохраняется та же непропорциональность соотношений элементов в водах и вмещающих породах. Аналогичная закономерность эволюции величин отношений Li/Rb и Rb/Cs возникает и в опытах по выщелачиванию этих элементов из водовмещающих неизмененных пород. Так, по данным А. Эллиса [112], отношение Li/Rb возрастает при выщелачивании риолитов от 4,65 (в риолите) до 20,6 (в растворе после выщелачивания), отношение Rb/Cs, наоборот, уменьшается от 52,5 (в риолите) до 3,5 (в растворе после выщелачивания). Подобные же результаты получены и по грауваккам, слагающим фундамент вулcano-тектонической депрессии Таупо.

Результаты химических анализов водных вытяжек из гидротермально-измененных пород скв. P-113 также показали существенную разницу в величинах отношений Li/Rb исходных пород и водной фазы (табл. 25), обогащенной редкими щелочами. Они свидетельствуют об интенсивном переходе в раствор лития, рубидия и цезия при взаимодействии пород с гидротермальными растворами в широком диапазоне температур и давлений. При этом намечается такая последовательность количественного перехода элементов в раствор при равном начальном содержании в породах  $Li > Cs > Rb$ .

Таблица 24

Величина атомных отношений щелочных элементов во вмещающих породах и гидротермах Паужетской вулкано-тектонической депрессии и вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия)

Породы, гидротермы	Li/Rb	Rb/Cs	Li/Cs	Литературный источник
Паужетская депрессия				
Базальты N <sub>2</sub> -Q <sub>4</sub>	4,9-11,5	10,2-24,5	50-250	Данные автора
Спекшиесе туфы дацитового состава, N <sub>2</sub> ; среднее из 10 анализов	18,6	7,1-28,0	101-400	То же
Липарито-дациты Курильского озера	8,4	-	-	"
Дациты вулкана Дикий Гребень	4,3	-	-	"
Хлоридно-натриевые гидротермы; среднее из 31 анализа	80	1,4	112	"
Вулканическая зона Таупо				
Средний риолит	4,65	52,5	245	[116]
Граувакки Таувара	7,3	121	880	[116]
Хлоридно-натриевые гидротермы Токаану	220-500	0,5-0,72	110-360	[138]
То же, Бродлендс	47-225	1-2,8	47-63	[139]
Воды после выщелачивания риолита при 400° C; при отношении вода: порода, равном 0,3	20,6	3,5	72	[112]
Воды после выщелачивания граувакки при 600° C, 1000 бар; при отношении вода: порода, равном 1	43	2	86	[112]

Многочисленные геохимические данные свидетельствуют об исключительной роли хлоридных гидротерм в концентрации редких щелочных металлов. Существует ряд возможных объяснений этого факта, в том числе уже упоминавшиеся нами физико-химические свойства хлоридов щелочей, их аномально высокая растворимость. Качественные представления о механизмах обогащения вод хлорного состава можно вывести также из теории гидратации ионов в водных растворах О.Я. Самойлова. Используя термодинамические характеристики структурных изменений воды,

Таблица 25

Химический состав водной фазы после выщелачивания гидротермально-измененных пород скв. Р-113 (Паужетское месторождение гидротерм)\*\*

Номер образца	Порода	Содержание в исходных породах, г/т			Содержание в водной фазе, мг/л на 100 см <sup>3</sup> породы		
		Li	Rb	Li/Rb*	Li	Rb	Li/Rb*
113/10	Пемзо-пепловый туф аргиллизированный	39	56	10,0	0,225	0,053	5,2
113/47	Псефитовые туфы дацитового состава с микроклинами и цеолитами	38	161	3,4	0,099	0,265	4,7
113/56	Псефитовый туф с пемзово-пепловым цементом	37	177	3,05	0,136	0,136	11,9

\* Атомные отношения.

\*\* Условия экспериментов:  $t = 20^{\circ}\text{C}$ , время выщелачивания 24 ч; навеска породы 40 г и исходный объем водной фазы 300 мл. Аналитики: Орлова Д.Я., Белохвостова М.М. Институт геохимии СО АН СССР, 1976 г.

связанных с гидратацией ионов, можно попытаться качественно оценить роль химического состава воды в степени концентрирования того или иного иона. Такая попытка была сделана в работе В.К. Кирюхина и В.М. Швеца [31], где ими были рассмотрены условия концентрирования щелочных элементов в термальных водах Кавказа на основе расчетов энтропийных характеристик молекул воды по данным работы Г.А. Крестова [41]. Аналогичные расчеты выполнены нами для гидротерм Паужетской системы. Подобная оценка может иметь лишь качественный характер, поскольку энтропийные характеристики приближенно рассчитаны Г.А. Крестовым только для стандартных условий, а для повышенных температур подобных оценок свойств до настоящего времени не выполнено.

Распределение редких щелочей в гидротермах Паужетки характеризуется преимущественным накоплением этих элементов в водах определенного химического состава. Это выражается в том, что наибольшие концентрации Li, Rb и Cs связаны с водами, вмещающими определенную величину суммарного изменения энтропии молекул воды под действием окружающих ионов [41, 31]. Максимумы на графиках распределений лития, рубидия и цезия (рис. 28) приурочены к области  $120-160 \cdot 10^{-3}$  энтр.ед. Величина энтропии —  $\Delta S^{\text{II}}$  не зависит от общей минерализации, а определяется энтропийным вкладом отдельных ионов и комплексов, т.е. общим химическим составом гидротерм. В области  $120-160 \cdot 10^{-3}$  энтр. ед. хлоридно-натриевые гидротермы характеризуются, как видно из графиков (см. рис. 28), наименьшими значениями отношений Na/Ci

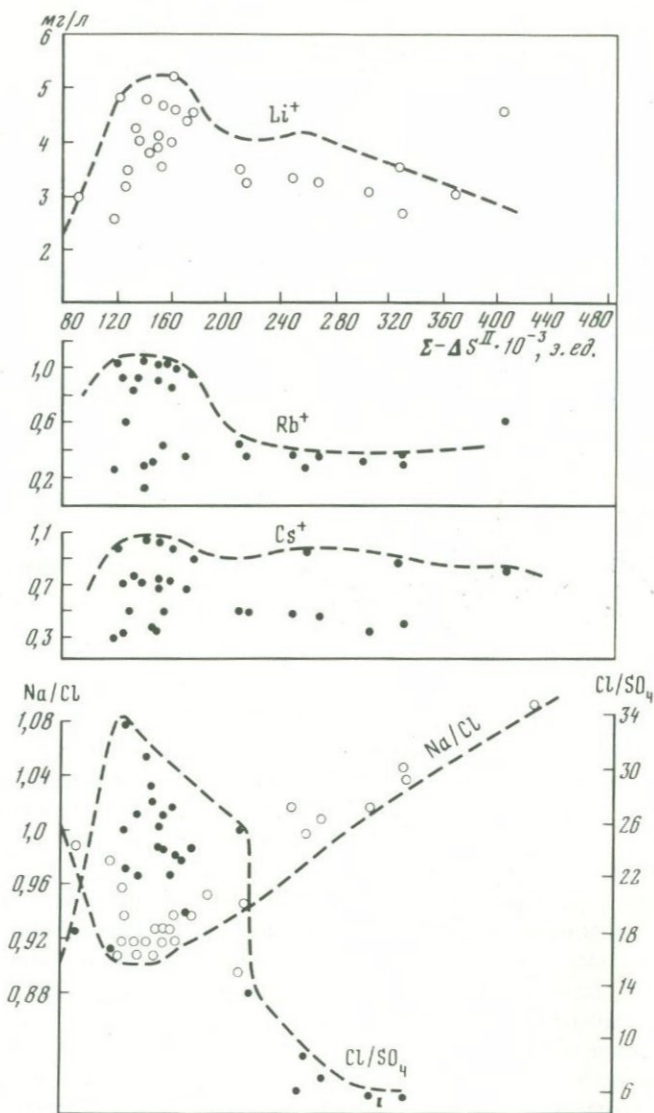


Рис. 28. Вариации содержаний лития, рубидия, цезия и величин отношений  $Na/Cl$  и  $Cl/SO_4$  в зависимости от суммарного изменения энтропии ближайших молекул воды ( $\Sigma - \Delta S_{II} \cdot 10^{-3}$  э. ед.) в хлоридно-натриевых гидротермах Паужетского месторождения

и наибольшими отношениями  $Cl/SO_4$ . Эти закономерности свидетельствуют об отрицательном влиянии роста сульфатности вод на концентрирование  $Li$ ,  $Rb$  и  $Cs$ . В этом случае проявляется тенденция к оводнению щелочей с ростом отрицательных значений  $\Delta S_{II}$  до  $120-160 \cdot 10^{-3}$  энтр.ед., далее преобладает процесс обезвоживания.

Оводнение Li, Rb и Cs в водах определенного химического состава способствует уменьшению их подвижности и росту концентраций, в то время как в случае обезвоживания преобладает их рассеяние.

Совпадение максимумов накопления Li, Rb и Cs (см. рис. 28) свидетельствует о единстве процесса и химических условий их концентрирования. В соответствии с имеющимися представлениями механизм этого процесса связан с изменением молекулярно-кинетического состояния воды под влиянием основных компонентов гидротерм  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . Повышение энергии гидратации щелочных металлов контролируется присутствием таких ионов, как  $\text{SO}_4^{2-}$ , обладающим наибольшим вкладом энтропии ( $-30,3$  энтр. ед) в общую энтропию раствора (Крестов, 1962). Поэтому уменьшение отношения  $\text{Cl}/\text{SO}_4$  от 20–22 до 6 способствует в нашем случае рассеянию лития, рубидия и цезия. Напротив, при относительно высокой хлористости вод отрицательная энтропия уменьшается и возрастает энергия высаливателя, что приводит к оводнению и концентрированию щелочей.

В заключение следует высказать предположение о том, что наибольшая масса редких щелочных металлов экстрагирована из вмещающих пород еще на ранних стадиях гидротермальных изменений водоносных толщ Паужетской вулкано-тектонической депрессии. Наблюдающиеся сейчас концентрации лития, рубидия и цезия отвечают молекулярно-кинетическим "возможностям" гидротерм, их макро-химическому составу и требованиям равновесия с толщей гидротермально-измененных пород. В то же время такой процесс формирования аномальных полей концентраций редких щелочных металлов достаточно специфичен, подчинен одному механизму в условиях новейшего вулканизма и имеет ярко выраженный геохимический облик.

### Стронций

Распределение стронция во всех типах гидротерм Паужетской и аналогичных гидротермальных систем определяется величиной содержаний Ca и сульфат-иона (табл. 26). Зависимость содержаний стронция от концентрации кальция для Паужетских гидротерм показана на рис. 29. Наиболее обедненными стронцием оказываются воды II типа – низкоминерализованные конденсаты паровых струй и источники таких конденсатов с содержанием кальция 2–19,5 мг/л и отношением  $\text{Ca}/\text{Sr} = 300\text{--}1000$ . В то же время гидротермы этого же геохимического типа сульфатно-хлоридного состава, обогащенные кальцием, характеризуются наиболее высокими содержаниями стронция до 2–10 мг/л. Типичным в этом отношении является состав Озерновских источников, температура которых 80–85°C, имеющих содержание стронция 1,4–1,7 мг/л и отношение  $\text{Ca}/\text{Sr} 200\text{--}250$ , а также группа Гольгинских вод с концентрацией стронция 6,3–10,2 мг/л и отношением  $\text{Ca}/\text{Sr} 150\text{--}200$ . Гольгинские гидротермы не входят в структуру Паужетского гидротермального поля, но являются характерными представителями термальных вод второго геохимического типа. Повышенными содержаниями стронция отличаются и воды первого геохимического типа – хлоридно-натриевые гидротермы – в зависимости от их "щелочноземельности" и величины отношений  $\text{Na}/\text{K}$  (рис. 30).

Таблица 26

Средние величины и вариации содержаний Sr, Ca, SO<sub>4</sub> (в мг/л) и атомных отношений Na/K и Ca/Sr, Rb/Sr в различных типах термальных вод Камчатки

Местонахождение, типы гидротерм	$t_{\text{макс}},$ °C	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	$\frac{\text{Na}}{\text{K}}$	$\frac{\text{Ca}}{\text{Sr}}$	$\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$		
Хлоридно-натриевые гидротермы Паужетки; среднее из 52 анализов	219	$\frac{0,88}{0,4-1,14}$	$\frac{57,4}{21-84}$	$\frac{104}{44-813}$	21,2	157	0,033		
Сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые и аммониевые термальные конденсаты, Паужетское месторождение; среднее из 6 анализов	100	$\frac{0,36}{0,1-1,36}$	$\frac{40,3}{17-93}$	$\frac{125}{21-472}$	4,6	250			
Сульфатно-хлоридные озерновские термальные воды (среднее из 4 анализов)	83	$\frac{1,51}{1,38-1,68}$	$\frac{149}{143-149}$	$\frac{569}{562-590}$	71,5	219			
Нижне-Кошелевские источники; сульфатно-гидрокарбонатные, кальциевые	97	1,52	0,09	7,3	270	3	11	396-182	0,046
Сивучинские источники; хлоридно-сульфатные	50	0,8	53			9,2	146		0,5
Верхне-Кошелевские источники; сульфатно-гидрокарбонатные, кислые pH=4,5	96	0,35	50			7,2	311		
Узон; источник Бурлящий, pH = 6,5	91	0,22	18			25,5	179		0,18
Узон; источник Цепочка, pH=7,0 хлоридно-натриевый	60	0,80	9,5			10,4	26		

Таблица 26 (окончание)

Месторождение, типы гидротерм	$t_{\text{макс}},$ $^{\circ}\text{C}$	$\text{Sr}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\frac{\text{Na}}{\text{K}}$	$\frac{\text{Ca}}{\text{Sr}}$	$\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$
Узон источник; берег Хлоридного озера, pH=7	60	0,17	22	—	0,94	219	—
Долина Гейзеров; гейзер Тройной, сток	40	0,22	8,5	—	28,7	85	—
Налачевский источник; скв. 2, хлоридно-натриевый, pH=6,2	65	2,36	120	—	11,9	108	—
Вулкан Алаид; хлоридно-сульфатный источник pH = 7	54	0,90	35	—	7,8	83	0,56
Вулкан Алаид; хлоридно-натриевый источник, pH=6,8	57	1,02	68	—	10,6	147	0,68

Аналитики М.М. Белохвостова, О.А. Пройдакова, В.М. Новиков, Институт геохимии им. А.П. Виноградова, 1974 г.

Снижение уровня содержаний стронция в хлоридно-натриевых гидротермах при сравнительно постоянном отношении Ca/Sr около 150 обусловлено разбавлением их обедненными стронцием и кальцием конденсатами паровых струй зоны разгрузки с общей минерализацией 30–45 мг/л.

Дифференциация вод в зависимости от Na/K отношения (рис. 30), с одной стороны, отражает степень смешения различных типов гидротерм с конденсатами глубинных паровых струй, имеющих низкую минерализацию и стерильными по отношению к стронцию, а с другой — степень взаимодействия с вмещающими породами. Вновь образованные конденсаты, не успевшие обогатиться компонентами вмещающих пород, имеют низкие отношения Na/K, унаследованные от гидротерм первого типа. Во всех случаях наблюдается изменение содержаний калия по отношению к натрию, обусловленное ионообменными процессами между термальными водами и глинистой фракцией гидротермально-измененных пород. В процессе гидротермальных изменений вулканы существенно обедняются стронцием, в меньшей степени кальцием и щелочными металлами. Сопоставление концентраций стронция в неизмененных и гидротермально-измененных эффузивах, спекшихся и псифитовых туфах дацитового состава (табл. 27) свидетельствует о выносе из этих пород до 58% первоначально накопленного стронция.

Таблица 27

Содержания стронция в породах Паужетской вулcano-тектонической депрессии

Тип породы	Sr, г/т	Среднее содержание Sr (в г/100 см <sup>3</sup> ) в пересчете на объемный вес породы	
Базальты (SiO <sub>2</sub> до 53,5%) возраст N <sub>1</sub> <sup>3</sup> - N <sub>2</sub> <sup>3</sup>	$\frac{516 (10)^*}{316 \text{--} 880}$	1,0	(2,4) <sup>**</sup>
" Q <sub>1</sub>	$\frac{585 (5)}{467 \text{--} 810}$	14,0	(2,4)
" Q <sub>2</sub>	$\frac{465 (5)}{346 \text{--} 574}$	11,2	(2,4)
Спекшился туфы дацитового состава (руч. Светлый)	$\frac{401 (11)}{300 \text{--} 590}$	9,6	(2,89)
Песфитовые туфы с прослоями песчаников (руч. Светлый)	$\frac{290 (9)}{220 \text{--} 350}$	5,44	(1,86)
Алевроелитовые туфы дацитового состава верхне-паужетской подевиты	$\frac{218 (14)}{69 \text{--} 416}$	3,80	(1,75)
Дациты вулкана Дикий гребень	291 (3)		-
Липарито-дациты Курильского озера	$\frac{252 (5)}{161 \text{--} 523}$		
Гидротермально-измененные породы			
а) Спекшился туфы дацитового состава из разреза по скв. 113	$\frac{274 (9)}{230 \text{--} 370}$	5,70	(2,1)
б) Песфитовые пемзово-непловые туфы дацитового состава с прослоями песчаников по скв. 113	$\frac{284 (17)}{86 \text{--} 520}$	4,45	(1,5)

\* В числителе среднее содержание стронция, в знаменателе — пределы содержаний, в скобках — количество образцов.  
\*\* Средний объемный вес пород (в г/см<sup>3</sup>).

Столь интенсивная миграция стронция связана с замещением его главного минерала-носителя — основного плагиоклаза, количество которого колеблется от 20 до 30 объемн. % в спекшихся туфах, эффузивах и песфитовых туфах.

При уровне содержаний стронция в водовмещающих породах 218–585 г/т (см. табл. 27) главная часть этого элемента до 80–90% сосредоточена в плагиоклазах (360–540 г/т). В то же время основная масса, пироксены и роговая обманка концентрируют до 30–70 г/т Sr, т.е. 10–20% общего количества стронция (табл. 28).

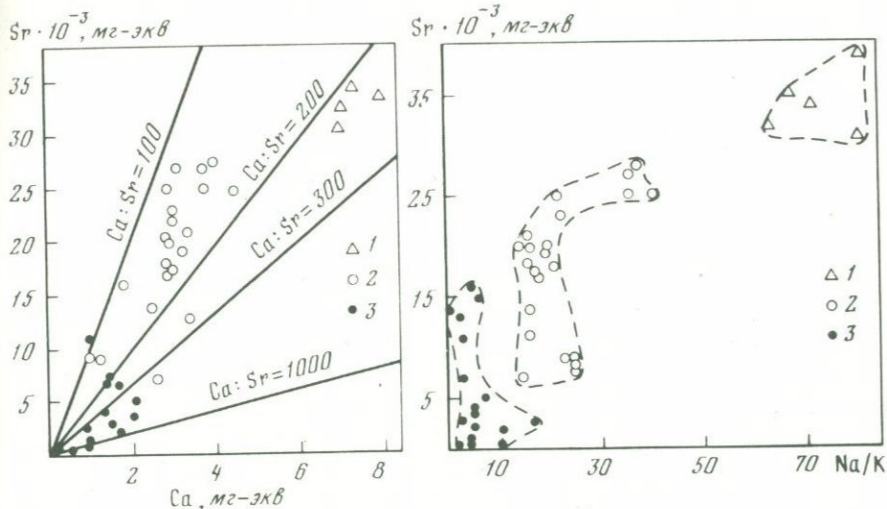


Рис. 29. Зависимость содержаний стронция и кальция в различных типах гидротерм Паужетской гидротермальной системы

1 – сульфатно-хлоридные воды Озерновских источников; 2 – хлоридно-натриевые гидротермы из скважин Паужетского месторождения; 3 – низкоминерализованные конденсаты паровых струй

Рис. 30. Зависимость содержаний Sr и Na/K отношения в различных типах гидротерм Паужетской гидротермальной системы (условные обозначения те же, что на рис. 29)

Таблица 28

Содержание стронция в минералах эффузивов Паужетского долгоживущего вулканического центра

Номер образца	Минерал	Порода, место отбора проб	Содержание, г/т
ЗК-19	Плагиоклаз	Андезито-базальты гребня Скалистый Камбальный хребет	540
	Пироксен желтый		31
ЗК-38	Пироксен зеленый	Игнимбриты андезито-дацитового состава, Гольгинские горы	57
	Роговая обманка		32
Е-33	Плагиоклаз	Базальты, Паужетка	390
	Основная масса		74
3360	Плагиоклаз	Липарито-дацитовая экструзия, Курильское озеро	360
	Основная масса		63
7012	Монтмориллонит	Аргиллизированные андезито-базальты, Северо-Камбальное термальное поле	24

Наиболее подвижен стронций при гидротермальном изменении вулканитов в субповерхностных условиях термопроявлений. Здесь он интенсивно выносится наряду с барием и щелочами из различных по составу пород в процессе их аргиллизации и формирования бентонитовых глин под воздействием сульфатных поровых растворов. При этом, например, количество стронция при аргиллизации андезито-базальтов изменяется с учетом объемного веса пород от 13,1 до 0,40 г/100 см<sup>3</sup>, т.е. выносится около 97% стронция.

### Изотопный состав стронция современных гидротерм и вмещающих пород Паужетской вулкано-тектонической депрессии

В целях выяснения путей миграции стронция в процессе гидротермальных преобразований пород и формирования химического состава термальных вод Паужетского месторождения нами проводились систематические исследования изотопного состава стронция [71].

Измерен изотопный состав стронция 18 образцов термальных вод и 20 образцов эффузивов, вулканогенно-осадочных пород и породообразующих минералов (табл. 29).

Измерения изотопного состава стронция выполнены на модернизированном масс-спектрометре МИ-1305 двухлучевым компенсационным методом с использованием трехленточного источника. Методика измерений и химическая подготовка проб подробно описаны ранее [71]. Анализ отдельных проб воды на стронций осуществлялся методом изотопного разбавления.

Изотопный состав стронция вмещающих пород и, в частности, основных эффузивов и спекшихся туфов дацитового состава Паужетского вулканического центра типичен для островных дуг и характеризуется незначительным разбросом значений (0,702–0,705; см. табл. 29).

Породы, принимающие участие в составе водоносных толщ, также характеризуются низкими величинами отношений  $^{81}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Так, песчистые туфы андезито-дацитового состава имеют значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035\text{--}0,7043$  (обр. К-0,07, 113/46, К-768/1; см. табл. 29), а спекшиеся туфы и игнимбриты, не подвергшиеся гидротермальным изменениям, — 0,7036 (обр. 7116; см. табл. 29).

Андезито-базальты западного борта депрессии, присутствующие в составе обломочного материала толщ туфобрекчий, характеризуются отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035$  (обр. К-1225; см. табл. 29).

Плагиоклазы, не затронутые гидротермальными процессами, имеют изотопный состав стронция, близкий к отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для породы в целом (0,7042–0,7047).

Изотопный состав стронция исследовался также для четырех генетических групп термальных и поверхностных вод (табл. 30): 1) глубинные хлоридно-натриевые гидротермы (первый тип); 2) сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные конденсаты глубинного пара; 3) сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды грязевых воронок на площади термопроявлений; 4) речные воды и атмосферные осадки. Глубинные хлорид-

но-нагривые воды характеризуются довольно значительным разбросом величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0,7033 (скв. РЭ-110) до 0,7056 (скв. РЭ-2). Изменения изотопных отношений не связаны с вариациями макрокомпонентов в составе гидротерм, однако в целом наблюдается близкая к гиперболической зависимость изотопного состава стронция от его концентрации в термальных водах, отражающая процессы смешения (рис. 31). Существование подобных соотношений отмечалось нами ранее [71], а также в работах Г. Фора и Л. Джонса (Фор, Джонс, 1974) и В.С. Лепина, Т.В. Егоровой, Н.Н. Масловой, С.Б. Брандта [43].

Совокупность изложенных выше данных по изотопному составу для хлоридно-натриевых гидротерм четко делится на две группы значений: 0,7030–0,7037 (обр. 7043, 7108, К-15, 7048 и 0,7045–0,7066 (обр. 6050, 6053, 6000/2, 5,7)). Между этими двумя группами гидротерм нет существенных различий в химическом составе, указывающих на степень смешения.

Сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые конденсаты, появляющиеся в виде термальных источников на субповерхностных термопроявлениях (Восточно-Паужетское, Северо-Камбальные струи и др.) или выполняющие грязевые фумарольные воронки, характеризуются высокими величинами отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7043–0,7067).

Гидротермы этого типа содержат относительно большие количества стронция до 0,3–1,36 мг/л, накапливающегося благодаря интенсивному выщелачиванию и смыву солей с поверхности термальных площадок и упариванию вод мелких замкнутых водоемов.

В водах тающих снежников на западных склонах Камбального хребта в верховьях руч. Быстрого обнаружено наиболее высокое значение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для поверхностных вод, равное 0,7095. По химическому составу снеговая вода соответствует хлоридно-сульфатному натриевому типу (табл. 31). Щелочи резко преобладают над кальцием и магнием. Общий состав этих вод идентичен составу атмосферных осадков, выпадающих в пределах побережья Охотского моря или Тихого океана (Башарина, 1974). Снежники длительное время формируются под влиянием акватории океана, поставляющего массы галоидов и солей стронция в виде пылевой примеси к осадкам. Воздействие океана приводит к заражению снега и талых вод растворенным стронцием с "морским" изотопным отношением 0,7095–0,7093. Поверхностные водотоки из снежников питают многочисленные ручьи, р. Паужетку и поверхность термопроявлений, привнося в эти воды "морской" стронций и значительное количество хлоридов. Речная вода р. Паужетки, отобранная выше границы Паужетского термального поля, имеет изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равное 0,7051. Эта величина оказывается промежуточным значением между низкими отношениями термальных вод и высокими – атмосферных осадков (см. табл. 30).

Приведенные измерения изотопного состава стронция современных хлоридно-натриевых гидротерм и вмещающих пород Паужетской вулканотектонической депрессии позволяют сделать общий вывод об их тождественности.

Таблица 29  
Изотопный состав стронция в эффузивах на Южной Камчатке

Номер пробы	Место отбора и характеристика	Возраст	K <sub>2</sub> O, %	Rb, г/г	Sr, г/г	<sup>86</sup> Sr/ <sup>88</sup> Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>88</sup> Sr) <sub>норм</sub>
97/69	Последний андезитовый поток вулкана Ильинского, SiO <sub>2</sub> = 64,88%	Q <sub>4</sub>	1,31	14	358	0,1188 ± 0,0002	0,7054 ± 0,0002*
ЭК-13	Андезито-базальты гребня Черные скалы, Камбальный хребет, юго-западный борт Паужетской депрессии; SiO <sub>2</sub> = 57,71%	Q <sub>4</sub>	1,61	29	460	0,1193 ± 0,0002	0,7054 ± 0,0002
Е-33	Базальты, Камбальный хребет, юго-западный борт Паужетской депрессии, валовая проба	Q <sub>4</sub>				0,1186 ± 0,0004	0,7042 ± 0,0004
Е-33пл	То же, плагиоклаз				390		
К-007	Псефитовый туф дацитового состава, Паужетка, скв. РЭ-3, глубина 514 м	Q <sub>2</sub>	1,76	35	256	0,1194 ± 0,0003	0,7035 ± 0,0003
К/768/2	Частично гидротермально-измененный псефитовый туф, Паужетка, скв. К-6	Q <sub>2</sub>				0,1194 ± 0,0004	0,7043 ± 0,0004
113/46	Гидротермально-измененный псефитовый туф андезито-дацитового состава, Паужетка, скв. Р-113	Q <sub>2</sub>	6,6	159	200	0,1200 ± 0,0004	0,7045 ± 0,0003
113/45	Плагиоклаз № 45–50 из псефитового туфа, скв. Р-113			10		0,1198 ± 0,0003	0,7043 ± 0,0003
ЗК-41	Игнимбрит дацитового состава, Гольгинские горы	Q <sub>2</sub>	1,77	26	300	0,1196 ± 0,0002	0,7023 ± 0,0005
ЗК-33	Спекшийся туф риолитового состава, Гольгинские горы, северный борт Паужетской депрессии SiO <sub>2</sub> = 71,9%	Q <sub>2</sub>	1,64	25	400	0,1196 ± 0,0002	0,7036 ± 0,0002
ЗК-40	Игнимбрит дацитового состава, Гольгинские горы, северный борт Паужетской депрессии	Q <sub>2</sub>	1,64	13	300	0,1196 ± 0,0002	0,7055 ± 0,0002
К-1225	Андезито-базальт, высота 1102, западный борт Паужетской депрессии	Q <sub>2</sub> –Q <sub>1</sub>	0,74	16	450	0,1193 ± 0,0003	0,7035 ± 0,0003
7116	Спекшийся туф дацитового состава, Паужетская депрессия, руч. Светлый SiO <sub>2</sub> = 68,41%	Q <sub>2</sub>	1,29	9	350	0,1200 ± 0,0003	0,7036 ± 0,0003
7116пл	Плагиоклаз № 40–45 из спекшегося туфа	–		4	400	0,1202 ± 0,0005	0,7033 ± 0,0005
113/69	Спекшийся туф дацитового состава, Паужетка, скв. 113, глубина 413 м	Q <sub>2</sub>	1,58	27	280	0,1194 ± 0,0002	0,7042 ± 0,0002

\* Приведенные погрешности измерений вычислены как среднеквадратичные. Определение содержаний калия, рубидия и стронция выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова Пройдаковой О.П., Николаевой Д.Х., 1975–1978 гг.

Таблица 30

## Изотопный состав стронция в водах Паужетского геотермального района

Номер пробы	Характеристика и место отбора проб воды	Дата отбора пробы	Sr, мг/л	Rb, мг/л	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{норм}}$
K-15	Хлоридно-натриевая вода из слива скв. K-15	26.VIII.1974	1,1226*	0,36	0,1195 ± 0,0003	0,7035 ± 0,0003
6000/1-7	То же, скв. PЭ-7	9.VIII.1974	1,1444*	0,847	0,1199 ± 0,0003	0,7043 ± 0,0002
6000/1-5	" " PЭ-5	9.VIII.1974	1,02	1,02	0,1194 ± 0,0002	0,7047 ± 0,0003
6000/1-2	" " PЭ-2	9.VIII.1974	0,90	0,947	0,1198 ± 0,0003	0,7056 ± 0,0004
6053	" " K-20	28.VIII.1974	0,4808	1,06	0,1197 ± 0,0002	0,7054 ± 0,0003
7048	" " PЭ-110	Апрель 1976	0,96	0,24	0,1194 ± 0,0004	0,7033 ± 0,0003
7043	" " PЭ-113	"	0,88	1,00	0,1199 ± 0,0002	0,7036 ± 0,0006
7108	" скв. ГК-2	10.IX.1976	0,96	0,92	0,1194 ± 0,0002	0,7036 ± 0,0004
6050	из источника зоны разгрузки в долине р. Паужетки близ скв. K-5	26.VIII.1974	0,425*	0,425	0,1196 ± 0,0002	0,7048 ± 0,0003
6017	Гидрокарбонатно-сульфатный источник в 200 м к востоку от Восточно-Паужетского термопроявления руч. Лучший	16.VIII.1974	0,477*	0,010	0,1195 ± 0,0003	0,7036 ± 0,0002
6058	Гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-кальциевая вода из источника к западу от Восточно-Паужетского поля	28.VIII.1974	0,4071*	0,015	0,1193 ± 0,0003	0,7050 ± 0,0004
7073	Озерновские сульфатно-хлоридные натриевые гидротермы	22.VIII.1976	1,36	0,001	0,1198 ± 0,0006	0,7032 ± 0,0006
7100	Гольгинские хлоридно-сульфатные натриевые гидротермы	23.VIII.1976	10,21	0,175	0,1192 ± 0,0003	0,7034 ± 0,0003
6043	Гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды источников Восточно-Паужетского термопроявления	22.VIII.1974	1,3581*	0,0118	0,1195 ± 0,0002	0,7048 ± 0,0003
6044	Сульфатно-хлоридные кальциевые термальные конденсаты из грязевых воронок Восточно-Паужетского термопроявления	22.VIII.1974	0,32	0,007	0,1193 ± 0,0002	0,7067 ± 0,0003
7065	Сульфатно-хлоридная кальциевая вода из грязевой воронки Верхнего термального поля	19.VIII.1976	1,01	0,005	0,1199 ± 0,0002	0,7039 ± 0,0005
7080	Вода р. Паужетки отобрана выше зоны разгрузки Паужетских термальных источников	29.VIII.1976	0,034	0,0023	0,1195 ± 0,0002	0,7051 ± 0,0003
7079	Вода снежника из верховьев руч. Быстрого, гипсометрически выше Восточно-Паужетского термопроявления	26.VIII.1976	0,006	Не обн.	0,1194 ± 0,0002	0,7095 ± 0,0008
OM-1457	Вода Охотского моря, район Южно-Охотского желоба ст. 1457, НИС "Менделеев", рейс 17а	Октябрь 1976	10,0	Не опр.	0,1201 ± 0,0004	0,7091 ± 0,0002
I-1454	Вода Тихого океана, район о. Кунашир, Вал Зенкевича, ст. 1454, глубина 1000 м, НИС "Менделеев", рейс 17а	"	10,0	"	0,1192 ± 0,0004	0,7098 ± 0,0002
OM-1	Вода Охотского моря, западное побережье Камчатки, район о. Алаид	Октябрь 1974	8,0	"	0,1197 ± 0,0002	0,7091 ± 0,0002

\* Содержание стронция определено методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1305.

Погрешности измерений вычисляли как среднеквадратичные ( $\pm 2\sigma$ ).

Анализы на стронций и рубидий выполнены О.И. Пройдаковой и Д.Х. Николаевой (1975-1977 гг.).

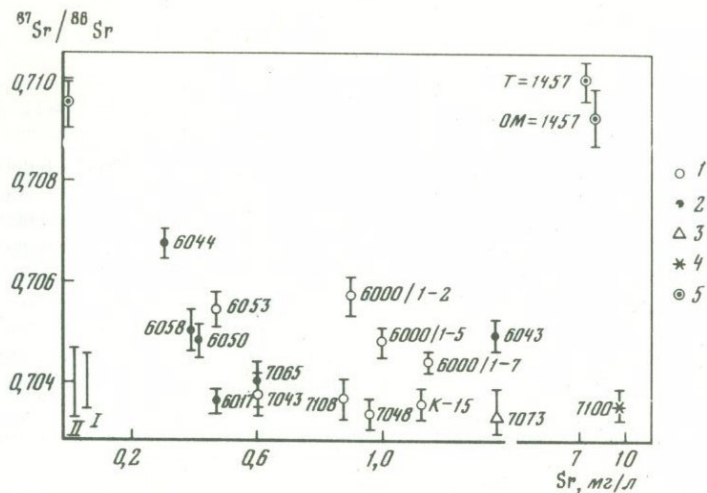


Рис. 31. Изменение изотопного состава стронция Паужетских гидротерм в зависимости от содержаний стронция

1 – хлоридно-натриевые гидротермы из скважин и кипящих источников; 2 – естественные термальные конденсаты сульфатно-гидрокарбонатного состава; 3 – Озерновские источники; 4 – Гольгинские источники; 5 – воды Охотского моря и Тихого океана. I – вариации изотопного состава стронция вулканитов, принимающих участие в выполнении Паужетской депрессии; II – вариации изотопного состава стронция плагиоклазов этих же пород

Вариации изотопного состава стронция для термальных вод, вулканитов и плагиоклазов, служащих главными поставщиками стронция в растворы, полностью совпадают (см. рис. 31).

Следует учесть, что основные эффузивы юго-западного обрамления депрессии и Гольгинские игнимбриты, имеющие наиболее высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7055), играют незначительную роль в составе туфов водовмещающих толщ. Поэтому верхний предел колебаний отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для пород следует ограничить величиной 0,7045.

В настоящее время можно однозначно судить о природе низких "мантйных" изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в хлоридно-натриевых гидротермах на уровне пластового коллектора как результат унаследования гидротермальными растворами изотопных отношений 0,7033–0,7045 в процессе активного выщелачивания стронция из вмещающих пород – псефитовых туфов и спекшихся туфов дацитового состава в низах паужетской свиты ( $\text{Q}_2^2 - \text{N}_3^3$ ). Данные табл. 29 свидетельствуют о том, что слабо измененные гидротермальными процессами спекшиеся туфы, а также перекрывающие их псефитовые туфы в отложениях Паужетской вулканотектонической депрессии имеют достаточно низкие изотопные отношения 0,7035–0,7042. В то же время эти же породы, подвергшиеся гидротермальным изменениям (альбитизации и цеолитизации), теряют до 25–40% подвижного стронция и приобретают более высокие изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  до 0,7046. Например, игнимбриты и спекшиеся туфы дацитового состава ( $\text{N}_2^3$ ) в верховьях руч. Светлого, незатронутые интенсивными

Таблица 31

Химический состав грунтовых вод бассейна р. Паужетки (в мг/л)

Компо- ненты	7080*	7079*	7025	7029
	р. Паужетка (29.VIII-1976)	Снежник в верховьях руч. Быстрого (26.VIII-1976)	Холодный источ- ник в верховьях руч. Светлого (11.VIII-1976)	Холодный источ- ник в средней ча- сти руч. Светлого (11.VIII-1976)
1	2	3	4	5
NI <sup>+</sup>	0,024	Не опр.	0,25	0,1
Na <sup>+</sup>	4,00	1,14	4,00	6,40
K <sup>+</sup>	0,95	0,25	0,20	0,14
Ca <sup>2+</sup>	6,75	0,54	9,82	13,75
Mg <sup>2+</sup>	Не обн.	0,055	1,20	1,1
Li <sup>+</sup>	0,0021	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Rb <sup>+</sup>	0,0023	"	"	"
Cs <sup>+</sup>	0,00013	"	"	"
Sr <sup>2+</sup>	0,034	0,006	0,070	0,045
Σ катионов	11,762	1,991	15,540	21,535
Cl <sup>-</sup>	7,56	1,61	4,20	9,80
F <sup>-</sup>	0,005	Не опр.	Не обн.	Не обн.
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,66	0,835	36,60	42,70
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	15,0	1,37	9,10	4,1
Σ анионов	23,225	3,795	49,90	56,60
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	8,00	1,88	41,06	44,49
pH	7,5	7,5	7,5-8	7,5-8
Атомные отношения				
Na/K	7,15	7,8	34	78
Ca/Sr	435	198	307	67
Na+K/Ca+ +Mg	0,59	1,78	0,30	0,36
	SO <sub>4</sub> 60 Cl 39 HCO <sub>3</sub> 1 Ca 63 Na 32 K 5	Cl 46 SO <sub>4</sub> 40 HCO <sub>3</sub> 14 Na 57 Ca 29 K 7	HCO <sub>3</sub> 66 SO <sub>4</sub> 21 Cl 13 Ca 63 Na 22 Mg 13	HCO <sub>3</sub> 66 Cl 27 SO <sub>4</sub> 7 Ca 65 Na 26 K 7

\* Концентрация вод увеличена в 22 и 37 раз соответственно.

Аналитики: М.М. Белохвостова, Институт геохимии им. А.И. Виноградова, 1976 г.

гидротермальными изменениями, характеризуются отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равным 0,7036 (обр. 7116, см. табл. 29), в то же время эти же породы, подвергшиеся метасоматозу в зоне циркуляции гидротерм, имеют изотопное отношение 0,7042 (обр. 113/69).

Значения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для гидротерм, лежащие выше значений 0,7045, следует рассматривать как возникшие в результате процессов смешения двух компонентов с различным изотопным составом и исходным содержанием стронция. Первый компонент представляет хлоридно-натриевые термальные воды, имеющие наиболее низкое изотоп-

ное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7033$  и максимальную валовую концентрацию стронция 1,12 мг/л, второй компонент представлен холодными или нагретыми низкоминерализованными метеорными водами, имеющими максимальную величину изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7095$  и минимальную концентрацию стронция 0,006 мг/л. Отсутствие процессов изотопного обмена в рассматриваемых условиях позволяет привлечь модель смешения из трех компонентов для всего диапазона изотопных отношений выше 0,7033. Третьим компонентом здесь должны служить породы, несущие подвижный, легко выщелачиваемый стронций с изотопным отношением в пределах 0,704–0,705.

Таким образом, возрастание отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  коррелируется с уменьшением валовых содержаний стронция и объясняется смешением хлоридно-натриевых гидротерм и холодных метеорных вод низкой минерализации, содержащих стронций с "морским" изотопным составом  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7095$ . Величина отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в талой воде снежников несколько превышает измеренное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в воде Охотского моря (пробы ОМ-1457, ОМ-1; см. табл. 30), возможно, за счет примеси стронция тихоокеанской воды, имеющего изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098$  (проба Т-1454; см. табл. 30).

Результаты исследования изотопного состава стронция современных гидротерм и вмещающих пород Паужетской вулканотектонической депрессии указывают на отсутствие какого-либо участия морских вод в формировании химического состава глубинных хлоридно-натриевых гидротерм.

Важным геохимическим фактом является установление источника концентраций стронция (а, возможно, и геохимически связанного с ним кальция) в хлоридно-натриевых гидротермах, характеризующих глубинные процессы, протекающие в условиях повышенных температур и давлений.

#### ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПАУЖЕТСКИХ ГИДРОТЕРМ

Данными разведки и эксплуатации Паужетского месторождения гидротерм установлено, что подземные воды характеризуются единой пьезометрической поверхностью. Все обводненные трещины и поры водоносных горизонтов гидравлически связаны и свидетельствуют о напорном потоке гидротерм [11]. Поэтому все нарушения установившегося гидравлического или теплового режима фиксируются в различных точках геотермального поля.

Наблюдаемые в настоящее время гидрогеохимические и температурные режимы современных гидротермальных систем, отдельных термопроявлений, а также разгрузку индивидуальных источников или струй водяного пара нельзя полагать стационарными.

Многолетние наблюдения различных гидротермальных систем [21, 22, 40, 45, 52, 64, 178] указывают на существование большого количества факторов, контролирующих их разгрузку, питание и температурный режим.

При изучении гидротермальных систем различаются длинно- и короткопериодические изменения режимов их деятельности, связанные с воз-

Таблица 32

Классификация режимов гидротермической деятельности гидротермальных систем

Длиннопериодические изменения		Короткопериодические изменения	
тренды	"сезонные" колебания	"сезонные" колебания	флуктуации
Факторы изменения режимов			
1. Тектонические движения	1. Климатические изменения	1. Осадки	1. Разгрузка геотермальных скважин
2. Самоконсервация трещин путей движения гидротерм	2. Изменения гидрологического режима области питания в сезонном цикле	2. Атмосферное давление	2. Рои мелкофокусных землетрясений
3. Охлаждение магматического очага		3. Приливы и отливы	3. Гидротермальные эксплозии
4. Изменение рельефа области питания		4. Разгрузка геотермальных скважин	4. Вулканические извержения
Длительность периодов изменений			
Миллионы, десятки тысяч лет	Тысячи, сотни, десятки лет	Годы, месяцы, сутки	Часовые, минутные, секундные колебания

действием различных по своей природе факторов (табл. 32). Те и другие изменения характеризуются тремя типами развития последовательных событий во времени: трендами, "сезонными" колебаниями и флуктуациями. Тренды демонстрируют тенденцию развития направленных изменений системы во времени, например, процесса охлаждения или постепенной самоконсервации трещин минеральными новообразованиями. Длительная разгрузка геотермальных скважин в течение десятков лет также приводит к направленным изменениям химического состава термальных вод и их физико-химических свойств.

"Сезонные" колебания обозначают короткопериодические изменения свойств системы во времени, как, например, суточные изменения температуры или давления, изменения дебита источников в зависимости от количества сезонных осадков и т.д.

Флуктуации представляют собой "случайные", обычно сильные возмущения свойств системы под воздействием короткопериодических процессов, подобных сейсмоактивности.

Фактически, непосредственному наблюдению доступны лишь короткопериодические изменения в виде "сезонных" колебаний и флуктуаций. Важнейший из факторов изменения режима или, точнее, управления режимом деятельности гидротермальных систем — атмосферные воздействия в виде осадков, изменения давления и температуры [39, 52].

В последние годы появляется все больше данных о влиянии антропогенного фактора на гидрохимический и температурный режим гидро-

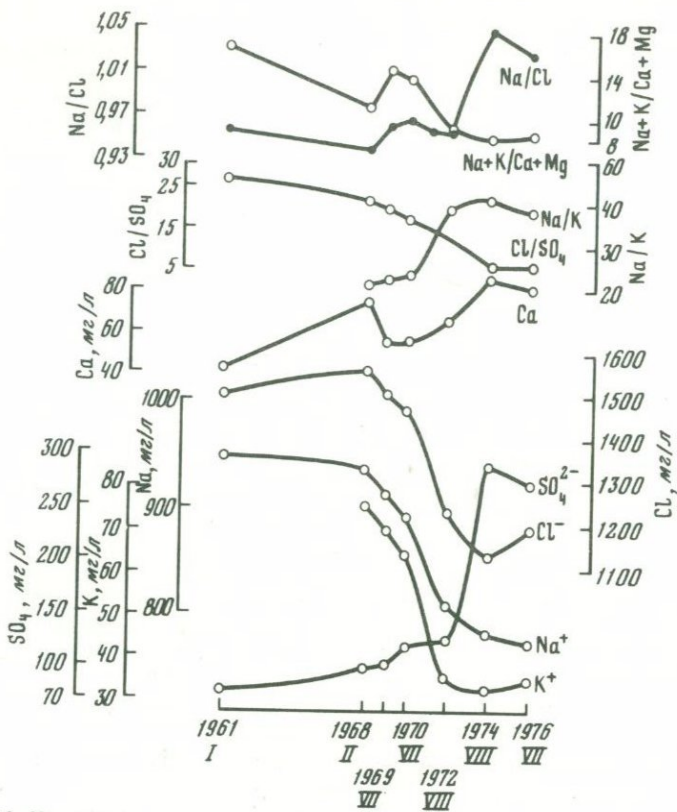


Рис. 32. Изменение состава термальных вод скв. К-15 во времени по наблюдениям В.М. Сугрובה (1961), Р.А. Шувалова (1968, 1969, 1970 гг.) и автора (1972, 1974, 1976 гг.)

термальных систем в целом. Этот фактор, как указывалось, действует направленно, изменяя главным образом физико-химическую обстановку в недрах гидротермальных систем.

В течение последних лет эксплуатации Пуажетского месторождения зафиксированы многочисленные гидрогеохимические и тепловые аномалии режима напорного потока гидротерм.

Наблюдения геохимического режима составов хлоридно-натриевых гидротерм, по данным опробования скважин на изливе после сепаратора, осуществляются на месторождении с 1960–62 гг. За последние годы накоплена большая информация об изменении состава вод многих эксплуатационных скважин, таких, как К-11, К-14, К-15, РЭ-1, РЭ-2, РЭ-3, К-20, К-16 и других, действующих от 4–5 до 15 лет.

Скважина К-15. Режимное опробование термальной воды ведется с 1961 г. По данным Н.Г. Сугрובהй и В.М. Сугрובה [89], химический состав воды оставался в целом неизменным в течение 1962–63 гг. за исключением флуктуаций содержаний  $H_4SiO_4$  310–370 мг/л. Дальнейшие наблюдения В.М. Сугрובה, Р. Шувалова (1968, 1969, 1970 гг.) и

Таблица 33

Изменение солевого состава (в %) термальных вод скв. К-15 в пересчете данных химических анализов (см. табл. 16)

Соли	1961 г., январь	1974 г., август	1976 г., июль
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	0,27	2,97	1,44
$\text{CaSO}_4$	3,70	15,35	14,21
$\text{CaCl}_2$	1,02	0,0	0,0
$\text{MgCl}_2$	0,65	0,08	0,0
KCl	2,93	2,11	2,18
NaCl	91,42	79,89	82,17

автора (1970, 1972, 1974, 1976 гг.) показали, что имеют место существенные вариации химического состава термальных вод во времени. Как видно на рис. 32, характер изменения содержаний и отношений главных компонентов вод свидетельствует о существовании направленного преобразования химического состава вод данного участка. Неуклонное изменение состава, прослеживаемое с 1962 по 1972 г., усиливается с периода 1972–73 гг., достигая максимума в 1974 г. Химическая сущность перерождения вод сводится к росту их сульфатности и уменьшению хлоридности при сохранении уровня общей минерализации. Параллельно с обеднением вод хлором сокращается количество натрия и калия при возрастании роли кальция. После 1972 г. изменяется и эквивалентное отношение  $\text{Na}/\text{Cl}$ , свидетельствующее об отклонениях состава гидротерм от хлоридно-натриевого геохимического типа "чистой" линии. Пересчеты химических анализов на вероятный солевой состав показывают существенное возрастание роли сульфата кальция (табл. 33).

**С к в а ж и н а К-11.** Периодически исследовался режим состава воды до 1970 г. Изменения химизма гидротерм аналогичны скв. К-15. С 1960 по 1970 г., по данным В.М. Сугрובה и нашим наблюдениям, уменьшение содержаний  $\text{Na}^+$  (1000 до 771 мг/л),  $\text{K}^+$  (96 до 41 мг/л),  $\text{Cl}^-$  (1974 – 1125 мг/л) и увеличение количества  $\text{Ca}^{2+}$  (65–83 мг/л), сульфат-иона (79–318 мг/л) и  $\text{HCO}_3^-$  (2,4–43 мг/л).

Отношение  $\text{Na}/\text{Cl}$  возросло от 0,92 до 1,06.  $\text{Na}/\text{K}$  – от 17,7 до 31,8, а  $\text{Cl}/\text{SO}_4$  – уменьшилось от 29,8 до 4,8.

**С к в а ж и н а К-14.** Режимные наблюдения ведутся с 1961 г. и свидетельствуют об устойчивом химическом составе вод до 1970 г. для щелочей, кальция, хлора и сульфат-иона. С 1970 г. существенно возрастают концентрации  $\text{HCO}_3^-$  от 3,7–7,3 мг/л в 1967 г. до 79–37 мг/л – 1974–1976 гг. Концентрации хлора существенно падают в 1976 г. до 1384 мг/л по сравнению с 1699 мг/л в 1974 г., аналогично снижается содержание  $\text{Na}^+$  до 839 мг/л по сравнению с 1040 мг/л в 1971 г. На этом участке вариации химического состава менее контрастны. Тем не менее тенденция в изменении химизма гидротерм вполне ясна

**С к в а ж и н а К-20.** Режимные наблюдения ведутся с 1962 г. Водо-

носный горизонт, вскрываемый этой скважиной, имеет высокую температуру — около 190 °С. Существенные изменения химизма термальных вод скважин северо-западного куста, включающих К-15, К-10, К-11 и других, еще не распространились на эту часть месторождения в 1970–1974 гг. Гидротермы здесь стали более хлоридными, (от 1593 мг/л Cl в 1962 г. до 1833 мг/л в 1974 г.), соответственно возросли концентрации Na<sup>+</sup> (968–1050 мг/л) и K<sup>+</sup> (89–101 мг/л). Не изменились содержания кальция, магния и сульфат-иона.

Скважина РЭ-3 характеризуется, по нашим данным, термальными водами с низкими концентрациями щелочей: Na<sup>+</sup> (875 мг/л в 1974 г. и 780 мг/л — в 1976 г.) и K<sup>+</sup> (52–36 мг/л) соответственно. Уменьшились и количества лития (4,15–3,3 мг/л), рубидия (0,52–0,36 мг/л) и цезия (0,96–0,47 мг/л). Гидротермы обеднились хлором (1251–1178 мг/л) и обогатились сульфат-ионом (209–253 мг/л).

Аналогичные изменения химического состава претерпевают термальные воды из скв. РЭ-2 и РЭ-1 (см. табл. 16).

Наблюдениями установлена зависимость химизма вод от температуры в скважине. Подобная корреляция выявлена нами ранее [65] с помощью многошагового регрессионного анализа между температурой гидротерм, атомным Na/K отношением и концентрацией лития в мг/л. Для паужетских гидротерм эта зависимость выражена уравнением регрессии вида

$$t, ^\circ\text{C} = 122,23 + (\text{Na} + \text{K}) \cdot 0,106 + C_{1i} 16,667.$$

Полученное уравнение использовалось для расчетов температуры при изменении Na/K отношения 54–13 и содержаний лития 1–6 мг/л. Эмпирическое уравнение пригодно, таким образом, для оценки температуры в интервале от 140–150 до 220–230 °С с ошибкой от +6,8 °С до –9,1 °С.

Эмпирический "литиевый термометр" использован нами для оценки временных вариаций температуры скв. К-15, РЭ-3, К-16, К-14.

Данные табл. 34 свидетельствуют о закономерном снижении температуры водоносного горизонта в скв. К-15, РЭ-3, К-16, К-14. Скорость изменения температуры достигает 7,5 °С/год. К сожалению, количество наблюдений пока невелико, но тенденция охлаждения водоносной толщи северо-западной части Паужетского месторождения достаточно очевидна.

Отсутствие данных по динамике производительности скважинами пароводяной смеси не позволяет количественно оценить масштабы этого процесса. В то же время полученные данные свидетельствуют, возможно, о наличии некоторого конечного объема хлоридно-натриевых гидротерм в пределах пластово-трещинного коллектора. Интенсивный отбор пароводяной смеси ведет к обеднению этого резервуара теплоносителем, к его общему охлаждению и доступу более холодных вод, обогащенных сульфатами, что свидетельствует об их поверхностном происхождении.

Изучая подобные явления ранее, в начальный период эксплуатации Паужетского месторождения, Н.Г. Сугрובה и В.М. Сугробов [89] пришли к выводу о влиянии депрессионной воронки на перетекание существенно сульфатных гидротерм из нижнего водоносного горизонта в толщу псефитовых туфов.

Таблица 34

Оценка изменения температуры вод глубинных скважин Паужетского месторождения по "литиевому" термометру

Номер скважины	Дата отбора пробы	Содержания лития, мг/л	Отношение Na/K	Оценка температуры, °С	Скорость изменения температуры, °С/год	Примечание
К-15	15.IX-72	3,2	39,1	180	2,5 7,5	Данные автора
	28.VIII-74	3,5	41,5	185		
	5.IV-76	2,64	36,4	170		
	24.VII-76	3,04	38,5	177		
РЭ-3	28.VIII 74	4,15	28,6	195	7,0	Данные автора
	5.IV-76	3,20	35,6	189		
	18.VIII 76	3,28	36,9	181		
К-16	22.IV 61	3,70	16,9	186	1,4	Оценка по данным Г.И. Арсановой [4] Данные автора
	20.IX 76	2,50	30,9	167		
К-14	15.III 61	3,70	16,0	186	1,6 5	Оценка по данным Г.И. Арсановой [4] Данные автора
	16.IX 72	4,54	33,5	202		
	5.IV 76	3,40	21,1	181		

Очевидно, процесс извлечения хлоридно-натриевых вод происходит быстрее процесса восстановления их количества в недрах гидротермальной системы или ее части.

Не располагая данными по динамике изменения производительности скважины северо-западного куста (РЭ-1, РЭ-2, РЭ-3, РЭ-7), задействованного в 1970-1971 гг., можно предположить, что возрастание его мощности и увеличение общего отбора термальной воды свыше 125 л/сек привело к изменению ее химического состава.

Выводы, сделанные нами о связи изменений химизма термальных вод с интенсивностью их эксплуатации, подтверждаются исследованиями Р.Б. Гловера [120] по месторождению Вайракей (Новая Зеландия). Р. Гловер опубликовал многочисленные данные режимных наблюдений химического состава источников долины Гейзер Валли с 1886 по 1967 гг. и гидротерм из глубоких скважин W-5, W-8A, W-21, W-27, W-31 месторождения Вайракей с 1951 по 1968 гг. (табл. 35). Анализ этих данных в совокупности с информацией об изменении производительности скважин с 1952 по 1968 гг. от  $0,1 \cdot 10^6$  до  $2 \cdot 10^6$  кг пароводяной смеси в секунду показал, что главной причиной столь глубоких изменений химического состава является разбавление гидротерм слабо минерализованными горячими поверхностными водами. Начало этого процесса, по мнению Р.Б. Гловера, совпало с началом активной геотермальной эксплуатации месторождения Вайракей в 1951-1952 гг.

Таблица 35

Примеры изменения химического состава термальных вод месторождения Вайракей, по данным [120]. (в мг/л)

Источник, скважина	Дата отбора проб	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Li <sup>+</sup>
Источник S-37. Инк Пот	1886	703	46,4	—
	1929	1046	67,8	—
	1954	820	59,8	9,1
	1/1963	327	23,5	4,0
	2/1967	313	22,4	4,2
Источник S-197. Ранбоу Пул	1951	—	—	—
	11/1958	570	40	5,8
	1/1962	275	35	3,1
	1/1963	106	11,8	1,1
	2/1968	78	9	—
Скв. W-21	1953	1220	144	15,8
	6/1960	1295	145	12,4
	8/1964	1110	122	10
	11/1968	555	45	5,2

В течение ряда лет в связи с изучением гидротермальной активности Паужетской вулканогенно-тектонической депрессии нами выполнялись наблюдения режимов температуры и химического состава гидротерм. Наиболее детальные исследования в этом плане осуществлены в 1976 г. для различных геохимических типов термальных вод, а также в конденсатах пара эксплуатационных скважин за период с 25 июля по 20 сентября. Первоочередной задачей этих исследований явилось установление связи между сейсмоструктурной активностью недр Паужетского месторождения и геохимическими и температурными вариациями термальных вод во времени.

Основными объектами режимных наблюдений являлись два естественных источника термальных вод и две действующие скважины.

1. Гейзер-2 — термальный источник хлоридно-натриевого типа с температурой на выходе 92–99,8 °С, расположенный, в зоне разгрузки месторождения близ скв. К-5 на берегу р. Паужетки.

2. Источник 7001 — термальный источник сульфатно-хлоридного состава вторично-конденсатного происхождения с температурой 87–89,5 °С, расположенный в 60 м западнее Восточно-Паужетского термопроявления.

3. Скв. Г-8 (глубина 40 м), расположенная на Восточно-Паужетском термопроявлении, продуцирующая пар с температурой 98,3–99,5 °С.

4. Эксплуатационная скв. РЭ-1 глубиной 390 м с температурой гидротерм хлоридно-натриевого состава на уровне продуктивного пласта 190–196 °С.

Геохимический режим вод и конденсатов изучался на месте отбора проб, для чего измерялись содержания растворенных CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S.

Определение концентраций растворенной CO<sub>2</sub> осуществлялось объемным методом — титрованием щелочью в присутствии фенолфталеина, а

	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl/SO <sub>4</sub>	Cl/HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na/K
	70	1205	61	—	—	—
	35	1652	28	158	23	26,2
	—	1264	—	—	—	23,3
	2,4	402	49	22	4,1	23,7
	0,7	319	57	15	1,8	23,8
	—	1531	—	—	—	—
	17	894	—	—	—	24,2
	20	355	328	2,9	—	13,4
	4,8	127	336	1,0	14	15,3
	—	25	250	0,27	—	14,7
	—	2038	31	180	54	14,4
	27	2127	34	169	170	15,2
	32	1816	23	214	195	15,5
	7,9	879	54	44	—	21,0

концентраций H<sub>2</sub>S — как общего содержания соединений серы, окисляемых иодом (H<sub>2</sub>S, HS<sup>-</sup>, S<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2-</sup>, SO<sub>3</sub><sup>2-</sup>). Анализ вод на H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub> осуществлялся с контролем воспроизводимости результатов. Средняя случайная ошибка анализа из 25 парных результатов для CO<sub>2</sub> — 5,9%, для H<sub>2</sub>S — 9,2%.

Измерения температуры воды, пара, воздуха и почвы выполнялись ртутными термометрами с точностью до 0,05 °С, а относительные колебания температуры — t<sub>Б</sub> — термометром Бекмана с чувствительностью до 0,005 °С. Термометр Бекмана или метастатический термометр предназначен для измерения колебаний температуры относительно определенного уровня, устанавливаемого на дополнительной шкале этого термометра. Нами устанавливалась среднесуточная температура. Все замеры осуществлялись в минутном, 15-минутном, часовом и суточном графиках. Наблюдения режимов синхронизировались во времени с работой Паужетской сейсмостанции Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. По результатам измерений вычислялись статистические характеристики параметров за отдельные промежутки времени; средние величины, дисперсии, коэффициенты вариации, удельные количества максимумов и минимумов и средние колебания за час, сутки и другие интервалы времени (табл. 36, 37).

Установлены закономерные временные вариации температуры источников и концентраций CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S, представляющие различные типы режимов их изменения.

Температура. Изменения температуры гидротерм в источниках фиксировались при погружении термометров на глубину до 0,3–0,5 м под поверхность воды. Наиболее четкие зависимости были получены

Таблица 36

Параметры среднесуточных распределений температуры  $t_B$ , °C (время по Гринвичу)

Даты, день месяц	Число наблюдений	$\bar{t}_B$ , °C	$\tilde{t}_B$ , °C	$D_t$
1	2	3	4	5
Источник 7001				
25.VII	11	0,83	—	—
26.VII	16	0,55	—	—
27.VII	14	0,12	—	—
28.VII	19	3,26	—	0,0082
29.VII	101	3,70	3,68	0,156
30.VII	49	3,07	3,07	0,031
31.VII	93	1,89	1,68	0,664
1.VIII	73	3,38	3,37	0,055
2.VIII	25	4,50	4,49	0,081
3.VIII	81	4,06	4,04	0,179
4.VIII	13	2,64	2,57	0,415
Источник Гейзер-2				
28.VII	22	0,11	0,09	0,007
8.VIII	81	3,23	3,19	0,275
9.VIII	61	3,81	3,78	0,189
10.VIII	84	3,41	3,39	0,175
11.VIII	112	3,56	3,54	0,131
12.VIII	91	3,42	3,38	0,246
13.VIII	60	3,13	3,10	0,191
14.VIII	2	2,43	2,40	0,27
15.VIII	30	1,98	1,86	0,399

Примечание.  $\bar{t}_B$ , °C — среднее арифметическое, °C;  $\tilde{t}_B$ , °C — среднее геометрическое, °C;  $D_t$  — дисперсия;  $V$  — коэффициент вариации, %;  $t_B$ , °C/час — скорость изменения относительной температуры  $t_B$ ;  $\max t_B$  — удельное число максимумов.

при измерении относительных колебаний температуры, измеряемой ртутным термометром Бекмана. Высокая чувствительность этого прибора позволяет регистрировать колебания температуры до 0,01–0,005 °C и изучать, таким образом, влияние многочисленных факторов окружающей среды на температурный режим термальных вод.

На графиках распределения температуры  $t_B$  от времени заметны "сезонные" колебания и флуктуации, развивающиеся на их фоне. Характерно, что "сезонные" колебания относительной температуры связаны с колебаниями температуры воздуха и атмосферным давлением. Типичным "сезонным" режимом характеризуется работа источника 7001, колебания температуры которого подчинены суточному ходу температуры воздуха (рис. 33). Кроме этого, наблюдаются многочисленные флуктуации температуры  $t_B$  0,1–0,5 °C в 1 мин, а также возрастание и поддержание температуры источников на 2–5 °C выше среднесуточного уровня в течение 5–10 мин.

$V$ , %	$\frac{t_B}{\text{час}}$ , °C	$\frac{\max t_B}{\text{час}}$	Воздух, °C	Осадки
6	7	8	9	10
Источник 7001				
—	0,32	—	19–22	Нет
—	0,09	—	19–20	"
—	0,08	—	8–21	"
—	0,19	6,2	14–18	"
106	0,39	7,3	8–22	Дождь
57,3	0,32	5,5	10–13	Слабый дождь
42,9	0,29	11	8–13	Туман
69,4	0,23	—	7–11	Нет
63,2	0,20	3,9	12–17	Дождь
104,2	0,13	6,9	11–13	Слабый дождь
24,3	0,53	5,0	13–14	Нет
Источник Гейзер-2				
71	0,28	5,0	15–20	"
16,2	1,37	6,8	10–12	Слабый дождь
11,4	0,69	6,0	12–14	Нет
12,2	0,87	6,1	11–16	"
10,2	0,70	6,3	12–14	"
14,5	1,22	6,8	11–15	"
13,9	1,42	10,0	"	"
21,5	—	—	16–17	"
31,9	1,50	6,0	17–19	"

Минутные флуктуации температуры  $t_B$  весьма типичны для кипящих источников типа Гейзер-2. Приращения температуры  $\Delta t_B$  в общем случае не связаны с изменениями температуры воздуха (рис. 34), т.е.  $\Delta t_{\text{возд}}$  и  $\Delta t_B$  изменяются в течение суток независимо.

Колебания среднесуточной относительной температуры подчиняются многосуточным циклам с периодом 5–9 суток. На фоне этих плавных изменений температуры  $t_B$  заметны "быстрые" минимумы и максимумы.

Изучение минутных режимов температуры кипящих источников показало сложную ступенчатую структуру их изменений. Например, в источнике Гейзер-2 колебания температуры 96–98,4 °C, наблюдавшиеся 27 июля с 3 ч 30 мин до 3 ч 50 мин, резко сменились минимумом температуры до 93–92 °C и затем быстрым подъемом за 1,5 мин уже до уровня 99–99,5 °C, удерживавшегося до 5 ч 20 мин с отдельными флуктуациями до 98–98,2 °C (рис. 35). Подобные скачкообразные изменения температуры воды не могут быть объяснены изменением внешних условий.

Таблица 37

Параметры среднесуточных распределений концентраций сероводорода в воде источника Гейзер-2

Дата отбора проб	Число замеров $H_2S$ , мг/л	$\bar{C}_{H_2S}$ , мг/л	$\cong C_{H_2S}$ , мг/л	$\bar{D}_{H_2S}$	$V$ , %
8.VIII	11	4,23	4,13	0,64	18,9
9.VIII	8	4,12	4,11	0,047	52,8
10.VIII	22	2,0	1,90	0,54	36,7
11.VIII	33	2,06	2,03	0,134	17,7
12.VIII	29	2,21	2,19	0,070	12,0
13.VIII	28	2,54	2,54	0,038	7,75
15.VIII	21	3,57	3,50	0,64	22,3

Примечание.  $\bar{C}_{H_2S}$  — среднее арифметическое;  $\cong C_{H_2S}$  — среднее геометрическое;  $D$  — дисперсия;  $V$ , % — коэффициент вариации.

Концентрации  $H_2S$  и  $CO_2$  (табл. 37, 38) испытывают изменения более похожие на незакономерные флуктуации, но в целом укладываются в длиннопериодические циклы. Например, для скв. РЭ-1 такой цикл изменения содержаний  $CO_2$  и  $H_2S$  в конденсате пара выглядит как плавные колебания с периодом около 3–6 суток (рис. 36). При этом величина дисперсии содержаний  $H_2S$  колебалась от 0,63 до 34,2 в период с 14 по 27 августа. На фоне плавных изменений количеств  $CO_2$  и  $H_2S$  типичны их аperiодические минутно-часовые пульсации. Так, в конденсате пара скв. Г-8 на Восточно-Паужетском термопроявлении количество  $CO_2$  изменялось от 260 до 480 и  $H_2S$  — от 30 до 50 мг/л в течение 15–17 мин при почти постоянной температуре паровой струи 98–99,2 °С. Одновременные замеры содержаний  $H_2S$  и изменений температуры  $t_B$  показали, что количество сероводорода мало зависит от температурного режима (рис. 37).

Пример быстрого (3–4 мин) изменения содержания  $H_2S$  в источнике Гейзер-2, не обусловленного изменением температуры  $t_B$ , показан на рис. 33. Аналогичный скачок концентраций  $CO_2$  независимо от изменения  $t_B$  наблюдался в источнике 7001 (см. рис. 33).

Появление подобных флуктуаций как закономерного явления видно из анализа дисперсий содержаний  $H_2S$  на примере источника Гейзер-2 (см. табл. 37). Присутствие ряда флуктуаций существенно влияет на величину дисперсии при одинаковом среднем содержании  $H_2S$  как, например, по наблюдениям 8 и 9.VIII, 10 и 11.VIII.

Столь быстрые изменения концентраций  $CO_2$  и  $H_2S$  во времени не объяснимы с физико-химических позиций. Двух-, трехкратное возрастание количеств этих компонентов связано только с поступлением новых порций растворов или богатой пароводяной смеси, т.е. посредством чистого массопереноса (см. табл. 38).

Таким образом, тип I режима характерен для выходов вторично-конденсатных термальных вод сульфатно-хлоридно-бикарбонатного

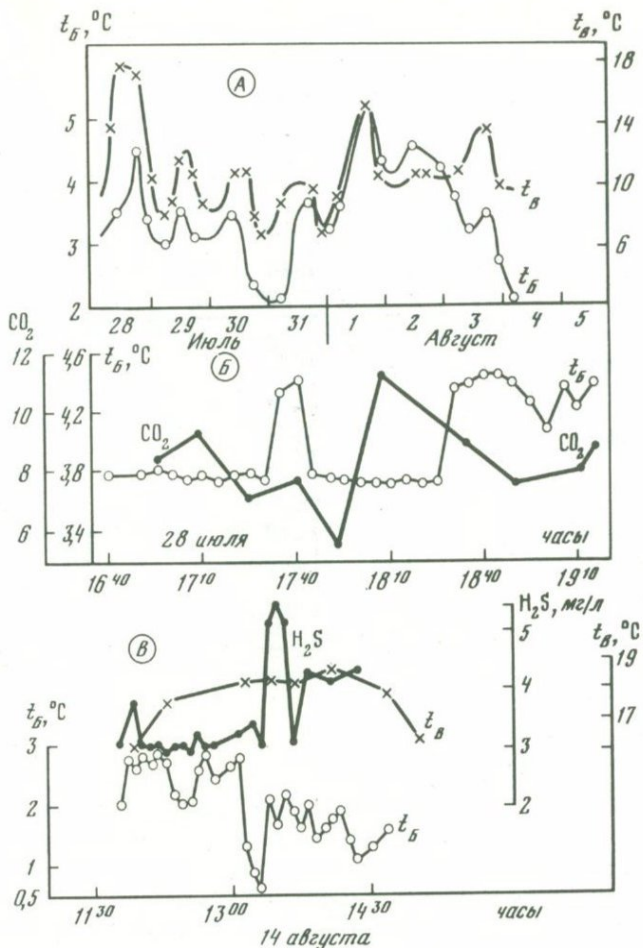


Рис. 33. Графики режимов источника 7001 и "Гейзер-2" (местное время)

А — суточный режим относительных колебаний температуры ( $\Delta t_B$ ) источника в зависимости от температуры воздуха ( $t_B$ );

Б — возмущение суточного режима в виде пульсаций температуры ( $t_B$ ) и концентрации растворенной  $CO_2$ ;

В — пульсации температуры ( $t_B$ ) и концентраций  $H_2S$  в источнике Гейзер-2 независимо от изменения температуры воздуха ( $t_B$ )

состава или подобных вод смешения. Этот режим отличается четким суточным циклом изменения температуры воды и концентраций  $CO_2$  или  $H_2S$  под влиянием суточного хода температуры воздуха, давления и атмосферных осадков. Этому типу режима присущи флуктуации температуры на фоне суточных периодических колебаний.

Тип II режима (см. рис. 33, 35) присущ гипертермальным кипящим источникам, гейзерам и пароводяным струям (Гейзер-2, скв. Г-8, паровые струи субповерхностных термопроявлений, крупные фумаролы и эксплуатационные скв. типа РЭ-1) и выражен минутно-часовыми пульсациями.

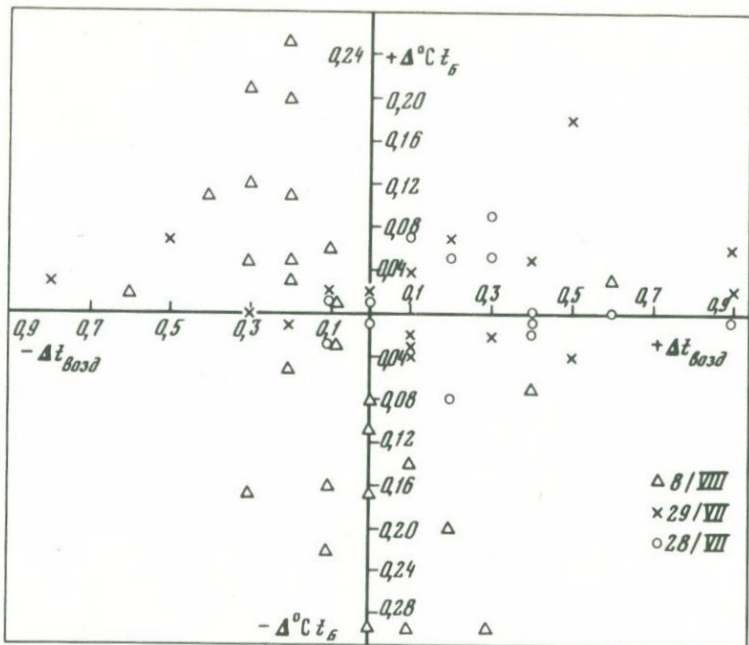


Рис. 34. Зависимость приращения  $\Delta t_{\text{в}}$  и температуры воздуха  $\Delta t_{\text{в}}$  по наблюдениям 28, 29 июля и 8 августа 1976 г.

сациями температуры и концентраций  $\text{CO}_2$  или  $\text{H}_2\text{S}$ . Режим этого типа обладает многосуточными циклами, не зависящими от величины атмосферных осадков, сезонных и суточных колебаний температуры и давления воздуха.

Режимные наблюдения источников проводились в период роста сейсмической активности Паужетской депрессии с 25 июля по 25 августа. Сейсмическая активность выразилась главным образом в возникновении и существовании с 13 по 18 августа роя мелкофокусных землетрясений 6–9 энергетического класса из 193 землетрясений, имеющих  $t_{\text{с-р}} = 1,1–1,4$  сек (рис. 38). Несмотря на малую энергию и, возможно, неглубокое положение очага толчки 14 августа сопровождались появлением трещин и смещений на склонах Камбального хребта, изменением активности отдельных паровых струй северных групп термопроявлений. Анализ полученных данных режимов температуры источников позволяет сделать ряд вполне определенных заключений относительно взаимосвязей с сейсмичностью.

Распределение скоростей изменения относительной температуры  $t_{\text{в}}$  во времени с 25 июля по 13 августа накануне возникновения роя микроземлетрясений свидетельствует о закономерном их возрастании как в среднем за сутки, так и в последовательные часовые интервалы времени (табл. 39, см. рис. 38). Процесс увеличения скоростей изменения температуры продолжался и в дни, непосредственно предшествующие появлению роя, достигнув максимума 13 ( $1,85^{\circ}\text{C}/\text{ч}$ ), а затем и 15 августа.

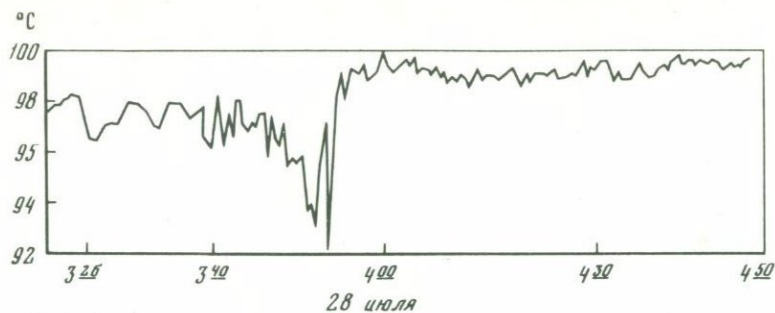


Рис. 35. График минутных флуктуаций температуры (время по Гринвичу) воды источника Гейзер-2. Осадков нет, температура воздуха 15°C

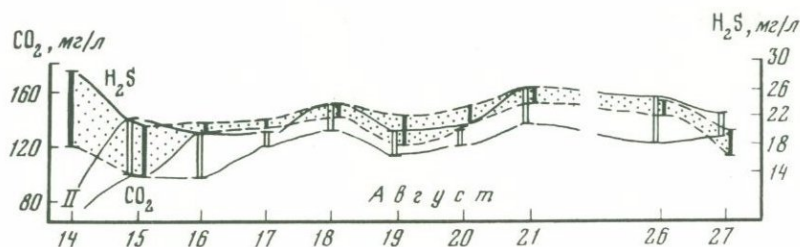


Рис. 36. Цикл изменений содержаний  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в конденсатах пара скважин Р-1 (время по Гринвичу)

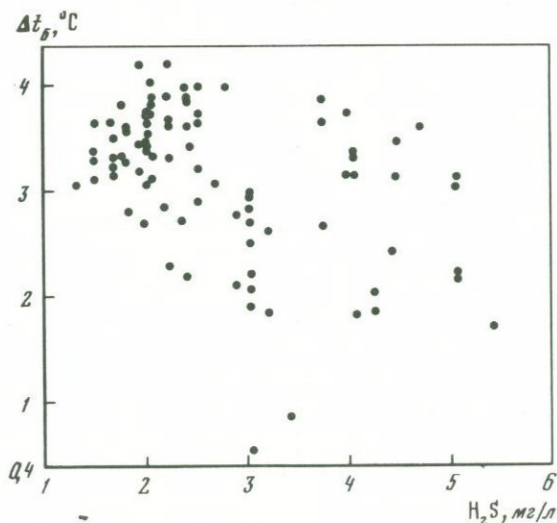


Рис. 37. Зависимость количества  $\text{H}_2\text{S}$  в конденсатах пара скв. Г-8 от температурно-го режима

Таблица 38

Изменения концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в режимных термопроявлениях

Объекты на блюдений	Колебания содержаний $\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{S}$ за время наблюдений, мг/л		Колебания среднесуточных кон- центраций $\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{S}$ , мг/л	
	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{S}$	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{S}$
Гейзер-2	Не опр.	1,4–5,4	Не опр.	1,9–4,1
Источник 7001	9–19	0,7–1,0	9–12	Не опр.
Скв. Г-8	260–794	29–58	334–750	39–54
Скв. РЭ-1	73–158	15–26,2	77–147	20,7–25,2

Таблица 39

Вариации скорости изменения относительной температуры, измеренной термометром Бекмана  $t_B$ , °С, источника Гейзер-2 накануне роя землетрясений

Дата от- бора пробы	Часы суток по Гринвичу						
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7
9.VIII	0,68	0,56	1,14	0,78	0,71	0,3	–
10.VIII	–	0,79	1,47	1,05	0,56	1,23	–
11.VIII	0,52	–	0,96	1,18	0,45	0,59	0,58
12.VIII	0,9	0,34	–	1,55	1,41	1,74	–
13.VIII	1,12	1,1	–	–	1,11	1,35	1,50

В то же время изменения и существенных колебаний средних значений  $t_B$  за весь период покоя не наблюдается. Волнообразные вариации температуры  $t_B$  пока трудно связать с каким-либо конкретным фактором. Но можно лишь утверждать, что подобные же режимы характерны и для концентраций углекислоты и сероводорода в конденсатах скв. РЭ-1, Г-8 и др. Не исключено, что эти ритмические режимы обусловлены в какой-то степени режимом работы всех эксплуатационных скважин Паужетского месторождения. Для решения этого и других вопросов динамики массопереноса гидротермальных растворов требуются дополнительные детальные режимные наблюдения.

Наблюдения за составом конденсата скв. Г-8 с 29 июля по 1 сентября показали, что в период с 15–16 по 25–26 августа содержание  $\text{CO}_2$  возросло до 700–800 мг/л, а отношение  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ , изменявшееся в июле в пределах 6,5–9,5, увеличилось до 12–16,5. В дальнейшем эти значения отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$  удерживались на этом же уровне до 30 августа, а 1–2 сентября в период прекращения сейсмоактивности отношение  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$  уменьшилось до июльского уровня – 7,4–10,2. Вполне вероятно, что эти изменения в концентрациях углекислоты обусловлены тем, что скв. Г-8 вскрыта область пересечения двух разломов, питающих паровые

Колебания скорости изменения концент- раций, мг/л/мин		Изменение концентраций при колебаниях температуры, мг/л/°С	
$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{S}$	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{S}$
–	0,03–0,42	–	до 1,3
0,03–0,4	–	до 7,8	–
1,9	0,2–1,3	–	–
0,36–3,1	0,1–0,64	–	–

Дата от- бора пробы	Часы суток по Гринвичу						
	7–8	8–9	9–10	20–21	21–22	22–23	23–24
–	–	–	–	–	–	–	–
–	0,74	0,76	–	–	0,92	0,33	–
0,49	0,51	–	–	0,39	0,95	1,10	–
–	–	–	1,25	–	1,62	1,0	–
1,85	–	–	–	–	–	–	–

струи Восточно-Паужетского термопроявления (см. рис. 17). Несомненно, что эти относительно крупные для Паужетской депрессии структуры были сейсмоактивными в период функционирования микроземлетрясений 14–18 августа.

В то же время соотношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$  в конденсатах скв. РЭ-1, вскрывающей водоносный горизонт в псефитовых туфах, испытывали незначительные колебания от 5,1 до 7,0 в течение всего сейсмоактивного периода. Возможно, что сейсмодислокации существенно затрагивают лишь собственно тектонические зоны, непосредственно участвующие в транспорте гидротерм и пароводяных смесей.

Изучение вариаций содержаний  $\text{H}_2\text{S}$  в источнике Гейзер-2 позволило установить, что при близких среднесуточных величинах существенно различаются удельные числа минимумов концентраций ниже среднесуточного уровня. Так, параметр  $\min_{\text{H}_2\text{S}}/\text{час}$  изменяется от 0,5 (9 августа) до 6,1 (15 августа), характеризуя возрастание частоты флуктуаций  $\text{H}_2\text{S}$  в период времени, предшествующий моменту появления роя микроземлетрясений (табл. 37, 40). Произведение удельных максимумов и минимумов содержаний компонентов, в данном случае  $\text{H}_2\text{S}$ , делает картину режима более контрастной, учитывающей особенности распределения

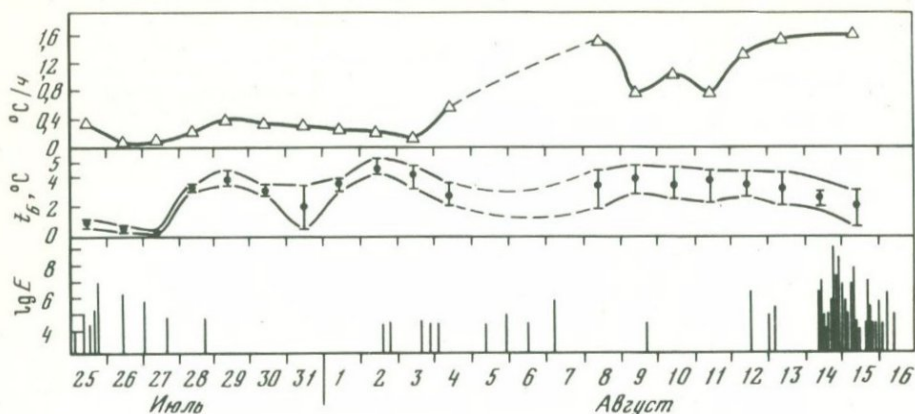


Рис. 38. Соотношение во времени сейсмоактивности Паужетской депрессии (логарифм энергии землетрясений) по данным Паужетской сеймостанции ИВ ДВНЦ с трендом относительной температуры  $t_5$  и скоростью ее изменения ( $^{\circ}\text{C}/\text{ч}$ ) в точках режимных наблюдений перед возникновением роя микроземлетрясений 14–16 августа 1976 г.

также и максимальных значений флуктуаций как периодов концентрирования компонента в воде или конденсате.

Следует учесть, что полученные нами данные коррелировались с сейсмонаблюдениями одной станции. Это обстоятельство вносит известные ограничения в описание характеристики очага, определения глубины очагов и т.д. Поэтому имеющиеся материалы можно с уверенностью

Таблица 40

Изменение параметров геохимического режима источника Гейзер-2

Параметры	9.VIII	10.VIII	11.VIII	12.VIII	13.VIII	15.VIII
$\max_{\text{H}_2\text{S}}/\text{час}$ – удельное число максимумов концентраций $\text{H}_2\text{S}$ выше среднегеометрического значения	4,4	4,3	4,2	3,4	6,4	7,1
$\min_{\text{H}_2\text{S}}/\text{час}$ – удельное число минимумов ниже среднего уровня	0,5	1,33	2,84	2,62	4,0	6,1
Произведение удельных максимумов и минимумов содержаний $\text{H}_2\text{S}$ ( $\min_{\text{H}_2\text{S}} \cdot \max_{\text{H}_2\text{S}}$ )	2,2	5,72	9,93	8,95	25,6	43,31
Колесания величин энергетического класса микроземлетрясений и их количество за сутки	4,5 (1)	0	0	6,5–4 (8)	5,5–4 (5)	7,8–4 (76)

рекомендовать пока в качестве опытных наблюдений режимов гидротерм в поверхностных условиях. Тем не менее важным фактом следует считать обнаружение режима флуктуаций температуры и химического состава гидротерм, не зависящего от "сезонных" атмосферных воздействий, а присущего определенным "внутренним" механизмам самой гидротермальной системы.

Возникновение подобного местного роя микроземлетрясений, очевидно, генетически связано с развитием гидротермальной системы. Можно ожидать, что эти явления возникают с определенной периодичностью, о чем свидетельствуют данные по сейсмичности Паужетского района за период с 1970 по 1977 г.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОД В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

Особенности существования и взаимодействия различных типов вод в гидротермальных системах состоят в том, что их движение и взаимодействие происходит в локальном тепловом поле, характеризующемся большими градиентами температуры и интенсивным теплообменом.

В гидротермальных системах с преобладающей водной средой реально выделяются две термофизические зоны:

I зона — выше зеркала жидкой воды, зона дегазации гидротермальных растворов и взаимодействия с газами атмосферы, и II зона — ниже зеркала жидкой воды или однофазного флюида, обогащенного нелетучими растворенными веществами.

Ко II зоне примыкает и субповерхностная область разгрузки гидротерм, отличающаяся максимальной степенью дегазации вод, их окислением и наибольшими температурными градиентами.

В нижней части гидротермальной системы концентрирование растворов может в принципе достигать высокой степени и в существенно паровых системах составлять 25% по NaCl. В этих условиях возможно существование гидротерм с очень высокой критической температурой до 600–675°C.

Таким образом, эти гидротермальные рассолы способны быть эффективным средством конвективного теплопереноса.

Аналогичную зональность более подробно рассматривают на примерах систем с преобладающей газовой (паровой) фазой Д.Е. Уайт, Л. Дж. П. Мафлер и А.Х. Трудел [179].

Совершенно различная физико-химическая обстановка и термофизические условия I и II зон определяют формирование двух типов геохимической зональности вод в гидротермальных системах с преобладанием водной фазы: первый тип: — зональность вод в зоне разгрузки и субповерхностных условиях, второй тип — на уровне коллектора "первичных" глубинных гидротерм или однофазного флюида.

## Зональность гидротерм зоны разгрузки

Примерами субповерхностной зональности, подробно описанными в литературе, могут служить поверхностные термоаномалии системы Узон (Камчатка) и гидротермы вулкана Хаконе (Япония).

В пределах верхнеплейстоценовой кальдеры Узон на локальных участках разгрузки развиты разнообразные по химическому составу воды: слабощелочные хлоридно-натриевые, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные [60, 72, 74]. По данным Г.Ф. Пилипенко, "наблюдается выраженная концентрическая химическая зональность вод, которая согласуется с тепловой зональностью и фиксирует основные каналы поступления глубинных вод на поверхность" [74].

В центральной части очага разгрузки доминируют хлоридно-натриевые перегретые воды I геохимического типа, характеризующиеся наиболее высоким содержанием хлора, натрия, калия, редких щелочных металлов, мышьяка, кремниевой кислоты и бора. На периферии очагов разгрузки хлоридно-натриевые гидротермы еще в пределах зон аномального прогресса переходят в сульфатно-хлоридные воды с различным соотношением  $Cl/SO_4$  от 0,6 до 2,55. По мере удаления от центра очагов разгрузки к периферии возрастает роль гидрокарбонатов. Здесь наряду с сульфатными водами существуют и гидрокарбонатные натрийкальциевые воды, близкие к II геохимическому типу. Г.Ф. Пилипенко отмечает, что подобная зональность и плавные переходы от одного типа вод к другому по мере удаления от очага разгрузки свидетельствует о генетической общности наблюдаемых здесь типов вод. Наиболее высоким содержанием сульфатов характеризуются кислые гидротермы бессточных термальных воронок и озер, обогащенные алюминием, железом, аммонием и щелочноземельными металлами и обедненными хлором, бором и мышьяком.

Г.А. Карпов и А.Л. Павлов [25] установили существенную роль разбавления глубинных гидротерм атмосферными осадками и подземными пресными водами в изменении окислительно-восстановительного потенциала гидротерм, влияющего затем на их валовый и компонентный состав. Например, взаимодействие нейтрально-щелочных восстановительных вод источников с поверхностными метеорными водами усиливает окисление сульфидной серы. В дальнейшем это ведет к образованию взвесей хлопьевидной самородной серы.

По мнению исследователей, существует ряд факторов, обуславливающих дифференциацию состава и метаморфизм вод в очагах разгрузки гидротерм Узона.

1. Вскипание, дегазация и отделение паро-газового дифференциата с последующей конденсацией.

2. Смешение и разбавление глубинных хлоридно-натриевых гидротерм низкоминерализованными водами атмосферных осадков, грунтовых инфильтрационных потоков и конденсатами пара.

3. Концентрирование гидротерм путем упаривания в бессточных водоемах.

4. Накопление естественных конденсатов пара с образованием "кислых конденсатных вод выщелачивания" [74].

В кальдере вулкана Хаконе Я. Оки и Т. Хирано [63] выделяют четыре гидрохимических типа (зоны) гидротерм. Хлоридно-натриевые воды приурочены к наиболее высокотемпературной части кальдеры и окружены зоной гидрокарбонатно-сульфатных вод. К этой же области примыкают выходы кислых сульфатных гидротерм, ассоциирующихся с активными сольфатарными площадками конусов Камияма и Комагатаке. Вынос тепла хлоридно-натриевыми водами составляет  $3 \cdot 10^7$  кал/сек. Авторы этой работы считают, что хлоридно-натриевые гидротермы связаны с температурной аномалией в результате возрастания сейсмической активности в 1966 г.

Гидрокарбонатно-сульфатные гидротермы представлены вторичными конденсатами пара, а основная часть гидрокарбонатов в них, по мнению Я. Оки и Т. Хирано, поступает за счет разложения захороненной растительности.

Ассоциации гидротерм I, II и III геохимического типов характерны для геотермальной площади Бродлендс (Новая Зеландия) [139]. Здесь в долине р. Вайкато расположен ряд источников хлоридно-натриевого, хлоридно-сульфатного и хлоридно-гидрокарбонатного состава. Хлоридно-сульфатные гидротермы имеют низкую температуру на выходе и  $\text{pH} = 2,6-2,8$ . Существенные количества сульфат-иона до 580 мг/л характерны для кислых щелочноземельных вод, выполняющих бессточные водоемы. Интенсивное разбавление хлоридно-натриевых термальных вод атмосферными осадками и в то же время постоянное насыщение сероводородом и углекислотой за счет газовых струй определяют сложный катионный состав вод, высокую степень окисления и низкую температуру 25–40°C. На одних и тех же термопроявлениях можно наблюдать все переходные степени разбавления и смешения хлоридно-натриевых гидротерм. Роль процессов смешения и дегазации глубинных гидротерм видна при сравнении составов типичного хлоридно-натриевого источника Охаки Пул и термальной воды из ближайшей глубокой скважины (Machon, Finlayson, 1972):  $\text{Na}^+ - 860$  (источник) и 1045 (скважина),  $\text{K}^+ 82$  и 213,  $\text{Ca}^{2+} - 8,5$  и 3,0,  $\text{Li}^+ - 7,4$  и 12,2,  $\text{Cl}^- - 1040$  и 1801,  $\text{SO}_4^{2-} - 100$  и 6,  $\text{HCO}_3^- 680$  и 174,  $\text{H}_4\text{SiO}_4 - 540$  и 1160,  $\text{B} - 32,1$  и 55,3 мг/л, температура вод уменьшилась от 281 в скважине до 98°C в источнике.

В этом конкретном случае переход от одного типа термальных вод к другому сопровождается изменением соотношений катионов и анионов: Na/K отношение от 17,8 на поверхности до 8,3 на глубине Na/Ca от 93,5 до 30, Cl/SO<sub>4</sub> от 14 до 420.

Подобные примеры парагенетических взаимоотношений различных геохимических типов гидротерм известны для всех молодых вулканических центров и ранее еще в 1957 г. описаны Д.Е. Уайтом в работе "Термальные воды вулканического происхождения" [176].

Д.Е. Уайт рассматривает сосуществование хлоридно-натриевых, хлоридно-сульфатных и редко встречающихся гидрокарбонатно-натриевых гидротерм как закономерное явление, обусловленное процессами дегазации хлоридно-натриевых гидротерм и последующей реакцией богатых CO<sub>2</sub> конденсатов с боковыми породами.

Последующее окисление сероводорода и сульфидов в субповерхностных условиях приводит к обогащению гидрокарбонатных вод сульфатами и изменению их в существенно кислые сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные гидротермы. Подобные воды ранее были обнаружены в скважинах месторождений Вайракей, Вайотапу, Роторуа в Новой Зеландии, а также в Стимбог Спрингс (Невада, США). Кроме того, горячие воды существенно гидрокарбонатного состава вскрыты скв. BR-6 в юго-западной части месторождения Бродленде [139]. Эти гидротермы с температурой 143°С, полученные с глубины свыше 1000 м, имеют следующий состав (в мг/л):  $\text{Na}^+$  435,  $\text{K}^+$  39,  $\text{Li}^+$  1,2,  $\text{Ca}^{2+}$  260,  $\text{Cl}^-$  28,  $\text{SO}_4^{2-}$  15,  $\text{HCO}_3$  2284, В 1,2,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  288. В то же время они содержат 2,8 г.  $\text{H}_2\text{S}$  на 1 кг конденсата пара и потенциально могут быть метаморфизированы в существенно сульфатные при смене окислительно-восстановительных условий.

Таким образом, смена физико-химических условий при попадании глубинных гидротерм в непосредственный контакт с атмосферой и окислительными метеорными водами определяет гидрогеохимическую зональность гидротерм зоны разгрузки.

### Зональность состава гидротерм в глубинных условиях водоносных горизонтов

В последние годы в результате глубокого бурения недр крупнейших гидротермальных систем накоплена информация о валовом составе термальных вод, поступающих с больших глубин, свыше 1,5–2,0 км. Изучение химического состава глубинных гидротерм с учетом газовой фазы показало, что он не остается постоянным в пределах разведанных или геологических границ месторождений гидротерм. Подобные изменения состава вод в пространстве обусловлены рядом факторов, такими, как термофизические условия водоносного горизонта, уровни отбора термальной воды, эксплуатационным режимом, составом пород и движением гидротерм.

Учитывая большое количество факторов и возможность влияния местных отклонений составов, нами использован принцип построения обобщенной картины зональности по имеющейся сети опробования скважин методом тренд-анализа, широко применяющимся для решения различных геолого-геохимических задач [94]. Тренд-анализ заключается в подборе (на ЭВМ) некоторой параболической поверхности, значения которой максимально приближены к наблюдаемым величинам концентраций и которая отражает основные закономерности всего поля на исследуемом участке. Порядок параболы или тренда подбирается ЭВМ автоматически.

Наиболее детально изучена зональность Паужетского месторождения гидротерм.

В качестве характеристик геохимического поля нами были выбраны следующие элементы и их отношения: K, Na, Li, Rb, Cs, Ca, Sr, Na/K, K/Rb, Cl/SO<sub>4</sub>.

Распределение компонентов поля изучено на всей площади Паужетского месторождения гидротерм от линии скв. K-5 и K-11 на северном участ-

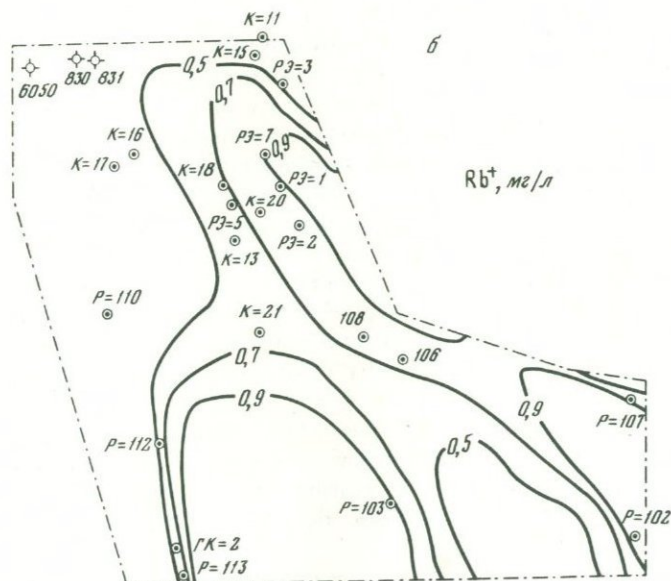
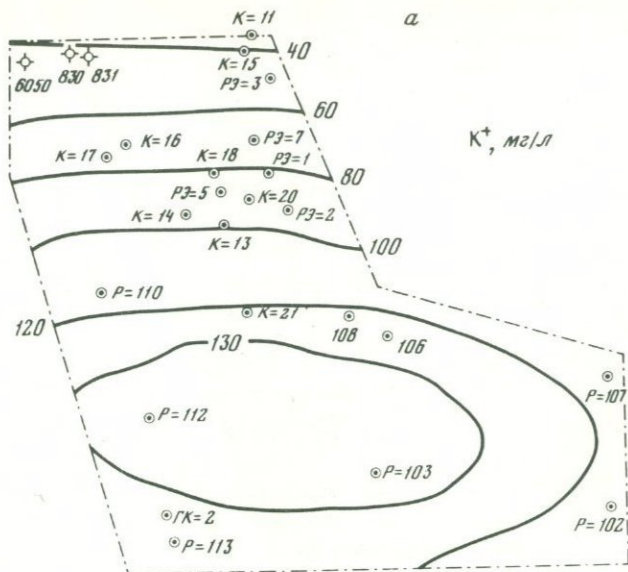


Рис. 39. Тренды распределения концентраций  $Rb^+$  (4-ый порядок),  $K^+$  (2-ой порядок),  $Li^+$  (1-ый порядок),  $Sr^{2+}$  (1-ый порядок) и  $Na/K$  отношения в термальных водах Шаужетского месторождения

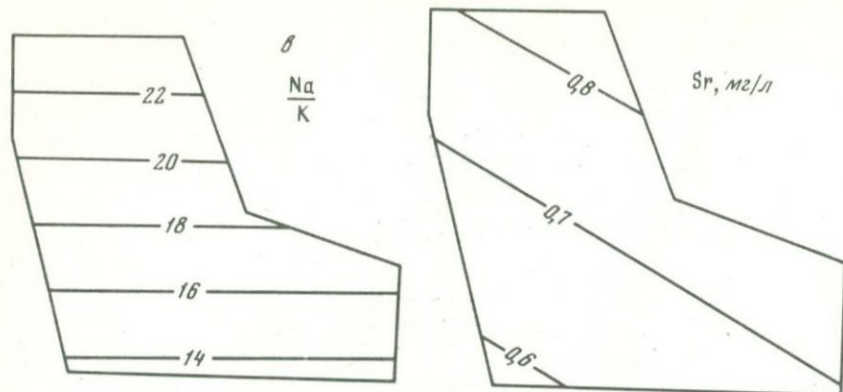


Рис. 39 (окончание)

ке до линии скв. РЭ-113 – РЭ-102 – на южном участке, т.е. около 2,5 км<sup>2</sup> (см. рис. 10).

Полученные тренды отражают одну наиболее важную особенность строения геохимического поля – направленное изменение градиентов концентраций и отношений элементов с юг-юго-востока на север-северо-запад (рис. 39, 40).

Сопоставляя карты трендов с картами рельефа фундамента и водоносных горизонтов месторождения (рис. 41) можно убедиться, что генеральное направление изменения поверхностей трендов контролируются рельефом фундамента депрессии в пределах разведанного участка месторождения. Это выражается в том, что направление градиентов компонентов вод и их отношений совпадает с направлением поверхностей фундамента и кровли водоносного горизонта псефитовых туфов, а также контролируются отрицательным перегибом поверхности фундамента.

Карты трендов калия, лития, стронция и Na/K отношения представляются собой монотонные поверхности 1-го порядка, не подчиняющиеся деталям поверхности фундамента, но обозначающие тенденцию направленного изменения состава гидротерм с юг-юго-востока на север-северо-запад (см. рис. 39).

В этом направлении к очагу разгрузки убывают содержания лития, калия и возрастает Na/K отношение в связи с тенденцией охлаждения гидротермальных растворов в этом направлении и смещения их с "привлекаемыми" термальными водами периферии и песчаников второго водоносного горизонта.

Вторая группа компонентов, а именно рубидий, натрия, кальций, цезий, K/Rb и Cl/SO<sub>4</sub> отношения образуют более сложные тренды 2-го и 3-го порядков (см. рис. 40). Особенностью этих трендов-поверхностей является соподчинение в общих чертах с геологической структурой поверхности фундамента, кровли спекшихся туфов и направлением зон нарушений.

Тренд-поверхность Cl/SO<sub>4</sub> и K/Rb отношений, как и для Rb, имеет наилучшее соподчинение с геологической структурой поверхности фун-

даменты вытянутостью областей высоких и низких значений в север-северо-западном направлении, подчеркивая наличие здесь глубинных зон проницаемости, выводящих воды, обогащенные рубидием.

Тренды концентраций кальция и натрия совпадают по конфигурациям, также подчиняясь север-северо-западному направлению. Особенностью этих трендов является симметричность их построения, закономерное расположение полей высоких и низких концентраций, грубо рисующих структуру потока, обедненного Na и Ca в осевой части и обогащенного на периферии. Выявляется зональное распределение редких щелочных элементов по степени их концентрирования в определенных участках гидротермальной системы. Для рубидия и цезия выделяются две области высоких концентраций: на юго-западе (скв. ГК-2, Р-113) и северо-востоке (скв. РЭ-2, К-20, РЭ-1, Р-108, РЭ-7). В соответствии со структурой месторождения есть основания предполагать, что обе эти области приурочены к зонам двух крупных разломов — Паужетскому и Быстрому, контролирующим субповерхностные термопроявления и разгрузку пара в долине р. Паужетки и на западном склоне Камбального хребта. В то же время распределение лития, как показано выше, подчиняется равнаклоненной поверхности во всех точках геотермального поля. Это свидетельствует о линейной или близкой к ней связи концентраций лития с одним из факторов, не подчиняющимся геологической структуре и имеющим однородное распределение в разных точках поля. Таким фактором может быть температура гидротерм, монотонно убывающая, по данным бурения, с юго-востока на север-северо-запад.

Подобная зависимость между концентрацией лития, Na/K отношением и температурой гидротерм нами найдена для Паужетки в виде уравнения регрессии:

$$t^{\circ}\text{C} = 122,23 + (\text{Na/K}) 0,106 + C_{\text{Li}} \cdot 16,667.$$

Оценки температуры по "литиевому" термометру были выполнены по каждой скважине и вынесены на карту, где обобщены в виде поверхности тренда максимальных температур (см. рис. 41) для водоносной толщи псефитовых туфов. Характер распределения температуры совпадает с распределением первой группы компонентов — Li, Sr, K и Na/K отношения. Область наибольших температур гидротерм характеризуется в то же время максимально высокими концентрациями лития, калия и наименьшими количествами стронция и Na/K отношения. Такое соответствие, указывая на наличие потока гидротерм, отражает существенное влияние не только температурного поля, но также глубинности и интенсивности гидротермальных изменений вмещающих пород. К ним относится микроклинизация и альбигизация водовмещающих туфов, с которыми связаны перегруппировки щелочных элементов в процессе гидротермального взаимодействия хлоридно-натриевых гидротерм с вулканитами. Интенсивная альбигизация пород обнаружена в скв. Р-102 и Р-113 на глубинах свыше 300 м, в то время как ближе к зоне разгрузки (скв. К-9, К-13 и др.) эти же метасоматиты наблюдаются уже на расстоянии 120—180 м от поверхности. Различная степень гидротермальных

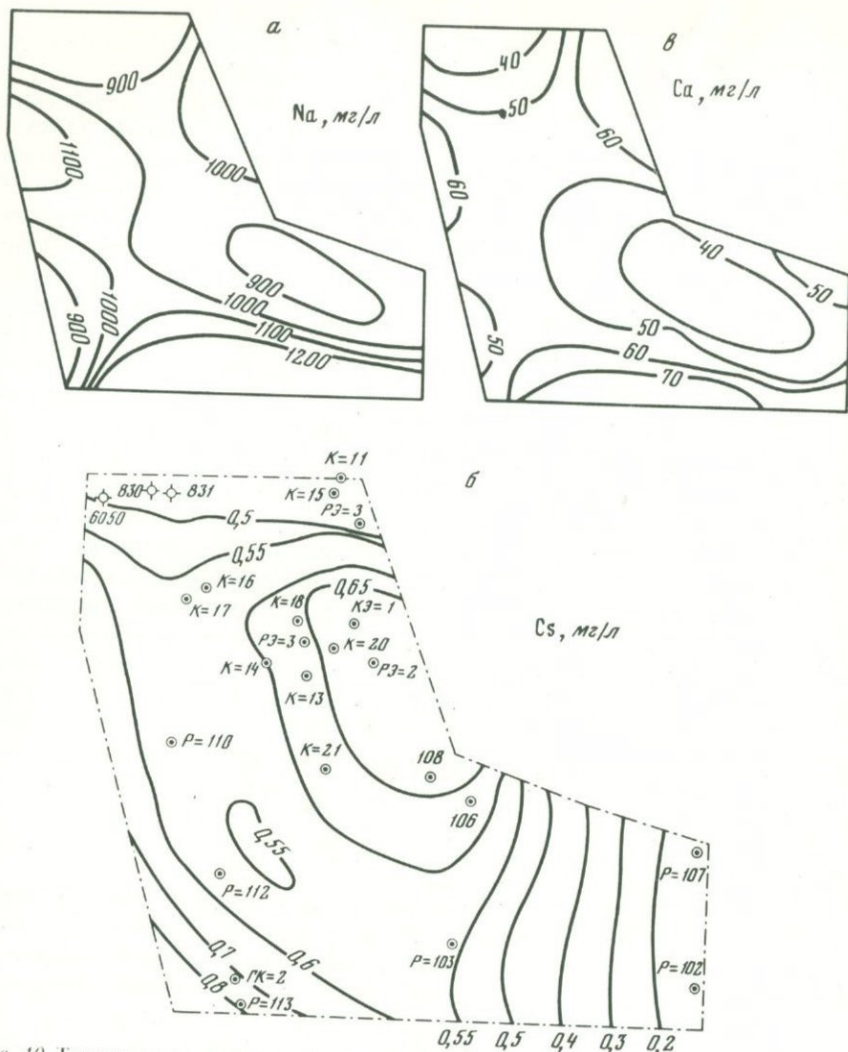


Рис. 40. Тренды распределения концентраций  $\text{Ca}^{2+}$  (2-ой порядок),  $\text{Na}^+$  (3-й порядок),  $\text{Sr}^{2+}$  (3-й порядок),  $\text{K/Rb}$  (2-ой порядок) и  $\text{Cl/SO}_4$  (2-ой порядок) отношений в термальных водах Паужетского месторождения

изменений пород одной и той же толщи по вертикали в удаленных на 1,5–2 км участках месторождения свидетельствует о возможном существовании наклонно-восходящего потока с ЮЮЗ на ССВ.

Детальные исследования температурного поля в 18 скважинах, проведенные в 1974 г. сотрудниками Казанского университета и Камчатского промышленного управления ИГТЗ, показали наличие в горячего теплового поля в толще псефитовых туфов. По данным измерений температуры установлено, что поток гидротерм движется в водоносном горизонте

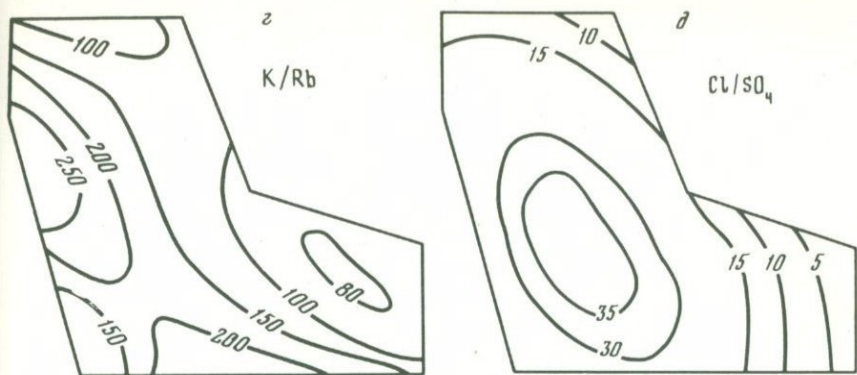


Рис. 40 (окончание)

в направлении с востока и юго-востока на запад и северо-запад, поступаая из глубины в районе скв. РЭ-5, К-18, РЭ-6, К-13. Центральная часть потока выделяется по температуре  $185^{\circ}\text{C}$  в толще псефитовых туфов между скв. Р-1 и РЭ-4. Изогермы  $180\text{--}185^{\circ}\text{C}$  имеют замкнутый характер на северо-восток, что свидетельствует о поступлении гидротерм в эту область с юго-востока [61].

Несомненно, что на распределение потоков гидротерм в толще псефитовых туфов существенное влияние оказывают тектонические нарушения различных порядков и возраста. Отчасти это заметно из конфигурации поверхности грендов, имеющих овалы и полосы, вытянутые в север-северо-западном направлении.

Рассматривая структуру депрессии в целом, все разломы, контролирующие выходы термальных вод и паровых струй, можно подразделить на две группы. К первой группе относятся молодые близповерхностные разломы, связанные с голоценовым этапом формирования вулканов и экструзий Камбального хребта и обусловленные неглубоким залеганием магматического очага на уровне погружения мелового фундамента. Ко второй группе разломов относятся региональные долгоживущие разломы, контролирующие вулcano-тектоническую структуру и уходящие корнями в кристаллический фундамент, такие как Паужетский разлом. Эти разломы осуществляют тепловое питание нижнего и верхнего структурных ярусов Паужетской вулcano-тектонической депрессии.

В соответствии с этими особенностями следует рассматривать строение температурного поля гидротерм. На распределение температуры термальных вод в районе скв. РЭ-113, ГК-2, РЭ-117 и 110 оказывает влияние меридиональный региональный разлом в долине р. Паужетки. Температурная аномалия в северной части поля близ скв. РЭ-5, К-20 и К-13 может быть обусловлена потоком вод по проницаемой зоне в месте пересечения молодых меридиональных и северо-западных нарушений. Относительно равномерное изменение температуры по всей площади месторождения свидетельствует о наличии густой сетки молодых разломов и хорошей гидравлической связи между всеми тектоническими

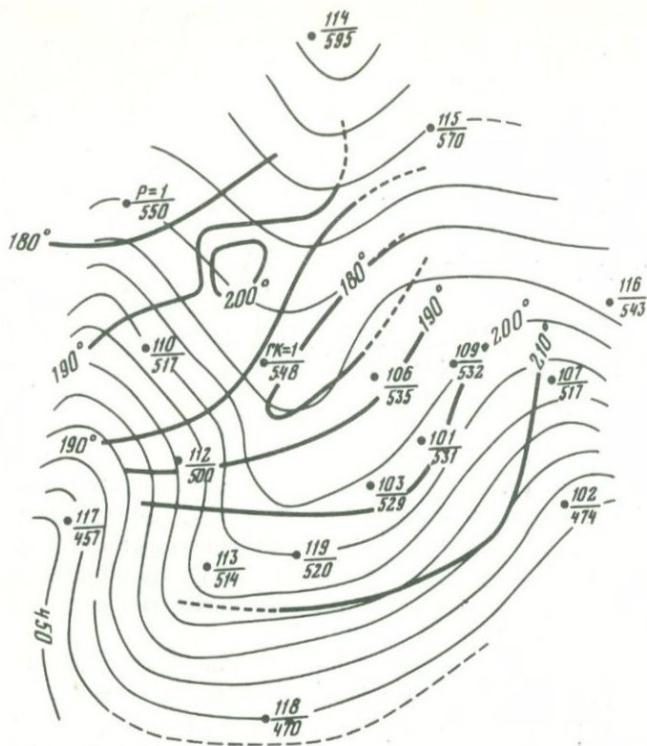


Рис. 41. Тренд прогнозных температур Паужетского месторождения гидротерм на уровне пластового коллектора, совмещенный с рельефом кровли фундамента (по данным Н.Е. Литасова) на площади месторождения

нарушениями, секущими водовмещающую толщу псефитовых туфов. В соответствии с общей структурой района разломы подобные Паужетскому в долинах рек Озерной и Голыгина играют роль проводников теплового потока и контролируют выходы термальных вод, близких к Паужетскому типу.

Наибольшая площадь распространения высокотемпературных гидротерм приурочена к южной и юго-восточной части месторождения (скв. ГК-2, 113, 103, 102). В структурном отношении это может быть связано с наличием здесь липарито-дацитової экстрезии Плоской, корневые части которой служат флюидопроводниками, а поля лавовых потоков создают благоприятные условия в качестве водоупоров и тепловых экранов, играя термостатирующую роль.

Методом гренд-анализа нами получена аналогичная картина зональности состава глубинных гидротерм на известном месторождении Эль-Таго в Чили. Здесь водоносным горизонтом являются дацитовые игнимбриты Пуришикар и спекшиеся туфы серии Рио Саладо. Скв. 1, 2, 4 показывают температуры 212–230°C, скв. 9 – 200–224°C и скв. 7 – 228–260°C. Наивысшие температуры во всех скважинах приурочены к

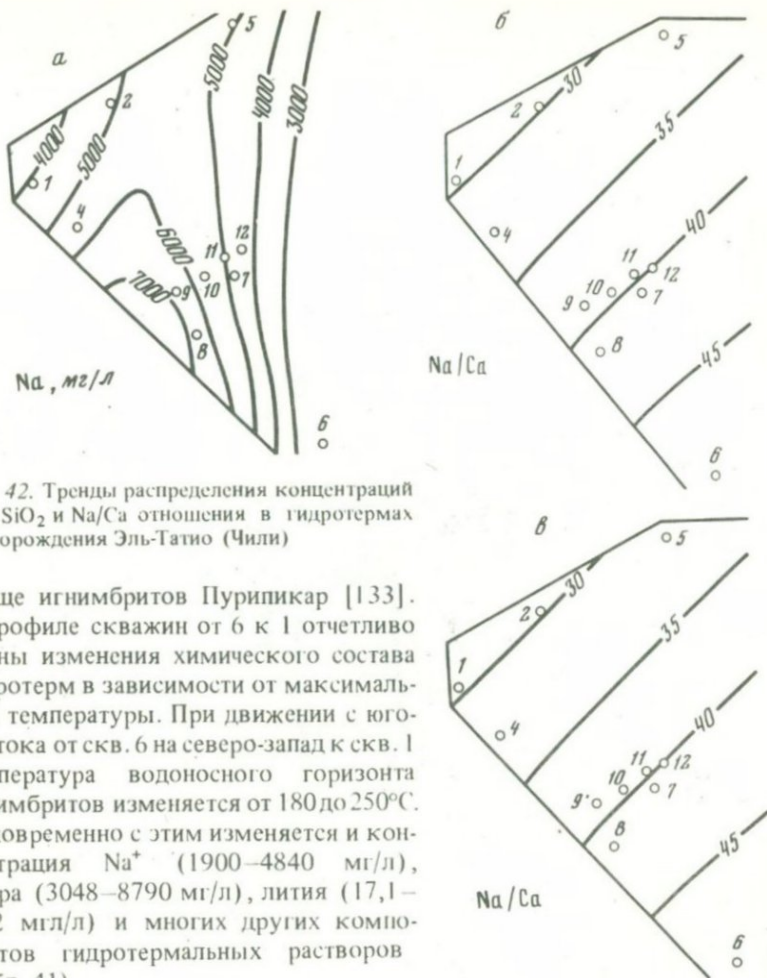


Рис. 42. Тренды распределения концентраций  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}/\text{Ca}$  отношения в гидротермах месторождения Эль-Татио (Чили)

толще игнимбритов Пурипикар [133]. В профиле скважин от 6 к 1 отчетливо видны изменения химического состава гидротерм в зависимости от максимальной температуры. При движении с юго-востока от скв. 6 на северо-запад к скв. 1 температура водоносного горизонта игнимбритов изменяется от 180 до 250°C. Одновременно с этим изменяется и концентрация  $\text{Na}^+$  (1900–4840 мг/л), хлора (3048–8790 мг/л), лития (17,1–45,2 мг/л) и многих других компонентов гидротермальных растворов (табл. 41).

Таким образом, при перемещении из высокотемпературной области в низкотемпературную изменяется валовый состав гидротерм. Эта же закономерность однозначно проявляется и на трендах-поверхностях  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}/\text{Ca}$  отношения (рис. 42). Тренды 1-го порядка для  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}/\text{Ca}$  отношения демонстрируют изменение значений от центральной высокотемпературной области к северо-западной низкотемпературной части геотермального поля Эль-Татио. Тренд-поверхность второго порядка концентраций натрия характеризует куполовидную структуру, вершина которой приурочена к высокотемпературной области, вскрытой скв. 9, 10, 11. По имеющимся данным [108, 133], в питании гидротермальной системы Эль-Татио принимают участие метеорные воды местного происхождения, проникающие в отложения грабена Эль-Татио и нагревающиеся восходящим по разломам в мезозойском фундаменте потоком хлоридно-натриевых гидротерм. При этом геохимическая зональность

Таблица 41

Изменение химического состава глубинных гидротерм Эль-Татио в зависимости

Номер скважины	Max $t$ , °C	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Li <sup>+</sup>	Cs <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
1	211	4480	420	30,2	15,0	270
4	229	4537	193	28,0	17,0	228
10	236	4795	799	43,9	16,9	253
7	250	4840	830	45,2	17,4	211
6	180	1900	111	17,1	6,8	99

от температуры (в мг/л), по данным [108]

	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	B	Na/K	Cl/SO <sub>4</sub>	Na/Ca
	7943	64	29	173	18,1	355	28,9
	7774	62	81	172	39,9	339	34,6
	8986	31	40	206	10,2	786	33,0
	8790	30	40	203	9,9	800	40,0
	3048	177	111	77	29,1	465	33,4

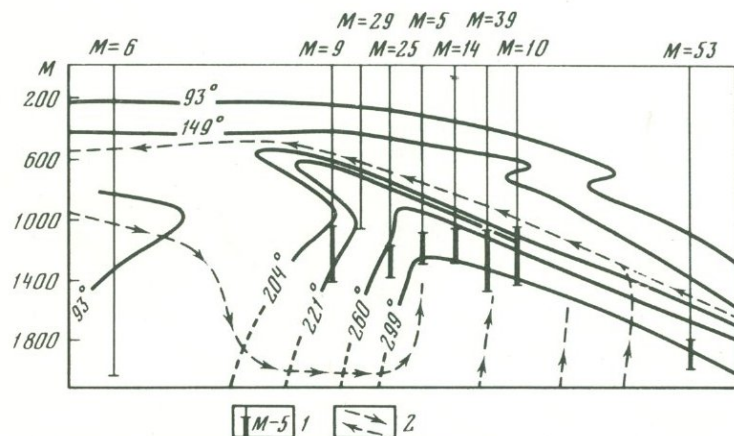


Рис. 43. Разрез температурного поля месторождения Черро-Прието и пути движения гидротерм (из работы С. Меркадо [140])

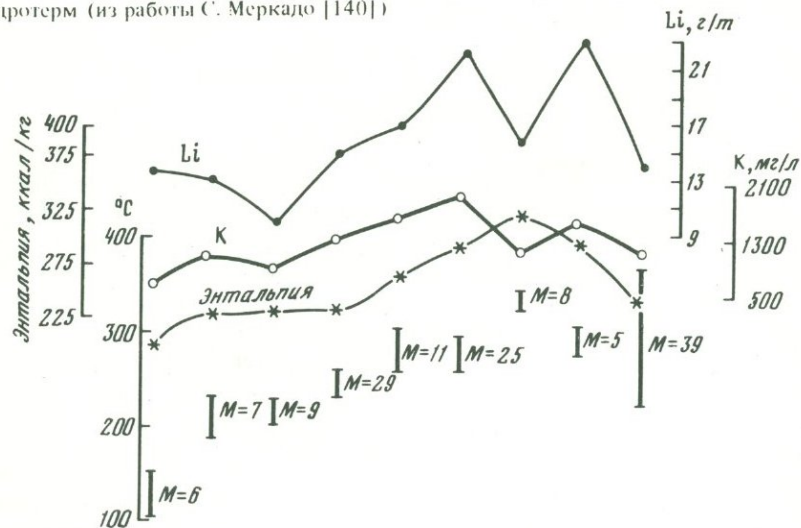


Рис. 44. Изменение перепада температуры энтальпии флюидов и содержания лития и калия в профиле скважин месторождения Черро-Прието (показаны на рис. 33), по данным [155]

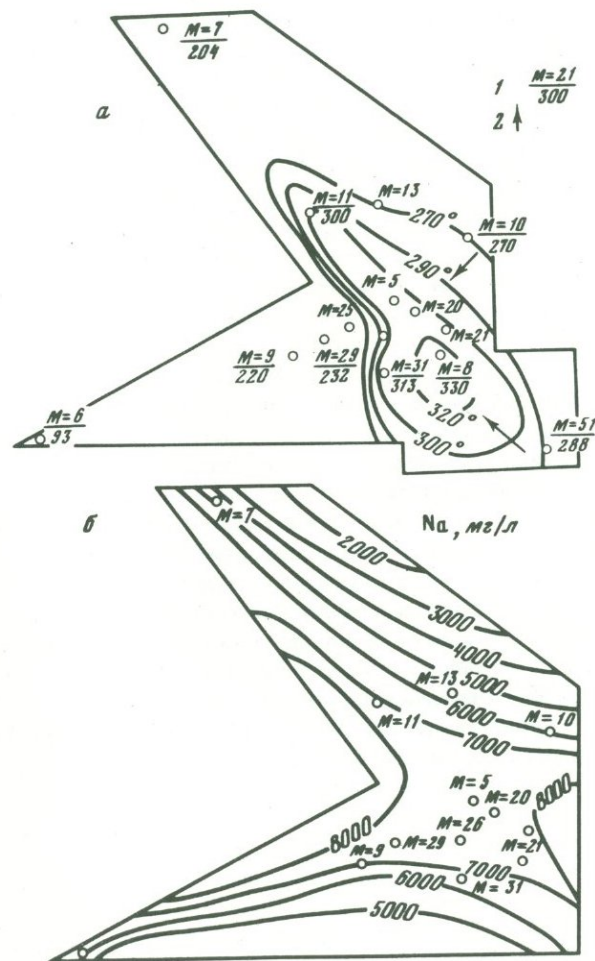


Рис. 45. Температурное поле (а) на глубине 1000 м и тренд концентраций натрия (б) в гидротермах месторождения Черро-Прието, по данным [140, 155]

погока отражает различную степень разбавления и охлаждения "ювенильных" гидротерм.

Отчетливо выраженная зональность распределения компонентов гидротерм относительно температурного поля характеризует гидротермальную систему Черро-Прието в Мексике. В разрезе температурного поля с северо-востока на юго-запад, по данным С. Меркадо [140] (рис. 43), движение флюида осуществляется в виде полого восходящего потока в направлении от скв. М-53 на северо-восток в район М-6 на юго-запад. При этом температура гидротерм изменяется от  $340-370^{\circ}$  до  $100-150^{\circ}\text{C}$ . В этом же направлении в полном соответствии с ходом изменения температуры и энгалпии пароводяной смеси в скважинах варьируют содержания щелочей, хлора, кремниескислоты и других компонентов гидротерм [144, 155] (рис. 44). Тренд-поверхность второго порядка концентраций натрия как и в предыдущем случае представляет куполовидную структуру, область максимальных значений которой совпадает с областью наиболее высоких температур  $290-320^{\circ}\text{C}$  восходящего потока в районе скв. М-8, М-21, М-20, М-5, М-31 (рис. 45).

В заключение отметим еще один случай латеральной зональности подземных гидротерм на известном месторождении Вайракей, описанном А. Эллисом и С. Уилсоном [96]. Исследовались распределения отношений  $\text{Na/K}$ ,  $\text{Na/Rb}$  и  $\text{Li/Ca}$  на площади месторождения. Зональное распределение величин отношений, например  $\text{Na/K}$  от 9–9,5 до 11,5–13 указывает, по мнению авторов этой работы, на нахождение скважины вблизи общего резервуара гидротерм или их погока. Сравнение карт распределения  $\text{Na/K}$ ,  $\text{Na/Rb}$  и  $\text{Li/Ca}$  с картами глубинных температур и термоартезианского давления показало их полное согласование: отдельные температурные максимумы совпадают с площадями низких значений  $\text{Na/K}$ ,  $\text{Li/Ca}$  и  $\text{Na/Rb}$  и, напротив "холодные" области геотермального поля соответствуют высоким величинам этих же отношений.

Аналогичной зональностью характеризуются и другие крупные месторождения гидротерм, такие как Бродленде, Токаану и Вайотапу.

Сравнение различных гидротермальных систем показывает, что независимо от состава вмещающих пород и тектонической структуры проявляется одноипная геохимическая зональность глубинных потоков гидротерм по отношению к температурному полю. Внешним выражением такой зональности выступает зависимость химических компонентов вод и их отношений от температуры ( $\text{Na/K}$ ,  $\text{Na/Ca}$ ,  $\text{Cl/SO}_4$  и т.д.), проявляющаяся в отдельных точках геотермального поля.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА. ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ В НЕОДНОРОДНОМ ТЕПЛОМ ПОЛЕ

Для характеристики физико-химической эволюции гидротермального процесса предложена серия простых и сложных гетерогенных моделей.

Количественная локализация этих моделей базируется на методах физико-химического моделирования на ЭВМ посредством минимизации свободной энергии Гиббса [26, 27, 29]. Этот принцип физико-химического моделирования ранее уже был использован для описания химической эволюции хлоридно-натриевых гидротерм в неоднородном тепловом поле и при условии взаимодействия с углекислотой атмосферного воздуха, т.е. для закрытой и открытой систем [69]. Физико-химическая модель хлоридно-натриевых гидротерм рассматривалась при следующих условиях:

1. Гидротермальная система закрыта при температурах 100–200°C и открыта по отношению к  $\text{CO}_2$  при 98,5 и 25°C.

2. Водный раствор и газовая фаза находятся под давлением насыщенного пара для чистой воды с учетом относительно низкой концентрации  $\text{NaCl}$  и других солей.

3. Из растворов могут выпадать твердые фазы — минералы, потенциально равновесные с хлоридно-натриевыми гидротермами — кварц,  $\alpha$ -кристаллит, опал, кальций, арагонит и самородная сера.

4. Растворы не взаимодействуют с боковыми породами.

В новом варианте модели значительно расширен список твердых фаз, участвующих в реакциях с водной системой и принята во внимание необходимость учета валового состава вмещающих пород, исходя из конкретно поставленной задачи.

Конечной целью физико-химического моделирования в нашем случае является реконструкция равновесных компонентных составов хлоридно-натриевых гидротермальных растворов в неоднородном температурном поле при взаимодействии гидротерм с вмещающими породами различного химического состава в закрытой и открытой системе по отношению к углекислоте атмосферы. Подобная реконструкция равновесных составов открывает круг решения многих фундаментальных вопросов генезиса и физико-химии природных гидротермальных систем, включая метасоматические процессы минералообразования, равновесие парагенезисов минералов, физико-химию газо-водных равновесий и ряд других. Обсуждение этих проблем, естественно, выходит за рамки темы настоящей монографии и является предметом специального обсуждения. Здесь мы ограничимся лишь констатацией равновесных ассоциаций минералов и их температурной зональности для гидротермальных изменений кислых и основных вулканитов. Вопросы, связанные с принципами частичного равновесия

Таблица 42

Химический состав хлоридно-натриевых гидротерм, как исходные данные для моделирования (в мг/л)

Номер образца	Месторождение, гидротермальная система	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>
1-II	Паужетская, скв. К-20	1050	101	57,9	2,3
2-V	Узонская, скв. Р-9	1080	135	77,4	5,7
3-Э	Эль-Татио, скв. 2	5070	640	276	0,69
4-П	Черро-Прието, скв. М-5	6648	1645	304	27,4
5-Б	Бродлендс, скв. BR-11	1020	718,5	7,3	0,92
6-Р	Рейкьянес, скв. 2**	1380	1602	1915	8

\* При расчете векторов для вод Бродлендс и Паужетки CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S учтены по данным конденсатов пара.

\*\* Имеется существенная примесь морской воды. Все данные взяты из упоминающихся в тексте литературных источников.

Таблица 43

Химический состав вмещающих пород, как исходных данных для моделирования

Оксиды	вес. %			
	7116	ЗК-13	113/45	113/18
SiO <sub>2</sub>	68,41	57,71	60,78	49,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,56	16,91	15,91	20,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	1,85	7,00	9,88
FeO	1,62	5,48	—	—
CaO	4,03	6,75	5,06	9,06
MgO	0,94	3,32	2,77	4,75
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,15	2,73	3,07
K <sub>2</sub> O	1,29	1,61	3,30	0,90
H <sub>2</sub> O	1,94	1,07	0,24	0,63
CO <sub>2</sub>	0,77	0,49	1,32	0,55
F	0,022	0,037	0,045	0,032
O	—	—	—	—
г/см <sup>3</sup>	2,43	2,63	2,17	2,44
г/100 см <sup>3</sup>	243	263	217	244

Примечание. 7116 — спекшийся туф дацитового состава, руч. Светлый, Паужетка; ЗК-13 — андезито-базальт, вулкан Черные скалы, Камбальный хребет; 113/45 — псифитовый туф андезитового состава, скв. 113; 113/18 — базальт, скв. 113.

	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> S*	CO <sub>2</sub> *	H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>
	1833,5	80,7	61	—	—	—	185
	2370	109	24,4	—	—	—	281
	9037	42	65	2,92	—	—	720
	12274	11,4	53,8	—	58,5	—	1178
	1794	10	78	6,4	—	—	1273
	21610	60	—	—	—	374	598

	г/100 см <sup>3</sup>			
	7116	ЗК-13	113/45	113/18
	167	152	132	121
	35,5	44,5	34,6	49,5
	4,9	4,9	15,2	24,2
	3,95	14,4	—	—
	9,8	17,8	11	22,1
	2,3	8,75	6,05	11,6
	8	8,3	5,9	7,5
	3,15	4,25	7,15	2,2
	4,72	2,82	0,52	1,54
	0,87	1,29	2,87	1,34
	0,05	0,09	0,09	0,08
	121,97	125,29	103,8	113,58
	—	—	—	—
	—	—	—	—

Таблица 44

Векторы моделируемых составов систем вода – порода при соотношении вода : порода = 10 : 1 (примеры)

Порода	Вода	F	Na	K	Ca	Mg	Fe
7116	1-П	0,0026	0,2999	0,0697	0,176	0,057	0,116
	2-У	0,0026	0,3049	0,0702	0,1765	0,057	0,116
	3-Э	0,0027	0,4784	0,083	0,1815	0,057	0,116
ЭК-13	4-П	0,0047	0,557	0,1323	0,324	0,2183	0,261
	2-У	0,0047	0,3149	0,093	0,319	0,217	0,261

Таблица 45

Исходные значения свободной энергии  $\Delta G_{f,298}$ , кал/моль

Компоненты водно-го раствора	$G_{f,298}$	Газы	$G_{f,298}$
Na <sup>+</sup>	-62589	CO <sub>2</sub>	-94261
K <sup>+</sup>	-67466	CO	-32781
Ca <sup>2+</sup>	-132180	O <sub>2</sub>	0
Mg <sup>2+</sup>	-108990	H <sub>2</sub> S	-8016
Fe <sup>2+</sup>	-21540	H <sub>2</sub> O	-54641
Fe <sup>3+</sup>	-3760	CH <sub>4</sub>	-12126
FeOH <sup>+</sup>	-66910		
Fe(OH) <sub>2</sub> <sup>0</sup>	-109250		
Al <sup>3+</sup>	-116000		
Al(OH) <sup>2+</sup>	-166540		
Al(OH) <sub>4</sub>	-311095		
F <sup>-</sup>	-66080		
KCl	-98816		
S <sup>2-</sup>	+ 21960		
HS	+ 2996		
H <sub>2</sub> S	-6600		
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-177340		
HSO <sub>4</sub>	-180955		
Cl <sup>-</sup>	-31350		
NaCl	-93939		
HCl	-23028		
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-126220		
HCO <sub>3</sub>	-140300		
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	-148962		
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	-312567		
OH <sup>-</sup>	-37595		
H <sup>+</sup>	0		
H <sub>2</sub> O	-56692		

	Cl	S	C	Si	Al	H	O
	0,045	0,0009	0,021	2,775	0,696	111,5492	63,1514
	0,066	0,0033	0,022	2,781	0,696	111,58203	63,1928
	0,2549	0,0013	0,0253	2,797	0,696	111,6479	63,2571
	0,346	0,0018	0,0336	2,573	0,8728	111,6479	63,5260
	0,066	0,0033	0,031	2,5415	0,8728	111,372	63,397193

Минералы	$\Delta G_{f,298}$
Сера S	0
α-кristобалит SiO <sub>2</sub>	-204150
Пирит FeS <sub>2</sub>	-38296
Кальцит CaCO <sub>3</sub>	-269980
Микроклин KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	-892170
Альбит NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	883636
Мусковит KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH)	-1337324
Илит K <sub>0,6</sub> Mg <sub>0,25</sub> Al <sub>2,3</sub> Si <sub>3,5</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	-1300980
Каолинит Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>	-908680
Монтмориллонит Mg <sub>0,67</sub> Al <sub>2,33</sub> Si <sub>3,67</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	-1364140
Хлорит Mg <sub>5</sub> F <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>	-1973539
Ломонтит CaAl <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> · 4H <sub>2</sub> O	-1599830
Гейландит CaAl <sub>2</sub> Si <sub>7</sub> O <sub>18</sub> · 6H <sub>2</sub> O	-1481506
Вайрацит CaAl <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> · 2H <sub>2</sub> O	-1481506
Анальцим NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> · H <sub>2</sub> O	-735970
Анортит CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	-956925
Магнетит Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	-243150
Алуниг KAl <sub>3</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · (OH) <sub>6</sub>	-1113600
Флюорит CaF <sub>2</sub>	-277799
Сидерит FeCO <sub>3</sub>	-161030

в системах вода – порода применительно к нашей физико-химической модели здесь не рассматриваются. Физико-химические модели базируются на конкретных химических составах гидротерм, представляющих различные типы хлоридно-натриевых вод. С этой целью были отобраны анализы типичных гидротерм шести известных высокотемпературных гидротермальных систем: Паужетской, Узонской, Чарро-Прието, Эль-Гатио, Бродлендс, Рейкьянес (скв. 2) (табл. 42). В качестве исходных пород привлечены четыре типа вулканитов кислого и основного состава, представляющие водовмещающую толщу Паужетской гидротермальной системы (табл. 43).

В соответствии с методикой физико-химического моделирования равновесного состава системы рассчитаны векторы исходных химических составов системы вода – порода с учетом соотношения масс (или объемов) раствора и пород. Учитывая необходимость получения картины полного протекания процесса было выбрано соотношение вода : порода = 10 : 1, а расчет векторов принимался для объемов  $1000 \text{ см}^3$  :  $100 \text{ см}^3$  соответственно. Имеющиеся данные наблюдений над гидрогеологическим режимом ряда гидротермальных систем, таких как Вайракей, Бродлендс, Стимбот Спрингс свидетельствуют о многократном обмене всего объема термальных вод в недрах гидротермальных систем в течение времени их активного функционирования. Например, А. Эллис [95] указывает на меняющиеся циклы нагрева вод каждые 50 лет. Существуют и другие данные, позволяющие оценить колебания соотношения вода : порода от 5 : 1 до 10 : 1, естественно изменяющиеся во времени.

Данные химических анализов пересчитывались на мольные доли следующих компонентов в порядке их записи в матрице: F, Na, K, Ca, Mg, Fe, Cl, S, C, Si, Al, H и O. Количества O и H вычислены с учетом того, что составы системы отнесены к 1 кг  $\text{H}_2\text{O}$ , содержащему 55,51 моль кислорода и 11,02 моль водорода. Для получения исходных расчетных векторов составов соответствующие мольные количества компонентов пород и растворов суммировались (для пород это моль/100  $\text{см}^3$ , а для растворов – моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ) (табл. 44).

Исходные векторы отражают комбинации различных составов пород и гидротерм, имитируя составы "исходных" систем.

Термодинамические константы минералов, газов и растворенных веществ взяты из работ И.К. Карпова, С.А. Кашика и В.Л. Пампуры, А.И. Киселева, Ф.А. Летникова [26, 27, 28, 29], Ю.И. Мельника [55], И.К. Карпова, П.И. Дорогокупца и В.В. Лашкевич (1977). В последней работе приведены согласованные термодинамические характеристики минералов, в том числе и используемых в нашей модели (табл. 45).

#### **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ХЛОРИДНО-НАТРИЕВЫХ ГИДРОТЕРМ С ВУЛКАНИТАМИ В ЗАКРЫТЫХ УСЛОВИЯХ**

Исследование многокомпонентной системы Cl-Si-S-O-H было принято нами ранее [69] для повышенных температур и давлений в закрытых и открытых условиях по отношению к  $\text{CO}_2$  атмосферы. Базой для моделей послужили данные по химическому составу вод из 20 глубин-

ных скважин Паужетского месторождения, а также расчетные величины концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в пластовых условиях, по данным автора и В.М. Сугрובה [85].

В результате моделирования были получены величины равновесных концентраций следующего ряда компонентов при температурах 25, 50, 100, 150 и 200°C и давлении насыщенного пара: Na, Ca, NaCl, HCl,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HS}^-$ ,  $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{HSO}_4^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , а также количества равновесных минералов  $\alpha$ -кварца,  $\alpha$ -кристобалита, кальцита, самородной серы и пирита. Произведена оценка pH и Eh минералообразующей среды.

Все равновесные соотношения исследовались при условии, что гидротермы взаимодействуют только в трещинном и поровом пространстве, выполненном отложениями  $\alpha$ -кварца,  $\alpha$ -кристобалита, халцедона или опала, кальцита, арагонита, самородной серы и пирита. Все эти фазы типичны для Паужетского месторождения, а также подобных ему геотермальных систем. В количественном отношении эти минералы преобладают в отложениях и трещинном выполнении гидротерм хлоридно-натриевого типа. Эти обстоятельства, а также буферная роль карбонатов для уровня растворимости углекислоты, а кварца – для кремниевой кислоты, послужили условиями построения предлагаемой модели.

Основным результатом моделирования является установление факта существенной эволюции гидротермальных хлоридно-натриевых растворов паужетского типа в закрытой (пластовые условия) и открытой (субповерхностное вскипание) системах в процессе снижения температуры от 200 до 25°C и давления вдоль линии насыщенного пара (рис. 46).

Дифференциация равновесных компонентных составов в пределах отдельных скважин Паужетского месторождения проявлена чрезвычайно глубоко по температурным ступеням. Например, при температурах 100, 150 и 200°C pH изменяется на 3–4 порядка, концентрации растворенной  $\text{CO}_2$  – на 4 порядка, карбонат-иона – на 4 порядка, сульфат-иона – в 3 раза, кремниевой кислоты – в 2 раза, иона кальция – в 6,2 раза и т. д.

По аналогии с природными хлоридными растворами была исследована водная часть системы  $\text{CO}_2$ –NaCl– $\text{H}_2\text{O}$  по экспериментальным данным С. Такеноучи, Дж. Кеннеди [168], А. Эллиса, Р. Голдинга [113] С.Д. Малинина и Н.И. Савельевой [51]. Для расчетов компонентного состава водной фазы использовались данные по растворимости  $\text{CO}_2$  в растворах различных концентраций NaCl при температурах 25–300°C и давлениях 48,9–1000 бар (табл. 46). Данные растворимости  $\text{CO}_2$  в богатой водой фазе были использованы вначале для определения вариаций равновесного компонентного состава для закрытой системы в зависимости от температуры, давления и концентрации NaCl.

Результаты расчетов компонентных составов и кислотности-щелочности показаны на рис. 47 и в табл. 47. Обращают на себя внимание существенные изменения в количественном составе компонентов растворов в зависимости от  $P$ - $T$  условий, в соответствии с закономерностями температурных изменений констант диссоциации угольной кислоты, а также NaCl и HCl.

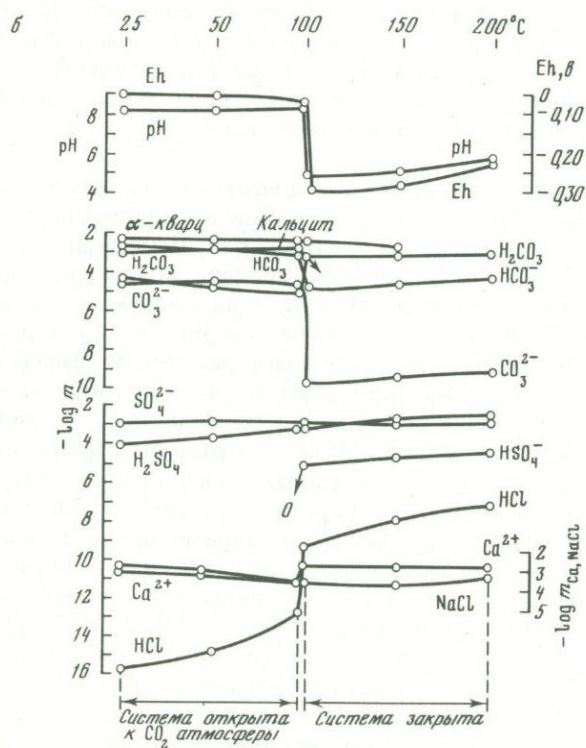
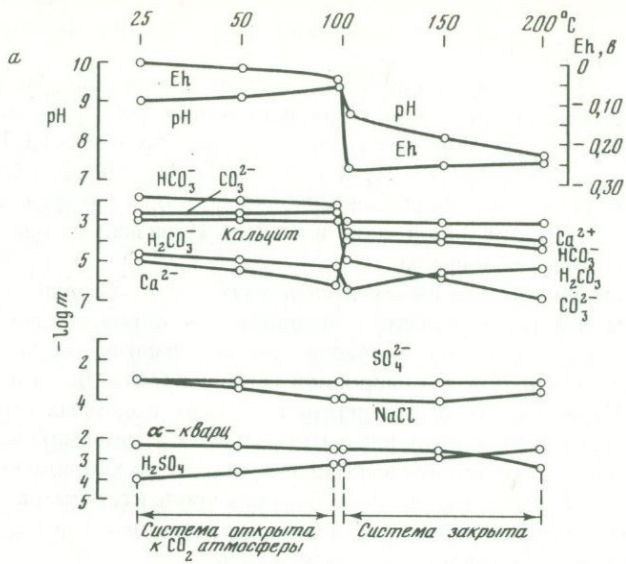
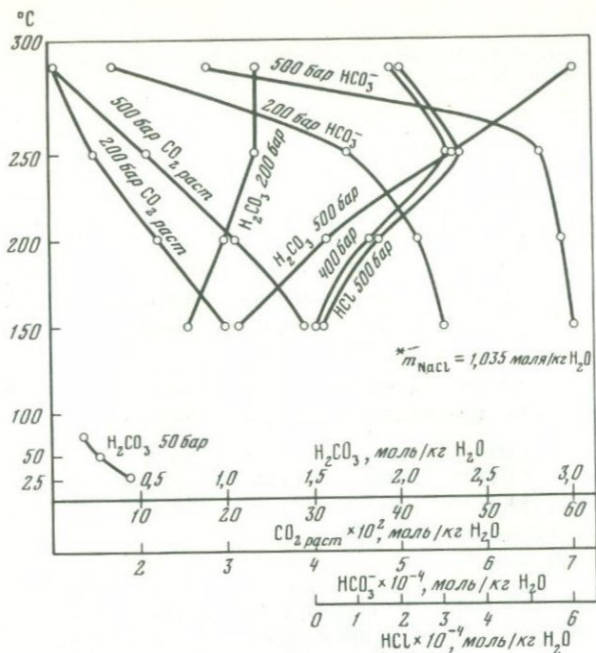


Рис. 46. Эволюция компонентного состава хлоридно-натриевых гидротерм щелочной ветви (а) и гидротерм кислой ветви (б) в открытых условиях при их охлаждении от 200 до 25°C

а



б

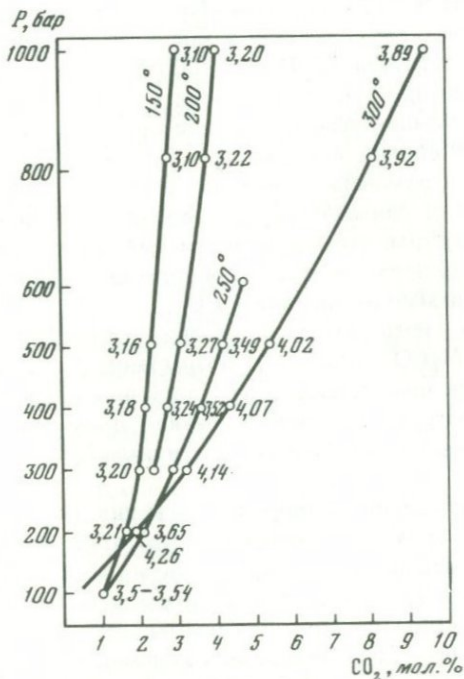


Рис. 47. Вариации компонентных составов (а) и pH (б) системы NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O в зависимости от температуры, давления и концентрации NaCl. Расчет из экспериментальных данных [168, 51]

Таблица 46

Примеры векторов системы  $\text{CO}_2\text{--NaCl--H}_2\text{O}$  (по данным Малинина, Савельева, 1972; Такенучи, Кеннеди, 1965, в моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ )

$P$ , бар	$t$ , °C	Na	Cl	C	O	H	Литературный источник
48,9 атм	75	1,133	1,133	0,4331	56,3762	111,02	[51]
	—	2,20	2,2	0,3643	56,2386	111,02	
	25	0,905	0,905	0,9899	57,4898	111,02	[168]
		2,597	2,597	0,6915	56,893	111,02	
150	4,278	4,278	0,2727	56,0554	111,02		
	250	4,278	4,278	0,303	56,116	111,02	
100	300	1,084	1,084	0,2184	55,9468	111,02	
1000	150	1,092	1,092	1,7479	59,0058	111,02	
	200	1,092	1,092	2,3306	60,1712	111,02	
	300	1,092	1,092	5,2412	65,9924	111,02	

Характерные изменения испытывает кислотность растворов при изменении температуры: с понижением температуры хлоридно-углекислые растворы становятся более кислыми. При этом рост давления в системе уменьшает температурную разницу в кислотности в интервале 150–300° от 0,94 рН для 300 бар, до 0,79— для 1000 бар (рис. 47, Б, см. табл. 47). Дальнейшее изменение кислотности при охлаждении гидротермального потока и его дегазации направлено в сторону повышений щелочности растворов до 7–9 единиц рН (рис. 46). Таким образом, осуществляется инверсионный ход изменения кислотности хлоридно-углекислых гидротерм в процессе их движения в неоднородном тепловом поле вплоть до дегазации. Заметим, что здесь мы рассматриваем равновесные изменения состава гидротерм, не взаимодействующих с боковыми породами, а также насыщенным по отношению к  $\text{CO}_2$ .

С повышением температуры в хлоридно-углекислых растворах увеличивается роль  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (рис. 47). Возрастание давления усиливает эту тенденцию. Насыщенные углекислотой хлоридные гидротермы в широком диапазоне температур и давлений сохраняют примерно постоянный уровень низкого восстановительного потенциала  $Eh = -0,11\text{--}0,16$  в (см. табл. 47).

В процессе охлаждения растворов и снижения давления вплоть до точки инверсии растворимости (около 170 бар) протекает дифференциация компонентного состава, проявляющегося и в условиях низких температур и давлений (рис. 47). В ходе этих изменений состава варьируют не только компоненты угольной кислоты, но и такие составляющие как хлориды —  $\text{NaCl}$  и  $\text{HCl}$ . Изменение содержаний  $\text{HCl}$  происходит скачкообразно с максимумом около 250–270°С (рис. 47, А).

Таким образом, моделирование многокомпонентных систем хлоридно-углекислого типа дало возможность показать, что глубинные растворы

подобного состава эволюционируют в процессе простого понижения температуры и последующей дегазации, вызывая волнообразное изменение кислотно-основных свойств. Естественно, что рассмотренные модели были первым шагом на пути изучения более сложных гетерогенных равновесий в системе вода – порода в условиях повышенных температур и давлений. Принятые на первом этапе условия равновесия только с минеральным веществом трещинного выполнения существенно ограничивали возможность генетических выводов и конкретных приложений полученных моделей. Тем не менее был получен принципиальный результат, показывающий теоретическую возможность дифференциации состава гидротермальных растворов в неоднородном температурном поле в закрытых условиях.

Обратимся к рассмотрению физико-химической модели взаимодействия основных (базальтов) и кислых вулканитов (игнимбритов) с хлоридно-натриевыми гидротермами.

В качестве продуктов реакций был выбран ряд вторичных минералов, типичных для гидротермально-измененных вулканитов современных гидротермальных систем (см. табл. 45). Главную роль из этих новообразований играют микроклин, альбит, хлорит, кальцит, группа цеолитов и кварц или  $\alpha$ -кристобалит. В качестве дополнительных, возможно, равновесных фаз были введены в систему самородная сера, иллит, мусковит, каолинит, магнетит, алунит, флюорит, сидерит и доломит. Как и следовало ожидать, из обширной группы минералов в равновесии с хлоридными гидротермами оказался сравнительно небольшой круг силикатов, среди которых ведущую роль играют альбит, микроклин, гейландит, анальцит, ломонит, Mg-хлорит и мусковит. Постоянно присутствует небольшая примесь магнетита. В отдельных типах составов появляются кальций и флюорит.

Количественные и качественные изменения состава парагенезиса минералов наблюдаются в зависимости от температуры и состава исходных пород. Изменение степени хлоридности гидротерм практически не влияет на состав парагенезиса.

Сравнение минеральных новообразований в кислых и основных вулканитах (табл. 48) приводит к следующим заключениям.

1. В гидротермальноизмененных кислых вулканитах дацитового состава в равновесии с хлоридными низкокальциевыми гидротермами (паужетского типа) возникает следующий парагенезис минералов (при полном преобразовании породы):  $\alpha$ -кристобалит + альбит + микроклин + мусковит + гейландит + Mg = хлорит. Высококальциевые гидротермы здесь равновесны с кальцитом (см. табл. 48). Принципиальных различий в количественном составе минералов практически нет, за исключением возрастания содержания гейландита.

В богатых кремнекислотой дацитовых спекшихся туфах при взаимодействии с хлоридно-натриевыми растворами формируется температурная зональность (см. табл. 48, рис. 48). Характерной особенностью распределения минералов по температурным зонам является разобщение максимумов развития альбита ( $250^\circ$ ) и микроклина ( $100-150^\circ$ ). В этом случае соотношения альбита и микроклина соответствуют природному распределению в зонах гидротермально-измененных толщ кислых

Таблица 47

Расчетные величины моляльности равновесных компонентов хлоридно-углекислых растворов на основе эксперимента С. Такеноучи, Дж. Кеннеди [168]

$P$ , бар	$t$ , °C	$M_{NaCl}$	pH	HCl	$H_2CO_3$
100	150	4,278	2,13	$6 \cdot 10^{-4}$	0,156
	250	4,278	3,95	$2,9 \cdot 10^{-4}$	0,218
	150	1,092	3,31	$1 \cdot 10^{-5}$	0,463
	200	1,092	3,47	$9 \cdot 10^{-5}$	0,516
100	250	1,092	3,75	$1,8 \cdot 10^{-4}$	0,535
	300	1,092	2,59	$5 \cdot 10^{-3}$	0,202
	150	1,092	3,31	$3,9 \cdot 10^{-5}$	0,396
300	300	1,092	4,03	$1,9 \cdot 10^{-4}$	1,868
1000	300	1,092	3,73	$4 \cdot 10^{-4}$	7,054

Таблица 48

Минеральный состав равновесных парагенезисов в кислых и основных вулканиках (в г/кг  $H_2O$ )

Типы пород	$t$ , °C	Хлоридные низкокальциевые гидротермы, вектор I-II							
		$\alpha$ -Кр	Аб	Мк	Муск	Гл	Ан	Лом	Ка
Кислые породы	150	38,4	57,1	14,2	6,8	120,7	0	0	0
	200	37,2	59,2	14,7	5,2	120,7	0	0	0
	250	38,4	57,6	15,3	4,3	120,7	0	0	0
	300	62,4	26,2	13,0	8,0	120,7	0	0	0
Основные породы	150	0	0	12,5	9,9	197,6	18,7	0	3,0
	200	0	0	20,8	0	176,3	27,9	14,1	3,1
	300	0	0	7,8	0	232,5	0	0	3,1

Примечание.  $\alpha$ -Кр — кристобалит, Аб — альбит, Мк — микроклин, Муск — мусковит, Гл — гейландит, Ан — анальцит, Лом — ломонтит, Ка — кальцит.

вулкаников, как например, это имеет место на Паужетском месторождении гидротерм. Наибольшие количества мусковита в равновесии со всем минеральным ансамблем появляются в интервале от 250 до 100°C (см. рис. 48). Из большой группы цеолитов в моделируемых условиях равновесен только наиболее богатый кремнекислотой — гейландит. Наряду с ломонтитом и анальцитом гейландит один из главных представителей группы цеолитов в современных гидротермально-измененных вулканических породах.

	$HCO_3^-$	$CO_3^{2-}$	NaCl	$CO_2p$	$CO_p$	Ионная сила раствора
	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-13}$	0,219	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-9}$	4,06
	$4 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-10}$	1,03	$1 \cdot 10^{-2}$	0	3,25
	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-10}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	0,118	$8 \cdot 10^{-12}$	1,06
	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-10}$	$7,3 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$	0	1,02
	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-10}$	0,17	$2,3 \cdot 10^{-2}$	0	0,917
	$1 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-16}$	0,378	$7 \cdot 10^{-5}$	0	0,712
	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-10}$	0,219	0,114	$2 \cdot 10^{-11}$	4,06
	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-11}$	0,379	$6 \cdot 10^{-4}$	0	0,71
	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-11}$	0,427	$2,3 \cdot 10^{-3}$	0	0,71

Высокохлоридные натрий-кальциевые гидротермы, вектор 6-P								
	$\alpha$ -Кр	Аб	Мк	Муск	Гл	Ан	Лом	Ка
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
	34,8	36,7	15,0	5,2	150,9	0	0	1,39
	44,4	26,2	8,3	0	157,8	0	0	0,12
	0	0	14,2	0	195,5	11,0	26,8	3,1
	0	0	14,2	0	196,2	11,0	25,8	3,1
	0	0	7,8	0	232,5	0	0	3,1

2. В основных породах из рассматриваемого парагенезиса исчезает альбит,  $\alpha$ -кристобалит и мусковит. Вновь образуются ломонтит (150–200°C) и анальцит (250–150°C). Отношение количества анальцита к ломонтиту меняется пропорционально Na/Ca отношению в исходных гидротермальных растворах: Na/Ca = 31,1 в низкокальциевых водах соответствует отношению масс анальцит: ломонтит = 1,98, а Na/Ca = 9,4 в высококальциевых водах отношение анальцит: ломонтит = 0,4.



На рис. 49 вынесены также логарифмы отношений активностей Na и K, рассчитанных нами для хлоридных гидротерм Бродлендс (Новая Зеландия), равновесных с зонами гидротермальной микроклинизации кислых спекшихся туфов. Здесь же показаны отношения активностей натрия и калия для исландских гидротерм (Селфосс, Арбаер), контактирующих с альбитом при 200°C. Возможно, что положение линии равновесия (1) определено не точно, так как альбит, как правило, не характерен для парагенезисов гидротермальных изменений исландских месторождений гидротерм. Здесь положение точек должно более соответствовать полю анализа.

Из приведенной диаграммы следует, что одно лишь понижение температуры хлоридно-натриевых гидротерм или системы в целом, приведет к замещению альбита микроклином, что в действительности и наблюдается на целом ряде конкретных гидротермальных месторождений. Ниже температуры 180–190° поле альбита полностью замещено микроклином. Синхронно с этим происходит изменение величины Na/K отношения. Например, для богатых Na гидротерм Бродлендс при 300° Na/K = 9,04, при 250° Na/K = 18,2 при 200° Na/K = 26,7 и при 150°C Na/K = 47,6.

Общее понижение температуры системы, как показало моделирование, приводит к существенным перестройкам равновесного компонентного состава гидротермальных растворов (табл. 49).

Формирование равновесного парагенезиса в кислых вулканитах сопровождается: 1) возрастанием щелочности растворов; 2) увеличением Na/K отношения; 3) отношение алюминий : кремний в виде  $(Al(OH)_4)_4H_4SiO_4$  с понижением температуры от 300 до 100°C уменьшается от 7 до  $4 \cdot 10^{-4}$ ; 4) количество хлор-иона возрастает на 75–80%, а содержания нейтральных комплексов KCl и NaCl соответственно уменьшаются; 5) на порядок увеличивается концентрация бикарбонатов.

Гидротермальные изменения вулканитов основного и среднего состава с понижением температуры системы сопровождаются так же повышением щелочности растворов, а потенциал Eh возрастает, становится более восстановительным. Закономерности распределения щелочей, алюминия и кремнезема, карбонатных компонентов и хлор-иона аналогичны закономерностям при взаимодействии гидротермальных растворов с кислыми

$H_2CO_3$	$Cl^-$	NaCl	KCl	$Al(OH)_4^-$	$H_4SiO_4$	Na/K	$\frac{\sum Al}{\sum Si}$
$6 \cdot 10^{-6}$	0,35	$46 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$15 \cdot 10^{-4}$	97,5	$4 \cdot 10^{-4}$
$1,5 \cdot 10^{-4}$	0,35	$36 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$35 \cdot 10^{-4}$	40,2	$2 \cdot 10^{-3}$
$3,7 \cdot 10^{-4}$	0,32	$25 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$47 \cdot 10^{-4}$	$11 \cdot 10^{-3}$	13,9	4,3
$23 \cdot 10^{-4}$	0,26	$8 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0,11	$15 \cdot 10^{-3}$	7,7	7,3

Таблица 50

Компонентный состав паужетских гидротерм (вектор I-II) до и после взаимодействия с кислыми и основными породами (в моль/кг H<sub>2</sub>O)

	<i>t</i> , °C	pH	Eh	Na	Ca	H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> S
1	150	3,25	-1,01	0,042	13 · 10 <sup>-4</sup>	12 · 10 <sup>-4</sup>	6 · 10 <sup>-7</sup>	1 · 10 <sup>-4</sup>
2	150	9,35	+0,39	0,082	10 <sup>-10</sup>	3 · 10 <sup>-5</sup>	1,7 · 10 <sup>-2</sup>	0
1	200	2,94	-0,99	0,041	13 · 10 <sup>-4</sup>	14 · 10 <sup>-4</sup>	1,7 · 10 <sup>-7</sup>	3 · 10 <sup>-5</sup>
2	200	8,77	+0,33	0,074	7 · 10 <sup>-9</sup>	3 · 10 <sup>-4</sup>	2,0 · 10 <sup>-2</sup>	0
3	200	10,3	+0,17	0,189	2 · 10 <sup>-6</sup>	1 · 10 <sup>-7</sup>	2,6 · 10 <sup>-5</sup>	0

Примечание. 1 — исходные растворы, 2 — растворы после реакции с кислыми вулканитами, 3 — растворы после реакции с андезито-базальтами (ЗК-13).

Таблица 51

Метаморфизация морской воды в гидротермальных условиях при 300°C и давлении 100 бар (Рейкьянес, Исландия)

Компоненты, моль/кг H <sub>2</sub> O	Кислые породы	Андезито-базальты	Исходная морская вода с примесью метеорных вод, Рейкьянес, скв. 2 [150]
pH	7,69	10,1	6,6
Na <sup>+</sup>	0,499	0,594	0,519
K <sup>+</sup>	0,071	0,096	0,046
Ca <sup>2+</sup>	4,2 · 10 <sup>-5</sup>	8 · 10 <sup>-5</sup>	0,056
Mg <sup>2+</sup>	4 · 10 <sup>-9</sup>	6 · 10 <sup>-13</sup>	5,2 · 10 <sup>-4</sup>
Cl <sup>-</sup>	0,48	0,454	—
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3,5 · 10 <sup>-3</sup>	8 · 10 <sup>-6</sup>	0
Si	0,015	4,8 · 10 <sup>-3</sup>	7,6 · 10 <sup>-3</sup>
Al	0,087	0,052	5 · 10 <sup>-8</sup>
Na/K	7,02	6,19	11,28

породами с разницей лишь в уровнях абсолютных содержаний отдельных компонентов, зависящих от валовых концентраций в исходных породах.

В процессе взаимодействия в системе раствор-порода происходит обогащение гидротермальных растворов по сравнению с исходными рядом компонентов, главными из которых являются щелочи (табл. 50). Концентрации натрия возрастают в 2 раза в кислых и в 5,6 раза в основных породах при 150° — для умеренно хлоридных гидротерм, например, паужетского типа. При более высоких температурах 250–300° содержание натрия может достигать 5–6,5 г/л в условиях равновесия. По сравнению с реальными гидротермами "модельные" растворы обеднены

	HS	HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NaCl	HCl	H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	Na/Ca	Na/K
3 · 10 <sup>-7</sup>	4 · 10 <sup>-4</sup>	3,5 · 10 <sup>-4</sup>	1 · 10 <sup>-4</sup>	9 · 10 <sup>-7</sup>	2 · 10 <sup>-3</sup>	32,3	14,0	
0	10 <sup>-10</sup>	9 · 10 <sup>-4</sup>	1 · 10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-13</sup>	3,5 · 10 <sup>-3</sup>	—	56,8	
10 <sup>-8</sup>	8 · 10 <sup>-4</sup>	7 · 10 <sup>-5</sup>	4 · 10 <sup>-4</sup>	3 · 10 <sup>-5</sup>	4 · 10 <sup>-3</sup>	31,5	14,0	
0	1 · 10 <sup>-7</sup>	9,2 · 10 <sup>-4</sup>	2,6 · 10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-11</sup>	6,8 · 10 <sup>-3</sup>	—	31,1	
0	10 <sup>-9</sup>	9,4 · 10 <sup>-4</sup>	7 · 10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-12</sup>	16,1 · 10 <sup>-4</sup>	94 · 10 <sup>3</sup>	9,9	

Таблица 52

Изменение химического состава гидротерм скв. 34 Больше-Банного месторождения после дегазации (в мл/л), по данным [40]

Уровень отбора проб	<i>t</i> , °C	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	pH
Зона парообразования	—	22	49	574	260	8,0
46 м ниже зоны дегазации	166	120	0	422	286	6,4

кальцием и магнием независимо от состава пород. В процессе обогащения водных растворов натрием изменяется Na/K отношение.

Метаморфизация морской воды в гидротермальных условиях протекает аналогичным образом (табл. 51). Возрастает щелочность от 6,6 (при 23°C) до 8–10 при 300°C, а вместе с этим концентрации натрия и калия, в особенности при гидротермальных изменениях основных и средних по составу пород. Повышается содержание кремнезема и алюминия (см. табл. 51).

Таким образом, изменения компонентного состава и кислотно-основных свойств гидротермальных растворов хлоридно-натриевого типа, протекающие под влиянием теплового поля и в результате реакций с породами, идентичны и направлены в сторону возрастания щелочности растворов и содержания в них щелочных металлов, кремния и алюминия.

Оценка адекватности физико-химических моделей в нашем случае может быть осуществлена путем сопоставления результатов численного моделирования с наблюдениями над природными парагенезисами. Подобные сопоставления свидетельствуют о тождественности состава списка

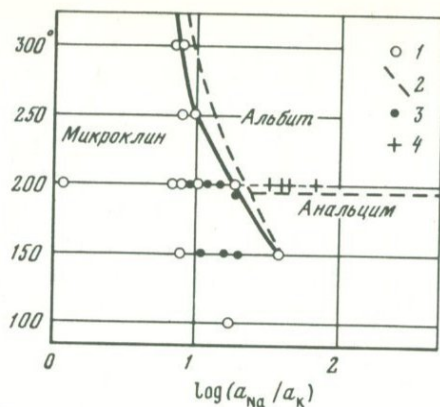


Рис. 49. Поля альбита (Аб): микроклина (Мк) и анальцима (Ан) в координатах температура -  $\log(a_{Na}/a_K)$

1 - данная работа; 2 - линии равновесий по расчетам Э.Э. Сендера; 3 - точки для гидротерм Бродлендс (Новая Зеландия); 4 - точки для гидротерм Исландии

парагенетических минералов, возникающих при низко- и высокотемпературных изменениях основных и кислых вулканических пород с "модельным" парагенезисом.

С другой стороны, сравнение направленности химических преобразований реальных и моделируемых гидротерм в результате изменения давления и взаимодействия с атмосферой указывает на соответствие природного процесса и его физикохимической модели. В табл. 52 показан характер изменений химического состава дегазирующихся перегретых гидротерм Большие-Банного месторождения, отобранных с разных глубин. Изменение состава этих вод в зоне парообразования протекает по типу эволюции гидротерм кислой ветви (см. рис. 46). Характерным является скачкообразное возрастание содержаний карбонат-иона, сульфата и уменьшение растворенного кремнезема. Экспериментальное (8,0) и модельное (8,2) значения pH очень близки. Повышенное количество бикарбоната в пробах вод связано с недостаточной чистотой экспериментального отбора проб. Здесь важно общее качественное подобие изменений состава в случае эксперимента и его модели.

Полученные физико-химические модели не претендуют на всестороннюю характеристику и полную реконструкцию химической эволюции современных гидротерм в неоднородном поле температур и давлений, но тем не менее позволяют оценить общие тенденции метаморфизации состава гидротерм под влиянием температуры и при взаимодействии с вмещающими породами.

Гидротермальные системы в неовулканических областях генетически связаны с развитием и существованием долгоживущих вулканических центров. Геологический анализ, палеовулканонологические реконструкции, возраст и геофизические данные свидетельствуют о циклическом возникновении и функционировании гидротермальных систем, синхронном развитии вулканической деятельности долгоживущих центров. В эти периоды эндогенная активность центров связана с влиянием глубоких уровней земной коры и верхней мантии. Поэтому, наряду с гидротермальной деятельностью здесь возникают потоки флюидов (газов) обогащенные, например, изотопом  $^{40}\text{Ar}$ , легким изотопом гелия, сероводородом с метеоритным изотопным составом серы, указывающие на участие глубинного, возможно, мантийного вещества. Пока остается неясной роль этих потоков в формировании геохимического обмена высокотемпературных гидротермальных систем. В то же время по геофизическим и, в частности, сейсмическим данным глубина, на которую распространяется активная гидротермальная деятельность, составляет 2–6 км от поверхности земли.

"Созидающая" роль долгоживущих вулканических центров для гидротермальных систем выражается в энергетической и геологической деятельности.

1. Вулканические центры длительное время служат генераторами тепловой энергии, часть которой непосредственно используется в гидротермальных системах.

2. Формирование отрицательных вулкано-тектонических структур, единственно благоприятных структур для термо-артезианских бассейнов и собственно гидротермальных систем.

3. Формирование вулканогенно-осадочных толщ, служащих вмещающей средой для гидротермальных систем.

4. Цикличность развития долгоживущих вулканических центров способствует многократному возобновлению газо-гидротермальной деятельности и развитию аномального теплового потока, определяющего гидротермальную активность.

Таким образом, долгоживущие центры и гидротермы следует рассматривать как единую теплогеоэнергетическую и геохимическую систему. В недрах гидротермальных систем существует высокоградиентное поле тепломассопереноса. Поэтому все геохимические процессы связаны с градиентами такого интенсивного параметра как температура. В общем различаются две термофизические зоны: верхняя зона — область макси-

мально выраженного температурного градиента выше зеркала жидкой воды, нижняя зона — зона максимально высоких температур и давлений (для данных условий) и менее выраженного температурного градиента. Верхняя зона в совокупности с областью разгрузки гидротерм характеризуется геохимической зональностью с широким спектром составов вод от хлоридных щелочных до кислых сульфатно-гидрокарбонатных полностью дегазированных. В нижней зоне проявляется температурная зональность однотипных хлоридно-натриевых гидротерм восстановительной обстановки в виде изменений соотношений элементов в катионной группе (Na/K, Na/Ca, K/Rb и т.д.). Вариации этих отношений контролируются в свою очередь химическим составом вмещающих пород.

Многие примеры зональности глубинных составов гидротерм свидетельствуют о существовании наклонно-восходящих потоков высокотемпературных флюидов. Область развития таких потоков характеризуется проявлением температурной зональности гидротермально-измененных пород. В процессе химических взаимодействий гидротермальных растворов с вмещающими вулканическими породами устанавливается соответствие отношений щелочей и щелочноземельных элементов в гидротермах и вмещающих породах (неизмененных). Это явление свидетельствует о формировании нового равновесного солевого состава термальных вод за счет вмещающей среды и проявлении "буферных" свойств пород.

Таким образом, гидротермальные растворы еще в глубинных условиях испытывают преобразования состава как под влиянием теплового поля, закономерно изменяя кислотно-основные свойства, так и за счет химических реакций с боковыми породами.

Не отрицая возможную роль (количественно которую пока невозможно оценить) мантийных или просто "ювенильных" источников вещества хлоридно-натриевых гидротерм, следует признать что солевой состав этих вод и их геохимическая зональность формируются за счет ресурсов вещества недр самих гидротермальных систем. При этом нельзя забывать и о том, что гидротермальная деятельность, как процесс развивается в самой верхней части земной коры, практически на границе с ее газовой оболочкой — атмосферой, активно взаимодействующей с термальными водами и служащей для них газовым и тепловым "буфером". Очевидно, что только рассматривая гидротермальные процессы и окружающую среду (включая атмосферу Земли) в качестве единой системы со всеми ее прямыми и обратными связями можно на новом уровне (уровне системного анализа) решить крупные научные проблемы источников рудного вещества и энергетических запасов гидротермальных систем.

1. *Аверьев В.В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 80–98.
2. *Аверьев В.В., Святловский А.Е.* Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 98–100.
3. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118–128.
4. *Арсанова Г.И.* Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. М.: Наука, 1974. 110 с.
5. *Балеста С.Т., Зубин М.И., Смирнов В.С.* Глубинное строение Паужетского гидротермального района по геофизическим данным. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли в вулканических областях: (Тез. докл.). Петропавловск-Камчатский, 1976, с. 31–32.
6. *Басков Е.Н., Суриков С.Н.* Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975. 171 с.
7. *Башарина Л.А.* Влияние вулканической деятельности на химический состав атмосферных осадков и воздух Камчатки. М.: Наука, 1974, с. 104–112.
8. *Белоусов В.И.* Вторичное минералообразование на Паужетском месторождении термальных вод. — В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 93–101.
9. *Белоусов В.И., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Сугробов В.М.* Кислый вулканизм и геотермальная активность в Паужетском геотермальном районе. М.: Наука, 1971.
10. *Белоусов В.И., Сугробов В.М.* Геологические аспекты связи Паужетских гидротерм и термальных полей Камбального хребта на юге Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 225–229.
11. *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. 23–58.
12. *Бескровный Н.С., Лобков В.А.* Закономерности распространения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 110–119.
13. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенений Камчатки. М.: Наука, 1968. 200 с.
14. *Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* и др. Узонско-Семьячский вулканический район. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 139–193.
15. *Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сержеников А.И., Спиченкова М.В.* Гидротермы Кошелевского вулканического массива. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 58–84.
16. *Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П.* Термальные воды и горячие источники Мутновского вулканического района. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 85–115.
17. *Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х.* Геологический очерк Новой Зеландии.

- дии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
18. Герасимовский В.И., Несмеянова Л.И. Геохимия щелочей в эффузивных породах Исландии. — Геохимия, 1977, № 7, с. 1052–1061.
  19. Гусев В.А. Кластер-анализ. Алгоритмы и программы. — Информ. бюл., 1977, № 1. 18 с. (ВНТИЦ).
  20. Дуничев В.М., Ризнич И.И. Парогидротермы Горячего пляжа. М.: Наука, 1968, с. 60–64.
  21. Дучков А.Д. О возможности использования параметров теплового поля для прогноза землетрясений. — В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1976.
  22. Дроздин В.А., Лялин Н.Н., Сугробов В.М. Применение теории напорной фильтрации при анализе температурного распределения в гидротермальных системах. — В кн.: Геотермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 48–56.
  23. Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В. и др. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 190–203.
  24. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 133 с.
  25. Карнов Г.А., Павлов А.Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
  26. Карнов И.К. Расчет химических равновесий в открытых системах путем численной минимизации на ЭВМ потенциала Коржинского. — ДАН СССР, 1972, 205, № 5, с. 1221–1224.
  27. Карнов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии: (Справочник). Иркутск, 1971. 385 с.
  28. Карнов И.К., Казьмин Л.А. Физико-химическое моделирование гидротермальных систем на ЭВМ методами минимизации свободной энергии. — ДАН СССР, 1972, 205, № 2, с. 449–452.
  29. Карнов И.К., Казьмин Л.А., Халиуллина О.А. Алгоритм расчета сложных химических равновесий в гетерогенных мультисистемах в геохимии. — В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 150–154.
  30. Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 239–246.
  31. Кирюхин В.К., Швец В.М. О механизме накопления редких щелочных металлов в подземных водах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, 51, вып. 2, с. 129–134.
  32. Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Метод измерения теплоток через термальные водоёмы и тепловая мощность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 110–116.
  33. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Е.Н. Геологический эффект и некоторые особенности четвертичного вулканизма Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1973, с. 65–69.
  34. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Некоторые особенности вулканизма и генезиса Паужетской вулкано-тектонической структуры. Новосибирск: Наука, 1977.
  35. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Новые данные о современной гидротермальной активности в Исландии. — В кн.: Геотермия: Отчеты по геотерм. исслед. в СССР. М., 1974, вып. 1/2.
  36. Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. — ДАН СССР, 1974, 217, № 1.
  37. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Геотермальная активность. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1977, с. 8–77.
  38. Комкова Л.А. Геохимические условия образования железомышьяковых отложений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1974.
  39. Краевой Ю.А., Охупкин В.Г., Серезников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 179–211.
  40. Краевой Ю.А., Охупкин В.Г., Серезников А.И. О некоторых вопросах формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем. — В кн.: Гидротермальный

- процесс в областях тектоно-магматической активизации. М.: Наука, 1977, с. 65–73.
41. *Крестов Г.А.* Термодинамическая характеристика структурных изменений воды, связанных с гидратацией ионов. – Журн. структур. химии, 1962, 3, № 2, с. 137–142.
  42. *Леонова Л.Л.* Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 51–60.
  43. *Лепин В.С., Егорова Т.В., Масловская М.Н., Брандт С.Б.* Изотопный состав стронция как индикатор смещения в геохимических процессах. – В кн.: Физические и химические методы исследования горных пород и минералов. Иркутск, 1977, с. 77–88.
  44. *Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н.* и др. Паужетская вулканотектоническая структура. – В кн.: Вулканы, геотермальные системы Камчатки: (Материалы IV Всесоюз. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 47–72.
  45. *Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.
  46. *Лукьянов В.С.* Применение метода гидравлических аномалий к расчетам температурного режима грунтов с учетом переноса тепла фильтрационным потоком и к выводу некоторых критериев подобия. – ИФЗ, 1962, № 5, с. 52–57.
  47. *Луццкий В.И.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. I. 478 с.
  48. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 257 с.
  49. *Любимова Е.А., Старикова Г.Н.* Лабораторные и теоретические исследования тепловых свойств горных пород. – В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966, с. 135–149.
  50. *Ляйскис А.К.* Связь температурной зависимости растворимости электролитов с молекулярными взаимодействиями в системе электролит-водный раствор. – В кн.: Термодинамика и строение растворов. Иваново, 1976, вып. 3, с. 22–40.
  51. *Малинин С.Д., Савельева Н.И.* Экспериментальное исследование растворимости  $\text{CO}_2$  в растворах  $\text{NaCl}$  и  $\text{CaCl}_2$  при температурах 25, 50 и 75° и повышенном давлении  $\text{CO}_2$ . – Геохимия, 1972, № 6, с. 643–662.
  52. *Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А.* Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования. – В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 143–177.
  53. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 210 с.
  54. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А.* Соотношение четвертичных тектонических движений и вулканизма Камчатки. – Геология и геофизика, 1971, № 7, с. 137–141.
  55. *Мельник Ю.П.* Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев: Наукова думка, 1972. 193 с.
  56. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П.* Цинк и свинец в газах и водах вулкана Эбеко и Паужетского месторождения. – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 103–110.
  57. *Минато М., Горри М., Фунахаси М.* Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 500 с.
  58. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Наука, 1963. 172 с.
  59. *Набоко С.И.* Металлоносность кальдеры Узон. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 162–195.
  60. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная рудная минерализация в кальдере Узон. – ДАН СССР, 1970, 191, № 3, с. 684–688.
  61. *Непримеров Н.Н., Попов В.Н., Штанин А.В.* Влияние эксплуатации на тепловое поле Паужетского месторождения. – В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли в вулканических областях: (Тез. докл.). Петропавловск-Камчатский, 1976, с. 38–40.
  62. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Балеста С.Т.* и др. Вулканизм, глубинное строение и эволюция Паужетской вулканотектонической структуры (Южная Камчатка). – В кн.:

- Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 323–325.
63. *Оки Я., Хирано Т., Хирага С.* Геотермальная активность вулкана Хаконо. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 137–146.
  64. *Осика Д.Г., Магомедов А.М., Смирнова М.Н.* и др. Гидродинамические и геохимические предвестники сильных землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, 1976, с. 65–68.
  65. *Пампура В.Д.* Минералообразование в гидротермальных системах. М.: Наука, 1977. 202 с.
  66. *Пампура В.Д.* Геохимия минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка). — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 177–186.
  67. *Пампура В.Д., Кочергин В.Н., Балышев О.А.* Физико-математические модели гидротермальных систем. М.: Наука, 1973. 124 с.
  68. *Пампура В.Д., Новиков В.М.* Геохимия поровых растворов из зон рудообразования современных вулканических областей. — Геохимия, 1975, № 4, с. 614–623.
  69. *Пампура В.Д., Карпов И.К., Казьмин Л.А.* Физико-химическая модель современной гидротермальной системы (на примере Паужетского месторождения термальных вод). — Геохимия, 1976, № 3, с. 347–359.
  70. *Пампура В.Д., Хлебникова А.А., Цыханский В.Д.* Микроколичества золота в современных гидротермах Камчатки. — В кн.: Ежегодник — 1975 СибГЕОХИ. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976, с. 315–317.
  71. *Пампура В.Д., Плюсин Г.С., Сандимирова Г.П.* Изотопный состав строения современных гидротерм Камчатки. — Геохимия, 1977, № 7, с. 1087–1091.
  72. *Пилипенко Г.Ф.* Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 229–239.
  73. *Пилипенко Г.Ф.* Гидрохимическая характеристика узонской термоаномалии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 83–110.
  74. *Пилипенко Г.Ф.* Парогидротермы кальдеры Узон. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 237–265.
  75. *Поляк Б.Г.* Геотермические особенности областей современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966. 178 с.
  76. *Поляков А.И., Герасимовский В.И.* Геохимия и петрология магматических пород. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: (Геохимия). М.: Наука, 1978, с. 7–147.
  77. *Русинов В.Л.* Геохимические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 202 с.
  78. *Сато К.* Современное состояние геотермических исследований в Японии. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 144–191.
  79. *Селянгин О.Б.* Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик. — В кн.: Вулканы, геотермальные системы Камчатки: (Материалы IV Всесоюз. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 105–138.
  80. *Сендеров Э.Э.* Состав растворов и равновесия минералов цеолитовой фации. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 171–193.
  81. *Серезников А.И., Клименко И.А.* Типизация термальных вод Камчатки по химическому составу. — В кн.: Закономерности формирования подземных вод. М.: 1975, с. 100–113. (Тр. ВСЕГИНГЕО: Вып. 89).
  82. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175–196.
  83. *Соколова Л.С., Моисеенко У.И., Дучков А.Д.* Тепловой поток на некоторых площадях Юго-Восточной Камчатки. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 102–105.
  84. *Сугробов В.М.* Паужетские гидротермы Камчатки как пример высоко-

- температурной водонапорной системы. — В кн.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры М.: Наука, 1964, с. 72–85.
85. *Сугробов В.М.* Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 64–75.
  86. *Сугробов В.М.* Паужетская гидротермальная система на Камчатке: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1966. 20 с.
  87. *Сугробов В.М.* Геотермальные энергоресурсы Камчатки и перспективы их использования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 267–281.
  88. *Сугробов В.М., Краевой Ю.А.* Гидрогеологические особенности и эксплуатационные ресурсы высоко-термальных вод Паужетского месторождения. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966.
  89. *Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 43–48.
  90. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 177 с.
  91. *Форназери М.* Геохимические особенности некоторых вулканов и Южной Италии. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 308–314.
  92. *Фремд Г.М.* Вулкано-тектонические структуры, вулкано-тектонические системы. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 124–133.
  93. *Хитаров Н.И., Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Шibaева Н.П.* Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов. — Геохимия, 1970, № 6, с. 678–692.
  94. *Шиманский А.А., Плотноков Л.П.* Сопоставление геохимических карт и разрезов с помощью интерполяции и тренд-анализа. — В кн.: Математическая обработка данных в поисковой геохимии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 82–93.
  95. *Эллис А.* Количественная интерпретация геохимических данных гидротермальных систем. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 272–297.
  96. *Эллис А., Уилсон С.* Геохимия ионов щелочных металлов, в гидротермальной системе Вайракей. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 108–127.
  97. *Эрих Э.Н.* Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — Геотектоника, 1966, № 6.
  98. *Эрих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского котлоца. Новосибирск: Наука, 1973, 220 с.
  99. *Эрих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 104–123.
  100. *Юхара К.* Роль гидротермальной тепловой разгрузки в Японии. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 126–135.
  101. *Arnorsson S.* Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland deduced from the silica content of the thermal water. — In: Geothermics: Proc. United Nations Symp., Pisa (Italy), 1970, Spec. Issue 2, vol. 2, pt 1, p. 536–541.
  102. *Böðvarsson G.* Physical characteristics of natural heat resources in Iceland. — In: United Nations Conf. New Sources Energy, Rome, 1961, p. 21–36.
  103. *Böðvarsson G.* Estimates of the geothermal resources of Iceland. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 33–36.
  104. *Browne P.R.L., Ellis A.J.* The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry. — Amer. J. Sci., 1970, vol. 269, N 2, p. 97–131.
  105. *Calamai A., Cataldi R., Dall'aglio M., Ferrara G.C.* Preliminary report on the Cesano Hot Brine Deposit. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 305–313.

106. *Christiansen R.I., Blank H.R., Jr.* Volcanic evolution of the Yellowstone rhyolite plateau and eastern Snake River Plain, USA. — In: Symposium on volcanoes and their roots, Volume of Abstracts. Oxford (England): Intern. Assoc. Volcanology and Chem. of the Earth's Interior, 1969, p. 220–221.
107. *Combs J., Hadley D.* Microearthquake investigation of the Mesa geothermal anomaly Imperial Valley, California. — *Geophysics*, 1977, vol. 42, N 1, p. 17–33.
108. *Cusicanqui H., Mahon W.A.J., Ellis A.J.* The geochemistry of the El Tatio geothermal field, Northern Chile. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 703–711.
109. *Dawson G.B., Dickinson D.J.* Heat flow in the thermal areas of the North Iceland of New Zealand. — In: Geothermics: Proc. United Nations Symp., Pisa (Italy), 1970, Spec. Issue 2, vol. 2, pt 1, p. 446–474.
110. *Eiby G.A.* Earthquake swarms and volcanism in New Zealand. — *Bull. Volcanol.*, 1966, vol. 29, p. 61–72.
111. *Elders W.A., Rex R.W., Meidav T.* et al. Crustal spreading in southern California. — *Science*, 1972, vol. 178, p. 15–24.
112. *Ellis A.J.* Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal water compositions. — *Bull. Volcanol.*, 1966, vol. 29, p. 575–584.
113. *Ellis A.J., Golding R.M.* The solubility of carbon dioxide above 100°C in water and sodium chloride solution. — *Amer. J. Sci.*, 1963, vol. 261, p. 47–51.
114. *Ewart A.* The Taupo quarternary pumice sequence and its bearing on the predication of future ash eruptions. — *N.Z.J. Geol. and Geophys.*, 1964, vol. 7, N 1, p. 101–105.
115. *Ewart A.* Review of mineralogy and chemistry of the acidic volcanic rocks of Taupo volcanic zone, New Zealand. — *Bull. Volcanol.*, 1966, vol. 29, p. 147–172.
116. *Ewart A., Teylor S.R., Capp A.C.* Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Iceland, New Zealand. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, vol. 18, p. 76–104.
117. *Fournier R.O., White D.E., Truèsdell A.H.* Convective heat flow in Yellowstone National Park. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 731–739.
118. *Giggenbach W.* The chemistry of Crater Lake, Mt Raupehu (New Zealand) during and after the 1971, active period. — *N.Z.J. Sci.*, 1974, vol. 17, p. 33–45.
119. *Glover R.B.* Recent chemistry of the Wairakei Geysir Valley Springs. — N.Z. DSIR. Chemistry Division. DL 118/16–RBG/18, 1967, p. 13–42.
120. *Glover R.B.* Chemical and physical changes at Geysir Valley, Wairakei, and their relationship to changes in borefield performance. — *Geochemistry*, 1977, DSIR Bull. 218, p. 19–27.
121. *Golding R.M., Speer H.G.* Alkali ion analysis of the thermal waters in New Zealand. — *N.Z.J. Sci.*, 1961, vol. 4, N 2, p. 203–213.
122. *Grange L.I.* The geology of the Rotorua-Taupo subdivision. — *N.Z. Geol. Surv. Bull.*, 1937, p. 37.
123. *Grindley G.W.* Geology of New Zealand geothermal stream fields. — In: Proc. Unit. Nat. Conf. New Sources Energy, Geothermal Energy, N.Y., 1964, vol. 2, pt 1, p. 237–245.
124. *Gringarten A.C., Stieltjes L.* Study of a geothermal field in the Asal active volcanic rift zone. — Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Palo Alto (Calif.): Stanford Univ., 1975, Dec. 15–17.
125. *Gupta M.L., Narain H., Gaur V.K.* Geothermal provinces of India as indicated by studies of thermal springs. Terrestrial heat flow, and other parameters. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 387–396.
126. *Healy J.* Structure and volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. — *Amer. Geophys. Union Monogr. Ser.* 6, 1962, p. 151–157.
127. *Ishikawa T., Minato M., Kuno H.* et al. Welded tuffs and deposits of pumice flow and Nuée Ardente in Japan. — In: Intern. Geol. Congr., Rept 20th sess. Mexico, 1957, 1, p. 137–150.

128. *Kartokusumo W., Mahon W.A.J., Seal K.E.* Geochemistry of the Kawah Kamojang geothermal system, Indonesia. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 757–759.
129. *Kelley K.K., Barany R., King E.S., Christiansen A.* Some thermodynamic properties of fluorlogopite mica. — U.S. Bur. Mines, Rept Invest., 1959, N 5436, 16 p.
130. *Klerkx I., Deutsch S., Pichler H., Zeil W.* Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, vol. 2, N 1, p. 49–71.
131. *Krishnaswamy V.S.* A review of Indian geothermal provinces and their potential for energy utilization. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 143–156.
132. *Kristmannsdottir H.* Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal areas. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 441–445.
133. *Lahsen A., Trujillo K.* The geothermal field of the El Tatio, Chil. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 170–177.
134. *Lister C.R.B.* Qualitative theory on the deep end of geothermal systems. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 459–463.
135. *Lloyd E.F.* The hot springs and hydrothermal eruptions of Waioatapu. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1959, vol. 2, N 1–2, p. 40–51.
136. *Machon W.A.J.* Waimangu geochemistry in New Zealand volcanology — Central volcanic region. — Geol. Surv. Inform. Ser., 1965, vol. 50, p. 46–48.
137. *Machon W.A.J.* Silica in hot water discharged from drillholes at Wairakei, New Zealand. — N.Z.J. Sci., 1966, vol. 9, p. 135–144.
138. *Machon W.A.J., Klyen I.E.* Chemistry of the Tokaanu-Waihi hydrothermal area. — N.Z.J. Sci., 1968, vol. 11, N 1, p. 140–158.
139. *Machon W.A.J., Finlayson J.B.* The chemistry of the Broadlands geothermal area, New Zealand. — Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, N 1, p. 48–68.
140. *Mercado S.G.* Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto Geothermal field, Baja, California, Mexico. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 492–494.
141. *Minakami T.* Fundamental research for predicting volcanic eruption, pt 1. — Bull. Earthquake Res. Inst., 1960, vol. 38, p. 497–544.
142. *Misutani Y., Asai., Hamasuna T.* Origin of neutral chloride thermal waters from the South-eastern part of Izu Peninsula, Japan. — Bull. Volcanol. Soc. Jap., 1975, vol. 19, N 3, p. 139–150.
143. *Modriniak N., Studt F.E.* Geological structure and volcanism of the Taupo-Tarawera district. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1959, vol. 2, p. 654–684.
144. *Molina R., Banwell C.J.* Chemical studies in Mexican Geothermal fields. — In: Geothermics: Proc. United Nations Symp., Pisa (Italy), 1970, Spec. Issue, 2, vol. 2, pt. 1, p. 1377–1391.
145. *Nakamura H., Sumi K.* Geological study of Matsukawa Geothermal area, northeast Japan. — Jap. Geol. Surv. Bull., 1967, vol. 18, N 2, p. 58–72.
146. *Nakamura H.* Mineral and thermal waters of Japan. — In: Intern. Geol. Congr. Rept 23rd sess. Mineral and Thermal Waters of the World. (B. Oversea Countries). Prague, 1969, 19, p. 45–62.
147. *Nakamura H.* Mineral and thermal waters of Japan. — Geological environment of Matsukawa Geothermal area, Japan. — In: Geothermics: Proc. Unit. Nat. Symp., Pisa (Italy), 1970, Spec. Issue, 2, vol. 2, pt 1, p. 221–231.
148. *Nakamura H.* Some considerations on an exploration program in geothermal areas. — In: Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources, 1976, vol. 1, p. 509–513.
149. *Narn I.A., Self S.* Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1978, vol. 3, N 1, p. 39–60.

150. *Olafsson, Riley J.P.* Geochemical studies on the thermal brine from Reykjanes, Iceland. — *Chem. Geol.*, 1978, vol. 21, p. 219–237.
151. *Palmason G.* Heat flow and hydrothermal activity in Iceland. — In: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area/Ed. L. Kristjansson*. 1974, p. 112–138.
152. *Petracco C., Squarci P.* Hydrological balance of Larderello geothermal region. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 1, p. 521–530.
153. *Picher H., Zeil W.* The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 35, p. 424–452.
154. *Purks J.M.* Cluster-analysis applied to multivariant geologic problem. — *J. Geol.*, 1966, vol. 74, N 5, p. 703–715.
155. *Reed M.J.* Geology and hydrothermal metamorphism in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 1, p. 539–547.
156. *Renner J.L., White D.E., Willms D.L.* Hydrothermal convection systems: Assessment of Geothermal Resources of the United States-1975. — *Geol. Survey Circ.* 726, 1975, p. 5–57.
157. *Romagnoli P., Cuellar G., Jimenez M., Ghezzi G.* Hydrogeological characteristics of the geothermal field of Ahuachapan, El Salvador. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 1, p. 571–574.
158. *Sato K., Ide T.* On structural characters and simulations of rock fracturing of geothermal areas in northeastern Japan. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 7, p. 575–581.
159. *Shoell M.* Heating and convection within the Atlantic II Deep Geothermal System of the Red Sea. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 1, p. 583–590.
160. *Shanker R., Radhi R.N., Arora C.L.* et al. Geothermal exploration of the Puga and Chumathang geothermal fields, Ladakh, India. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 1, p. 245–258.
161. *Shikazono N.* Possible cation buffering in chloride-rich geothermal waters. — *Chem. Geol.*, 1978, vol. 23, p. 239–254.
162. *Sigvaldson G.E.* Chemistry of thermal waters and gases in Iceland. — *Bull. Volcanol.*, 1966, vol. 29, p. 590–603.
163. *Sigvaldson G.E., Cuellar G.* Geochemistry of the Anuachapan thermal area, El Salvador. — In: *Geothermics. Proc. Unit. Nat. Symp., Pisa (Italy)*, 1970, Spec. Issue, 2, vol. 2, pt 1, p. 1392–1399.
164. *Smith I.H.* Geothermal development in New Zealand. — In: *Geothermics. Proc. Unit. Nat. Symp., Pisa (Italy)*, 1970, Spec. Issue, 2, vol. 2, pt 1, p. 232–247.
165. *Sorey M.L., Lewis R.E.* Convective heat flow from hot springs in the Long Valley Caldera, Mono County, California. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 5.
166. *Studt F.S., Thompson G.E.K.* Geothermal heat flow in the North Island of New Zealand. — *N.Z.J. Geol. and Geophys.*, 1969, vol. 12, N 4, p. 673–683.
167. *Sumi K., Tarashima I.* Absolute ages of the hydrothermal alteration haloes and associated volcanic rocks in some Japanese geothermal fields. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 1, p. 625–634.
168. *Takenouchi S., Kennedy G.C.* The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, 1965, vol. 263, p. 445–452.
169. *Tomassen J., Kristmannsdottir H.* High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, vol. 36, p. 123–134.
170. *Tompson B.N.* Quaternary volcanism of the central volcanic region. — *N.Z.J. Geol. and Geophys.*, 1964, vol. 7, N 1–2, p. 45–66.
171. *Truesdell A.H.* Geothermal techniques in exploration. — In: *Proc. Sec. Unit. Nat. Symp. Develop. and Use of Geotherm. Resources*, 1976, vol. 1.

172. *Ui T.* Geology of Ibusuki area, southern Kyushu, Japan. — Geol. Soc. Jap. J., 1967, vol. 73, 477 p.
173. *Walker G.P.L.* Acid volcanic rock in Iceland. — Bull. Volcanol., 1966, vol. 29, p. 375–399.
174. *Ward P.L., Björnsson S.* Microearthquakes swarms and the geothermal areas of Iceland. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 17, p. 3953–3981.
175. *Ward P.L.* Microearthquakes: Prospecting tools and possible hazard in the development of geothermal resources. — Geothermics, 1972, vol. 1, N 1, p. 1–12.
176. *White D.E.* Thermal waters of volcanic origin. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 68.
177. *White D.E., Hem J.D., Waring G.A.* Data of Geochemistry. Sixth Edition. Chapter F. Chemical Composition of Subsurface Waters. — U.S. Geol. Surv. Profess. Pap. 440-F, 1963, p. 40–51.
178. *White D.E.* Hydrology, activity and heat flow of the Steamboat Springs thermal system, Washoe Country, Nevada. — U.S. Geol. Surv. Profess. Pap. 458-C, 1968, 109 p.
179. *White D.E., Muffler L.J.P., Truesdell A.H.* Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. — Econ. Geol., 1971, vol. 76, N 1, p. 75–97.
180. *Wilson S.H.* Chemical investigations at Waiotapu; chapt. 9. — In: Waiotapu geothermal field. N.Z. DSIR Bull. 155, 1963, p. 87–118.
181. *Yamada E.* Study on the stratigraphy of Onikobe area, Miyagi Pref. Japan. — Jap. Geol. Surv. Bull., 1972, vol. 23, p. 217.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИЗА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД . . . . .	4
<i>Глава I</i>	
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ . . . . .	5
Связь гидротермальных систем с глобальными тектоническими структурами	5
Долгоживущие вулканические центры, их гидротермальная деятельность и сейсмоактивность . . . . .	8
Тепловой потенциал ДВЦ и гидротермальных систем . . . . .	12
Связь гидротермальных систем с определенными типами и ассоциациями вулканических пород . . . . .	23
Длительность и периодичность проявления эндогенной активности долгоживущих вулканических центров . . . . .	31
<i>Глава II</i>	
КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ВУЛКАНИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПАУЖЕТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА . . . . .	40
История геологического и гидрогеологического изучения Паужетского геотермального района . . . . .	40
Геологическое строение и эволюция Паужетского долгоживущего вулканического центра . . . . .	41
Гидрогеотермические особенности Паужетского месторождения гидротерм	53
Геологические и гидрогеотермические особенности субповерхностных термоявлений Паужетской системы . . . . .	56
<i>Глава III</i>	
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ . . . . .	66
Типы гидротерм Паужетской вулкано-тектонической депрессии . . . . .	66
Газовый состав паужетских гидротерм . . . . .	77
Геохимические типы современных гидротерм областей активного вулканизма . . . . .	81
Геохимия отдельных групп химических элементов в современных гидротермах . . . . .	92
Гидрогеохимический режим паужетских гидротерм . . . . .	120
Геохимическая зональность вод в гидротермальных системах . . . . .	137
<i>Глава IV</i>	
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА. ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ В НЕОДНОРОДНОМ ТЕПЛОМ ПОЛЕ . . . . .	151
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	169
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	171

2 р. 20 к.

18864

