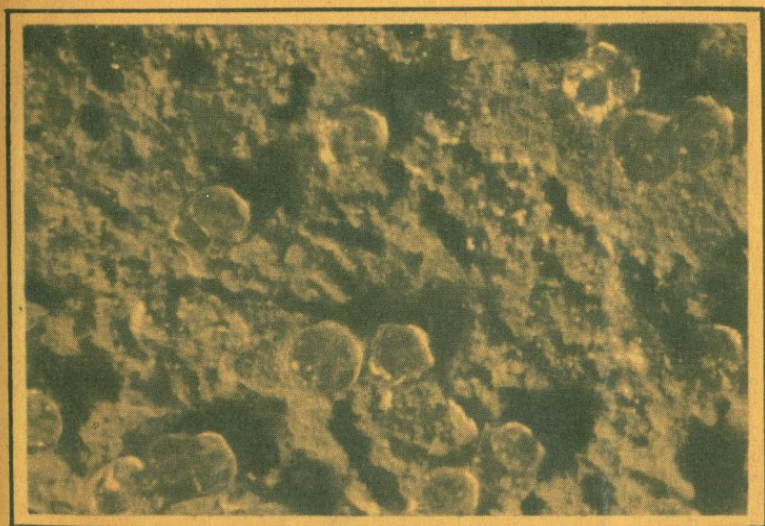




Г. А. Карпов

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ
СКВАЖИНАХ**



Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Дальневосточный научный центр
Ордена Трудового Красного Знамени
Институт вулканологии

Г. А. Карпов

549.3

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ
СКВАЖИНАХ**



Издательство
«Наука»
Москва, 1976



1963



Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. Г.А.Карпов. М., "Наука", 1976 г.

В книге описаны работы по исследованию процессов минералообразования в геотермальных скважинах. Эксперименты проводились в трех месторождениях гидротерм на Камчатке.

Полученные минералообразования, а также данные о физико-химическом составе растворов позволили охарактеризовать условия метасоматических процессов, протекающих под воздействием гидротерм.

Ответственный редактор

С. И. НАБОКО

ВВЕДЕНИЕ

Современные гидротермальные системы, пространственно приуроченные к областям молодого вулканизма, являются очагами поствулканических процессов, протекающих до настоящего времени и приведших к образованию мощных толщ гидротермально-измененных пород.

В результате глубокого бурения на гидротермальных системах Новой Зеландии (Вайракей, Вайотапу), СССР (Камчатка, Курильские о-ва), Исландии, Японии и других областей наряду со сведениями гидрогеологического плана был получен ценнейший материал по гидротермальному минералообразованию в зонах циркуляции современных гидротерм (Steiner, 1953; Ellis, Wilson, 1955; Ellis, 1960; Набоко, 1959-1968; Сигвальдасон, Уайт, 1965; Русинов, 1965 и др.).

В настоящее время складывается представление, что характер и геохимический эффект перерождения современных гидротермально-измененных участков земной коры сопоставимы с метаморфическими образованиями более древних вулканических областей (Набоко, 1961, 1966; Коржинский, 1961; Русинов, 1966, 1968).

В качестве новообразований по стеклу и пороодообразующим минералам, а также в тектонических и метасоматических трещинках и порах вулканогенных пород молодых гидротермальных систем обнаружен обширный комплекс гидротермальных минералов, количество которых на некоторых месторождениях термальных вод насчитывается свыше пятидесяти (Набоко и др., 1965; Набоко, 1970). Наиболее распространенными из них являются: кварц, кальцит, ломонтит, монтмориллонит, альбит, адуляр, пирит, хлорит, в меньшей степени - апатит, сфен, эпидот, пренит, гипс, анальцит, морденит, вайраakit, шабазит, томсонит, натролит и др.

Термальные растворы, вскрытые скважинами или выходящие в виде источников и гейзеров по естественным трещинам в зоне разгрузки, имеют различную степень и характер минерализации - от натрово-хлоридной до сульфатной сложного состава. Общая минерализация обычно варьирует в пределах первого десятка граммов на литр. В некоторых случаях в растворах обнаружено чрезвычайно

высокое содержание растворенных компонентов (до 300 г/л, скважина в Солтон-Си, Южная Калифорния), приближающих эти растворы к своеобразным рассолам (Уайт и др., 1965).

Из естественных термальных растворов на выходе источников осаждаются растворенные соли, которые фиксируются в виде травертинов, гейзеритов и арагонитовых отложений, содержащих зачастую также и рудные компоненты (Лебедев, 1965). Непосредственно в русле термальных источников происходит современная кристаллизация пирита и марказита (Набоко, 1959; Зотов, Русинов, 1968), ярозита (Набоко, Филькова, 1966; Зотов, 1968), алунита (Сидоров, 1966; Зотов, 1968), монтмориллонита, бернесита, пиролюзита (Зотов, 1968), аурипигмента и реальгара (Набоко, Главатских, 1970; Павлов, Карпов, 1972).

Высокая температура на глубине первых сотен метров (200°C на Паужетке, 295°C на Вайотапу, около 370°C на Солтон-Си), значительные дебиты вскрытых скважинами растворов, очевидная свежесть новообразованных гидротермальных минералов в кернах геотермальных скважин позволяют предполагать генетическую связь этих минералов с современными растворами и относить последние к типу минерало- и рудообразующих гидротермальных растворов, в какой-то мере сходных с гидротермами, образовавшими древние гидротермальные месторождения. Обращает на себя внимание сходство парагенетических ассоциаций гидротермальных минералов действующих гидротермальных систем с гидротермальной пропилитизацией, типичной для более древних вулканогенных толщ.

Тем не менее физико-химические условия образования современных гидротермальных минералов в пропилитах субвулканической фации глубинности изучены недостаточно. Представление о генетической связи вторичных и порово-трещинных минералов в недрах действующих гидротермальных систем с современными растворами до сих пор вызывает сомнения у ряда исследователей (Русинов, 1965 и др.). Вместе с тем анализ условий их образования только с позиций глубинности (Коржинский, 1961) сталкивается с рядом противоречий — например, широкое развитие таких явно глубинных, по Д.С. Коржинскому, минералов, как эпидот, пренит, альбит в приповерхностных зонах современной колонки пропилитизации (Набоко и др., 1965; Трухин, 1969; Steiner, 1953), постоянный парагенезис совершенных кристаллов ломонтита и эпидота на небольшой глубине (Петрова, 1970; Набоко и др., 1965), проявление адуляризации преимущественно в верхах разрезов и т.д. Термодинамические расчеты, основанные на использовании простейших уравнений идеализированных реакций, и лабораторные эксперименты, имитирующие природные процессы минералообразования, несмотря на их большую информативность, все же довольно далеки от отражения реальных природных условий.

Задача заключается в том, чтобы получить эмпирические данные, наиболее соответствующие реальным природным условиям минералообразования.

С этой целью в 1963 г. на Паужетском месторождении термальных вод были начаты эксперименты непосредственно в геотермальных скважинах, которые использовались в качестве природных автоклавов. Эксперимент максимально приближался к натуре. Те же термальные воды, которые циркулируют в настоящее время по трещинам пропилитизированных боковых пород месторождения, были призваны в своем естественном состоянии принять участие в перерождении эталонов экспериментальных пород и минералов.

Задачи и условия проведения экспериментов. Обзор литературы по изучению условий гидротермального минералообразования на современных гидротермальных системах показал, что идея использования геотермальных скважин в качестве природных химических лабораторий не является новой.

Так, Стейнер в 1953 г. (Steiner, 1953) сообщил об экспериментах в скважинах на месторождении Вайракей (Новая Зеландия), где в условиях слабокислых хлоридно-натриевых растворов при температуре от 100 до 265°C исследовались поля устойчивости кварца, альбита и ортоклаза на различных глубинах.

Кварц после выстаивания на глубине 670 м ($T=250^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}=5,7$) обнаружил заметные следы растворения.

Кристаллы альбита легко растворялись на всех глубинах до 350 м и обрастали новообразованным альбитом глубже 350 м ($T > 150^{\circ}\text{C}$). Альбит кристаллизовался в том интервале, где в керне был обнаружен вторичный альбит. Кристаллы ортоклаза на всех глубинах, вплоть до 1000 м, оказались устойчивыми.

Эллис (Ellis, 1960) на этом же месторождении поставил опыт с природным вулканическим стеклом дацитового состава. Дробленный образец выстаивался в скважине на глубине 350 м ($T=230^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}_{\text{расч}}=4,7$) в течение 17 дней. Раствор, циркулирующий в разрезе скважины, имел на этой глубине существенно хлоридно-натриевый состав с общей минерализацией около 3 г/л и высокое содержание растворенного CO_2 (300 мг/л). После эксперимента в породе рентгеноструктурным анализом была обнаружена кристаллическая фаза цеолита - морденит.

Смит (Smith, 1958) сообщил об экспериментах в скважинах на том же месторождении Вайракей с образцами кремнезема и кальцита. Все образцы кремнезема, включая и кварц, при выстаивании на глубине 600 м подверглись значительному растворению. Кальцит же, напротив, оказался устойчив в этих условиях ($T=255^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}=4,7$).

Эти эксперименты позволили Смицу сделать вывод о том, что на глубине 600 м в окружающих породах не происходит отложение минералов кремнезема и кальцита. Минеральные отложения, главным образом аморфного кремнезема, образуются по его наблюдениям из воды скважин при температуре около 100°C в приповерхностной обстановке.

Этими данными по существу исчерпываются экспериментальные работы в скважинах по минералообразованию в современных гидротермальных системах. Известен еще ряд экспериментов по перерож-

дению эффузивных пород в обстановке горячих источников и фумарол (Minato et al., 1963; Ewasaki et al., 1964), результаты которых совпадают с естественным изменением пород, контактирующих с природными растворами в аналогичных условиях (Sigwaldson, 1969).

Таким образом, уже первые эксперименты в обстановке реальных гидротермальных систем показали большие возможности этого направления исследований. Несмотря на низкую общую минерализацию растворов и довольно кратковременный срок воздействия этих растворов на эталоны пород и минералов, полученные новообразования свидетельствуют о том, что обнаруженные в кернах геотермальных скважин альбит, кварц, морденит и другие минералы кристаллизовались под влиянием современных растворов и находятся с ними в равновесии. Наши экспериментальные работы имели более широкую программу и гораздо больший набор экспериментальных объектов в различных режимах T , P , pH , состава растворов. Несоизмеримо более длительным было и время выстаивания эталонных образцов в растворах, циркулирующих в скважинах.

Основными задачами экспериментов являлись следующие:

1. Изучение физико-химических параметров современного гидротермального минералообразования на примерах различных типов геотермальных месторождений.
2. Исследование степени и характера изменения различных по составу и структуре пород и минералов в глубинных природных растворах.
3. Установление возможных критериев оценки направленности изменения режима гидротермальных систем во времени.

ОБЪЕКТЫ ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ. ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД И ХИМИЗМ ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Глава I

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГИДРОТЕРМ

Предварительные минералого-петрографические исследования разрезов гидротермальноизмененных пород на ряде разбуриваемых современных гидротермальных систем позволили наметить для Экспериментов три месторождения термальных вод Камчатки - Паужетское, Большебанное и Среднепаратунское.

Все три месторождения характеризуются сходством структурного плана. Они приурочены к крупным грабенам, сопряженным с положительными структурами типа экстрозивных куполов кислого состава. При этом экстрозии моложе разломов, по которым заложилась грабены. Возраст рассматриваемых грабенов не идентичен. Большебанная и Паратунская (куда входит участок Среднепаратунского месторождения) структуры заложены и формировались в палеоген-неогеновое время. Паужетская - более молодая - относится к древне-среднечетвертичному времени.

Естественные очаги разгрузки гидротерм на всех трех месторождениях приурочены к низким гипсометрическим уровням (ниже выходов экстрозивных куполов) и, как правило, четко фиксируют зоны тектонических нарушений.

Химизм термальных растворов, выведенных скважинами на поверхность, для каждого месторождения различен. Паужетское месторождение характеризуется существенно хлоридно-натриевым составом гидротерм, имеющих общую минерализацию порядка 3 г/л и $pH = 8,0$. Здесь зафиксирована самая высокая к настоящему времени на Камчатке температура гидротерм на глубине до $200^{\circ}C$. Растворы Большебанного и Среднепаратунского месторождений близки по общей минерализации (порядка 1 г/л) и основному минеральному составу (кальциево-натриево-бикарбонатно-хлоридно-сульфатные). В то же время на Большебанном месторождении отмечается повы-

шенное содержание кальция и бикарбоната и более высокая температура (до 180°C) по сравнению со Среднепаратунским (не более 90°C).

По состоянию коллекторов термальных вод эти месторождения подразделяются на два типа (Белоусов, 1967). К первому относится более молодое Паужетское месторождение, характеризующееся хорошей поровой проницаемостью и трещиноватостью вулканогенно-осадочных водовмещающих толщ (коэффициент поровой проницаемости псефитовых туфов дацита достигает 100 мдарси). Более древние Большебанное и Среднепаратунское месторождения относятся ко второму типу систем. В них фильтрация растворов происходит по трещиноватым зонам. Поровая проницаемость пород, слагающих эти месторождения (главным образом андезиты), составляет $10^{-3}-10^{-1}$ мдарси, в то время как по данным опытных откачек из скважин Среднепаратунского месторождения эффективные коэффициенты проницаемости составляют около 800 мдарси.

Соответственно этим подразделениям метасоматический профиль месторождений также характеризуется четкими различиями. Так, для Паужетского месторождения, имеющего порово-трещинный коллектор, отмечается вертикальная метасоматическая зональность, одинаково хорошо проявляющаяся и по трещинкам, и по порам, и по породе в целом. Минералогическая зональность определяется закономерным изменением с глубиной режима температуры и соответственно гидрохимической зональностью растворов в вертикальном профиле. На Большебанном и Среднепаратунском месторождениях вертикальной метасоматической зональности не обнаружено. Здесь гидротермальные минералы широко развиты главным образом по трещинам, и лишь в зонах интенсивной трещиноватости сами породы испытывают значительное перерождение. Монолитные целики пород остаются почти без изменения.

Следует отметить, что, несмотря на различный химический состав и минерализацию термальных растворов рассматриваемых месторождений, ассоциации гидротермальных минералов, обнаруженные в кернах последних, имеют много общего. На всех трех месторождениях наиболее развиты кварц, кальцит, ломонтит, хлорит, альбит, пирит, в меньшей степени — адуляр и эпидот (последний наиболее распространен на Среднепаратунском месторождении).

Отмеченные минералы считаются характерной ассоциацией средне-температурной пропилитизации (Коржинский, 1961).

Ниже приводится характеристика гидротермальных изменений вмещающих гидротерм пород и химический состав растворов по экспериментальным скважинам этих месторождений.

ПАУЖЕТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГИДРОТЕРМ

Паужетское месторождение гидротерм расположено на юге Камчатки, в долине р. Паужетки. Оно приурочено к северо-западному крылу брахиантиклинального поднятия Камбального хребта, сформировавшее-

гося в среднечетвертичное время в центральной части крупной отрицательной структуры.

Геология Паужетского месторождения рассмотрена в большом числе работ (В.В. Аверьев, А.Е. Святловский, 1961; В.В. Аверьев, 1961; С.И. Набоко, Б.И. Пийп, 1961; С.И. Набоко, 1963; Г.А. Карпов, В.М. Сугробов, 1964; В.И. Белоусов, 1966 и др.), из них наиболее полная характеристика месторождения дана в сборнике "Паужетские горячие воды на Камчатке" (1965).

Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование на участке Паужетского месторождения

Породы участка месторождения интенсивно метаморфизированы. По интенсивности метаморфизма выделяются породы паужетской свиты, к которой по гидрогеологическим данным приурочен основной поток высокотемпературных гидротерм. По данным детальных исследований, на месторождении выделены следующие зоны гидротермальноизмененных пород (сверху вниз) и ассоциации вторичных минералов (Набоко, Карпов, Розникова, 1965):

I. Зона кислотного выщелачивания:

- 1) Каолинит + лимонит + опал, 2) Каолинит + опал + алунит,
- 3) Каолинит + монтмориллонит + опал + пирит.

II. Зона аргиллизации и цеолитизации:

- 1) Монтмориллонит + анальцит, 2) Монтмориллонит + анальцит + морденит.

III. Зона цеолитизации и фельдшпатизации:

- 1) Ломонтит + адуляр (сопутствующие - кальцит, кварц, монтмориллонит, хлорит, сфен, эпидот, пренит), 2) Ломонтит + адуляр + альбит (сопутствующие - кальцит, кварц, монтмориллонит, хлорит, сфен, апатит, эпидот, пренит).

IV. Зона пропилитизации:

- 1) Кальцит + хлорит + пирит (сопутствующие - ломонтит, альбит, кварц, сфен, апатит, пренит, эпидот), 2) Кальцит + хлорит + пирит + ангидрит (сопутствующие - альбит, кварц, сфен, апатит, пренит, эпидот), 3) Кальцит + хлорит + пирит + гидросерпичит (сопутствующие - альбит, кварц, сфен, пренит, эпидот), 4) Кальцит + хлорит + пирит + ломонтит.

V. Подзона окварцевания (по разломам):

- 1) Кварц + адуляр (сопутствующие - апатит + сфен), 2) Гидрослюда + кварц + пирит, 3) Гидрослюда + кварц + кальцит + пирит.

На Паужетском месторождении к настоящему времени обнаружено 54 вторичных минерала (Приложение, табл. I), из которых наибольшим развитием пользуются монтмориллонит, ломонтит, кальцит, хлорит, кварц, альбит, адуляр, пирит, в меньшей степени эпидот, сфен, магнетит.

*Гидротермальное изменение пород по разрезу
«экспериментальной» скв. К-8*

Скв. К-8 пробурена до глубины 351,2 м и вскрыла напорные перегретые воды с максимальной температурой 175°C и минерализацией 3,12 г/л (на выходе). Характер преобразования пород с глубиной существенно изменяется. В разрезе скважины наблюдаются следующие разности пород (снизу вверх):

1. Интервал 351,2–312 м. Туфобрекчия андезитового состава темно-бурого цвета, крупнообломочная, плотноцементированная. Обломки андезитов и реже базальтов достигают 20 см. Цемент вторичный – карбонатный, хлоритовый и цеолитовый. Вторичные минералы развиваются по пепловому цементу. Обломки пород изменены гораздо слабее цемента. Вкрапленники плагиоклазов и пироксенов, как правило, свежие; новообразования хлорита, кальцита, реже ломонтита и пирита отмечаются по периферии и по трещинкам зерен.

2. Интервал 312–299 м. Переслаивающиеся псефитовые и псаммитовые туфы – плотные, слоистые, темно-серого цвета. По всем породам, особенно по псефитовым туфам, наблюдается хлоритизация, карбонатизация и цеолитизация (ломонтит).

3. Интервал 299–239 м. Псефитовые литокристалловитрокластические туфы зеленовато-серого цвета. Обломки размером до 3–4 см представлены андезитом, реже базальтом, плагиоклазом, пироксеном и магнетитом. Цемент слабо хлоритизирован, в большей степени замещен кальцитом. Последний, наряду с ломонтитом, интенсивно развивается также по обломкам и вкрапленникам плагиоклаза. Плагиоклаз обнаруживает отчетливую деанортизацию по трещинкам и по периферии зерен.

4. Интервал 239–212 м. Туфовая брекчия среднего состава, плотная, темно-серого цвета. Обломки представлены андезитом, пемзой и базальтом. Пепловый цемент хлоритизирован и карбонатизирован. Иногда отмечаются скопления крупнотаблитчатого ломонтита. По зернам плагиоклаза развивается кальцит, ломонтит и скелетные кристаллы альбита (рис. 1). На глубине 235 м отмечается зона трещиноватости с отчетливыми зеркалами скольжения. Трещинки залечены кальцитом (реже ломонтитом) с зеленым хлоритом в альбандах.

5. Интервал 212–64 м. Псефитовые и алевропелитовые туфы паужетской свиты. Более грубообломочные туфы в основании толщи постепенно переходят вверх по разрезу в пепловые и пеплово-пемзовые туфы. Псефитовый туф – литокристалловитрокластический с обломками дацита, андезита, плагиоклаза, реже пироксена и рудного минерала. В верхах толщи встречаются мелкие обломки кварцованных пород. По цементу туфа развиты кальцит, монтмориллонит, ломонтит (рис. 2), в отдельных участках отмечается окварцевание и развитие глинистых минералов зеленого цвета. В отличие от нижних горизонтов на этом уровне по плагиоклазу развивается не альбит, а адуляр и мелкотаблитчатый ломонтит. Пироксен, большей частью



Рис. 1. Замещение таблиц плагиоклаза альбитом (*Alb*), адуляром (*Ad*) и ломонитом (*Lm*). Николи скрещены, увел. 180, обр. 6609, скв. К-8, глубина 239 м



Рис. 2. Замещение цементирующей стекловатой массы и поровых пространств псефитовых туфов дацита: в центре пор - халцедон, по периферии - кальцит (иногда ломонит) и глинистый минерал (обр. 6549, скв. К-8, глубина 79 м). Николи скрещены, увел. 320

свежий, изредка карбонатизирован. Вокруг зерен титаномагнетита развиты каемки лейкоксена. В интервале глубин 83–116,0 м стенки пор в пеплово-пемзовых туфах инкрустированы мельчайшими изотропными кристалликами кристобалита игольчатого габитуса. В порах, наряду с обильным развитием монтмориллонита, встречаются редкие тонкотаблитчатые кристаллики гмелинита и кубического анальцима.

6. Интервал 64–19,0 м. Туф алевритовый кристалловитрокластический дацитового состава, с редкими прослоями пемзовых туфов, плотный, участками слоистый. По всей толще наблюдается слабая трещиноватость. В трещинках развит мелкозернистый ломонтит. Цементирующая пепловая масса и стекло пемзы в прослоях замещены мелкозернистым ломонтитом, игольчатым α -кристобалитом и желто-зеленым чешуйчатым монтмориллонитом. Плагиоклаз и пироксен большей частью свежие.

7. Интервал 19–12,5 м. Туф алевро-псаммитовый литовитрокластический буровато-зеленоватого цвета. Обломки андезитов и базальтов практически свежие. По трещинкам и по пепловой массе цемента наблюдается слабое развитие мелкочешуйчатых глинистых минералов зеленого цвета.

Описанные отложения несогласно перекрываются современными валунно-галечными образованиями долины р. Паужетки. В пустотах последних иногда встречается халцедон натечной, почковидной формы. По разрезу скважины наблюдается четкая вертикальная метасоматическая зональность, выразившаяся в смене приповерхностной зоны развития глинистых минералов, анальцима, птилолита и гмелинита, более глубинной зоной адуляризации и цеолитизации (ломонтит), переходящей еще глубже в зону цеолитизации и альбитизации (альбит + ломонтит + кальцит).

Зеленые глинистые минералы прослеживаются по трещинкам и порам на значительную глубину. Кривые нагревания этих минералов, отобранных главным образом из пор в пемзовых туфах и из трещинок с глубин 134 и 169 м, обнаруживают большое сходство между собой и близки нонтрониту метасоматического происхождения (Витовская, 1962). Глинистый минерал, отобранный из трещинок в псефитовых туфах с глубины 315 м, имеет отличающуюся от первых термику, сходную с таковой для метасоматического нонтронита с примесью гидробитота. Широкий интервал развития имеют также кальцит и ломонтит (выполняют трещинки в приповерхностной зоне и по всему исследованному разрезу). Замещение минералов и основной массы пород разного состава происходит по зонам разной глубинности (Приложение, табл. II–IV).

Наличие крупных пор и трещинных зон в породах способствует сравнительно хорошей циркуляции термальных растворов. Отсутствие следов перекристаллизации и растворения минералов, заполняющих пустоты и трещинки, позволяет судить об их стабильности в современных условиях и, следовательно, в какой-то степени отражает среду их образования.

Замещение плагиоклаза адуляром и альбитом однозначно говорит о его неустойчивости в глубинных термальных хлоридно-натриевых растворах, а зональное развитие адуляра и альбита в вертикальном профиле в зависимости от расположения современных термоизогипс очерчивает поле стабильности этих минералов.

Литолого-минералогический разрез другой использованной для экспериментов скв. К-7, пробуренной до глубины 219,8 м, в основном сходен со скв. К-8. Однако, в связи с более высокой температурой (190°C), зона развития альбита здесь поднимается до глубины 170 м (по сравнению с глубиной 183 м в скв. К-8).

Химизм термальных вод Паужетского месторождения

С.И. Набоко (1963, 1965) на Паужетском месторождении выделила три типа термальных растворов.

1. Трещинные воды с минерализацией 2,6-3,4 г/л, меняющиеся по составу от щелочных (рН=8,2) натриево-хлоридных вблизи поверхности до слабокислых кальциево-натриево-сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных на глубине.

2. Поровые растворы глубоких зон, сульфатно-хлоридные, кальциево-натриевые с меняющимся составом и кислотностью-щелочностью; минерализация их достигает 11,4 г/л, рН=6,1-9,1.

3. Поровые растворы в поверхностной зоне конденсации парасульфатные, сложный катионного состава, с рН=3-4 и минерализацией до 13 г/л.

Все три типа растворов тесно связаны генетически: исходными являются трещинные хлоридно-натриевые воды с относительно большой скоростью фильтрации. Они более всего близки по составу к глубинным растворам (Набоко, 1969; Арсанова, 1969, 1972).

Наиболее полно изучены трещинные термальные воды, изливающиеся из пробуренных скважин и естественных источников основного продуктивного водоносного комплекса в толще псефитовых туфов паужетской свиты (Сугрбов, 1965; Аверьев, Сугрובה, 1965). Они характеризуются на изливе высоким содержанием ионов хлора ($Cl:SO_4 = 18,21$) и натрия.

Химизм растворов в скв. К-7 и К-8

Обе скважины вскрыли напорные перегретые хлоридно-натриевые растворы с минерализацией 3,0-3,3 г/л. В скв. К-8 произведено глубинное опробование в интервале 30-160 м и режимное опробование растворов на изливе во время годичных опытных выпусков. В скв. К-7 по техническим причинам глубинный отбор проб не проводился.

Скважина К-7. Исследовался химизм растворов на изливе во время пробных выпусков. Как видно из рис. 3 и табл. 1, содержания основных компонентов - Na и Cl - имеют четко выраженные согласо-

Таблица 1

Состав термальных растворов на изливе скв. К-7

Компоненты	4/V 1960 г. Проба 1			2/XI 1960 г. Проба 2		
	мг/л	мг-экв/л	мг-экв.%	мг/л	мг-экв/л	мг-экв.%
NH ₄ ⁺	1,0	0,06	0,14	0,4	0,02	0,04
Na ⁺	852,6	37,07	89,70	1016,4	44,18	90,57
K ⁺	62,1	1,60	3,87	80,9	2,07	4,24
Ca ²⁺	46,2	2,31	5,59	42,4	2,12	4,35
Mg ²⁺	3,5	0,29	0,70	4,7	0,39	0,80
Fe ²⁺	He обн.	-	-	He обн.	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
Сумма	965,4	41,33	100,00	1144,8	48,78	100,00
Cl ⁻	1384,4	39,04	94,46	1640,0	46,26	94,84
HCO ₃ ⁻	20,7	0,34	0,82	5,0	0,09	0,18
CO ₃ ²⁻	16,8	0,56	1,36	22,8	0,76	1,56
SO ₄ ²⁻	66,3	1,39	3,36	80,2	1,67	3,42
Сумма	1488,2	41,33	100,00	1748,0	48,78	100,00
pH	8,0			8,1		
H ₂ SiO ₃	296,7			330,3		
HBO ₂	151,1			153,8		
CO ₂	288,0			-		
H ₂ S	7,0			-		
NH ₃	12,0			-		
Na/Cl	0,62			0,62		
Cl/SO ₄	20,83			20,45		
Na/K	13,73			12,56		

Аналитик Т.В. Ренне

ванные вариации; отношение Na/Cl во всех пробах сохраняется постоянным и близко к 0,60. Состав растворов не претерпевает существенных изменений во времени; исключение составляет проба 1 на начальном этапе опробования, когда скважина не вошла еще в устойчивый режим. Так же как и в скв. К-8, здесь наблюдается неустойчивый режим поступления CO₂ и H₂S.

Основные экспериментальные работы были проведены в скв. К-8 (получены также и максимальные данные по химизму термальных растворов).

Скважина К-8. Химические анализы проб, отобранных во время непрерывных годичных опытных выпусков, показали, что растворы имеют относительно устойчивое содержание основных компонентов — Na и Cl. При слабых вариациях их содержания в различных пробах отмечается четкая выдержанность отношения Na/Cl = 0,63 на протяжении всего периода выпусков. Это же значение сохраняется и в

	21/I 1961 г. Проба 3			4/XII 1964 г. Проба 4		
	мг/л	мг-экв/л	мг-экв.%	мг/л	мг-экв/л	мг-экв. %
	0,4	0,02	0,04	0,1	0,01	0,02
	983,7	42,77	90,52	1002,6	43,59	90,80
	79,6	2,04	4,32	74,0	1,90	3,96
	44,5	2,22	4,70	44,4	2,22	4,62
	2,4	0,20	0,42	3,5	0,29	0,60
He обн.	-	-	-	He обн.	-	-
	-	-	-	-	-	-
	1110,6	47,25	100,00	1124,6	48,01	100,00
	1591,6	44,90	95,04	1619,3	45,68	95,15
	2,4	0,04	0,08	3,7	0,06	0,12
	22,8	0,76	1,60	20,4	0,68	1,42
	74,2	1,55	3,28	76,3	1,59	3,31
	1691,0	47,25	100,00	1719,7	48,01	100,00
	8,2			8,2		
	330,2			338,0		
	151,9			154,9		
	340,3			389,2		
	24,6			13,2		
	26,3			11,5		
	0,62			0,62		
	21,45			21,22		
	11,10			13,55		

пробе, отобранной после проведения экспериментов (табл. 2, проба 4).

Такие компоненты как K, Ca, H₂SiO₃ испытывают постепенное увеличение концентрации в процессе выпусков, что может свидетельствовать о прогрессирующем выщелачивании этих компонентов из боковых пород по мере увеличения температуры по стволу скважины. Показательно, что отношение Na/K в процессе выпусков постепенно понижается за счет обогащения раствора калием. Особенно высокое содержание K⁺ отмечено в пробе 4, которая отобрана на изливе после годичного выстаивания скважины во время проведения экспериментов (рис. 4,а).

Заметные вариации отмечаются для компонентов газо-паровой фазы. Содержание CO₂ в 1 л. конденсата, отобранном 7 октября 1960 г., в два раза превышает содержание его в пробе от 20 мая 1961 г. Концентрация H₂S варьирует от 3,1 до 15,4 мг/л. Однако

Таблица 2

Состав термальных растворов на изливе скв. К-8

Компоненты	7/X 1960 г. Проба 1			20/V 1961 г. Проба 2		
	мг/л	мг·экв/л	мг·экв.%	мг/л	мг·экв/л	мг·экв.%
NH ₄ ⁺	0,4	0,02	0,04	0,2	0,01	0,02
Na ⁺	932,2	40,53	90,55	949,7	41,29	90,38
K ⁺	51,3	1,31	2,98	54,8	1,40	3,06
Ca ²⁺	52,2	2,61	5,83	52,2	2,61	5,71
Mg ²⁺	3,5	0,29	0,65	4,6	0,38	0,83
Сумма	1039,6	44,76	100,00	1061,5	45,69	100,00
Cl ⁻	1480,0	41,77	93,32	1515,5	42,75	98,56
SO ₄ ²⁻	112,9	2,35	5,25	106,2	2,21	4,84
HCO ₃	4,9	0,08	0,18	3,0	0,05	0,11
CO ₃ ²⁻	16,8	0,56	1,25	20,4	0,68	1,49
Сумма	1614,6	44,76	100,00	1645,1	45,69	100,00
H ₂ SiO ₃	279,5			284,0		
HBO ₂	146,8			150,5		
pH	8,2			8,2		
CO ₂	211,0			109,2		
H ₂ S	14,0			3,1		
NH ₃	12,0			9,7		
Na/Cl	0,63			0,63		
Cl/SO ₄	13,10			14,27		
Na/K	18,17			17,33		

Примечание. pH измерялся при 25°C. Аналитик Т.В. Ренне, (пробы 1-3), В.Р. Лебедев (проба 4)

показательно, что повышенное содержание H₂S обнаружено в тех же пробах, в которых наблюдается высокая концентрация CO₂. Это может свидетельствовать о подтоке более глубоких эндогенных растворов.

Эксперименты проходили в скважинах, заполненных термальным раствором. В силу напорного характера гидротермальной системы, а также взаимодействия скважин, обнаруженного при опытных выпусках, в стволе даже закрытой скважины существуют условия циркуляции растворов. То есть в условиях экспериментов в скважинах мы, по существу, имели дело с трещинными полостями со свободной циркуляцией растворов. Солевой состав раствора определяется, видимо, суммарной величиной глубинной минеральной составляющей и выщелоченного вещества из боковых пород.

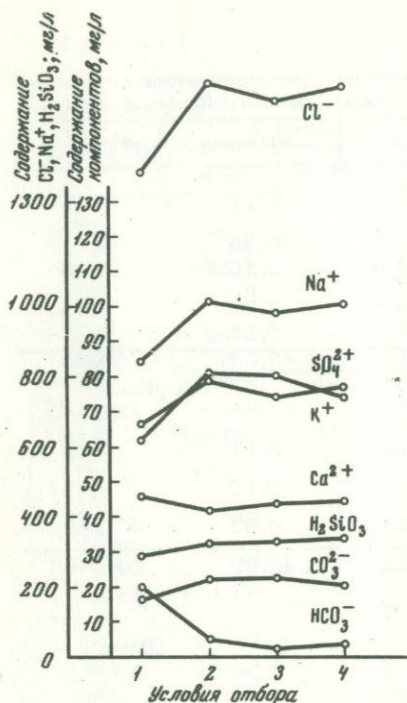
Лабораторными экспериментальными работами установлено, что даже при P = 1 атм и T = 25-100°C, при pH = от 4,5 до 7 из гор-

1/X 1961 г. Проба 3			21/VIII 1968 г. Проба 4		
мг/л	мг·экв/л	мг·экв.%	мг/л	мг·экв/л	мг·экв.%
0,2	0,01	0,02	2,0	0,11	0,24
925,3	40,23	90,05	929,0	40,39	88,71
56,5	1,45	3,24	84,4	2,16	4,75
56,0	2,80	6,27	54,2	2,70	5,93
2,3	0,19	0,42	2,1	0,17	0,37
1040,3	44,68	100,00	1071,7	45,53	100,00
1480,9	41,77	98,48	1483,6	41,85	93,16
106,2	2,21	4,95	101,6	2,11	4,79
2,4	0,04	0,09	6,1	0,10	0,21
19,8	0,66	1,48	24,9	0,83	1,84
1609,3	44,68	100,00	1606,2	44,89	100,00
313,3			310,7		
154,6			He опр.		
8,2			8,2		
He опр.			260,0		
11,6			15,4		
11,5			He опр.		
0,63			0,63		
13,94			14,60		
16,37			11,10		

ных пород в раствор переходят в значительных количествах Na, K и Ca (Набоко, Сильниченко, 1960; Сильниченко, 1961; Смирнов, Матвеева, 1963). Причем чем кислее исходный раствор, тем энергичнее он нейтрализуется. Смирнов и Матвеева (1963) показали также, что существует прямая зависимость интенсивности выщелачивания от скорости фильтрации растворов, влияющей на установление динамического равновесия в системе раствор - порода.

Для получения объективных данных о концентрации и составе термальных растворов на глубине существует два метода. Первый включает в себя **раздельный** анализ водной и газо-паровой фаз, отобранных из устья скважин, и расчет на их основе глубинного состава растворов. Второй предполагает непосредственный отбор глубинных **гомогенных** проб. И первый и второй методы имеют свои трудности, обусловленные как недостаточным знанием процессов, происходящих в гидротермальном растворе при повышенных P и T, сложностью учета всех

Рис. 3. Вариации химизма растворов на изливе скв. К-7 (см. табл. 1)



пределах 0,0051–0,0178% к объему пара при температуре 99°C. В 1 л конденсата определено 82–464,8 мг CO₂, 5,0 – 35 мг H₂S и 6,3–25 мг NH₃. Суммарная концентрация этих компонентов в 1 л конденсата колеблется от 100 до 508 мг/л. Исходя из расчета выхода пара при спаде температуры воды от 170 до 100°C при нормальном атмосферном давлении (Вукалович, 1966) 1 л раствора теряет в поверхностных условиях около 110 мл воды за счет пара. Остающийся водный раствор почти на 11% обогащен минеральными компонентами и на 10–50 мг обеднен газовыми составляющими (исходя из суммарной концентрации их в 1 л конденсата).

Следовательно, по расчетным данным на глубине 300–400 м Паужетский раствор должен иметь общую минерализацию порядка 2,6–2,9 г/л при газонасыщенности до 50–70 мг/л. Так как основная доля газовой составляющей на Паужетском месторождении приходится на CO₂ то при содержании свободной углекислоты 40–60 мг/л рН раствора должен равняться 5,7–6,2. Близкие результаты (рН = 5,5) получены по расчетным данным В.В. Аверьевым (1961).

По данным химического анализа проб глубинного отбора (табл. 3) и раствора на изливе (см. табл. 2) видна заметная разница как в общей минерализации глубинного и изливающегося растворов, так и в содержании отдельных компонентов в них. Концентрация основных компонентов – Cl⁻ и Na⁺ – в глубинных пробах пониже-

факторов равновесия раствора, так и чисто техническими причинами.

Установлено, что газо-паровая фаза является переносчиком многих минеральных компонентов (Мори, Хессельгессер, 1954), к тому же с ней уходит часть воды исходного раствора. Следовательно, водный раствор при выходе на поверхность после отделения газопаровой фазы должен иметь иную концентрацию и состав, чем на глубине. Разница тем больше, чем больше будет отделяться пара (доля паровой составляющей в газо-паровой фазе).

По данным В.М. Сугрובה (1965), в пробах газо-паровой фазы Паужетских гидротерм общая газонасыщенность колеблется в

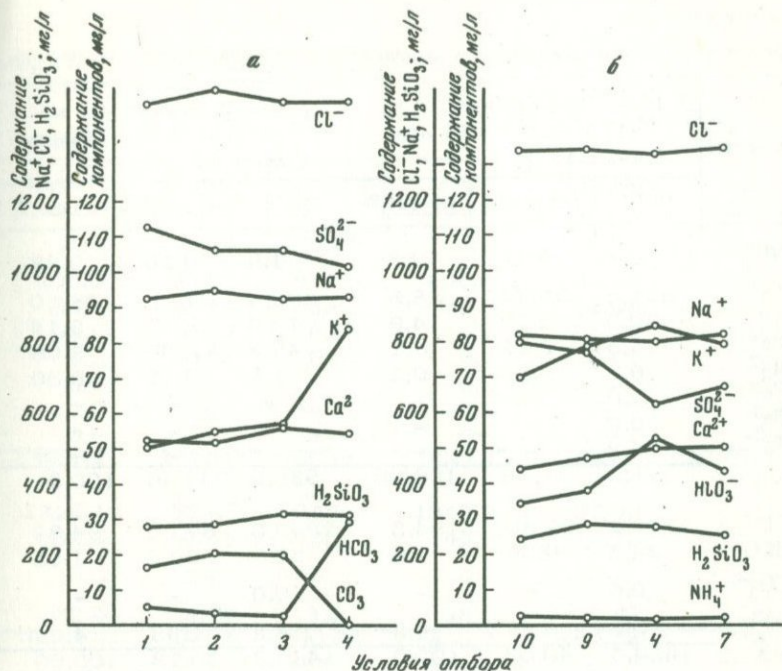


Рис. 4. Вариации концентрации компонентов термальных растворов скв. К-8

а - на изливе (см. табл. 2); б - в интервале 50-160 м выстоявшейся скв. К-8 (см. табл. 3)

на, хотя отношение Na/Cl остается фактически постоянным ($\text{Na}/\text{Cl} = 0,60$). Содержание же NH_4^+ , K^+ , HCO_3^- с глубиной увеличивается.

Как видно из рис. 4 и табл. 3, вариации содержания отдельных компонентов в растворе в зависимости от глубины (следовательно, и от температуры) имеют различный характер. Так, кривые Na^+ и Cl^- имеют слабые и согласованные вариации. Для Ca^{2+} характерно почти линейное увеличение содержания с глубиной. Содержание K^+ увеличивается до глубины 120 м, но понижается со 160 м. Тенденция к уменьшению содержания SO_4^{2-} и увеличение HCO_3^- с глубиной свидетельствует о прямой противоположности поведения этих анионов в условиях высоких P и T на глубине.

В выстоявшейся скважине температура в стволе постепенно увеличивается с глубиной. Содержание свободной углекислоты подчиняется правилу растворимости: в верхних (более низкотемпературных) горизонтах фиксируется несколько большая концентрация CO_2 , характер распределения его в интервале 30-160 м имеет линейную зависимость от глубины и, следовательно, температуры (рис. 5).

Таблица 3

Состав термальных растворов в вертикальном профиле выстоявшейся скв. К-8

Компоненты	Проба 10, глубина 30 м, T=125°C, P=435 атм (режим А)			Проба 9, глубина 95 м, T=155°C, P=10,85 атм (режим А)		
	мг/л	мг·экв/л	мг·экв.%	мг/л	мг·экв/л	мг·экв.%
NH ₄ ⁺	2,0	0,11	0,3	1,8	0,10	0,28
Na ⁺	821,6	35,72	88,5	806,4	35,21	88,30
K ⁺	70,0	1,79	4,9	78,4	2,05	5,14
Ca ²⁺	44,3	2,21	6,1	47,8	2,38	5,98
Mg ²⁺	0,7	0,06	0,2	1,5	0,12	0,30
Fe ²⁺	0,0	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0,0	-	-	-	-	-
Al ³⁺	0,0	-	-	-	-	-
Сумма	938,6	39,89	100,00	935,9	39,86	100,0
Cl ⁻	1340,3	37,80	94,5	1343,3	37,88	94,39
HCO ₃ ⁻	34,2	0,56	1,3	37,8	0,62	1,55
CO ₃ ²⁻	0,0	-	-	0,0	-	-
SO ₄ ²⁻	80,0	1,67	4,2	78,2	1,63	4,06
Сумма	1454,5	40,03	100,0	1480,3	40,13	100,00
H ₂ SiO ₃	244,4			286,3		
H ₂ S	3,74			3,25		
CO ₂	31,90			30,34		
pH _{20°C}	7,18			7,10		
pH _{T°C}	6,60			6,5		
Eh(в мв)	-33			-		
Na/Cl	0,61			0,60		
Cl/SO ₄	16,75			17,17		
Na/K	10,74			10,28		

Формула Курлова $M_{2,6} \frac{Cl_{194}SO_4^4}{Na_{88}Ca_6K_5}$ $M_{2,7} \frac{Cl_{194}SO_4^4}{Na_{88}Ca_6K_5}$

Примечание. Пробы отобраны 12 августа 1968 г. Аналитики Р.А. Лебедев, В.М. Солдатов, Р.А. Шувалов

В пробах, отобранных с тех же глубин из действующей скважины, общее содержание углекислоты уменьшено почти в 3 раза (соответственно 13 и 16 мг/л) при тенденции увеличения с глубиной. На глубине 95 м углекислота находится в виде бикарбоната и свободного CO₂. Ионы CO₃²⁻ в глубинных растворах не обнаружены (см. табл. 3).

Содержание H₂SiO₃ в глубинном растворе понижено по сравнению с раствором на изливе. Это свидетельствует о том, что при существ-

Проба 4, глубина 120 м, T = 165°C, P = 13,35 атм (режим А)			Проба 7, глубина 160 м, T = 170°C, P = 15,85 атм (режим Б)		
мг/л	мг·экв/л	мг·экв.%	мг/л	мг·экв/л	мг·экв. %
1,8	0,10	0,25	2,0	0,11	0,28
800,0	34,78	87,78	800,6	34,94	88,09
84,4	2,16	5,45	80,0	2,05	5,18
50,5	2,52	6,36	49,9	2,49	6,28
1,0	0,08	0,21	0,9	0,07	0,07
0,0	-	-	0,0	-	-
0,0	-	-	0,0	-	-
0,0	-	-	0,0	-	-
937,7	39,64	100,00	933,4	39,66	100,0
1326,1	37,40	94,6	1343,8	37,90	94,8
52,5	0,86	2,1	43,9	0,72	1,8
0,0	-	-	0,0	-	-
62,0	1,29	3,3	68,0	1,42	3,4
1440,6	39,55	100,00	1455,7	40,04	100,0
279,0			253,5		
3,09			3,31		
29,47			28,64		
7,10			7,06		
-			6,17		
-			-113		
0,60			0,59		
21,38			19,76		
9,60			10,00		
$M_{2,6} \frac{Cl_{195}SO_4^3}{Na_{88}Ca_6K_5}$			$M_{2,6} \frac{Cl_{195}SO_4^3}{Na_{88}Ca_6K_5}$		

вующих условиях газо-паровая фаза раствора, отделяющаяся на поверхности (T = 100°C, P = 1 атм), незначительно переносит кремнезем, который обогащает раствор. В какой-то мере следует учитывать процесс выщелачивания кремнезема из боковых пород, который усиливается в верхних горизонтах в связи с повышением щелочности раствора, что подтверждается и экспериментальными данными.

Благодаря разработанной профессором П.А.Крюковым методике замера pH при высоких температурах (Крюков и др., 1966), нами совме-

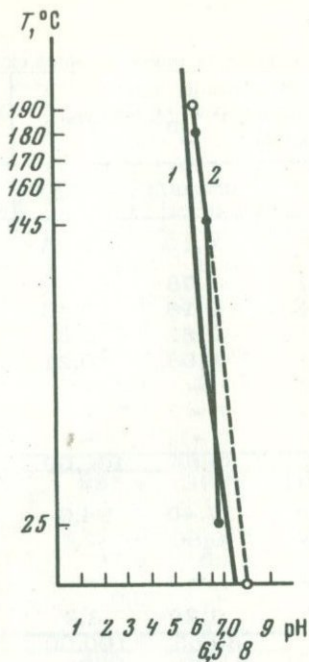
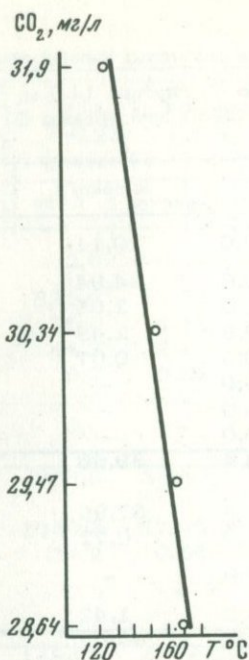


Рис. 5. Зависимость содержания свободного CO_2 от температуры в растворе закрытой скв. К-8 Паужетского месторождения по данным анализов проб, отобранных пробоотборником в августе 1968 г.; см. табл. 3

Рис. 6. Зависимость pH - $T^\circ\text{C}$

1 - для чистой воды по данным Бьеррума (Бартон, 1961); 2 - для хлоридно-натриевого раствора Паужетского месторождения. Точками указаны реальные замеры, кружками - экстраполяция; значение $\text{pH}=8$ подтверждено замерами в депарированном растворе на устье скважины

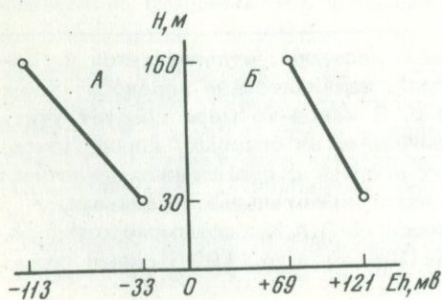


Рис. 7. Зависимость окислительно-восстановительного потенциала Eh хлоридно-натриевых растворов от глубины в условиях закрытой (А) и действующей (Б) скважин

стно с сотрудником ИНХа (г. Новосибирск) были определены истинные значения рН в растворах скв. К-8 на разных глубинах (табл. 4). В условиях действующей скважины эти значения оказались близкими: 6,73 на глубине 95 м и 6,62 на глубине 160 м (на изливе раствор имеет рН=8,2). В закрытой скважине на глубинах 30 и 160 м рН составляет соответственно 6,5 и 6,17; последняя цифра приближается к расчетной.

Для хлоридно-натриевых слабо минерализованных растворов зависимость рН от температуры несколько отличается от таковой, установленной для чистой воды (Хитаров, 1953; Бартон, 1961). Как видно на рис. 6, при температурах 75–190°C наши растворы ближе к нейтральным, чем чистая вода при этих условиях. При низких температурах (и давлениях) хлоридно-натриевые растворы кислее чистой воды.

Окислительно-восстановительный потенциал (E_h) хлоридно-натриевых растворов также испытывает закономерные изменения с глубиной. Характерно, что в условиях закрытой выстоявшейся скважины E_h имеет отрицательное значение, абсолютная величина которого увеличивается с глубиной (рис. 7А). В действующей скважине, наоборот, растворы имеют положительный окислительно-восстановительный потенциал, возрастающий к поверхности. Таким образом, минералообразование в закрытой скважине протекает в слабо восстановительной среде.

Таким образом, можно сделать несколько выводов.

В пределах единого водоносного горизонта при условии свободной циркуляции растворов по трещинам существует вертикальная гидрохимическая зональность. Она выражается в обогащении растворов в верхних горизонтах Na^+ , SO_4^{2-} , H_2S и CO_2 . На глубине параллельно с увеличением температуры, в растворе увеличивается содержание K^+ , Ca^{2+} , HCO_3^- и H_2SiO_3

В напорных трещинных хлоридно-натриевых растворах с ростом температуры на глубине понижается рН растворов, а E_h уже на глубине первых десятков метров сдвигается в восстановительную область.

Таблица 4

Вариации кислотности-щелочности растворов на разной глубине

Температура, °С	В закрытой скважине			В действующей скважине		
	0 м	30 м	160 м	0 м	95 м	160 м
25	6,64					
100				8,20		
125	6,52					
145,5				6,73		
156,5				6,62		
170	6,17					

Границы гидрохимических зон могут быть резкими (постепенные переходы) в случае хороших фильтрационных свойств пород и более четкими при наличии в разрезе разнородных по проницаемости горизонтов пород.

При сохранении общей гидрохимической зональности растворов свободной циркуляции, состав поровых растворов может быть иным. Последний определяется различиями динамики движения поровых растворов, внутриворонным давлением, размерами пор и литологическими особенностями пород.

Трещинное минералообразование отражает гидрохимический характер растворов свободной циркуляции; минералогическая вертикальная зональность свидетельствует о зональности гидрохимической.

В силу специфичности гидрохимической обстановки в порых, минеральные ассоциации последних могут значительно отличаться от трещинных. Поэтому мы поддерживаем положение С.И. Набоко (1966) о том, что "различие минеральных ассоциаций метасоматита и секущей его жилки еще не является показателем разновозрастности их образования".

Сравнительный анализ химизма растворов на изливе скв. К-8 и К-7 показывает, что они имеют большое сходство как по минерализации, так и по концентрации отдельных компонентов.

Это позволило нам принять составы растворов на глубине 160 м в обеих скважинах, где проводились эксперименты, приблизительно одинаковыми. Несмотря на некоторые вариации химизма во времени в скв. К-8 (главным образом за счет содержания углекислоты и сероводорода), в качестве экспериментальных режимов на глубинах 30 и 160 м приняты соответственно составы проб № 10 и № 7 (см. табл. 3). Учитывая слабые изменения концентрации раствора с глубиной в закрытой скважине, при очень незначительном нарастании температуры в интервале 150-320 м, условно, и для глубины 320 м, приняты основные инградиенты раствора пробы № 7.

БОЛЬШЕБАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГИДРОТЕРМ

Большебанное месторождение гидротерм расположено на юге Камчатки, в верхнем течении р. Банной. Геологическая характеристика месторождения дана в работе Ю.П. Трухина (1969).

Характеристика разреза и гидротермального минералообразования скв. К-13. Бурением до глубины 552 м прослежена серия пород, типичных для всего месторождения (сверху вниз):

1. Интервал 0-16,5 м. Аллювиально-делювиальные отложения андезитового состава.
2. Интервал 16,5-19,5 м. Туф кристаллолитокластический, серого цвета, андезитового состава. Плаггиоклазы несут следы выщелачивания, и уже на глубине 19 м по ним отмечается альбитизация и серицитизация. Встречены участки замещения халцедоном. По мелким зернам пироксенов развиты бурые окислы железа. Цемент пред-

ставляет собой мелкозернистый кварц-альбит-гидрослюдистый агрегат зеленоватого цвета.

3. Интервал 19,5–23,5 м. Туф алевро-псаммитовый темно-серого цвета с редкими мелкими обломками пород белого цвета, кварц-серицитового состава. Плаггиоклаз обломков замещен альбитом и мелкочешуйчатым серицитом. Тонкозернистая пепловая составляющая туфа почти изотропна. Изредка наблюдаются участки со слабой поляризацией. На глубине 21,5–22,0 м встречено зеркало скольжения под углом 45° к оси зерна. По трещинкам развиты глинистые минералы светло-зеленого цвета и белый кальцит.

4. Интервал 23,5–28,5 м. Туф псаммитовый андезитового состава, плотный, слабо трещиноватый, зеленовато-серого цвета. По обломкам плаггиоклаза проявляется вышелачивание (скелетная текстура) и комплекс вторичных минералов: альбит + кальцит, альбит + кальцит + сфен; хлорит + ломонтит + сфен + альбит; хлорит + монтмориллонит; ломонтит + кальцит + сфен + хлорит; альбит + монтмориллонит. С глубины 25 м в трещинках и порах отмечается широкое развитие ломонтита и параллельно-волокнистого хлорита зеленого цвета. Как правило, ломонтит выполняет центральную часть, а хлорит в виде тонкой пленки инкрустирует зальбанды трещинок и пор. Следует отметить, что на этом интервале присутствуют две разновидности ломонтита, представленные агрегатом зерен изометричной и неправильной формы, а также в виде таблиц с совершенной спайностью. Рентгеноструктурный анализ последнего обнаруживает большую сходимость с эталонами. Редкие зерна пироксена нацело хлоритизированы. Обращает на себя внимание обильное развитие сфена. Он широко встречается в трещинках и порах в ассоциации с хлоритом и ломонтитом, замещает плаггиоклаз, развит в виде мелкозернистых агрегатов по стекловатой цементирующей массе.

С глубины 26 м в породе увеличивается количество обломков и их размеры. В цементе отмечена интенсивная карбонатизация, хлоритизация, встречаются мелкие кристаллики пирита кубического габитуса.

5. Интервал 28,5–155,5. Андезиты серого цвета, плотные, микротрещиноватые, порфировой структуры с микролитовой основной массой. Вкрапленники представлены в основном плаггиоклазом (андезин) и в меньшей степени пироксеном, который полностью замещен вторичными минералами – кальцитом, кварцем, хлоритом, сфеном, гематитом. Встречены псевдоморфозы мелкозернистого эпидота и гидромусковита по цветному минералу. По плаггиоклазу – интенсивное вышелачивание и комплекс замещающих минералов, отмеченных выше, к которым прибавляется еще пренит и эпидот (рис. 8 и 9).

Основная масса породы нередко превращена в криптокристаллический кварц-хлорит-альбит-гидрослюдистый агрегат с мелкими зернами пирита кубического габитуса. В трещинках и порах развиты ассоциации минералов: пренит + кварц + эпидот; кварц + кальцит + пирит; эпидот + кальцит; кварц + хлорит. В интервалах 56,3–57,5 и 59,5–87,5 м порода имеет псевдобрекчиевую структуру за счет избирательного метаморфизма андезита. На этом интервале



Рис. 8. Замещение вкрапленника плагиоклаза адуляром, лучистым пренитом, гидрослюдой и сфеном. Без анализатора, увел. 270, обр. 2023, скв. К-13, глубина 102,5 м

Рис. 9. Замещение вкрапленника плагиоклаза адуляром, эпидотом и гидрослюдой. Без анализатора, увел. 600, обр. 1023, скв. К-13, глубина 103 м

интенсивно проявлены окремнение, хлоритизация и пиритизация, фиксирующие наличие трещиноватых зон. С глубины 99 м андезиты разбиты системой тонких частей трещинок и порода интенсивно замещена отмеченными выше минералами. Обращает на себя внимание обилие метасоматических прожилков, выполненных ассоциацией минералов: эпидот + кальцит (рис. 10 а, б), эпидот + пренит. Как видно на рисунке, границы прожилков неровные, извилистые. Замещение происходило, главным образом, по стекловатой основной массе андезита. Кроме того, следует отметить наличие двух генераций кальцита на этом уровне. Первая представлена крупнокристаллическим прозрачным кальцитом, выполняющим крупные прожилки; вторая — мелкозернистым кальцитом белого цвета, развитым в зальбандах крупных трещин в метасоматических прожилках и порах, а также эпизодически по стекловатой основной массе и минералам-вкрапленникам. В порах вместе с ним развит хлорит и мелкокристаллический пирит. Представляется, что мелкозернистый кальцит является более поздним образованием.

В интервале 131,8–133,5 м андезиты вновь интенсивно брекчированы. По породе и по трещинкам сильное окварцевание. Однако подмечено, что поверхность кварцевых зерен иногда обнаруживает

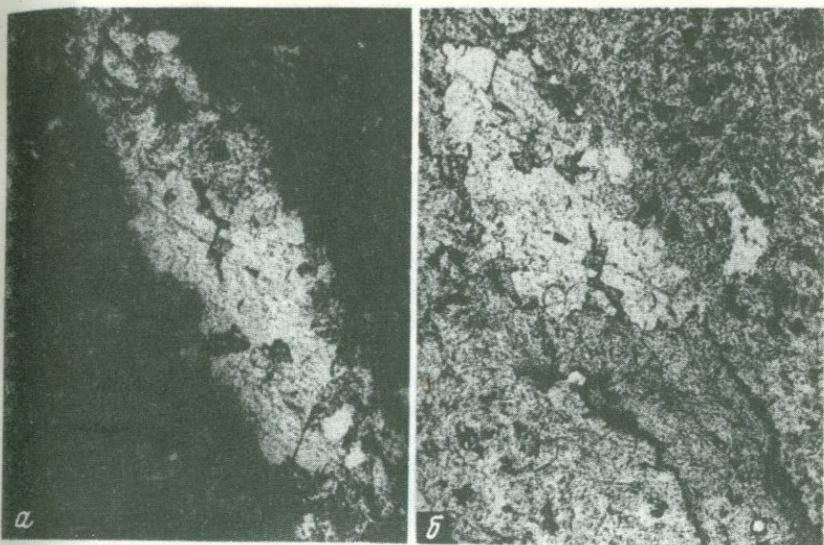


Рис. 10. Метасоматический эпидот-кальцитовый прожилок в измененном андезите, увел. 270, обр. 1023, скв. К-13, глубина 103 м

a - николи скрещены; *б* - без анализатора

следы выщелачивания. Часто в этих кавернах развивается мелкозернистый кальцит и тонкодисперсный пирит.

6. Интервал 155,5-181,0. Андезиты светло-серого цвета, плотные, с крупными порфиоровыми вкрапленниками плагиоклаза (андезин) и незначительным количеством пироксена. Таблицы плагиоклаза нередко несут следы выщелачивания и замещены ассоциацией минералов: кальцит + хлорит; кальцит + эпидот; кальцит + монтмориллонит + альбит, реже монтмориллонит + альбит + адуляр и хлорит + адуляр. Нередко встречаются мелкие короткопризматические кристаллики апатита. По основной массе развиты монтмориллонит, кальцит, мелкозернистый кварц, эпидот. В порах и трещинках - мелкозернистый кварц, таблитчатый ломонит, лучистый томсонит, мелкозернистый кальцит, монтмориллонит, эпидот и пирит. Встречаются редкие метасоматические эпидот-пренитовые и эпидот-кальциевые прожилки.

7. Интервал 181,0-268,0. Пачка чередующихся прослоев пизолитовых туфов, алевро-пелитовых туффитов, пелитовых, псаммитовых и псефитовых туфов андезитового состава.

Пизолитовые туфы содержат большое количество мелких, обычно 0,5 см, реже до 2 см, округлых зерен кальцита белого цвета. Помимо пизолитов кальцита наблюдаются мелкие каверны выщелачивания, в которых встречаются мелкие призмочки прозрачного кварца и зеленого хлорита (пеннина) по стенкам. По обломкам плагиоклаза наблюдается выщелачивание, адуляризация, монтмориллонитизация, карбонатизация, окварцевание. По цементирующей массе отмечено

обильное развитие мелкозернистого кварца, кальцита, гидрослюдистых минералов и пирита кубического габитуса. В основании пачки, главным образом, в интервале псефитовых туфов, которые иногда имеют облик туфобрекчии, снова появляется мелкозернистый эпидот, развитый преимущественно по трещинкам и порам.

Здесь же отмечается обильная карбонатизация породы.

8. Интервал 268,0–383,0. Андезито–дациты серого цвета, псевдошлировой текстуры, плотные, слаботрещиноватые. Вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки нередко несут следы выщелачивания и замешены кальцитом, мелкозернистым эпидотом, пиритом, сфеном и апатитом. В трещинках и порах широко развиты мелкозернистый эпидот, крупнокристаллический и мелкозернистый кальцит, мелкозернистый агрегатный кварц и мелкие друзы горного хрусталя, мелкокристаллический пирит. Реже встречаются среднезернистые образования ломонтита и кристаллики родохрозита изометрической формы и тонкоигольчатые, канифольного цвета. На глубине 375 м встречен прожилок с ассоциацией минералов: флюорит + кварц (горный хрусталь) + ангидрит + апатит + пирит. Рентгеноструктурный анализ ангидрита и флюорита показывает их большую чистоту и сходство с эталонами.

Интересно отметить, что часто кристаллики пирита в этом интервале несут заметные следы растворения на поверхности кристалла железа. Видимо в этот период физико–химическая обстановка не благоприятствовала кристаллизации пирита. На глубине 380 м отмечен тонкий прожилок кварца с эпистильбитом.

9. Интервал 383,0–552,0. Дациты – пироксен–биотитовые, светло-серого цвета. Порода плотная, монолитная, крепкая. Выделяются порфиновые вкрапленники округлых зерен кварца. Вкрапленники цветных минералов полностью разложены и замешены кальцитом, гидрослюдой, светло–зеленым эпидотом, кварцем. Плагиоклазы замешены кальцитом, серицитом и эпидотом. По основной массе развита хлоритизация, пиритизация и окварцевание (главным образом по зонам трещиноватости). Встречены мелкие зерна сфена, часто в ассоциации с эпидотом.

Как видно из вышеописанного, породы участка месторождения несут следы интенсивного гидротермального метаморфизма. Выделение последовательных глубинных метасоматических зон на этом месторождении затруднено в силу того, что фильтрация растворов определяется трещиноватостью и зонами разломов. Поэтому вторичные минералы, как правило, в большей степени проявляются в зонах интенсивной трещиноватости, в то время как целики монолитных пород часто остаются слабоизмененными.

Комплекс вторичных и порово–трещинных гидротермальных минералов относится к среднетемпературной гидротермальной пропилитизации. Обращают на себя внимание развитие эпидота в метасоматических трещинках и порах на сравнительно небольшой глубине и отсутствие четкой зависимости от глубины в замещении плагиоклаза

альбитом и адуляром. На последнее обращает внимание и Ю.П. Трухин (1969).

Сводная характеристика гидротермальных минералов Б.Банного месторождения приведена в табл. V приложения.

Химизм гидротермальных растворов месторождения

Бурением вскрыты напорные слабоминерализованные термальные воды, относящиеся к типу хлоридно-сульфатно-натриевых растворов со свободной углекислотой. Минерализация их на изливе колеблется от 1,1 до 1,6 г/л, максимальная температура на глубине достигает 175°C. В связи с интенсивным выпадением карбоната кальция в верхних горизонтах действующих скважин химизм этих растворов вызывает особенный интерес.

Для характеристики гидрохимической среды в стволе действующей скважины была опробована скв. К-12, уровень парообразования в которой был установлен на глубине 45 м. Скорость нарастания арагонита в ней достигает 2,4 мм в сутки. Были отобраны три пробы раствора (табл. 5): на изливе (проба 19), несколько выше зоны вскипания (проба 18) и ниже ее (проба 21). Как видно из табл. 5, заметное увеличение содержания Са наблюдается в пробах из зоны парообразования (пробы 19 и 20). Это увеличение связано с концентрированием раствора при потере растворителя (парообразование). Интересно поведение углекислоты в вертикальном профиле. Так, если в глубинных пробах определяется бикарбонат-ион и свободная CO_2 , то на изливе в воде находятся в близких количествах HCO_3^- и CO_3^{2-} . Свободная CO_2 переходит в паровую фазу, где и фиксируется ее высокое значение. В пробах газов, отобранных из растворов¹ посредством прибора флоренского, определены CO_2 и N_2 в отношении, близком 1:1, и незначительное количество O_2 . Увеличение содержания CO_2 соответствует уменьшению величины рН в пробах раствора из зоны парообразования и в конденсате паровой фазы (рН соответственно 6,76 и 5,22 при температурах 134° и 100°C).

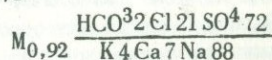
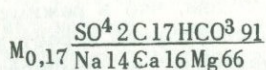
Эти данные позволяют говорить о том, что в режиме растворов на Большебанном месторождении основную роль играет углекислота. Реакция последней на изменение давления и температуры обуславливает режим кислотности-щелочности растворов и отложение карбонатов. Удаление CO_2 из раствора приводит к резкому сдвигу карбонатного равновесия в сторону образования ионов CO_3^{2-} . Однако последние в интервале зоны парообразования связываются с Ca^{2+} (концентрация которого здесь повышена вследствие потери части воды) с образованием арагонита. Образование карбоната кальция происхо-

¹ Пробы растворов отобраны из выбросной системы скважин в специальный стальной цилиндр, исключаящий потерю газовой фазы.

Таблица 5

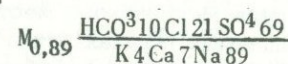
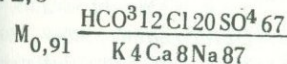
Химизм растворов, отобранных из действующей скв. К-12 (Большебанное

Компоненты	Пробы на изливе					
	Проба 20 (паровая фаза, T = 100°C)			Проба 19 (водная фаза, T = 100°C)		
	мг/л	мг·эquiv/л	мг·эquiv.%	мг/л	мг·эquiv/л	мг·эquiv. %
NH ₄ ⁺	0,7	0,04	2,8	0,1	0,01	0,1
Na ⁺	4,7	0,20	14,2	287,1	12,48	88,3
K ⁺	0,6	0,02	1,4	22,4	0,57	4,0
Mg ²⁺	11,3	0,93	66,0	0,5	0,04	0,3
Ca ²⁺	4,4	0,22	15,6	20,6	1,03	7,3
Fe ²⁺	Необн.	-	-	Не обн.	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
Сумма	21,7	1,41	100,00	330,7	14,13	100,00
Cl ⁻	2,8	0,08	6,7	100,7	2,84	21,4
HCO ₃ ⁻	67,1	1,10	91,6	19,5	0,32	2,4
CO ₃ ²⁻	Необн.	-	-	17,8	0,56	4,2
SO ₄ ²⁻	0,8	0,02	1,7	459,2	9,56	72,0
Сумма	70,7	1,20	100,00	596,2	13,28	100,0
CO ₂	2,60	-	-	34,0	-	-
CO ₂ своб	83,6	-	-	0,0	-	-
pH _{20°C}	5,95	-	-	8,93	-	-
pH _{T°C}	5,22	-	-	8,00	-	-
T°C	100	-	-	100	-	-
Eh(вмв)	+405	-	-	+108	-	-
Cl/Na	-	-	-	0,35	-	-
SO ₄ /Na	-	-	-	1,59	-	-
SO ₄ /Cl	-	-	-	4,56	-	-
Na/K	-	-	-	12,8	-	-



месторождение)

Компоненты	Пробы с глубины					
	Проба 18 (вода с глубины 43 м, T = 134°C)			Проба 21 (вода с глубины 50 м, T = 138°C)		
	мг/л	мг·эquiv/л	мг·эquiv. %	мг/л	мг·эquiv/л	мг·эquiv. %
NH ₄ ⁺	0,1	0,01	0,1	0,0	-	-
Na ⁺	261,5	11,73	87,4	266,6	11,59	88,9
K ⁺	20,8	0,53	3,9	20,8	0,53	4,0
Mg ²⁺	0,6	0,05	0,4	0,4	0,03	0,2
Ca ²⁺	22,0	1,10	8,2	17,8	0,89	6,9
Fe ²⁺	Не обн.	-	-	Не обн.	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
Сумма	305,0	13,42	100,0	305,6	13,04	100,00
Cl ⁻	93,6	2,64	20,4	92,9	2,62	20,7
HCO ₃ ⁻	95,2	1,56	12,1	78,1	1,28	10,2
CO ₃ ²⁻	0,0	-	-	Не обн.	-	-
SO ₄ ²⁻	418,9	8,72	67,5	419,7	8,74	69,1
Сумма	607,7	12,92	100,0	590,7	12,64	100,0
CO ₂	82,0	-	-	41,0	-	-
CO ₂ своб	1,7	-	-	0,9	-	-
pH _{20°C}	7,76	-	-	7,82	-	-
pH _{T°C}	6,76	-	-	7,42	-	-
T°C	134	-	-	138	-	-
Eh(вмв)	+167	-	-	+250	-	-
Cl/Na	0,36	-	-	0,34	-	-
SO ₄ /Na	1,60	-	-	1,57	-	-
SO ₄ /Cl	4,50	-	-	4,51	-	-
Na/K	12,6	-	-	12,8	-	-



Примечание. 1. Суммарное содержание углекислоты определено отбором пробы в баритовую зарядку непосредственно на скважине с последующим по-

дит в неравновесной обстановке, где основную роль играет скорость отделения газо-паровой фазы.

В связи с описанной динамикой раствора находится и вариация кислотности-щелочности по стволу скважины. Так, водный раствор на изливе, потеряв практически весь углекислый газ, имеет щелочную реакцию (pH=8,0). В интервале парообразования раствор имеет

тениометрическим титрованием при 100°C Э.И. Лариновой (ИНХИ, Новосибирск). Аналитик Р.А. Шувалов

близкую к нейтральной реакцию (pH=6,76), непосредственно над зоной газо-пароотделения pH снова повышен (pH=7,24), что хорошо согласуется с понижением суммарной концентрации CO₂, которая уходит здесь с паром.

Экспериментальная скв. К-13 вскрыла слабо напорные гидротермы. Статический уровень их находится на глубине около

1 м, благодаря чему скважина не самоизливалась и отбор проб растворов мог производиться глубинным пробоотборником ПД-3М. Опробование двух уровней - 80 и 240 м показало, что раствор имел хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый состав и минерализацию 1,03-1,11 г/л. Температура раствора достигала 160°C.

Гидрохимический профиль скважины неоднороден (табл. 6). Обнаружено четкое увеличение на глубину содержания K^+ , Ca^{2+} и в меньшей степени HCO_3^- и уменьшение Na^+ и SO_4^{2-} . Концентрация NH_4^+ и Cl^- остается неизменной, ионы S^{2-} в малом содержании отмечены лишь на глубине 240 м.

При рассмотрении табл. 6 видно значительное расхождение сумм (в мг·экв) анионной и катионной частей раствора, а именно - пониженное значение последней¹. Видимо, следует предположить наличие в растворе комплексных соединений. По данным количественного спектрального анализа сухих остатков из раствора с глубины 240 м обнаружены (в г/л): As $2,2 \cdot 10^{-3}$; Mn $3,3 \cdot 10^{-3}$; Ge $2,2 \cdot 10^{-4}$; Mo $5,5 \cdot 10^{-3}$; Cu $0,4 \cdot 10^{-3}$; Ti $1,32 \cdot 10^{-3}$; Mg $1 \cdot 10^{-3}$; Al $2,0 \cdot 10^{-2}$; Sr $0,6 \cdot 10^{-2}$. На глубине проявляется слабое увеличение концентрации ионов водорода и на уровне проведения экспериментов (240 м) рН=6,9. Так как пробы отбирались в один день, то нет оснований предполагать существенное изменение режима термальных растворов, тем более, что повторные термометрические измерения показали хорошую сходимость результатов.

Следовательно, и в данном случае имеет место гидрохимическая зональность раствора, проявление которой, видимо, надо связывать с различной растворимостью компонентов в зависимости от температуры и давления, а также с реакциями трансформации таких компонентов как уголекислота, S^{2-} и SO_4^{2-} .

Утвердившееся в настоящее время представление о том, что метасоматические реакции наиболее интенсивно протекают в обстановке поровых растворов, хорошо подтверждается и для современных гидротермальных систем. Исследования показали, что поровые растворы имеют место не только в условиях высокопористых сред (типа псефитовых туфов Паужетского месторождения), но и в чрезвычайно слабопроницаемых породах (типа андезита). Естественно, что извлечение этих растворов из слабопроницаемых монолитных пород представляет известные трудности. Посредством отпрессовывания свежих кернов пород по методике П.А. Крюкова (1961, 1968) при больших давлениях нам удалось получить необходимое для микрохимического анализа количество порового раствора из измененных андезитов Большебанного месторождения.

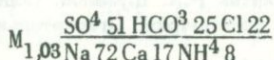
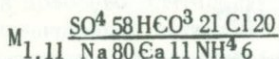
Отделение раствора началось при достижении давления 1100 кг/см² и продолжалось при повышении давления до 2300 кг/см². Дальней-

¹ Параллельные анализы свидетельствуют о незначительной аналитической ошибке.

Таблица 6

Состав растворов из скв. К-13 (Большебанное месторождение)

Компо- ненты	Глубина 80 м			Глубина 240 м (режим Е)		
	мг/л	мг-экв/л	мг-экв. %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв. %
NH_4^-	17,20	0,97	6,45	16,20	0,92	7,66
Na^+	257,50	11,21	80,42	198,40	8,63	71,85
K^+	8,98	0,23	1,63	13,12	0,34	2,83
Mg^{2+}	Не обн.	-	-	Не обн.	-	-
Ca^{2+}	64,13	1,6	11,48	80,16	2,0	16,66
Fe^{2+}	Не обн.	-	-	Не обн.	-	-
Fe^{3+}	"	-	-	6,05	0,12	1,00
Сумма	346,81	14,01	100,00	313,93	12,01	100,00
Cl^-	108,5	3,05	20,08	107,1	3,02	21,5
HCO_3^-	199,0	3,26	21,41	213,0	3,49	24,93
SO_4^{2-}	388,9	8,9	58,51	344,9	7,18	51,31
CO_3^{2-}	Не обн.	-	-	Не обн.	-	-
"	"	-	-	5,0	0,30	2,19
Сумма	696,4	15,21	100,00	670,0	13,99	100,00
H_2SiO_3	47,9			47,9		
pH_{25°	7,4			6,9		



Примечание. Пробы отобраны 21 июля 1967 г. Имеется в виду вся сера, титруемая иодом. Аналитик Е.А. Дорохова

шее повышение давления не вызвало отделения воды. Это позволяет считать, что при данном давлении получена вода, имеющая наименьшую прочность связи с породой, т.е. именно поровая вода. Доказательством этого служит и высокое содержание хлора в отжатом растворе, мало уступающее содержанию сульфат-иона. Многочисленными экспериментами (Розанова, 1968) установлена именно такая зависимость в содержании компонентов в поровых растворах первых порций отжима.

Как видно из табл. 7, поровый раствор имеет повышенную минерализацию по сравнению с раствором свободной циркуляции, отобранным с той же глубины. Характерно, что наибольшую концентрацию в поровом растворе имеют компоненты, являющиеся второстепенными в растворе свободной циркуляции (Ca^{2+} в 30 раз, Cl^- в 6 раз, K^+ в 3,5 раза превышает содержание их в свободных растворах). Абсолютное содержание сульфат-иона увеличилось в 2,5 раза, в то же время по сравнению с хлором его увеличение незначительно. Малые

Таблица 7

Состав порового раствора и раствора свободной циркуляции по скв.К-31
(Большебанное месторождение)

Компо- ненты	1			2		
	мг/л	мг·экв./л	мг·экв.%	мг/л	мг·экв./л	мг·экв.%
Na ⁺	234,7	10,20	24,03	274,4	11,98	88,0
K ⁺	84,5	2,16	5,08	23,2	0,59	4,4
Mg ²⁺	Не обн.	-	-	0,5	0,04	0,3
Ca ²⁺	603,9	30,13	70,89	20,0	1,00	7,3
Сумма	923,1	42,49	100,00	318,1	13,56	100,00
Cl	671,1	18,92	44,6	100,0	2,82	21,2
HCO ₃ ⁻	12,2	1,24	2,92	95,2	1,56	11,74
CO ₃ ²⁻	Не обн.			Не обн.		
SO ₄ ²⁻	1070,0	22,26	52,48	428,0	8,91	67,15
Сумма	1817,2	42,42	100,00	623,2	13,29	100,00
H ₂ SiO ₃	Не обн.			151,5		
pH	6,7			6,83		

1 - поровый раствор, отжат из зерна (измененный андезит с глубины 265 м; аналитик М.Н. Петрикова;

2 - раствор свободной циркуляции с глубины 130 м действующей скважины; аналитик Р.А. Шувалов. Содержания Na, K, Ca определены методом пламенной фотометрии. Относительная ошибка $\pm 15\%$

изменения претерпели и содержания Na⁺ и HCO₃⁻. Эти данные могут свидетельствовать в пользу того, что при отжиме не произошло нарушения химического равновесия в системе поровый раствор-порода. Формирование состава порового раствора происходило на протяжении всего периода существования гидротермальной системы за счет метасоматических обменных реакций раствора с вмещающими породами в специфических условиях микропор. Основную роль в направленности реакций в этих условиях играет, как известно, фактор внутрипорового давления.

Таким образом, поровые растворы по своему ионно-солевому содержанию значительно отличаются от растворов свободной циркуляции и фактически, согласно формуле Курлова, могут быть отнесены к другому типу - к натриево-кальциево-хлоридно-сульфатному.

Особенности состава свободных и поровых растворов находятся в хорошем соответствии со вторичным гидротермальным минералообразованием во вмещающих породах. Так, из описания разреза Большебанного месторождения видно, что комплекс поровых и трещинных минералов не всегда идентичен. Такие минералы как ангидрит и флюорит встречаются только в поровых полостях. Повышенное содержание в поровом растворе калия свидетельствует о понижении его

активности в породах и о неравновесности с калиевыми минералами. Близкие содержания натрия в свободных и поровых растворах отвечают, видимо, равновесному состоянию с натриевыми минералами. Это находится в соответствии с отмеченным выше широким развитием по плагиоклазу альбита и, крайне редко, калиевого минерала — адуляра. Видимо, часть Са в поровые растворы поступает из плагиоклазов при их деанортизации.

Отмеченные особенности поровой и трещинной минерализации заставляют быть более осторожным при оценке возрастных соотношений прожилковых минералов и минералов метасоматитов.

СРЕДНЕПАРАТУНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГИДРОТЕРМ

Паратунская гидротермальная система, объединенная в единое целое отрицательной структурой типа грабена субмеридионального простирания, заложенной в палеогеновое время (Сирин, 1960), по структурным и гидрогеологическим особенностям подразделяется на несколько участков. Наиболее хорошо разбурен участок Среднепаратунского месторождения, расположенный в равнинном междуречье Левой и Правой Паратунки. Борты долины фиксируются линейными разломами, осложненными густой сетью оперяющих разломов и трещин более мелкого порядка.

Вследствие активной тектонической деятельности в этом районе, имеющей довольно длительную историю ($P_g - Q_{IV}$), а также в результате внедрения интрузий гранодиоритового состава в восточном борту структуры, геологический профиль участка Среднепаратунского месторождения имеет довольно неувязанный характер. Тем не менее комплекс пород, слагающих участок месторождения, в общем стратотипичен.

Литоолого-минералогическая характеристика разреза экспериментальной скв. К-13. Скважина пробурена на глубину 555 м. В интервалах 180–194, 300–312 и 397–402 м вскрыта толща трещиноватых пород с основным водопритоком, а на глубине 400 м — напорные термальные воды с максимальной температурой 86°C. Избыточное давление на устье закрытой скважины равно 0,4 атм., максимальный расход при атмосферном давлении составляет 5 кг/сек.

В разрезе скважины выделяются следующие пачки пород (сверху вниз):

1. Интервал 0–100 м. Крупновалунные аллювиальные отложения андезито-базальтового состава. Обломки и валуны серых андезитов и черных базальтов имеют среднюю и хорошую окатанность. Изредка встречаются угловатые обломки окварцованной породы белого цвета.

2. Интервал 100,0–132,8 м. Мелкообломочный конгломерат андезито-базальтового состава. Обломки, главным образом, мелкие, 3–5 см, но встречаются и валуны до 10–15 см. С глубиной окатанность обломков ухудшается. Среди андезита и базальта появляются



Рис. 11. Мелкотаблитчатый десмин и мелкозернистый кальцит в полости андезита. Увел. 2, скв. К-13, глубина 186 м

обломки светло-серого пеплового туфа. По мелкозернистому цементу развито окварцевание, карбонатизация и цеолитизация. Пустоты часто инкрустированы гребенчатым цеолитом — десмином и мелкими кристалликами кальцита (рис. 11). Встречаются единичные зерна эпидота зеленого цвета, причем к основанию пачки количество последнего увеличивается.

3. Интервал 132,8–412,5. Андезиты серого и темно-серого цвета, плотные, интенсивно трещиноватые. По вкрапленникам плагиоклаза наблюдается выщелачивание, деанортизация, а с глубины 156,5 м — альбитизация. Кроме того, обычен тонкочешуйчатый серицит и мелкие агрегаты зерен слабо-зеленого эпидота. С глубины 240 м отмечается выщелачивание пироксенов и замещение их волокнистым хлоритоподобным минералом светло-зеленого цвета с дву-преломлением порядка 0,015. По стекловатой основной массе развивается обильная карбонатизация, окварцевание, эпидотизация и пиритизация. В интервалах 137–146,6, 155–157, 180–194,3, 245–249,7, 273–276, 310–313 м — зоны интенсивной трещиноватости. Трещины нередко крутые, до 80° к оси керна. В трещинках и порах обычны следующие ассоциации минералов: фисташково-зеленый эпидот + кальцит, десмин + кальцит + хлорит, десмин + кальцит, ломонтит + кальцит, эпидот + хлорит + кальцит; пирит + хлорит. В интервале 348,8–386,0 и 388,0–397,0 м встречены горизонты сливной, существенно кварцевой породы, плотной, светло-серого цвета. В трещинках — обильная эпидотизация и цеолитизация (лучистый ломонтит).

4. Интервал 412,5–547,0 м. Псефитовый туф литокластический, игнимбритовый, андезитового состава. Обломки плагиоклазов испытали заметное выщелачивание, замещены зеленым хлоритом и эпидотом. По пироксенам и стекловатой цементирующей массе — обиль-

ная хлоритизация и карбонатизация. В трещинках интенсивно развиты светло-зеленый эпидот, таблитчатый ломонтит и кальцит.

В интервалах 430,5–431,2, 452,0–430,0 и 530–531,9 м отмечены прослои пепловых туфов серого цвета, плотных, трещиноватых. Интересно, что трещины в этих породах зачастую пустые, изредка в них развивается карбонатизация и еще реже – эпидотизация.

5. С глубины 547,0 м и до забоя (555,0 м) прослежены пепловые туфы светло-серого цвета андезитового состава. В трещинках встречаются мелкозернистый эпидот слабо-зеленого цвета и кальцит. Примечательно, что зерна эпидота имеют следы растворения (корродированные грани). Вокруг таких зерен всегда развиты каемки бурых окислов железа.

Следует отметить, что в описанном разрезе, также как и по всему месторождению, не удалось подметить четкой вертикальной зональности минеральных ассоциаций, подобной зональности на Паужетском месторождении. Почти все гидротермальные минералы, обнаруженные в керне, имеют сквозной характер развития с максимумами в зонах интенсивной трещиноватости. На Большебанном месторождении наиболее сильное замещение наблюдается в зонах интенсивной трещиноватости, где породы нередко полностью замещены кварц-гидро-слюдистым агрегатом. Монолитные целики пород изменены гораздо слабее. Вследствие низких фильтрационных свойств пород (9,4 · 10⁻⁵ см/сек при 60°C)¹, основная циркуляция растворов осуществляется по зонам трещиноватости, что и обуславливает характер метаморфизма.

Интересно отметить, что прожилковые минералы (кальцит, кварц, пирит, эпидот и ломонтит) в трещиноватых породах развиты по всему разрезу, причем ломонтит и эпидот особенно интенсивно, в виде крупных кристаллов, развиты преимущественно в низах разреза, начиная с глубины 250–300 м. Десмин и ангидрид, несмотря на широкое площадное развитие, встречаются спорадически в интервалах глубин 200–450 м (десмин) и глубже 1000 м (ангидрид).

Таким образом, по минералого-петрографической характеристике метаморфизованные породы Среднепаратунского участка месторождения можно отнести к среднетемпературной пропилитовой фации. К настоящему времени здесь обнаружено 20 гидротермальных минералов (Приложение VI).

Химизм гидротермальных растворов месторождения

Воды Среднепаратунского месторождения по ионно-солевому составу и общей минерализации очень близки к гидротермам Большебанного месторождения, но отличаются от последних более низкой температурой. Максимальные температуры на забое скважин (вплоть

¹ Определение выполнено в экспериментальной лаборатории института вулканологии.

Таблица 8

Состав термальных растворов на изливе скважин среднепаратунского месторождения (в мг/л)

Компоненты	Номер пробы, скважина, температура, глубина					
	№ 1, К-2, 90°C, 350 м	№ 2, К-7, 95°C, 329 м	№ 3, К-11, 86°C, 499,5 м	№ 4, К-15, 82°C, 560 м	№ 5, ГК-1, 86°C, 1343,7 м	№ 6, К-13, 86°C, 555,2 м
NH ₄ ⁺	0,05	0,20	0,25	0,05	0,10	0,35
Na ⁺ + K ⁺	224,48	260,36	242,70	227,01	195,60	244,0
Mg ²⁺	0,61	0,61	0,36	0,60	1,22	0,61
Ca ²⁺	74,0	120,60	113,0	79,0	71,0	108,42
Сумма	299,14	381,77	356,31	306,66	267,92	353,38
Cl ⁻	42,95	67,45	65,67	47,20	37,63	58,92
HCO ₃ ⁻	22,57	35,30	12,20	23,80	10,37	4,88
CO ₃ ²⁻	10,20	н/о	12,0	6,60	15,60	9,60
SO ₄ ²⁻	556,76	716,83	692,10	573,20	543,18	690,50
Сумма	632,48	819,58	781,97	710,80	606,68	763,90
H ₂ SiO ₃	48,00	42,00	59,0	38,0	64,00	42,5
pH _{20°}	9,0	8,9	8,9	9,0	9,0	8,9
Cl/Na + K	0,19	0,20	0,25	0,20	0,18	0,25
SO ₄ /Cl	13,0	10,6	10,5	12,2	14,0	11,7
SO ₄ /Na + K	2,5	2,8	2,8	2,5	2,7	2,8

Примечание. Пробы 1-5 анализировались в гидрохимической лаборатории КТГУ, проба 6 - в гидрохимической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, аналитик В.И. Калустяна

до 1200 м) составляют 85-96°C, общая минерализация колеблется в пределах 0,9-1,2 г/л. По результатам гидрохимического опробования воды Среднепаратунского участка месторождения относятся к типу слабощелочных натриево-сульфатных слабоминерализованных растворов. Кроме Na⁺ и SO₄²⁻, значительное место в растворе занимают NH₄⁺ и Mg²⁺ находятся на пределе чувствительности химических методов анализа.

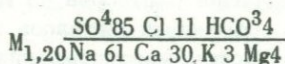
Как видно из табл. 8, температура растворов не коррелируется с глубиной скважин. Не обнаружено четкой зависимости и в концентрации растворов: воды самой глубокой скв. ГК-1 имеют общую минерализацию меньше, чем воды самой мелкой скв. К-7. Отношения основных компонентов раствора Cl/Na+K, SO₄/Na+K и SO₄²⁻/Cl⁻ также не выдержанные, хотя для некоторой группы скважин приближаются к постоянному значению. По-видимому, колебания макрохимического состава растворов месторождения обуславливается не

Таблица 9

Состав термального раствора в скв. К-13 на глубине 400 м (режим F)

Компоненты	мг/л	мг.экв/л	мг.экв. %
Na ⁺	239,1	10,04	61,09
K ⁺	20,0	0,51	3,11
NH ₄ ⁺	5,4	0,30	1,82
Mg ²⁺	14,6	0,60	3,64
Ca ²⁺	121,6	5,00	30,40
Fe ²⁺	Не обн.	-	-
Fe ³⁺	"	-	-
Сумма	400,7	16,45	400,00
Cl ⁻	67,95	1,9	11,48
F ⁻	-	Не обн.	-
SO ₄ ²⁻	675,30	14,0	84,90
SO ₃ ²⁻	-	Не обн.	-
HCO ₃ ⁻	36,60	0,60	3,62
CO ₃ ²⁻	-	Не обн.	-
Сумма	779,85	16,50	100,00
H ₂ SiO ₃	42,5	-	-
H ₂ S	Не обн.	-	-
pH _{20°}	7,3	-	-

Формула Курлова



Аналитик В.И. Капустина

температурой и глубиной их вскрытия, а условиями поступления растворов. Основную роль при этом играют пути миграции и степень разбавления приповерхностными водами.

Сравнительный анализ химизма растворов, отобранных на излив экспериментальной скв. К-13 в разное время года (с 1964 по 1966 гг.), показывает, что их состав практически остается постоянным во времени. Содержания таких компонентов как Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Cl⁻ и H₂SiO₃ испытывают незначительные колебания, не выходящие в общем за пределы аналитических ошибок. Заметные колебания отмечены лишь для SO₄²⁻ и, в меньшей степени, для CO₃²⁻ и HCO₃⁻.

Свободный сероводород и углекислый газ не обнаружены ни в одной фазе, ни в пробах газа, отобранного прибором Флоренского. Однако по устному сообщению сотрудников ВСЕГИНГЕО (Москва), проводившим отбор проб на редкие компоненты осенью 1968 г., H₂S обнаружен ими в водных пробах в исчезающе малых количествах.

В пробе раствора, взятого с глубины 400 м (режим F), как видно из табл. 9, отмечается некоторое повышение концентрации Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg , Ca^{2+} , Cl^- и HCO_3^- по сравнению с пробами на изливе (см. табл. 8). С учетом вариаций концентраций этих компонентов в пробах разного времени отбора можно определенно говорить о заметном увеличении содержания этих компонентов в растворе на глубине. Особенно значительно увеличилась концентрация K^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} и HCO_3^- ; содержание SO_4^{2-} постоянно.

Показательно полное отсутствие на глубине CO_3^{2-} и повышенное содержание HCO_3^- . Изменилась и концентрация ионов водорода в растворе. Так, на глубине 400 м раствор имеет $\text{pH}=7,3$ по сравнению с 8,9 на изливе. В сухом остатке раствора с экспериментальной глубины 400 м спектрометрически определены (г/л): $3,1 \cdot 10^{-4} \text{ Mn}$; $3,1 \cdot 10^{-4} \text{ V}$; $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ Ti}$; $4,0 \cdot 10^{-5} \text{ Mo}$; $3,1 \cdot 10^{-4} \text{ Cu}$; $3,2 \cdot 10^{-2} \text{ Li}$; $0,7 \cdot 10^{-2} \text{ Sr}$ и $3,0 \cdot 10^{-5} \text{ Ga}$.

Различие в концентрациях растворов по стволу скважин, выражающееся в уменьшении общей минерализации в глубинных пробах Паужетского и Большебанного месторождений и в увеличении последней на глубине Среднепаратунского месторождения, определяется температурным режимом этих гидротермальных систем. В отличие от первых двух высокотемпературных систем на низкотемпературном Среднепаратунском месторождении отсутствует вскипание растворов и соответственно потеря растворителя (воды). В связи с этим увеличения концентрации растворов на изливе скважин не наблюдается. Увеличение содержания металлов и хлора в глубинном растворе на Среднепаратунском месторождении связано, по-видимому, с тем, что на глубине меньше сказывается разбавление гидротерм водами поверхностного формирования. О генетической связи Na^+ и Cl^- в растворах всех месторождений говорит согласованность вариаций этих компонентов.

Глава II

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Выбор скважины и режимы экспериментов

На Паужетском месторождении эксперименты проводились в двух скв. К-8 и К-7, расположенных в центре месторождения. Обе скважины обсажены до глубины 20 м, напорные, высокотемпературные, со средним дебитом порядка 6 л/сек. Общая минерализация и концентрация основных компонентов растворов на изливе этих скважин очень близкие (см. табл. 1 и 2). Близка и литолого-минералогическая характеристика разрезов этих скважин. В то же время в скв. К-7 фиксируется более высокая температура на глубине 160 м (190°C по сравнению с 170°C в скв. К-8), что расширило условия проведения экспериментов. Эксперименты проводились в закрытых скважинах, при четырех режимах.

Режим А - скв. К-8, глубина 30 м, $T = 125^{\circ}\text{C}$, $P = 4,35$ атм,
 $\text{pH} = 6,5$, $E_h = -33$ мв; $M_{2,6} \frac{\text{Cl} 94 \text{SO}^{44}}{\text{Na} 88 \text{Ca} 6} \cdot \text{H}_2\text{SiO}_3 = 245$ мг/л, $\text{CO}_2 =$
 $= 32$ мг/л; $\text{H}_2\text{S} = 4$ мг/л (см. табл. 3, проба 10).

Режим Б - скв. К-8, глубина 160 м, $T = 170^{\circ}\text{C}$, $P = 17,35$ атм,
 $\text{pH} = 6,17$, $E_h = -133$ мв, $M_{2,7} \frac{\text{Cl} 94 \text{SO}^{43}}{\text{Na} 88 \text{Ca} 6} \cdot \text{H}_2\text{SiO}_3 = 255$ мг/л, $\text{CO}_2 =$
 $= 29$, мг/л, $\text{H}_2\text{S} = 3,5$ мг/л (см. табл. 3, проба 7).

Режим С - скв. К-8, глубина 320 м, $T = 175^{\circ}\text{C}$, $P = 33,35$ атм,
 $\text{pH} = 6,20$, состав раствора тот же, что и в режиме Б.

Режим Д - скв. К-7, глубина 160 м, $T = 190^{\circ}\text{C}$, $P = 17,7$ атм,
 $\text{pH} = 6,0$, состав раствора близок пробе 7 (см. табл. 3).

На Большебанном месторождении все эксперименты проводились в скв. К-13, расположенной на юге активного участка месторождения. Выбор данной скважины определился тем, что статический уровень воды находится в этой скважине на 1 м ниже уровня земли. Это обстоятельство позволило провести эксперименты без применения специального лубригаторного устройства. Кроме того, в высокотемпературных скважинах этого месторождения происходит интенсивное отложение арагонита в стволе в интервале зоны паробразования, что исключает постановку в последних длительных экспериментальных работ.

В гидрохимическом отношении К-13 является типовой для всего участка месторождения. В ней вскрыты на глубине перегретые натриево-хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные воды с общей минерализацией до 1,1 г/л. Максимальная температура, измеренная на глубине 280 м, равна 161°C. В жерне скважины отмечено интенсивное гидротермальное перерождение породы и вторичное минералообразование, сходное с таковым по всему активному участку месторождения.

Эксперименты в этой скважине проводились в режиме Е на глубине 240 м в зоне активного водопритока с максимальной температурой 160°C; состав раствора $M_{1,0} \frac{SO^{4}_{51} HCO^{3}_{25} Cl_{22}}{Na_{71} Ca_{19} NH^4_8}$, $H_2SiO_3 = 50$ мг/л, $CO_2 = 25$ мг/л, H_2S - следы, $pH = 6,6$, $P = 23,9$ атм. (см. табл. 6, проба 2).

На Среднепатаунском месторождении для экспериментов была выбрана скв. К-13. Скважина является типичной для данного участка месторождения. Вскрыв горячие воды с температурой всего лишь 86°C на глубине 400 м, она имеет разрез гидротермально измененных пород с характерной среднетемпературной пропилитизацией.

Эксперименты проводились в режиме F на глубине 400 м, $T = 86^\circ C$, $P = 41,15$ атм., $pH = 7,2$, раствор $M_{1,2} \frac{SO^{4}_{85} Cl_{11} HCO^{3}_4}{Na_{61} Ca_{30}}$, $H_2SiO_3 = 42$ мг/л, CO_2 - нет, H_2S - нет.

Для ускорения поступления свежих порций раствора, смывающего эталонные образцы, скважина была поставлена на режим самоизлива с дебитом около 3 л/сек.

Аппаратура. Для проведения экспериментальных работ в напорных геотермальных скважинах последние были специально оборудованы.

На вертикальное отверстие оголовка-крестовины крепился лубригатор, применяемый обычно для проведения термометрии в напорных геотермальных скважинах (рис. 12). Глухое сальниковое уплотнение из вакуумной резины и фторопласта позволяло полностью изолировать систему от атмосферы и исключить вскипание раствора, которое было нежелательно из-за активно идущей в этом случае коррозии металла троса на границе раздела двух фаз (жидкости и газа). Лубригатор имел штуцер для манометра и пароводяной вен-

ть. Образцы помещались в специальные перфорированные стаканчики из фторопласта-4, которые, в свою очередь, устанавливались в перфорированную гильзу из нержавеющей стали марки 1X18НТ. Снаряженная таким образом гильза опускалась через лубрикатор на заданную глубину с помощью нихромового одножильного троса диаметром 2 мм. Для тонкодробленых образцов использовались стаканчики из жаропрочного стекла с тонким фильтром (фильтры Шотта) и тонкоперфорированные стаканчики из фторопласта-4, объем 50-100 см³.

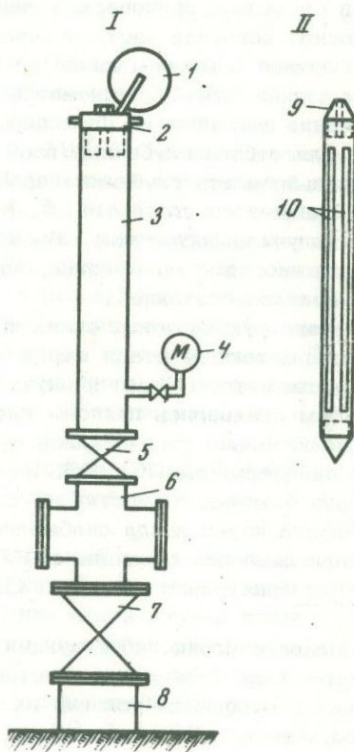
Опыты проводили как в закрытых, полностью изолированных от атмосферы скважинах, так и в обстановке слабого самоизлива (в случае слабого напора и невысоких температур).

При подготовке к эксперименту монолитные образцы вырезали из куска породы в виде пластинок толщиной 0,3-2 см. В каждом эксперименте испытывали, как правило, от 2-3 до 5 пластинок разной толщины. В некоторых случаях в пластинках деформированием образцов под прессом создавали искусственную трещиноватость. Половину каждой подготовленной пластинки оставляли в качестве эталона.

Перед спуском подготовленные к эксперименту образцы тщательно описывали под бинокляром, фотографировали и взвешивали. После выстаивания в скважине, длящегося от 1 до 12 месяцев, экспериментальные образцы предварительно просматривали под бинокляром, затем они обсыхали в помещении и после этого их вторично исследовали под бинокляром. При обнаружении новообразований и других изменений (каверны, трещинки и др.) образцы фотографировали. Новообразованные минералы отбирали на иммерсионный и рентгеноструктурный

Рис. 12. Схема оборудования разведочной скважины для проведения экспериментов

I. Оборудование экспериментальной скважины: № 1. блок, 2. пробка лубрикатора с сальниковым уплотнением, 3. труба лубрикатора, 4. манометр, 5. задвижка лубрикатора, 6. оголовок-крестовина, 7. устьевая задвижка скважины, 8. устье скважины; II. Гильза для экспериментальных образцов, 9. головка с резьбой, 10. шелевая перфорация



анализы, тончайшие фракции исследовали под электронным микроскопом. Измененные породы подвергали химическому (или квантометрическому) и спектральному анализам; в отдельных случаях изготавливали прозрачные шлифы. Для всех экспериментальных образцов измерялся вес и объем до и после эксперимента. Здесь необходимо отметить следующее обстоятельство. Если вес можно было фиксировать на аналитических весах с точностью до четвертого знака, то объем, ввиду довольно больших размеров образцов, можно было измерять лишь в мерном цилиндре с ценой деления 0,2 мл, что не обеспечивало достаточной точности отсчета. Поэтому в большинстве случаев в тех экспериментальных образцах, где изменения в весе были не очень значительны, не удавалось подметить и изменение объема. Создавалось впечатление постоянства объема. Тем не менее, замеры объемных весов исходных пород и измененного вещества из приповерхностной зоны после эксперимента в ряде случаев показали их существенные и, как правило, закономерные различия. Эти данные дали основания утверждать, что объем измененных пород в наших условиях испытывает закономерные изменения. Поэтому из таблиц исключены сведения по объему экспериментальных образцов, но приведены данные объемных и удельных весов, которые замерены с большой точностью. Для определения объемного и удельного весов с экспериментальных образцов срезалась приповерхностная зона толщиной около 2 мм, куда входила основная часть перерожденного вещества. Объем вещества измерялся в мерном цилиндре с ценой деления 0,1 мл. Удельный вес определялся в пикнометре объемом 2 мл. В таблицах даны средние величины из двух параллельных замеров.

Для отбора глубинных проб термальных растворов из скважин использовались глубинные пробоотборники типа ПД-ЗМ и пробоотборник-зонд системы П.А. Крюкова. Так как эта конструкция еще не получила достаточно широкой известности, но обладает большими возможностями применения, нам представляется необходимым дать ее краткое описание¹.

Конструкция зонда очень проста. Она состоит из тонкой трубки из нержавеющей стали марки Х18Я10Т, ТУ 9941-62 с наружным диаметром 6 мм и внутренним 4 мм. Звенья трубки длиной 5-6 м спаивались припоем для нержавеющей стали и места стыков дополнительно упрочивались муфтами с наружным диаметром 8 мм на припое марки ПСР-45. На нижнем конце зонда просверливалась серия боковых отверстий на случай засорения торцового отверстия. Верхний конец зонда снабжался вентилем, служащим для регулирования давления в канале зонда и не допускающим вскипания высокотемпературного раствора. Отбор пробы производился через ва-

¹ Полное описание конструкции зонда приведено в отчете П.А. Крюкова и др. "Разработка методики опробования геотермальных скважин в отношении условий их зарастания карбонатом кальция. Новосибирск, 1966 г."

кумный шланг непосредственно в автоклав (для замеров рН и Еh раствора) и в специальные емкости (для гидрохимического анализа). Описанная конструкция позволяет изготовить зонд любой длины.

Малая толщина стенок трубки обеспечивает необходимую гибкость зонда и позволяет навинчивать его на легкий барабан простой конструкции диаметром около 2 м, с которого зонд легко опускается в скважину.

Для ввода зонда в высоконапорную скважину применяется специальное разжимное сальниковое устройство, которое крепится на заглушке вертикального отверстия оголовка скважины. Уплотнение сальника достигается с помощью толстостенной вакуумной резиновой трубки и регулируется двумя гайками на верхнем и нижнем концах сальникового устройства.

Наряду с простотой конструкции, обеспечивающей надежный отбор пробы с конкретной глубины, зонд системы Крюкова позволяет отбирать неразделенные пробы гидротермальных растворов не только из закрытых, но и из действующих скважин. В случае отбора пробы перегретых растворов из зоны парообразования верхняя часть пробоотборника, намотанная на барабане, служит своеобразным змеевиком-холодильником, в котором конденсируется паровая фаза и обеспечивается однородность раствора.

Для измерения величин рН и Еh в отбираемых пробах растворов вначале использовался полевой потенциометр ППМ-3М, а после внедрения пробоотборника Крюкова — специально разработанная П.А. Крюковым методика (Крюков и др., 1966). Согласно последней, раствор из пробоотборника пропускать через специальный автоклав, изготовленный из фторопласта-4. В него были вмонтированы стеклянный и вспомогательный электроды, нагреватель, магнитная мешалка, входной и выходной вентили, система регулирования давления, термометр. Раствор протекал через автоклав, сменив 3-4 объема последнего, затем вентили автоклава закрывались (сначала сливной, потом впускной) и он отсоединялся от пробоотборника. Для замера рН в лабораторных условиях (но непосредственно на месторождении) раствор в автоклаве нагревался до температуры, замеренной на глубине отбора пробы.

Эта методика позволяет сохранять в растворе газовую фазу и измерять величины рН, максимально приближенные к природным глубинным условиям.

Измерение Еh производилось в специальной ячейке цилиндрической формы, изготовленной из фторопласта-4. Раствор протекал в ячейку непосредственно из пробоотборника через штуцер с резиновым шлангом. После смены 3-4 объемов ячейки впускной и выпускной штуцеры зажимались. Замеры Еh проводили по 4 платиновым электродам по сравнению с хлор-таллиевым электродом. Использовались данные с разбросом не более 20 мВ.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗЦОВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Принцип отбора пород для экспериментов. Изучение разрезов современных гидротермальных систем в областях активного вулканизма показало, что в их строении основное участие принимают породы среднего и кислого состава при подчиненном значении основных пород. Чаще всего это туфы андезитов и дацитов, пеплово-пемзовые туфы, андезиты. В низях разрезов, как правило, залегают туфобрекчии, реже маломощные лавовые потоки основного состава.

Типичными в этом отношении являются и месторождения гидротерм, выбранные нами для экспериментальных работ. Исходя из этих положений для экспериментов были отобраны типичные образцы неизмененных эффузивных пород кислого, среднего и основного составов молодых вулканических массивов Камчатки.

Петрографические параметры. Дацит (обр. 5/10, вулкан Дикий Гребень) порфировой структуры с флюидалной и перлитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезит № 40-46), роговой обманкой, кварцем, редкими зернами авгита и рудного минерала. В кристаллах роговой обманки включены тонкие призмочки апатита и мелкие изометричные зерна рудного минерала. Кварц встречается в виде мелких округлых зерен. Стекло светлое, прозрачное, с микролитами рудных и цветных минералов, плагиоклаза и кварца. Порода плотная, с низкими фильтрационными свойствами.

Андезито-дацит (обр. 946, вулкан Карымский) порфировой структуры с гналопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники занимают около 20% объема породы и представлены плагиоклазом (андезит № 45), авгитом и редкими зернами магнетита. В таблицах плагиоклаза включены длиннопризматические кристаллы зеленоватого апатита. Основная масса состоит из стекла с микролитами плагиоклаза. Порода плотная, слабопроницаемая.

Пемза (месторождение Куткины Баты) свежая, состоит из светлого стекла с характерной пузырчатой текстурой (показатель преломления стекла $1,502 \pm 0,002$), с крупными зональными вкрапленниками плагиоклаза (№ 50-65) и редкими зернами авгита и магнетита.

Липарито-дацит светло-серого цвета, порфировой структуры, плотный. Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 30), моноклинным пироксеном (авгит), кварцем и рудным минералом. В шлифах обнаружены тонкие волокна хлорита травяно-зеленого цвета и мелкие каверны выщелачивания по плагиоклазу. Нередко в таблицах плагиоклаза содержатся мелкие включения пироксена и рудного минерала. Пироксены бесцветные, правильной формы, часто сдвойникованы.

Основная масса состоит из 70% стекла и незначительного количества микролитов плагиоклаза, пироксена и рудного. По стеклу изредка в мелких участках и прожилках развит вторичный кварц.

Андезит (обр. 6/х, вулкан Камбальный) порфировой структуры с долеритовой структурой основной массы. Порода состоит из 60% вкрапленников плагиоклаза и пироксена и 40% основной массы. Вкрапленники плагиоклаза (андезин № 50) в виде удлинённых таблиц размером до 3 мм, иногда образуют гломеропорфировые сростки. Пироксены представлены двумя разновидностями: 1 – крупные (1–2 мм) кристаллы эгирин-авгита иногда с мелкими включениями магнетита; 2 – мелкие (до 1 мм) кристаллы гиперстена. Вокруг кристаллов гиперстена всегда развиты микролиты пироксена с интерференционной окраской более высокого порядка. В основной массе преобладают микролиты плагиоклаза и мелкие зерна магнетита; в интерстициях – микролиты пироксенов. Стекла почти нет. Порода плотная, слабопроницаемая.

Андезит (обр. 21/66, вулкан Кошелева) порфировой структуры с микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники составляют 50% объема породы и представлены плагиоклазом, авгитом и магнетитом. Таблицы плагиоклаза (андезин № 40) крупные (до 3 мм), иногда содержат мелкие включения пироксена. Вкрапленники авгита часто инкрустированы микролитами пироксена. Основная масса состоит из стекла с микролитами плагиоклаза, пироксена и рудного.

Андезит (обр. 23/66, вулкан Кошелева) порфировой структуры с интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники составляют 40% объема породы и представлены плагиоклазом, авгитом и магнетитом. Таблицы плагиоклаза (№ 30) крупные (до 2 мм), часто образуют гломеропорфировые сростки, нередко сдвойникованные по альбитовому закону. Иногда в них наблюдаются включения стекла и микролитов пироксена. Вкрапленники авгита до 2–3 мм, часто обрамлены микролитами пироксена. Основная масса состоит из стекла с микролитами плагиоклаза, пироксена и магнетита.

Андезито-базальт (обр. КШ-3, вулкан Кошелева) порфировой структуры, с миндалекаменной текстурой основной массы. Вкрапленники составляют 50–65% объема породы и представлены плагиоклазом, авгитом, ромбическим пироксеном и роговой обманкой. Таблицы плагиоклаза (лабрадор-битовнит № 70) размером 0,2–3–4 мм нередко в сростках, часто имеют обильные включения стекла. Кристаллы авгита светло-зеленого цвета, нередко образуют гломеропорфировые сростки, среди которых встречаются кристаллы ромбического пироксена. Роговая обманка присутствует в виде мелких зерен зеленого цвета. Стекло пористое, темного цвета, переполненное микролитами плагиоклаза, цветного и рудного минералов.

Базальт (обр. 22/66, вулкан Камбальный) черного цвета, пироксеновый, диабазовой структуры. Вкрапленники плагиоклаза и моноклинного пироксена размером до 0,5–1 мм. Плагиоклаз свежий, без включений. Кристаллы магнетита мелкие, до 0,1 мм округлой формы. Стекла мало. Порода плотная, с низкой пористостью.

Базальт (обр. КМ-13, вулкан Камбальный) пористый, порфировой структуры. Вкрапленники занимают 60% объема породы и

представлены в основном крупными (до 1,5 мм) таблицами плагиоклаза и редкими зернами моноклинного пироксена (0,1-1 мм). Рудного минерала очень мало. Основная масса состоит на 50% из стекла бурого цвета и 50% микролитов плагиоклаза и пироксена. Поры составляют около 30% породы.

Плагиобазальт (Срединный хребет) порфировой структуры с флоидальной структурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза, моноклинного пироксена и магнетита занимают 50% объема породы. Таблицы плагиоклаза (лабрадор-битовнит № 70) имеют размер 3-5 мм. Моноклинный пироксен размером 0,5-1 мм слабо зеленоватого цвета, чистый, нередко двойникован. Округлые зерна магнетита до 0,1 мм часто включены в кристаллах пироксена, реже плагиоклаза. Основная масса состоит из 40% стекла с микролитами плагиоклаза и в меньшей степени пироксена и рудного.

Базальт (обр. 7, вулкан Ключевский) темно-серого цвета микропорфировой структуры. Вкрапленники составляют 25-30% породы. Представлены, главным образом, плагиоклазом (№ 54), моноклинным пироксеном и незначительным количеством оливина и рудного минерала изометрической формы. Таблицы плагиоклаза обычно имеют полисинтетические двойники и часто содержат мелкие включения стекла. Размер зерен не превышает 2-3 мм. Моноклинный пироксен бесцветный, нередко содержит мелкие включения рудного минерала. Основная масса состоит из буровато-серого стекла с незначительным содержанием микролитов плагиоклаза и пироксена. Порода имеет высокую пористость (до 30%): поры размером 1-2, реже 3 мм, округлые, имеют сотовидную структуру.

Обсидиан (вулкан Карымский) черного цвета, плотный. В некоторых образцах отмечается линейная полосчатость, обусловленная чередованием темного и более светлого стекла в различной степени насыщенного мельчайшими газово-жидкими включениями. Обсидиан изотропен, показатель преломления равен $1,490 \pm 0,002$, рентгеноаморфен.

Экспериментальные образцы минералов представлены: кварцем, кальцитом, альбитом, лабрадором, микроклином, авгитом, диопсидом, энстатином, анальцимом, эпидотом, пиритом, каолинитом.

Методика расчета баланса вещества. Для оценки характера изменения пород в результате воздействия на них природных гидротермальных растворов были использованы два метода пересчета химических анализов компонентов: кислородный метод Т.Барта (Четвериков, 1956) и так называемый рациональный метод с учетом пористости Ю.В. Казизына и В.А. Рудника (Казизын, Рудник, 1968).

Оба метода по существу являются геохимическими, однако второй, привлекая к расчету данные удельного (δ) и объемного (d) весов пород, испытывающих существенные изменения при рассматриваемых процессах, ближе других методов подходит к оценке суш-

ности метасоматоза¹. Как показали расчеты, в тех случаях, когда перерождение породы не сопровождается изменением объема², оба метода дают весьма близкие значения. Учет изменения пористости породы приводит к возникновению значительных расхождений. Исходя из этого, во всех случаях, когда удавалось измерить объемный и удельный веса исходных и измененных пород, для расчетов применялся рациональный метод Казицына и Рудника.

При сопоставлении химизма исходных и перерожденных пород вероятны различные ошибки.

Как известно, химический состав некоторых пород весьма неоднороден и испытывает незакономерные вариации в любом объеме породы. При наличии большого объема породы обычно применяется многократное квартование пробы, дающее приближенно усредненный химический состав породы. Для экспериментов готовились пластинки пород весом от 7 до 50 г. Перерождению подвергалась большей частью лишь тонкая приповерхностная корочка образца, которая и могла быть использована для оценки количественного эффекта метасоматоза. Поэтому, естественно, перед нами встала задача оценки величины погрешности, возникающей вследствие непредставительности пробы. Эта задача решалась методом повторных анализов SiO_2 , Na_2O и K_2O в малых по весу пробах, взятых из тонкого среза образца. Образцы пород с большим разбросом значений отбраковывались.

В пробах перерожденных пород определение SiO_2 , Na_2O и K_2O проверялось трижды. На графиках (см. рис. 19, 20, 21) заштрихованным полем представлены результаты этих определений по 10 образцам, признанных пригодными для эксперимента. Шесть образцов пород: дацит, пемза, обсидиан, андезит, базальт (обр. 22/66 и КШ-3) имеют хорошую сходимостъ результатов для всех трех компонентов; четыре других обнаруживают удовлетворительную вариацию. В связи с тем, что химические анализы выполнены в одной лаборатории, аналитическую ошибку определений мы признаем статистической и не учитываем. Квантометрические анализы имеют для SiO_2 коэффициент вариации 1,4% (Арнаутов и др., 1968), что отражено на графике пунктирными линиями.

¹ Химический состав пород при этой методике расчета выражается в объемно-атомных интрамилях (F_i^v), показывающих число атомов элемента i в объеме массы вещества, или в виде содержания абсолютного количества атомов элементов в стандартном геометрическом объеме пород — N_i^v .

² Под изменением объема понимается суммарное изменение общего объема скелета породы и внутрпорового пространства.

ЭКСПЕРИМЕНТЫ В ХЛОРИДНО-НАТРИЕВЫХ РАСТВОРАХ
(Паужетское месторождение гидротерм)

На Паужетском месторождении были наиболее благоприятные условия для экспериментов. Наличие двух высокотемпературных скважин с необсаженными нижними горизонтами притока термальных вод и хорошим оборудованием оголовков позволило провести широкий комплекс исследований в различных режимах T , P , pH , Eh и, в некоторой степени, солевого состава гидротерм.

Эксперименты в режиме А. Длительность выстаивания образцов в скважине 6 месяцев.

Дацит (обр. 5/0). Эксперименту были подвергнуты образцы в виде тонких (0,6 см) монолитных пластинок. После воздействия на породу хлоридно-натриевым раствором ($T = 125^{\circ}C$, $P = 4,2$ атм, $pH = 6,5$, $Eh = -30$ мв), в приповерхностной зоне образцов на глубину до 1 мм возникла рыхлая кавернозная текстура (образец легко крошится). Таблицы плагиоклаза приобрели заметный зеленоватый оттенок. В шлифах, сделанных из образцов пород приповерхностной зоны, удалось обнаружить слабое понижение показателя преломления плагиоклаза вдоль трещинок и по краям зерен. Вес образцов уменьшился на 0,036%¹. В химическом составе породы существенных изменений не произошло² (табл. 10. I, II).

Пемза. Образец светло-серой пемзы под действием гидротермальных растворов испытал интенсивное перерождение. Порода на всю глубину образца была разрыхлена и большая часть материала вынесена через перфорацию. В оставшихся мелких кусочках породы, представляющих собой кристаллы плагиоклаза с незначительным количеством стекла, заметна зеленая окраска стекловатой основной массы.

Андезит (обр. 6/х). Породу испытывали в виде монолитных пластинок, толщиной 0,3–0,5 см и в виде дробленной фракции 0,1–1 мм.

Монолитные образцы приобрели с поверхности белесый оттенок. По искусственным трещинкам, созданным перед опытом, образова-

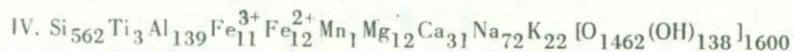
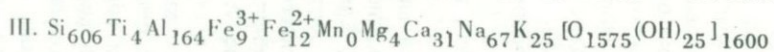
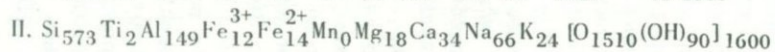
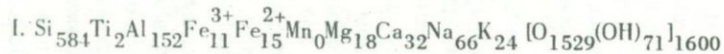
¹ Изменения в весе всех исследованных образцов приведены в приложении, таблице XII.

² Следует учесть незначительную толщину перерожденной зоны и трудность отбора материала на анализ без примеси из нижележащей неизменной зоны.

Таблица 10

Результаты химического анализа дацита (обр. 5/0) (пересчет по Барту)

Компо- ненты	I. До эксперимента				II. После эксперимента в режиме А				III. После эксперимента в режиме В				IV. После эксперимента в режиме С			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	68,66	1144	2288	584	67,95	1131	2262	573	63,50	1140	2280	606	68,16	1134	2268	562
TiO ₂	0,30	4	8	2	0,30	4	8	2	0,55	7	14	4	0,44	5	10	3
Al ₂ O ₃	15,28	299	448	152	15,02	295	442	149	15,69	308	462	164	14,37	281	421	139
Fe ₂ O ₃	1,69	22	33	11	1,98	24	36	12	1,34	17	25	9	1,72	22	33	11
FeO	2,10	29	29	15	2,05	28	28	14	1,61	22	22	12	1,71	24	24	12
MnO	He обн.	-	-	-	He обн.	-	-	-	He обн.	-	-	-	0,15	2	2	1
MgO	1,47	36	36	18	1,36	36	36	18	1,29	7	7	4	1,03	25	25	12
CaO	3,48	62	62	32	3,72	68	68	34	3,32	59	59	31	3,56	63	63	31
Na ₂ O	3,97	129	64	66	4,08	131	65	66	3,88	126	63	67	4,49	146	73	72
K ₂ O	2,27	47	23	24	2,25	46	23	24	2,33	48	24	25	2,17	45	22	22
H ₂ O	1,25	139	139	71	1,59	178	178	90	0,48	48	48	25	2,46	278	278	138
Сумма	100,47		3181	975	100,30		3149	982	98,99		3004	947	100,29		3220	1002



Примечание. 1 - вес.%; 2 - атомные количества; 3 - атомные количества кислорода; 4 - количество электрон-положительных ионов в стандартной ячейке. Аналитик Т.В. Долгова

лась тонкая пленочка халцедона. В шлифе из образца породы при-
поверхностной зоны отмечены тонкие каемки гематита красновато-
бурого цвета вокруг зерен магнетита и мелких кристаллов пироксена.

Дробленый андезит сцементировался, образуя плотную породу,
похожую на алевропсаммитовый туф. Новообразованный цемент сос-
тоит из тонкозернистого агрегата, в котором обнаружены мелкие
зерна кварца (до 0,01 мм) изометричной формы и редкие округлые
зерна адуляра.

По данным химических анализов дробленной пробы андезита
(табл. 11) видно, что после эксперимента валовый состав породы
изменился очень слабо; отмечается незначительное увеличение Al,
Ti, Na и K и уменьшение Si, Fe³⁺, Mg и Ca. Привнос K⁺ отра-
зился в новообразованиях адуляра. Отложение халцедона в трещин-
ках произошло за счет перетолжения кремнезема (главным обра-
зом из стекла). При этом часть кремнезема была вынесена.

Андезито-базальт (обр. КШ-3) выстаивался в скважине в
виде пробы, дробленной до фракции 0,5-1 мм. За время экспери-
мента образец прочно сцементировался. Обломочки плагиоклаза, пи-
роксена, рудного минерала и стекла связаны кремнеземисто-желе-
зистым веществом. Помимо бурых окислов железа, пропитывающих
всю пробу, в мелких порах отмечены зерна пирита латунно-жел-
того цвета. Вокруг некоторых зерен пироксена образована тонкая
каемка гематита. В двух случаях в трещинках пироксена отмечен
новообразованный кальцит. В некоторых таблицах плагиоклаза по
трещинкам отмечаются тонкие полоски с более низким показате-
лем преломления, чем основное зерно; вероятно, произошла деанор-
тизация плагиоклаза.

По данным химических анализов (табл. 12), следует привнос в
породу Al и Fe²⁺ и вынос Si, Fe³⁺, Mg и Ca. В пересчете по
Барту содержание Na не испытывает изменения. В пересчете
по методу Казизына и Рудника обнаруживается увеличение Na в
измененной пробе (см. табл. 23). Некоторое уменьшение содер-
жания K объясняется не действительным выносом его из породы, а
первичной широкой вариацией в исходном андезито-базальте, что
подтверждено рядом химических анализов и хорошо отражено на
рис. 19. Таким образом, по данным экспериментов из пород раз-
личного состава (от кислых до основных) под воздействием пере-
гретых почти нейтральных хлоридно-натриевых растворов в усло-
виях глубины 30 м, наблюдается слабый вынос Si, Mg и Ca и при-
внос в них Al, Fe²⁺, Na и K. Уменьшение кремнезема в породах
говорит о его выщелачивании, однако находки новообразований ха-
лцедона и кварца в пустотах экспериментальных образцов и цементе
свидетельствуют о сопряженности процессов выноса кремнезема из
породы и перетолжения его в этом же образце. Растворение крем-
незема и перетолжение его вблизи места растворения неоднократно
наблюдались при лабораторных экспериментах (Хитаров, 1953,
Захарченко, 1955). Увеличение содержания Na и уменьшение Ca
в породах связано, по-видимому, с деанортизацией плагиоклаза. Ка-

Таблица 11

Результаты химических анализов андезита (обр. 6/х), пересчитанных по рациональному методу с учетом пористости (Казисьин, Рудник, 1968) при $\delta = 2,75 \text{ г/см}^3$

Компо- ненты	1. До эксперимента				2. После эксперимента в режиме А			
	вес. %		F_i^v		вес. %		F_i^v	
	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион
SiO ₂	55,46	55,17	15,17	30,34	54,68	54,77	14,06	28,12
TiO ₂	0,68	0,68	0,14	0,28	1,02	1,02	0,21	0,42
Al ₂ O ₃	16,92	16,82	5,46	8,19	18,23	18,26	5,87	8,80
Fe ₂ O ₃	4,58	4,56	0,94	1,41	3,39	3,40	0,71	1,06
FeO	5,32	5,29	1,22	1,22	5,91	5,92	1,37	1,37
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	3,98	3,96	1,63	1,63	3,60	3,61	1,48	1,48
CaO	7,84	7,82	2,31	2,31	6,82	6,84	2,02	2,02
Na ₂ O	3,16	3,15	1,68	0,84	3,50	3,51	1,88	0,94
K ₂ O	1,38	1,37	0,48	0,24	1,86	1,86	0,66	0,33
H ₂ O ⁻	0,33	0,33	-	-	0,36	0,36	-	-
H ₂ O ⁺	0,86	0,85	1,56	0,78	0,45	0,45	0,82	0,41
Сумма	100,51	100,00	20,59	47,24	99,82	100,00	28,68	44,95

1. Si_{15,17}Ti_{0,14}Al_{5,46}Fe_{0,94}³⁺Fe_{1,22}²⁺Mn_{0,00}Mg_{1,63}Ca_{2,31}Na_{1,68}K_{0,48}[O_{45,68}(OH)_{1,56}]_{47,24}

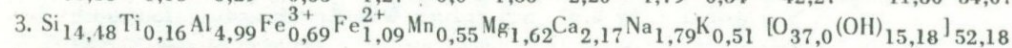
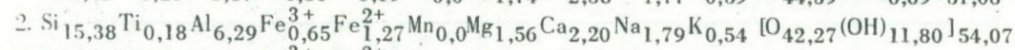
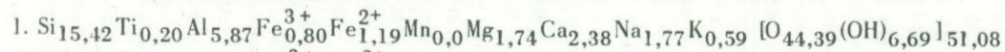
2. Si_{14,06}Ti_{0,21}Al_{5,87}Fe_{0,71}³⁺Fe_{1,37}²⁺Mn_{0,00}Mg_{1,48}Ca_{2,02}Na_{1,88}K_{0,66}[O_{44,13}(OH)_{0,82}]_{44,95}

Аналитик Т.В. Долгова

Таблица 12

Результаты химического анализа базальта (обр. КШ-3), пересчитанные по рациональному методу (Казицын, Рудник, 1968)

Компоненты	1. До эксперимента ($\delta = 2,80 \text{ г/см}^3$)				2. После эксперимента в режиме А ($\delta = 2,80 \text{ г/см}^3$)				3. После эксперимента в режиме С ($\delta = 2,61 \text{ г/см}^3$)			
	вес. %		F_i^V		вес. %		F_i^V		вес. %		F_i^V	
	результаты анализа	приведенные к 100 %		анионы	результаты анализа	приведенные к 100 %	катионы	анионы	результаты анализа	приведенные к 100 %	катионы	анионы
SiO ₂	55,00	55,07	15,42	30,84	54,86	54,95	15,38	30,76	55,60	55,50	14,48	28,96
TiO ₂	0,94	0,94	0,20	0,40	0,85	0,85	0,18	0,36	0,82	0,82	0,16	0,32
Al ₂ O ₃	17,71	17,74	5,87	8,80	18,99	19,02	6,29	9,59	16,24	16,19	4,99	7,49
Fe ₂ O ₃	3,73	3,74	0,80	1,20	3,08	3,09	0,65	0,97	3,51	3,50	0,69	1,04
FeO	5,06	5,07	1,19	1,19	5,38	5,39	1,27	1,27	5,04	5,02	1,09	1,09
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	0,25	0,55	0,55
MgO	4,16	4,17	1,74	1,74	3,73	3,74	1,56	1,56	4,17	4,16	1,62	1,62
CaO	7,90	7,91	2,38	2,38	7,30	7,31	2,20	2,20	7,78	7,76	2,17	2,17
Na ₂ O	3,26	3,26	1,77	0,88	3,28	3,29	1,79	0,89	3,53	3,52	1,79	0,89
K ₂ O	1,64	1,64	0,59	0,30	1,50	1,50	0,54	0,27	1,51	1,51	0,51	0,26
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	-	-	0,22	0,22	-	-	0,98	0,98	-	-
H ₂ O ⁺	0,36	0,36	6,69	3,35	0,63	0,63	11,80	5,90	0,87	0,87	15,18	7,59
Сумма	99,86	100,00	36,65	51,08	99,82	100,00	41,61	54,07	100,30	100,00	43,23	52,18



Аналитик Т.В. Долгова

Таблица 13

Результаты химических анализов лацита (обр. 5/0), пересчитанные по рациональному методу (Казицын, Рудник, 1968)

Компо- ненты	До эксперимента ($\delta = 2,39 \text{ г/см}^3$)				2. После эксперимента в ре- жиме В ($\delta = 2,49 \text{ г/см}^3$)			3. После эксперимента в режиме С ($\delta = 2,49 \text{ г/см}^3$)			
	вес. %		F_i^v		вес. %	F_i^v		вес %		F_i^v	
	результаты анализа	приведен- ные к 100%	катион	анион	результаты анализа	катион	анион	результаты анализа	приведен- ные к 100%	катион	анион
SiO ₂	68,66	68,34	16,33	32,66	68,50	17,05	34,10	68,16	68,06	17,15	34,30
TiO ₂	0,30	0,30	0,55	1,10	0,55	1,03	2,06	0,44	0,44	0,82	1,64
Al ₂ O ₃	15,28	15,21	4,29	6,44	15,69	4,61	6,91	14,37	14,32	4,23	6,34
Fe ₂ O ₃	1,69	1,68	0,30	0,45	1,34	0,25	0,37	1,72	1,72	0,32	0,64
FeO	2,10	2,09	0,42	0,42	1,61	0,33	0,33	1,71	1,71	0,36	0,36
MnO	Не обн.	-	-	-	Не обн.	-	-	0,15	0,15	0,32	0,32
MgO	1,47	1,46	0,52	0,52	1,29	0,48	0,48	1,03	1,03	0,39	0,39
CaO	3,48	3,46	0,89	0,89	3,32	0,89	0,89	3,56	3,55	0,95	0,95
Na ₂ O	3,97	3,95	1,83	0,92	3,88	1,88	0,94	4,49	4,48	2,17	1,09
K ₂ O	2,27	2,25	0,69	0,34	2,33	0,84	0,37	2,17	2,17	0,69	0,34
H ₂ O	1,25	1,24	17,71	8,85	1,48	22,04	11,02	2,46	2,45	36,48	18,24
Сумма	100,47	100,00	43,73	52,59	99,99	49,30	57,47	100,29	100,00	63,88	64,61

1. Si_{16,33} Ti_{0,55} Al_{4,29} Fe³⁺_{0,30} Fe²⁺_{0,42} Mn_{0,0} Mg_{0,52} Ca_{0,89} Na_{1,83} K_{0,69} [O_{34,88} (OH)_{17,71}] 52,59

2. Si_{17,05} Ti_{1,03} Al_{4,61} Fe³⁺_{0,25} Fe²⁺_{0,33} Mn_{0,0} Mg_{0,48} Ca_{0,89} Na_{1,88} K_{0,74} [O_{35,43} (OH)_{22,04}] 57,47

3. Si_{17,05} Ti_{0,82} Al_{4,23} Fe³⁺_{0,32} Fe²⁺_{0,36} Mn_{0,32} Mg_{0,39} Ca_{0,95} Na_{2,17} K_{0,69} [O_{28,13} (OH)_{36,48}] 64,61

Аналитик Т.В. Долгова

Таблица 14

Результаты химических анализов пемзы, пересчитанные по рациональному методу (Казизян, Рудник, 1968)

Компо- ненты	1. До эксперимента ($d = 0,83 \text{ г/см}^3$)				2. После эксперимента в режиме В ($d = 0,84 \text{ г/см}^3$)				3. После эксперимента в ре- жиме С ($d = 0,84 \text{ г/см}^3$)			
	вес. %		N_i^v		вес. %		N_i^v		вес. %		N_i^v	
	резуль- таты анализа	приве- денные к 100 %	катио- ны	анио- ны	резуль- таты анализа	приве- денные к 100%	катио- ны	анио- ны	резуль- таты анализа	приве- денные к 100%	катио- ны	анио- ны
SiO ₂	66,28	66,39	55,10	110,20	59,10	59,16	49,69	99,38	63,00	63,08	52,98	105,96
TiO ₂	0,43	0,43	0,27	0,54	0,62	0,62	0,39	0,78	0,54	0,54	0,34	0,68
Al ₂ O ₃	15,03	15,05	14,76	22,14	21,85	21,87	21,70	32,55	19,35	19,37	19,22	28,83
Fe ₂ O ₃	1,27	1,27	0,80	1,20	1,45	1,45	0,92	1,38	1,34	1,34	0,85	1,26
FeO	1,67	1,67	1,16	1,16	2,40	2,40	1,69	1,69	2,39	2,39	1,69	1,69
MnO	0,48	0,48	0,34	0,34	0,09	0,09	0,06	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02
MgO	0,95	0,95	1,18	1,18	1,40	1,40	1,76	1,76	1,43	1,43	1,79	1,79
CaO	3,81	3,82	4,10	4,10	9,05	9,06	8,17	8,17	5,10	5,11	4,61	4,61
Na ₂ O	4,92	4,93	7,95	3,97	2,66	2,66	4,34	2,17	4,00	4,01	6,54	3,27
K ₂ O	1,79	1,79	1,90	0,95	0,44	0,44	0,47	0,24	1,12	1,12	1,19	0,59
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	-	-	0,10	0,10	-	-	0,30	0,30	-	-
H ₂ O ⁺	2,82	2,83	15,72	7,86	0,74	0,74	4,01	2,00	1,24	1,24	6,95	3,47
P ₂ O ₅	0,18	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,83	99,99+ +0,01	103,28	133,64	99,90	99,99+ +0,01	93,22	150,18	99,86	99,98+ +0,02	96,18	152,15

1. Si_{55,10} Ti_{0,27} Al_{14,76} Fe_{0,80}³⁺ Fe_{1,16}²⁺ Mn_{0,34} Mg_{1,18} Ca_{4,10} Na_{7,95} K_{1,90} [O_{117,92} (OH)_{15,72}] 133,64
2. Si_{49,69} Ti_{0,39} Al_{21,70} Fe_{0,92}³⁺ Fe_{1,69}²⁺ Mn_{0,06} Mg_{1,76} Ca_{8,17} Na_{4,34} K_{0,47} [O_{146,17} (OH)_{4,01}] 150,18
3. Si_{52,98} Ti_{0,34} Al_{19,22} Fe_{0,85}³⁺ Fe_{1,69}²⁺ Mn_{0,02} Mg_{1,79} Ca_{4,61} Na_{6,54} K_{1,19} [O_{145,2} (OH)_{6,95}] 152,15

Аналитик Т.В. Долгова

лий в исследованных условиях обнаруживает тенденцию к накоплению в породе, т.е. в условиях понижения температуры раствора вблизи поверхности калий поступает в породу с образованием адуляра. Примечательно, что в керне экспериментальной скв. К-8 адуляр отмечается только в верхах разреза.

Эксперименты в режиме В. Выбранная глубина в 160 м отвечает зоне максимального водопритока. С этой глубины нарастание температуры вниз по стволу скважины идет очень медленно. По данным минералого-петрографического изучения керна скв. К-8 с этой глубины начинается зона цеолитизации и фельдшпатизации. Как видно из табл. 3, этот режим характеризуется температурой 170°C и $\text{pH}=6,17$. Растворы натриево-хлоридные с гидрокарбонат-ионом.

В этих условиях экспериментальные образцы дацита, пемзы, обсидиана, андезито-дацита, андезита, андезито-базальта, базальта выдерживались от 6 до 12 месяцев.

Дацит (обр. 5/0) испытывался в виде монолитных пластин толщиной 0,5 см. После выстаивания в течение 6 месяцев заметно перерождение породы: макроскопически отмечается разрыхление приповерхностной зоны образца (порода легко крошится), обнаружено уменьшение веса образца на 1,8112 г, что в значительной степени обусловлено разрушением породы и выходом ее через перфорацию экспериментального стакана. Под биноклем видны следы выщелачивания стекла вокруг таблиц плагиоклаза.

По результатам химических анализов образцов породы, пересчитанных по Барту (см. табл. 17), отмечается обогащение приповерхностной измененной зоны образца Si, Al, Ti, в меньшей степени Na и K; Ca и особенно Mg частично вынесен. Аналогичная картина получается и при расчетах с учетом пористости (табл. 13).

Пемза. После выстаивания на глубине 160 м в течение 6 месяцев образец пемзы претерпел заметные изменения. Светло-серое стекло приобрело с поверхности и до глубины 4 мм отчетливый зеленый оттенок и замещено агрегатом мелкозернистого кальцита и мелких чешуек зеленого монтмориллонита. В мелких порах обнаружены мельчайшие округлые зерна минерала белого цвета, который рентгеноструктурным анализом диагностируется как альбит.

По данным химических анализов, пересчитанных по Барту и по рациональному варианту Казицына и Рудника с учетом изменения объемного веса (табл. 14), отчетливо видно значительное перераспределение компонентов: и из измененной зоны породы частично вынесены Si, Mn, Na, K, а Al, Ti, Fe и Ca существенно обогатили ее. Перерождению подверглась, в основном, стекловатая масса породы; вкрапленники плагиоклаза остались без изменения. Кристаллизация альбита в порах происходила на фоне выщелачивания натрия из породы.

Андезито-дацит (обр. 946) испытывали в виде пластинки толщиной 0,6 см. После выстаивания в течение 6 месяцев образца на его поверхности образовалась сеть тонких пересекающихся трещинок, стенки которых покрылись плотной тонкой (0,5-1 мм)

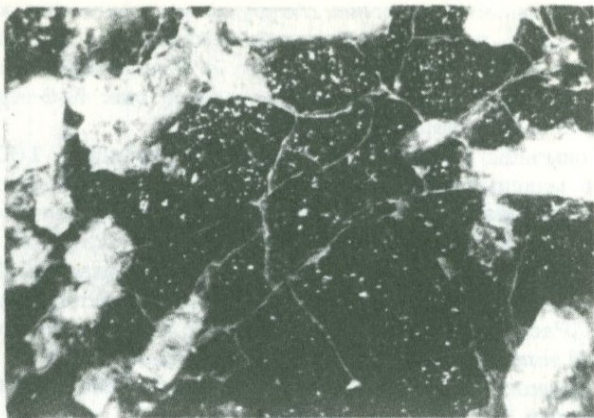


Рис. 13. Новообразованные трещинки в андезито-даците, заполненные тонкодисперсным слабополяризующим веществом. Вокруг таблиц плагиоклаза — выщелачивание и замещение агрегатом слабополяризующего вещества и кальцита. На поверхности основной массы видны мелкие каверны выщелачивания (белые точки). Увел. 4, скв. К-8, глубина 160 м, $T=170^{\circ}\text{C}$, время выстаивания 6 мес.

пленкой вещества зеленовато-буроватого цвета (рис. 13), легко отделяющегося при нажиме иглой. На глубине 2–3 мм пленка выклинивается, но сама трещинка прослеживается еще на несколько миллиметров. Нередко минеральное вещество как бы выдвигается из трещинок и возвышается над поверхностью образца на 1–2 мм. Многие зерна плагиоклаза окружены такой же тонкой пленочкой зеленых минералов, среди которых изредка встречаются мелкие округлые зерна кальцита. Под микроскопом зеленые минералы обнаруживают слабую агрегатную поляризацию, показатель преломления равен $1,596 \pm 0,003$.

По нашему представлению, трещинки образовались в результате диспергирования вещества вулканического стекла по скрытой системе структурных дефектов. Процесс диспергирования сопровождался активным химическим взаимодействием тонкодисперсных частиц с раствором. Рентгеноструктурный анализ зеленовато-бурого вещества пленки обнаружил слабые линии, идентифицирующиеся с магниезальным монтмориллонитом. На поверхности образца и в кавернах отложилась тонкая пленочка светло-голубоватого халцедона.

Вес образца уменьшился на 0,120 г.

Андезит (обр. 6/х) испытывали в виде монолитных пластинок толщиной 0,3–0,6 см. После выстаивания в течение 6 месяцев один образец был снова опущен в скважину и выдерживался в этом же режиме еще 6 месяцев. Макро- и микроскопические исследования показали одинаковый характер изменения породы в обоих случаях.

Поверхность породы приобрела белесый оттенок. Основная масса андезита несет заметные следы растворения (приобрела ноздреватый вид, легко крошится при нажиме стальной иглой). По вкрапленникам плагиоклаза образовались тонкие волосные трещинки, по которым наблюдается выщелачивание и деанортитизация. Вокруг зерен пироксена нередко наблюдается тонкая каемка бурых окислов железа. Сами зерна пироксена участками замещены агрегатами мелких зерен кальцита и хлоритоподобным тонкочешуйчатым минералом светло-зеленого цвета ($N_m = 1,573 \pm 0,003$). Мощность измененной зоны породы достигает 1-1,5 мм.

Как видно из пересчитанных данных квантометрических анализов (табл. 15), измененная зона породы обогащена Si и Mg и обеднена Ca и K. Содержание Al осталось постоянным. Na выносятся из породы при эксперименте длительностью 6 месяцев, но обогащает измененную зону при продолжении опыта до 12 месяцев; Fe наоборот накапливается в породе за период в 6 месяцев и существенно снижается при выстаивании образца в течение 12 месяцев. Эти вариации, видимо, связаны с отмеченным выше непостоянством режима CO_2 и H_2S , существенно влияющих на кислотность - щелочность растворов.

Андезит (обр. 21/66) испытывался в виде пластинки толщиной в 1 см. После шестимесячного выстаивания порода приобрела с поверхности белесый оттенок. Граница осветленной зоны резкая (рис. 14 а), толщина - 1,5 мм в нижней части пластинки и 0,8-1 мм в верхней ее части. Пироксен (авгит) в измененной зоне замещен мелкочешуйчатым глинистым минералом зеленого цвета, охристыми гидроокислами железа и мелкими зернами белого кальцита (рис. 14 б). Характерно, что замещение авгита произошло с увеличением объема зерен: они "вспучиваются" и заметно возвышаются над гладкой поверхностью образца (рис. 14 в). В порах выщелачивания и тонких трещинках породы обнаруживаются новообразования монтмориллонита в виде агрегатов округлых мелких чешуек зеленого цвета (плеохроизм от светло-зеленого до зеленого цвета, двупреломление порядка 0,020). Часто с монтмориллонитом ассоциируют бурые окислы железа, среди которых иногда встречаются мельчайшие кубики новообразованного пирита латунно-желтого цвета.

Андезит (обр. 23/66) испытывался в виде пластины толщиной в 1 см. В течение 6 месяцев выстаивания в скважине поверхность породы приобрела белесый оттенок. В шлифах удалось обнаружить развитие глинистого минерала по стеклу, а также слабое выщелачивание и деанортитизацию плагиоклаза по трещинкам и по периферии крупных таблиц (рис. 15). Зерна авгита разбухли и выступают бугорками над ровной поверхностью пришлифованной пластинки. Как и в предыдущем образце авгит замещается мелкозернистым кальцитом и мелкочешуйчатым серо-зеленым монтмориллонитом. Вокруг зерен магнетита отмечаются пленки охристых окислов железа.

В базальте (обр. 22/66) после выстаивания в течение 6 месяцев на глубине 160 м обнаружены заметные изменения. На по-

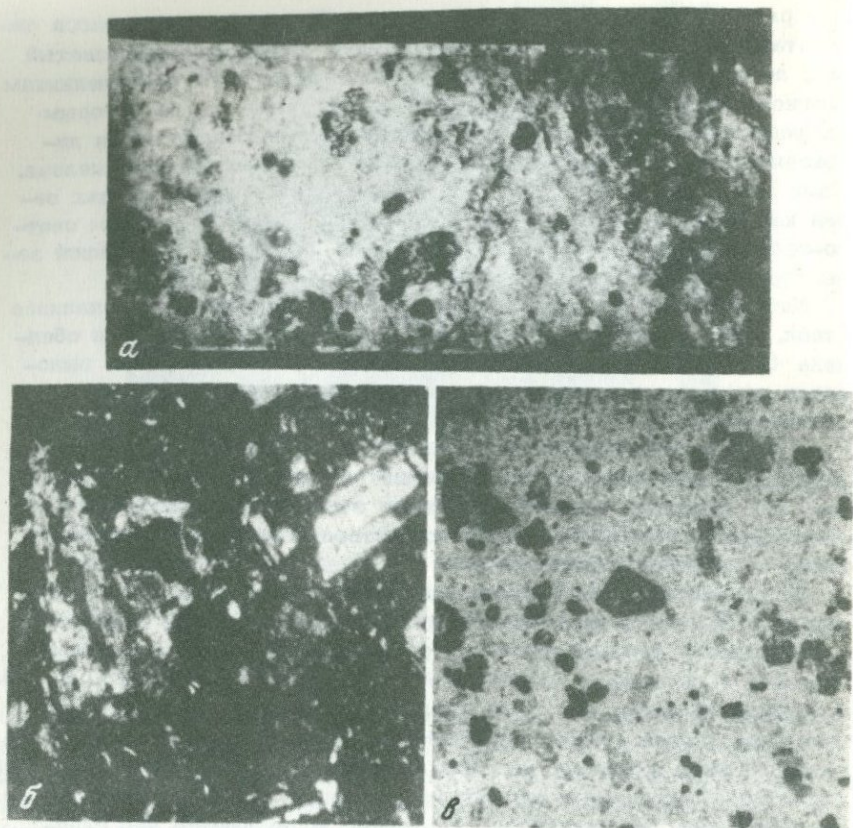


Рис. 14. Экспериментальный андезит (обр. 21/66) скв. К-8, глубина 160 м, $T=170^{\circ}\text{C}$, время выстаивания 6 мес.

a - разрез образца. Видна приповерхностная зона осветления с резкой границей; увел. 2; *б* - фрагмент. Замещение авгита мелкочешуйчатым золотисто-зеленым монтмориллонитом; николи скрещены, увел. 20; *в* - поверхность образца после эксперимента. Видно "вспучивание" зерен авгита, замещенных монтмориллонитом, кальцитом и кварцем; увел. 4

верхности пластинок породы образовалась тонкая, до 0,2 мм, корочка новообразований зеленого цвета (рис. 16). Эта корочка имеет рыхлую текстуру и легко снимается стальной иглой. Рентгеноструктурным анализом в ней определены сапонит, кальцит и альбит.

Под корочкой порода имеет ноздреватую поверхность с отчетливыми следами выщелачивания. Однако вес и объем образцов после эксперимента изменились очень мало (приложение, табл. VII), что позволяет говорить о том, что в приповерхностной зоне базальта произошло в основном перераспределение компонентов. По данным

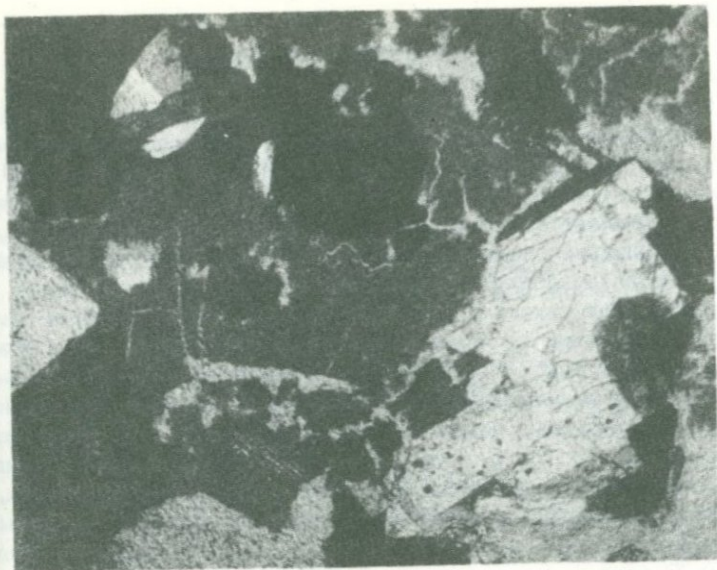


Рис. 15. Развитие монтмориллонита по трещинкам в основной массе и периферии зерен плагиоклаза в андезите (обр. 23/66), Паужетка; николи скрешены, увел. 20, $T=170^{\circ}\text{C}$, глубина 160 м

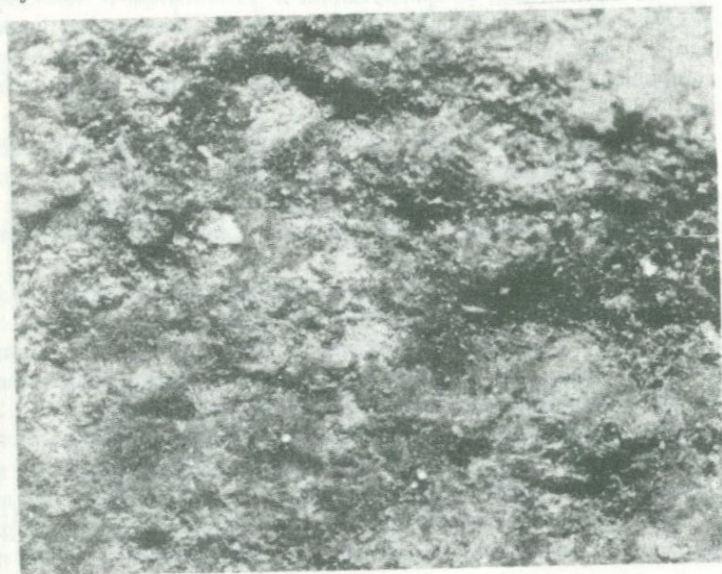


Рис. 16. Корочка новообразованного монтмориллонита и мелкозернистого кальцита на поверхности базальта (обр. 22/66), режим В, увел. 9

квантометрического анализа в измененной зоне породы отмечается вынос калия и незначительный привнос кальция и магния (табл. 16).

Базальт (обр. КМ-13) пористый, черного цвета; после выставления в течение 6 месяцев обнаружены существенные изменения. Все образцы базальта приобрели с поверхности на глубину до 3 мм заметную зеленоватую окраску. Зона измененной породы стала рыхлой, легко снимается иглой. Вес образца уменьшился на 5,53%, заметно уменьшились также объемный и удельный веса измененной зоны базальта (приложение, табл. VII). Под биноклем видно, что зеленоватый цвет связан с изменением стекловатой основной массы базальта. Последняя приобрела тонкодиспергированный облик и иногда обнаруживает слабую поляризацию. Наблюдения в шлифах свидетельствуют о деанортитизации плагиоклазов, приуроченной к периферии и к трещинкам зерен. В порах измененной зоны базальта отложились мелкие (до 0,5 мм) сферолитообразные и розетковидные новообразования шабазита белого цвета. В отдельных порах, в стекловатой основной массе образца отмечены тонкопластинчатые новообразования гематита бурого цвета с зернами пирита латунно-желтого цвета (см. рентгенограмму 8/66, табл. 39). Из сравнения химических составов исходной и перерожденной породы, пересчитанных с учетом изменения удельного веса (табл. 17), виден вынос из породы всех порообразующих компонентов за исключением Mg. Тем не менее, факты обнаружения в измененной зоне новообразованных минералов, содержащих кальций, натрий и железо говорят о том, что выщелоченные компоненты частично шли на минералообразование непосредственно вблизи зоны выщелачивания.

Эксперименты в режиме С. Глубина 320 м, на которой выставлялись опытные образцы, соответствует основанию зоны активного водопритока — границе псефитовых туфов дацита и туфобрекчий основного состава. Начиная с этой глубины в керне скважины отмечается пропилитизация.

Даци т испытывался в виде пробы, дробленной до фракции 0,5–2 мм. После выставления в течение 6 месяцев проба прочно сцементировалась. Образовалась порода, по внешнему виду сходная с псаммитовым туфом. В цементе обнаружены чешуйки гидрослоды, мелкие зерна кальцита, альбита, α -кristобалита (см. табл. 29, проба 35а) и тонкоиглочатого морденита. Обломки кристаллов роговой обманки остались совершенно свежими. По магнетиту отмечены новообразования мелкозернистого пирита латунно-желтого цвета кубического габитуса. По поверхности плагиоклаза развилась тонкая пленочка порошкообразного вещества белого цвета.

На стенках экспериментального стакана (фильтр Шотта) и на асбестовой крышке отложились редкие, но крупные, до 2 мм, кристаллы кальцита медово-желтого цвета дипирамидального габитуса. Обычно кристаллы уплощены и удлинены по оси с.

Таблица 15

Результаты квантометрических анализов андезита (обр. 6/х), пересчитанных по рациональному методу (Казицын, Рудник, 1968)

Компо- ненты	1. До эксперимента ($\delta = 2,75 \text{ г/см}^3$)			2. После эксперимента в режиме В ($\delta =$ $= 2,80 \text{ г/см}^3$)			3. После эксперимента в режиме В			4. После эксперимента в режиме С ($\delta =$ $= 2,84 \text{ г/см}^3$)		
	вес. %	F_i^V		вес. %	F_i^V		вес. %	F_i^V		вес. %	F_i^V	
		катион	анион		катион	анион		катион	анион		катион	анион
SiO ₂	56,00	15,40	30,80	56,00	15,68	31,36	57,00	15,96	31,92	52,00	14,56	29,13
TiO ₂	0,68	0,14	0,28	0,92	0,19	0,38	0,68	0,14	0,28	1,02	0,22	0,44
Al ₂ O ₃	17,10	5,56	8,34	17,00	5,62	8,43	17,10	5,66	8,49	18,20	6,11	9,16
Fe ₂ O ₃ + FeO	8,50	1,76	2,64	9,53	2,01	3,01	7,21	1,52	2,28	9,65	2,07	3,10
MnO	0,14	0,32	0,32	0,16	0,38	0,38	0,11	0,26	0,26	0,17	0,41	0,41
MgO	4,00	1,64	1,64	4,45	1,86	1,86	5,50	2,30	2,30	4,56	1,94	1,94
CaO	8,95	2,64	2,64	6,90	2,07	2,07	6,15	1,85	1,85	9,55	2,92	2,98
Na ₂ O	3,29	1,76	0,88	3,14	1,71	0,85	3,68	2,00	1,00	3,29	1,82	0,96
K ₂ O	1,38	0,48	0,24	1,13	0,41	0,20	1,00	0,37	1,18	1,35	0,49	0,25
H ₂ O	0,39	0,71	0,35	0,77	1,44	0,72	1,57	2,94	1,47	0,31	0,59	0,29
Сумма	100,00	30,41	48,13	100,00	31,37	49,26	100,00	53,00	50,03	100,00	31,13	48,65

1. Si_{15,40} Ti_{0,14} Al_{5,56} Fe_{1,76} Mn_{0,32} Mg_{1,64} Ca_{2,64} Na_{1,76} K_{0,48} [O_{47,42} (OH)_{0,71}]_{48,13}

2. Si_{15,68} Ti_{0,19} Al_{5,62} Fe_{2,01} Mn_{0,38} Mg_{1,86} Ca_{2,07} Na_{1,71} K_{0,41} [O_{48,82} (OH)_{1,44}]_{49,26}

3. Si_{15,96} Ti_{0,14} Al_{5,66} Fe_{1,52} Mn_{0,26} Mg_{2,30} Ca_{1,85} Na_{2,00} K_{0,37} [O_{48,09} (OH)_{2,94}]_{50,03}

4. Si_{14,56} Ti_{0,22} Al_{6,11} Fe_{2,07} Mn_{0,41} Mg_{1,94} Ca_{2,92} Na_{1,82} K_{0,49} [O_{48,06} (OH)_{0,59}]_{48,65}

Аналитик М.И. Зеркалова

Таблица 16

Результаты квантометрических анализов базальта (обр. 22/66), пересчитанные по рациональному методу (Казицын, Рудник, 1968)

Компо- ненты	1. До эксперимента ($\delta = 2,80 \text{ г/см}^3$)			2. После эксперимента в режиме В на глубине 160 м ($\delta = 2,81 \text{ г/см}^3$)			3. После эксперимента в режиме С на глубине 320 м ($\delta = 2,61 \text{ г/см}^3$)		
	вес. %	FV_i		вес. %	FV_i		вес. %	FV_i	
		катионы	анионы		катионы	анионы		катионы	анионы
SiO ₂	49,00	13,72	27,44	48,00	13,49	26,98	52,00	13,57	27,14
TiO ₂	0,84	0,17	0,34	1,10	0,23	0,46	0,94	0,18	0,36
Al ₂ O ₃	18,60	6,15	9,22	19,60	6,51	9,77	15,30	4,72	7,08
Fe ₂ O ₃ +FeO	10,40	2,19	3,27	10,90	2,31	3,45	10,85	2,13	3,19
MnO	0,08	0,02	0,02	0,07	0,04	0,04	0,15	0,03	0,03
MgO	4,75	1,98	1,98	5,05	2,12	2,12	5,15	2,01	2,01
CaO	9,60	2,86	2,86	10,20	3,08	3,08	10,25	2,87	2,87
Na ₂ O	3,00	1,63	0,81	2,78	1,52	0,76	3,00	1,30	0,65
K ₂ O	1,20	0,43	0,21	1,00	0,36	0,18	1,19	0,40	0,20
H ₂ O	2,53	4,74	2,37	1,20	2,25	1,12	1,23	2,14	1,07
Сумма	100,00	33,89	48,52	100,00	31,91	47,96	100,00	29,35	44,60

1. Si_{13,72}Ti_{0,17}Al_{6,15}Fe_{2,19}Mn_{0,02}Mg_{1,98}Ca_{2,86}Na_{1,63}K_{0,43} [O_{43,78}(OH)_{4,74}]48,52

2. Si_{13,49}Ti_{0,23}Al_{6,51}Fe_{2,31}Mn_{0,04}Mg_{2,12}Ca_{3,08}Na_{1,52}K_{0,36} [O_{45,71}(OH)_{2,25}]47,96

3. Si_{13,57}Ti_{0,18}Al_{4,72}Fe_{2,13}Mn_{0,03}Mg_{2,01}Ca_{2,87}Na_{1,30}K_{0,40} [O_{42,46}(OH)_{2,14}]44,60

Аналитик М.И. Зеркалова

По результатам химического анализа (см. табл. 13, III) видно обогащение измененной породы¹ натрием и водой (сопровождается развитием вторичных альбита и морденита) и обеднение магнием и закисным железом.

Пемза после шестимесячного эксперимента приобрела с поверхности отчетливый зеленоватый оттенок. Глубина проработки породы достигла 3–5 мм. Стекловатая основная масса породы в этой зоне рыхлая и обнаруживает слабую раскристаллизацию (появились слабополяризующие участки). Рентгеноструктурным анализом в ней обнаружены альбит и серицит (см. табл. 31, проба 169).

В порах обнаружено множество мелких (до 0,05 мм) округлых зерен новообразованного альбита.

По результатам химического анализа (см. табл. 14, III) в измененной зоне отмечается потеря Si, Na и K и обогащение Al, Fe, Mg и Ca. Эти данные в основном согласуются с минералогическими наблюдениями. Альбит встречается только в порах; видимо при выносе Na из породы происходит кристаллизация альбита из порового раствора.

Андезит (обр. 6/X) испытывался в виде пробы, дробленной до фракции 0,5–2 мм. После эксперимента в течение 6 месяцев на глубине 320 м проба не сцементировалась в отличие от аналогичного опыта на глубине 30 м. На поверхности пробы образовалась тонкая корочка порошкообразного вещества белого цвета с размером частиц 0,05–0,1 мм. В нем выделяются сферические образования альбита белого цвета размером 0,1 мм. Они легко снимаются иглой, имеют твердость около 2,5 и крошатся на мелкие остроугольные обломки. Реже встречаются таблитчатые зерна, образующие иногда гломерокристаллические сростки ($Mg = 1,538 \pm 0,002$; $Np = 1,526 \pm 0,002$; $Mg-Np = 0,012$; $c: Np = 5-16^\circ$). Рентгеноструктурным анализом подтверждается альбит (см. табл. 31, проба 21-e). В порошкообразной корочке с альбитом встречаются мелкие (до 0,05 мм) зерна прозрачного минерала со спайностью под углом 90° , $Mg-Np = 0,010$; $Ng = 1,635 \pm 0,003$; $Np = 1,624 \pm 0,003$; $c: Np = 20-30^\circ$; (фаза А).

На корочку, а иногда и непосредственно на внутренние стенки стакана выросли крупные (до 1–2 мм) кристаллы медово-желтого кальцита пирамидального габитуса. На гранях некоторых крупных кристаллов кальцита развиты мелкие кристаллики кальцита аналогичного габитуса. Причем крупные кристаллы, как правило, имеют несколько скругленные ребра. Возможно, нарастанию мелких кристаллов кальцита предшествовало слабое растворение ранних более крупных образований.

После растворения кристаллов кальцита в соляной кислоте в осадке остается прозрачный пластинчатый минерал, аналогичный отмеченному выше в порошковой поверхностной корочке (фаза А).

¹Для Na, K, Si анализ выполнен дважды.

Таблица 17

Результаты квантометрических анализов базальта (обр. КМ-13), пересчитанные по рациональному методу (Казисын, Рудник, 1968)

Компо- ненты	1. До эксперимента ($\delta = 2,33 \text{ г/см}^3$)			2. После эксперимента в ре- жиме В ($\delta = 2,01 \text{ г/см}^3$)		
	вес. %	F_i^V		вес. %	F_i^V	
		катионы	анионы		катионы	анионы
SiO ₂	50,00	11,65	23,30	51,00	10,25	20,50
TiO ₂	0,94	0,15	0,30	0,90	0,14	0,28
Al ₂ O ₃	18,55	5,11	7,66	17,33	4,12	6,18
Fe ₂ O ₃ +FeO	10,00	1,75	2,65	10,30	1,22	1,83
MnO	0,21	0,42	0,42	0,19	0,33	0,33
MgO	5,03	1,75	1,75	6,33	1,90	1,90
CaO	10,60	2,65	2,65	10,10	2,18	2,18
Na ₂ O	3,41	1,55	0,78	3,00	1,17	0,58
K ₂ O	1,13	0,34	0,17	0,65	0,17	0,09
H ₂ O	0,13	1,81	0,90	0,23	2,76	1,38
Сумма	100,00	27,19	40,58	100,00	24,24	35,25

1. Si_{11,6}Ti_{0,15}Al_{5,11}Fe_{1,75}Mn_{0,42}Mg_{1,75}Ca_{2,65}Na_{1,55}K_{0,34} [O_{38,77}(OH)_{1,81}]_{40,58}

2. Si_{10,2}Ti_{0,14}Al_{4,12}Fe_{1,22}Mn_{0,33}Mg_{1,90}Ca_{2,18}Na_{1,17}K_{0,17} [O_{32,49}(OH)_{2,76}]_{35,25}

Аналитик М.И. Зеркалова

На внешней поверхности дна стакана (тонкопористый фильтр), отложились мелкие (до 0,5 мм) скаленоэдрические (реже ромбоэдрические) кристаллы бесцветного прозрачного кальцита. Скаленоэдрический кальцит растворяется в соляной кислоте полностью.

По результатам квантометрического анализа (табл. 15, IV) видно, что в измененной породе наблюдается лишь незначительный дефицит Si и слабое обогащение породы Fe, Mn, Mg и Ca; Na и K сохранились без изменения, т.е. минералообразование, в основном, произошло за счет перераспределения компонентов.

Андезит (обр. 21/66) испытывали в виде монолитного образца. После эксперимента стекловатая основная масса приобрела с поверхности белесый оттенок. По таблицам авгита развился мелкошестичатый глинистый минерал зеленого цвета со слабым плеохроизмом ($Ng-Np = 0,012-0,015$, $Nm = 1,543 \pm 0,003$). На поверхности образца встречены мелкие (до 0,1 мм) зерна полупрозрачного цеолита с прямым погасанием, $Ng = 1,494 \pm 0,003$; $Np = 1,489 \pm 0,003$; двупреломление слабое. На некоторых зернах различается параллельная штриховка. Предполагается апоанальцизм.

Андезито-базальт (обр. КШ-3) испытывался в виде пробы, дробленной до фракции 0,5-1 мм. Проба не сцементировалась (в опыте на глубине 30 м произошла цементация аналогичной пробы). На внутренней поверхности стакана с пробой отложилась тонкая пленочка, состоящая из глинистого минерала из группы монтмориллонита ($N_m = 1,545 \pm 0,003$, низкое двупреломление) и мелких бесцветных табличек минерала, аналогичного фазе А. Рентгеноструктурным анализом в веществе пленочки определены кварц, монтмориллонит и гидромусковит.

В пористой массе асбестовой пробки, прикрывающей стакан с экспериментальной пробой, обнаружены мелкие кристаллы кальцита медово-коричневого цвета.

По данным химического анализа, пересчитанного с учетом изменения удельного веса (см. табл. 12, III) в экспериментальной пробе отмечается заметное обеднение Si, Al, Mg и Ca. Содержания K и Na остались без изменения.

Базальт (обр. 22/66) испытывался в виде тонких пластинок. На нижней поверхности пластинок образовалась тонкая корочка белого цвета, состоящая из мелкозернистого кварца, мелкочешуйчатого глинистого минерала светло-зеленого цвета ($N_g - N_p = 0,018 - 0,020$) и редких мелких (до 0,01 мм) зерен альбита изометрической формы. Зерна альбита раскалываются на удлиненные обломки, имеющие иногда почти прямое погасание. Двупреломление низкое - $0,007 - 0,008$, $Mg = 1,536 \pm 0,003$, $N_p = 1,529 \pm 0,003$. По зернам магнетита развился тонкозернистый агрегат минералов черного цвета, изотропных, в отраженном свете серых, с белесым оттенком по трещинкам; предполагается мушкетовит (?). После эксперимента объемный вес перерожденной корочки образца увеличился, удельный вес несколько уменьшился (табл. VII приложения).

По результатам квантометрического анализа тонкая приповерхностная корочка породы в результате эксперимента значительно обогатилась Si, в меньшей мере Fe, Mg, Ca и обеднилась Al. Содержания Na и K остались без изменения (см. табл. 23, III). Данные химических анализов удовлетворительно согласуются с минералогическими наблюдениями.

Эксперименты в режиме Д (скв. К-7, глубина 160 м, $T = 190^\circ C$). В этом режиме испытывались три породы: андезито-дацит, плагиобазальт и обсидиан.

Андезито-дацит испытывался в виде пластинок размером $5 \times 3,5 \times 1$ см. Время выстаивания в скважине составляло от 6 до 12 месяцев.

После выстаивания в течение 6 месяцев на поверхности образцов образовалась корочка вещества слабо-зеленого цвета, рыхлой текстуры, толщиной 1-1,5 мм. В ней, помимо реликтового изотропного стекла основной массы исходной породы, обнаружен агрегат мелких зерен округлой формы полупрозрачного кальцита и изометрических зерен светло-зеленого монтмориллонита. В шлифе обнаружены мелкие таблитчатые и лучистые агрегаты бесцветного ломонтита.

В образцах андезито-дацита, простоявших в скважине в течение 12 месяцев, мощность измененной зоны увеличилась до 1,5–2,5 мм, но характер замещающего комплекса минералов остался прежним.

Как видно из результатов квантометрических анализов измененных зон (табл. 18), в обоих случаях наблюдается заметное увеличение содержания в породе Fe, Mg, Ca и уменьшение K.

Для выяснения характера и степени перерождения основной массы породы, последняя была отделена от вкрапленников и проанализирована. Обнаружилось, что характер перерождения, в основном, аналогичен таковому для всей породы (см. табл. 18, III, IV). Однако содержания Ti, Fe, Mn, Mg и Na в ней существенно увеличились. В то же время, если в валовом анализе породы отмечается слабый вынос Na, то в основной массе заметно увеличение содержания Na; привнос Ca в основную массу несколько меньше, чем для всей породы.

Эти данные, по-видимому, говорят, во-первых, о том, что основная масса в большей степени подвергается перерождению, чем вкрапленники. Во-вторых, развитие новообразованных минералов — кальцита, монтмориллонита и ломонтита идет, в основном, за счет перераспределения материала основной массы, который в силу своей большей дисперсности активнее вовлекается в процесс реакции с раствором.

Интересные данные были получены при анализе состава внешней и внутренней зон измененного андезито-дацита (табл. 19). Оказалось, что выщелачивание K идет только из тонкой приповерхностной зоны, а на глубине его содержание постоянно. Кальций и магний имеют большую зону подвижности. Алюминий, накапливаясь в поверхностной зоне, выносится из глубинной. Для кремнезема отмечается обратное соотношение.

Плагриобазальт испытывали в виде монолитного бруска размером 5 × 3 × 2 см. В нем были созданы тонкие искусственные трещинки. После выстаивания в течение 6 месяцев образец микроскопически не изменился. Однако, под микроскопом на поверхности породы обнаружены мелкие округлые луночки и каверны, свидетельствующие о выщелачивании стекловатой основной массы. По стенкам каверн выщелачивания в ряде случаев развиваются тонкие пленочки и нитевидные новообразования синеватого халцедона. Полости тонких искусственных трещинок и мелкие первичные поры, через которые они прошли, оказались заполнены агрегатом мелких (до 0,2 мм в диаметре) розетковидных полупрозрачных зерен анальцима. Чаще всего зерна сливаются в тонкую, до 0,07–0,1 мм пленку, устилающую стенки трещинок и пор ровным слоем толщиной в одну розетку. Нарастания розеток друг на друга никогда не наблюдается. Характерно, что как и в новообразованных зернах шабазита (в опыте с пористым образцом базальта КМ-13), розетковидные новообразования анальцима имеют разную окраску центральной части и периферии. Центральная зона округлой формы имеет молочно-белый цвет, а периферийная — синевато-белый.

Таблица 18

Результаты квантометрического анализа андезито-дацита (обр. 946) в режиме Д

Компонент	I. До эксперимента				II. Выстаивание - 6 месяцев				III. Выстаивание - 12 месяцев				IV. Выстаивание - 12 месяцев (только основная масса)			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	60,00	999	1998	536	58,00	966	1932	524	58,50	974	1948	527	58,00	966	1932	523
TiO ₂	0,86	11	22	6	1,16	15	30	8	1,04	13	23	7	1,33	16	32	9
Al ₂ O ₃	17,60	346	519	186	18,10	356	534	198	16,12	316	474	171	15,75	309	463	167
Fe ₂ O ₃ + FeO	6,40	80	120	43	7,80	98	147	53	8,33	104	156	56	9,63	120	180	65
MnO	0,13	1	1	1	0,20	3	3	2	0,18	3	3	2	0,21	3	3	2
MgO	2,50	62	62	33	2,90	72	72	39	3,35	83	83	5	3,75	98	98	50
CaO	5,85	104	104	56	6,70	120	120	65	7,65	190	190	103	6,98	172	172	98
Na ₂ O	4,57	147	73	79	4,47	143	71	78	4,45	144	72	78	4,70	152	76	82
K ₂ O	1,54	33	16	18	0,39	7	3	4	0,54	11	5	6	0,37	8	4	4
H ₂ O	0,55	61	61	33	0,28	32	32	17	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,00		2977	991	100,00		2945	983	100,16	2954	2954	995	100,67		2955	995

I. K₁₈Na₇₉Ca₅₆Mg₃₃Mn₁Fe₄₃Al₁₈₆Ti₆Si₅₃₆ [O₁₅₆₇(OH)₃₃] 1600II. K₄Na₇₈Ca₆₅Mg₃₉Mn₂Fe₅₃Al₁₉₃Ti₈Si₅₂₄ [O₁₅₈₃(OH)₁₇] 1600III. K₆Na₇₈Ca₁₀₃Mg₄₅Mn₂Fe₅₆Al₁₇₁Ti₇Si₅₂₇ [O₁₆₀₀]IV. K₄Na₈₂Ca₉₈Mg₅₀Mn₂Fe₆₅Al₁₆₇Ti₉Si₅₂₃ [O₁₆₀₀]

Примечание. 1 - вес.%; 2 - атомные количества; 3 - атомные количества кислорода; 4 - количество электрон-положительных ионов в стандартный ячейке. Аналитик М.И. Зеркалова

Таблица 19

Результаты квантометрического анализа андезито-дацита (обр. 946)

Компоненты	До эксперимента				После эксперимента в режиме Д							
	неизменная порода				внутренняя зона				внешняя зона			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	60,00	999	1998	536	62,00	1032	2064	555	58,00	966	1932	529
TiO ₂	0,86	11	22	6	0,92	11	22	6	1,20	15	30	8
Al ₂ O ₃	17,60	346	519	186	15,00	294	441	158	18,20	356	534	195
Fe ₂ O ₃ +FeO	6,40	80	120	43	6,60	82	123	44	7,10	88	132	48
MnO	0,13	2	2	1	0,15	2	2	1	0,19	3	3	2
MgO	2,50	62	62	33	2,70	67	67	36	2,90	72	72	39
CaO	5,85	104	104	56	6,10	109	109	59	6,60	118	118	65
Na ₂ O	4,57	147	73	79	4,45	144	72	77	4,45	144	72	79
K ₂ O	1,54	33	16	18	1,55	33	16	18	1,28	28	14	15
H ₂ O	0,55	61	61	33	0,53	59	59	32	0,08	12	12	7
Сумма	100,00		2977	991	100,00		2975	986	100,00		2919	981

1. $K_{18}Na_{79}Ca_{56}Mg_{33}Mn_1Fe_{43}Al_{186}Ti_6Si_{539}[O_{1567}(OH)_{33}]_{1600}$ - неизменная зона

2. $K_{18}Na_{77}Ca_{59}Mg_{36}Mn_1Fe_{44}Al_{158}Ti_6Si_{555}[O_{1568}(OH)_{33}]_{1600}$ - внутренняя зона

3. $K_{15}Na_{79}Ca_{65}Mg_{39}Mn_2Fe_{48}Al_{195}Ti_8Si_{529}[O_{1593}(OH)_7]_{1600}$ - внешняя зона

Примечание. 1 - вес.%; 2 - атомные количества; 3 - атомные количества кислорода; 4 - количество электрон-полужительных ноев в стандартной ячейке. Аналитик М.И. Зеркалова

Тем не менее обе зоны имеют одинаковую оптику. Минерал полностью изотропен, $N = 1,486 \pm 0,002$, твердость его около 3. В пленочке различия окраски зон исчезают.

Как видно из приведенных экспериментальных данных, породы различного состава и текстуры в сходных физико-химических условиях испытывают перерождение различной степени интенсивности и различного характера. На интенсивность проработки пород в значительной мере влияют их структурные особенности, содержание и текстура вулканического стекла и степень дезинтеграции образца.

Из исследованных пород наиболее сильно изменению подверглись образцы пемзы. Глубина проработки ее достигла 4–5 мм, а привнос-вынос петрогенных компонентов наиболее интенсивен (рис. 17, см. вклейку). Объяснение этому следует искать, прежде всего, в том, что основным компонентом пемзы является вулканическое стекло, имеющее к тому же чрезвычайно пористую текстуру. В.П. Петров (1967) отмечает метастабильность стекла при воздействии на него даже низкотемпературных растворов и легкость перехода его в глинистые минералы и цеолиты.

Нам удалось установить, что уже при 170°C в условиях хлоридно-натриевых растворов происходит интенсивный вынос из экспериментальных образцов Si, Na, K и обогащение породы Ti, Al, Fe^{2+} , Mg, Ca. С увеличением глубины и, соответственно, с повышением давления при незначительном увеличении температуры ($170\text{--}175^{\circ}\text{C}$) характер привноса-выноса компонентов сохраняется, но интенсивность его существенно падает. В перерожденной зоне пемзы кристаллизуются глинистые минералы из группы монтмориллонита, альбит и кальцит. На глубине 320 м к ним добавляется серицит. Содержание натрия в измененной зоне породы, как правило, обнаруживает тенденцию к снижению. Тем не менее, в порах происходит кристаллизация альбита. Видимо, там создаются условия для реакции инертного алюминия с подвижными компонентами – натрием и кремнеземом, приводящими к кристаллизации альбита. При этом происходит постепенное заполнение и закупорка пор, о чем говорит увеличение объемного веса породы.

Дацит, обладающий порфировой структурой и обильным развитием микролитов в основной массе, испытывает более слабое перерождение. Причем направленность процесса привноса-выноса вещества имеет обратный, по сравнению с пемзой характер. Дробленая проба дацита за период 6 месяцев воздействия на нее хлоридно-натриевого слабо-кислого раствора при $T = 175^{\circ}\text{C}$ и $P = 33$ атм прочно сцементировалась. Образовалась порода, по внешнему виду сходная с псаммитовым туфом. В цементе обнаружены фрагменты исходной породы и новообразования гидрослоды, кальцита, альбита, морденита и α -кristобалита. По магнетиту отмечено образование мелкозернистого пирита.

Все новообразования имеют, как правило, изометричную форму, обычно присутствуют в виде крипто- и мелкозернис-

тых образований. Такая полиминеральность, наличие разномзернистых новообразований и слабая окристаллизованность новых минералов характеризует условия резкой смены физико-химической обстановки (Коржинский, 1950, Шефтал, 1967). Следовательно, экспериментальные свежие породы, опущенные в скважину на глубину, попадают в крайне неблагоприятную для себя среду. В системе гидротермальный раствор — порода быстро возникает неустойчивое пересыщенное состояние (особенно в поровых пространствах). Стремясь к равновесному состоянию, система освобождается от пересыщения (избыток внутренней энергии) путем спонтанного зарождения большого количества центров кристаллизации с образованием мелкозернистых агрегатов зерен (Захарченко, 1955).

Опыты с андезитом (обр. 6/х) и андезито-дацитом, которые выстаивались в скважине в течение 6 и 12 месяцев, показали, что равновесное состояние в тонкой приповерхностной зоне образцов наступает довольно быстро. Увеличение времени выстаивания не приводит к значительному увеличению мощности проработанной зоны, а характер и степень привноса-выноса, сохраняясь большей частью неизменными, обнаруживают некоторые флуктуации, по нашему мнению, в зависимости от колебаний режима самих растворов.

Породы основного состава (базальты) имеют некоторое сходство в характере изменения с экспериментальной пемзой. Кремнезем, натрий и калий в них, как правило, испытывают вынос; содержания кальция и магния колеблются вблизи исходного, а алюминий, марганец, титан и железо испытывают незакономерные колебания, обнаруживая, тем не менее, в своей группе удивительное единство направленности процесса.

Минеральные новообразования по базальтам также состоят в основном из монтмориллонита, гидрослюда, кварца, альбита, кальцита и пирита. Помимо этих минералов в первичных порах, в порах выщелачивания и в трещинках базальтов обнаружены новообразования шабазита, анальцита и гематита. Кристаллизация последних идет на фоне выноса из пород натрия и железа.

Породы среднего состава (андезиты) по степени перерождения занимают промежуточное положение между дацитами и базальтами. Для них отмечается привнос кремнезема в экспериментах на глубине 160 м (аналогично с дацитом) и вынос его на глубине 320 м. Содержания Ti, Fe, Mn, Na и K остаются приблизительно постоянными во всех режимах, а Al и Mg имеют тенденцию к увеличению. Довольно четко наблюдается вынос Ca из породы, что отражается на составе плагиоклазов, обнаруживающих следы деанортизации. Подобная картина отмечается и для некоторых базальтов (образцы КМ-13 и КШ-3).

ИЗМЕНЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗЦОВ ПОРОД
ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМ
НАТРИЕВО-ГИДРОКАРБОНАТНО-ХЛОРИДНО-СУЛЬФАТНОГО СОСТАВА
(Большебанное месторождение гидротерм)

Эксперименты проводились в скв. К-13, в режиме Е (состав раствора $M_{1,03} \frac{SO^4 51 HCO^3 25 Cl 22}{Na 72 Ca 17 NH^4 8}$ рН=6,9; см. табл. 6). Глубина выстаивания образцов (240 м) соответствует зоне активного водопритока с максимальной температурой 160°C. Исследовались образцы липарито-дацита, андезито-дацита, пемзы, обсидиана, андезита и базальтов. Продолжительность выстаивания образцов в скважине - 2-9 месяцев.

Липарито-дацит испытывался в виде пластинок толщиной 0,2-0,5 см. После выстаивания в течение 9 месяцев в скважине поверхность породы приобрела белесый оттенок. В месте, где при распиловке образца резец пришлифовал поверхность породы (создалось уплотнение разрыхленных при распиливании зерен породы), образовался тонкочешуйчатый гидрослюдистый минерал зеленого цвета с показателем преломления $1,568 \pm 0,002$ и мелкие зерна белого кальцита округлой формы. Зерна пироксена с поверхности замещены тонкоагрегатным глинистым минералом темно-зеленого цвета (почти изотропный, $N = 1,575 \pm 0,002$) и изометричными, иногда удлиненными зернами томсонита. По таблицам плагиоклаза отмечено развитие мелких зерен изотропного цеолита-вайракита ($N = 1,497 \pm 0,002$) и тонкозернистого, слабодвупреломляющего альбита белого цвета ($N_g = 1,533 \pm 0,003$). Вес образца липарито-дацита после эксперимента уменьшился на 0,46% (Приложение, табл. VIII). По результатам химического анализа, пересчитанных с учетом пористости (табл. 20), в измененном образце обнаруживается значительный вынос Si, K, в меньшей степени Na, и обогащение породы Al, Fe^{2+} , Mg и Ca.

Андезито-дацит испытывался в дробленном состоянии и в виде тонких пластинок в течение трех месяцев. Поверхность монолитных образцов приобрела слабо-зеленоватый оттенок. Под микроскопом отмечена дезинтеграция основной массы породы на глубину 0,2-0,3 мм. Граница верхней измененной зоны породы с внутренней неизменной зоной резкая, без постепенных переходов. В зернах вкрапленников пироксена и плагиоклаза изменений не обнаружено. В пробе андезито-дацита, дробленного до фракции 0,25-1 мм, после эксперимента цементации не обнаружено. Никаких новообразований в самой породе отметить не удалось. Однако, на внутренней поверхности экспериментального стакана с пробой отложились мелкие (0,1-0,2 мм) ромбоэдрические кристаллики прозрачного кальцита.

Пемза в виде пластины толщиной 2 см после выстаивания в скважине в течение 9 месяцев претерпела очень сильные изменения:

Таблица 20

Результаты химического анализа липарито-дацита, пересчитанные по рациональному методу (Казизыя, Рудник, 1968)

Компо- ненты	1. До эксперимента ($\delta = 2,74 \text{ г/см}^3$)				2. После эксперимента в режиме Е ($\delta = 2,50 \text{ г/см}^3$)			
	вес. %		F^v_i		вес. %		F^v_i	
	результаты анализа	приведенные к 100%	катионы	анионы	результаты анализа	приведенные к 100%	катионы	анионы
SiO ₂	64,26	64,49	17,67	35,34	52,68	53,08	13,27	26,54
TiO ₂	0,95	0,95	0,19	0,38	1,05	1,06	0,20	0,40
Al ₂ O ₃	14,20	14,25	4,49	6,74	18,12	18,25	5,40	8,10
Fe ₂ O ₃	3,20	3,21	0,66	0,99	3,10	3,12	0,59	0,89
FeO	2,30	2,31	0,53	0,53	5,91	5,85	1,24	1,24
MnO	0,18	0,18	0,40	0,40	0,26	0,26	0,55	0,55
MgO	1,23	1,24	0,51	0,51	3,28	3,30	1,23	1,23
CaO	3,81	3,83	1,12	1,12	8,80	8,87	2,38	2,38
Na ₂ O	4,52	4,53	2,41	1,20	3,82	3,85	1,87	0,93
K ₂ O	3,52	3,53	1,24	0,62	1,55	1,56	0,50	0,25
H ₂ O ⁻	0,30	0,30	-	-	0,52	0,52	-	-
H ₂ O ⁺	1,16	1,16	2,12	1,06	0,17	0,17	0,27	0,14
Сумма	99,63	100,00	31,34	48,89	99,26	100,00	27,50	42,65

1. Si_{17,67}Ti_{0,19}Al_{4,49}Fe_{0,66}³⁺Fe_{0,53}²⁺Mn_{0,42}Mg_{0,51}Ca_{1,12}Na_{2,41}K_{1,24}[O_{46,77}(OH)_{2,12}]_{48,89}

2. Si_{13,27}Ti_{0,20}Al_{5,40}Fe_{1,24}³⁺Mn_{0,55}Mg_{1,23}Ca_{2,38}Na_{1,87}K_{0,50}[O_{42,38}(OH)_{0,27}]_{42,65}

Аналитик М.И. Милованова

Таблица 21

Результаты химических анализов пемзы, пересчитанные по рациональному методу (Казисын, Рудник, 1968)

Компоненты	1. До эксперимента ($d = 0,83 \text{ г/см}^3$)				2. После эксперимента в режиме Е ($d = 0,25 \text{ г/см}^3$)			
	вес. %		N_i^v		вес. %		N_i^v	
	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион
SiO ₂	66,28	66,39	55,10	110,20	46,14	46,20	38,81	77,62
TiO ₂	0,43	0,43	0,27	0,54	0,91	0,91	0,57	1,14
Al ₂ O ₃	15,03	15,05	14,78	22,17	24,28	24,31	23,92	35,88
Fe ₂ O ₃	1,27	1,27	0,79	1,19	2,63	2,62	1,64	2,46
FeO	1,67	1,67	0,89	0,89	2,96	2,96	2,06	2,06
MnO	0,48	0,48	0,34	0,34	He обн.	-	-	-
MgO	0,95	0,95	1,18	1,18	1,35	1,35	1,67	1,67
CaO	3,81	3,82	3,40	3,40	6,72	6,73	6,00	6,00
Na ₂ O	4,92	4,93	7,95	3,97	3,14	3,15	5,08	2,54
K ₂ O	1,79	1,79	1,90	0,95	0,22	0,22	0,23	0,12
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	-	-	7,86	7,87	-	-
H ₂ O ⁺	2,82	2,83	15,71	7,85	3,34	3,35	18,80	9,40
P ₂ O ₅	0,18	0,18	-	-	0,18	0,18	-	-
Сумма	99,83	99,99±0,01	102,31	152,68	99,87	100,00	98,78	138,89

1. Si_{55,10}Ti_{0,27}Al_{14,78}Fe_{0,78}³⁺ Fe_{0,89}²⁺ Mn_{0,34}Mg_{1,18}Ca_{3,40}Na_{7,95}K_{1,90} [O_{136,97}(OH)_{15,71}]152,68

2. Si_{38,81}Ti_{0,57}Al_{23,92}Fe_{1,64}³⁺ Fe_{2,06}²⁺ Mn_{0,00} Mg_{1,67}Ca_{6,00}Na_{5,08}K_{0,23} [O_{120,09}(OH)_{9,40}]138,89

Аналитик Т.В. Долгова

стала рыхлой (крошится в руках). Тонкая приповерхностная часть стекловатой основной массы приобрела слабо-зеленоватый цвет. Под этой зоной порода осветлена на глубину 0,3–0,5 см. В приповерхностной зоне обнаружены агрегаты мельчайших зерен кальцита и тонкочешуйчатого монтмориллонита светло-зеленого цвета ($1,513 < N < 1,530$). Под электронным микроскопом кристаллы кальцита имеют ромбоэдрическую форму и размер порядка 12 000 Å, а чешуйки монтмориллонита имеют минимальный размер 260 Å. Рентгенограмма светло-зеленого вещества дает всего четыре слабых линии, что говорит о слабой окристаллизованности минерала, однако при насыщении пробы этиленгликолем рефлекс 13,66 Å увеличился до 17,2 Å, что свойственно монтмориллониту. В осветленной, более глубокой зоне обнаружены мелкозернистые новообразования цеолита – вайракита (?) и незначительное количество кальцита. Вайрацит (?) представлен в виде агрегата мелких зерен сферической формы, очень слабо анизотропных, с показателем преломления $1,497 \pm 0,002$. По таблицам плагиоклаза образовались мелкие чешуйки гидромусковита ($N_g = 1,571 \pm 0,003$; $N_p = 1,527 \pm 0,002$).

Результаты химических анализов свидетельствуют о том, что в пемзе произошло значительное перераспределение компонентов: обнаружился интенсивный вынос Si, Na и K, в породе накапливаются Al, Fe, Mg и Ca (табл. 21).

Базальт. Эксперименту подверглись образцы двух разновидностей базальта – монолитного плотного базальта (обр. 22/66) и пористого базальта (обр. 7). В обоих случаях из образцов вырезались тонкие (0,5–0,3 см) пластинки, которые выдерживались в скважине от 2 до 9 месяцев.

Базальт (обр. 22/66) после выстаивания в течение 9 месяцев на глубине 240 м обнаружил заметные изменения. На плоскостях скола (боковые грани пластинок) и, в некоторых случаях, по ровной поверхности пластинок отложился мелкочешуйчатый агрегат зеленого глинистого минерала ($N_m = 1,566 \pm 0,002$) в ассоциации с мелкими зернами кальцита, нередко слипшимися в тонкую пленочку белого цвета. В поле развития глинистого минерала изредка встречаются мельчайшие (до 0,05 мм) зерна альбита ($N_g = 1,531 \pm 0,002$, $N_p = 1,520 \pm 0,002$). В ассоциации с альбитом всегда находятся более крупные (до 0,1 мм) полупрозрачные зерна изотропного цеолита–анальцима ($N = 1,487 \pm 0,03$). Объем исследуемой пластинки остался без изменения, вес уменьшился на 0,09%.

Результаты квантометрических анализов (табл. 22) показали обогащение измененной породы Si, Mg и обеднение Al и K.

Базальт (обр. 7) выстаивался в скважине в течение 2 месяцев. После эксперимента поверхность образцов приобрела слабый зеленый оттенок. В некоторых порах обнаружены мельчайшие (до 0,02 мм) округлые зерна кальцита. Таблицы плагиоклаза покрылись тончайшей пленочкой белого цвета. Пироксен остался без изменения. Объем исследуемого образца не изменился, вес уменьшился на 0,16%.

Таблица 22

Результаты квантометрического анализа базальта (обр. 22/66)
(пересчитаны по Барту)

Компо- ненты	I. До эксперимента				II. После эксперимента в режиме E			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	48,80	813	1626	451	50,0	833	1666	462
TiO ₂	0,84	10	20	5	0,86	10	20	5
Al ₂ O ₃	18,60	364	546	202	17,50	344	516	191
Fe ₂ O ₃ +FeO	10,40	130	195	72	10,85	132	193	73
MnO	0,12	2	2	1	0,15	1	2	1
MgO	4,75	118	118	65	5,45	135	135	75
CaO	9,60	171	171	95	9,75	174	174	97
Na ₂ O	3,24	104	52	58	3,30	106	53	59
K ₂ O	1,20	26	13	14	1,11	24	12	13
H ₂ O ⁺	2,45	272	136	151	1,83	204	102	113
Сумма	100,00		2879	1114	100,00		2878	1089

I. Si₄₅₁Ti₅Al₂₀₂Fe₇₂Mn₁Mg₆₅Ca₉₅Na₅₈K₁₄ [O₁₄₆₄(OH)₁₃₆]1600

II. Si₄₆₂Ti₅Al₁₉₁Fe₇₃Mn₁Mg₇₅Ca₉₇Na₅₉K₁₃ [O₁₄₉₈(OH)₁₀₂]1600

Примечание. 1 - вес.%; 2 - атомные количества; 3 - атомные количества кислорода; 4 - количество электрон-положительных ионов в стандартной ячейке. Рассчитано по разности. Аналитик М.И. Зеркалова

По результатам квантометрических анализов, пересчитанных с учетом пористости, в измененной зоне отмечается привнос Si, H₂O и заметный вынос Al, Ca, K (табл. 23).

Проведенные эксперименты показали, что эффузивные породы под воздействием среднетемпературных гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатных растворов испытывают минералого-петрохимическое перерождение. Закономерно, что метаморфизм идет с уменьшением веса пород, т.е. преобладают растворение и вынос материала. Это говорит о том, что растворы свободной циркуляции недосыщены относительно выносимых компонентов. Объемный, удельный вес и общая пористость перерожденной зоны пород также испытывают закономерные изменения. В измененной зоне липарито-дацита происходит уменьшение пористости и, одновременно, объемного и удельного веса, причем последние имеют близкие значения. Уменьшение пористости происходит в результате заполнения трещинок и пор новообразованными минералами - монтмориллонитом, альбитом, кальцитом, цеолитами. Но последние имеют меньший удельный вес, чем исходные минералы породы (плаггиоклаз, пироксен) и вулканическое стекло, поэтому суммарный эффект выражается в уменьшении удельного и объемного весов породы. В базальте же наблюдается некоторое

Таблица 23

Результаты квантометрического анализа базальта (обр. 7),
пересчитанные по рациональному методу (Казизын, Рудник, 1968)

Компо- ненты	1. До эксперимента ($d = 2,16 \text{ г/см}^3$)			2. После эксперимента в ре- жиме E ($d = 2,15 \text{ г/см}^3$)		
	вес, %	N_i^V		вес, %	N_i^V	
		катионы	анионы		катионы	анионы
SiO ₂	52,00	112,32	224,64	54,00	116,10	232,20
TiO ₂	1,14	1,85	3,70	1,12	1,85	3,70
Al ₂ O ₃	18,01	45,98	68,97	17,30	43,96	65,94
Fe ₂ O ₃ +FeO	8,63	14,05	21,07	8,70	14,09	21,14
MnO	0,19	0,35	0,35	0,16	0,29	0,29
MgO	5,60	18,07	18,07	5,60	17,99	17,99
CaO	9,30	21,58	21,58	8,20	18,93	18,93
Na ₂ O	3,42	14,35	7,17	3,42	14,29	7,15
K ₂ O	1,21	3,34	1,67	1,05	2,89	1,44
H ₂ O	0,50	7,22	3,61	0,48	6,89	3,44
Сумма	100,00	239,11	370,83	100,00	237,28	372,22

1. Si₁₁₂Ti_{1,85}Al₄₆Fe_{14,05}Mn_{0,35}Mg_{18,07}Ca_{21,58}Na_{14,35}K_{3,34}[O_{363,61}(OH)_{7,22}]_{370,83}

2. Si₁₁₆Ti_{1,85}Al₄₄Fe_{14,09}Mn_{0,29}Mg_{17,99}Ca_{18,93}Na_{14,29}K_{2,89}[O_{365,33}(OH)_{7,89}]_{372,22}

Аналитик М.И. Зеркалова

увеличение пористости, что связано с растворением стекловатой массы породы и слабым развитием в порах новых минералов. Удельный и объемный вес остаются практически без изменения.

Для пемзы отмечается наибольшая потеря веса и максимальное число новообразованных минералов (монтмориллонит, кальцит, найрацит, натролит (?) по стеклу и гидромусковит по плагиоклазу), т.е. интенсивный вынос материала сопровождается не менее интенсивным заполнением поровых пространств новообразованными минералами. Поэтому объемный вес измененной зоны даже несколько увеличивается.

Общей закономерностью метаморфизма в исследованных условиях является более интенсивное перерождение кислых пород — пемзы и липарито-дацита. Для них характерен интенсивный вынос Si, K, Na и накопление всех остальных компонентов, кроме Ti и Mn, являющихся инертными. В менее кислых породах при сохранении общей направленности процесса перерождение идет менее интенсивно. Так как метаморфизму подвергается в первую очередь

стекловатая составная часть породы, то преимущественное перерождение кислых пород говорит о большей неустойчивости стекла кислого состава. Подвижное состояние Si и K приводит к легкой потере стеклом этих компонентов, а так как кислые стекла содержат больше Si, чем основные, то, естественно, большим будет и эффект петрохимического перерождения кислых пород. Кроме того, большую роль играет текстура стекла: пористая, пузырчатая основная масса пемзы имеет гораздо большую реакционную поверхность, чем монолитное стекло и поэтому легче метаморфизуется.

Рассматривая явления петрохимического перерождения пород и образования новых минералов мы видим, что в процесс выноса нередко вовлекаются компоненты породы, одновременно участвующие в образовании новых минералов, т.е. компонент выносится из породы и в то же время входит в минералы, образующиеся на поверхности образца в трещинках и в порах. Учитывая при этом слабую минерализацию природных растворов, очевидно, что кристаллизация новых минералов в основном происходит не непосредственно за счет минерального вещества этих растворов, а при участии поровых, т.е. имеет место метасоматическое замещение исходного вещества породы. Этим объясняется сопряженный характер выщелачивания и минералообразования.

Сравнение минералогического эффекта перерождения пород и природного гидротермального минералообразования в керне экспериментальной скважины показывает, что характер новейших и более ранних минеральных ассоциаций не вполне идентичен. По основной массе породы и на ее поверхности развиваются главным образом следующие ассоциации минералов: монтмориллонит + кальцит; монтмориллонит + кальцит + альбит; по пироксенам — монтмориллонит + томсонит; по плагиоклазу обычно гидромусковит и альбит + вайрацит.

В керне скважины основная масса породы обычно замещена кварц-хлорит-альбит-гидрослюдистым агрегатом, в трещинках развиты ассоциации: эпидот+пренит+кварц; кварц+кальцит+пирит; эпидот+кальцит; по пироксенам — хлорит+кальцит+кварц+сфен, реже эпидот+гидромусковит; по плагиоклазу — хлорит+ломонтит+альбит; кальцит+альбит+сфен+эпидот+кальцит, а также альбит+монтмориллонит; альбит+кальцит; альбит+кальцит+монтмориллонит, которые мы наблюдаем и в экспериментальных образцах.

Таким образом, представляется, что режим Большебанных гидротерм испытал со временем определенные изменения. Несомненно изменение режима поступления сероводорода, который не обнаружен в современных термах, в то время, как в керне пирит пользуется значительным развитием. Об этом же говорят и находки на глубине 380 м кристаллов пирита со следами выщелачивания.

ИЗМЕНЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗЦОВ ПОРОД
ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМ
НАТРИЕВО-КАЛЬЦИЕВО-ХЛОРИДНО-СУЛЬФАТНОГО СОСТАВА
(Среднепаратунское месторождение)

Эксперименты велись в скв. К-13 в режиме F, на глубине 400 м
($T = 86^{\circ}\text{C}$, $P = 41,15$ атм, $\text{pH} = 7,2$, $M_{1,2} \frac{\text{SO}_4^{2-} 85 \text{ Cl } 11 \text{ HCO}_3^-}{\text{Na } 61 \text{ Ca } 30}$)

(см. табл. 9). Для экспериментов были использованы образцы пемзы, липарито-дацита, андезита (обр. 6/х), базальта (обр. 22/66 и КШ-3) и обсидиана. Продолжительность опытов 9 месяцев.

Образцы пемзы белого цвета после выстаивания в скважине обнаружили весьма заметные изменения: отмечается значительная потеря веса (Приложения, табл. IX), стекловатая основная масса породы стала рыхлой и приобрела отчетливый зеленоватый оттенок. В иммерсии ясно видна поляризация мельчайших чешуек светло-зеленого цвета. Средний показатель преломления этих чешуек близок к 1,550, что соответствует маложелезистому глинистому минералу. Данные электронной микроскопии хорошо подкрепляют эти наблюдения (см. рис. 31).

В кавернах и порах образца обнаружены агрегаты мелкозернистых кристаллов натролита в парагенезисе с удлинёнными таблитчатыми кристаллами ломонтита. Для кристаллов натролита, ввиду их малых размеров, не удалось получить оптических характеристик, однако рентгеноструктурный анализ обнаружил достаточное количество линий отражений, идентифицируемых с эталонным натролитом. Для ломонтита удалось измерить характерные оптические константы. По результатам квантометрических анализов перерожденной и исходной пемзы (хорошо сопоставимых в параллельных анализах (см. рис. 19 и 20) отмечается заметное обогащение породы Al, Fe, Ca и, в меньшей степени, Na и Mg (табл. 24); Si и K обнаруживают тенденцию к выносу. Таким образом, петрохимические изменения породы хорошо сопоставляются с минералогическими данными.

Образцы липарито-дацита (в виде тонких пластин) после эксперимента обнаружили очень слабые изменения. Макроскопически отмечается едва заметное осветление породы. Таблицы плагиоклаза приобрели белесый оттенок. На поверхности последних встречаются мельчайшие каверны выщелачивания. В шлифе из тонкой приповерхностной пленочки липарито-дацита обнаружен светло-зеленый глинистый минерал, развивающийся по стекловатой основной массе. Вес и объем образцов практически остались без изменения.

Андезит (обр. 6/х) испытывался в виде монолитных тонких пластинок и в виде пробы, дробленной до фракции 0,1-2 мм. После эксперимента основная масса породы и вкрапленники плагиоклаза в монолитном образце приобрели заметный белесый оттенок. Зерна пироксенов с поверхности обнаруживают слабую дезинтеграцию вещества, иногда покрыты тонкой пленочкой гидроокислов железа бу-

Таблица 24

Результаты квантометрического анализа пемзы (пересчитаны по Барту)

Компоненты	I. До эксперимента				II. После эксперимента в режиме F			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	70,00	1165	2330	595	61,00	1016	2032	542
TiO ₂	0,60	8	16	4	0,70	9	18	5
Al ₂ O ₃	15,55	304	456	155	19,20	376	534	201
Fe ₂ O ₃ +FeO	2,80	34	51	17	5,80	72	108	38
MnO	0,10	1	1	1	0,15	2	2	1
MgO	1,10	27	27	14	1,50	37	37	20
CaO	2,80	50	50	25	3,70	66	66	35
Na ₂ O	4,37	140	70	72	4,57	147	73	78
K ₂ O	1,73	36	18	19	1,35	29	14	15
H ₂ O	1,95	216	108	110	2,03	222	111	118
Сумма	100,00		3127	1012	100,00	2995	2995	1053

I. K₁₉Na₇₂Ca₂₅Mg₁₄Mn₁(Fe³⁺ + Fe²⁺)₁₇Al₁₅₅Ti₄Si₅₉₅[O₁₄₉₀(OH)₁₁₀]₁₆₀₀II. K₁₅Na₇₈Ca₃₅Mg₂₀Mn₁(Fe³⁺ + Fe²⁺)₃₈Al₂₀₁Ti₅Si₅₄₂[O₁₄₈₂(OH)₁₁₈]₁₆₀₀

Примечание. 1 - вес.%; 2 - атомные количества; 3 - атомные количества кислорода; 4 - количество электрон-положительных ионов в стандартной ячейке. Аналитик М.И. Зеркалова

рого цвета. Проба дробленого андезита после выстаивания в скважине не обнаружила цементации: обломочки породы легко рассыпаются при надавливании. Химический анализ экспериментальных образцов (дробленной фракции), пересчитанный по методу Барта, показывает, что в породе значительно уменьшилось содержание Fe²⁺ и заметно увеличилось содержание Fe³⁺, Na и K. Остальные компоненты остались без изменения (табл. 25).

Базальт (обр. 22/66) испытывался в виде монолитных тонких пластинок. После эксперимента поверхность образцов в некоторых местах приобрела слабый белесоватый оттенок. При большом увеличении обнаружилось, что белесый оттенок вызван тем, что на сколах боковых плоскостей пластинок и в тонких трещинках отложилась тонкая пленочка агрегатного кальцита белого цвета. Кроме кальцита в прожилках обнаружены агрегаты мелких зерен прозрачного ломонтита. Вес экспериментального образца увеличился на 0,2%. По результатам квантометрических анализов, пересчитанных по Барту, видно, что в приповерхностной зоне экспериментального образца произошло очень слабое изменение; с уверенностью можно говорить лишь о привносе в породу Si и слабом выносе K.

Базальт (обр. КШ-3) испытывался в виде пробы, дробленной до фракций 0,1-2 мм. После эксперимента обнаружена дифференциация

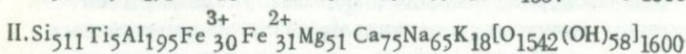
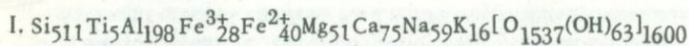
ция пробы по крупности зерен. Наиболее тонкая фракция "всплыла" и заняла самое верхнее положение в стакане. Это свидетельствует о существовании активной конвекции раствора в объеме опытного стакана. Цементации обломков не произошло. В тонкой фракции рентгеноструктурным анализом установлены новообразования натролита, томсонита и кварца. Однако по результатам химических анализов вещества породы (табл. 26) не обнаруживается значительного изменения: наиболее отчетлив вынос из породы К и в меньшей степени Mg, на фоне слабого увеличения содержания Na, Ca и Si. Обращает на себя внимание появление в экспериментальной пробе Mn, не отмеченного в свежей породе.

В проведенных экспериментах вызывает интерес характер и степень химического перерождения пород разного состава в низкотемпературных природных растворах; особенности кристаллизации низкотемпературных минералов в условиях слабоминерализованных растворов и степень родства новейших и более древних растворов, под воздействием которых происходит метаморфизм пород. Химические анализы измененных зон образцов пород показали, что наиболее

Таблица 25

Результаты химического анализа андезита (обр. 6/х) (пересчитаны по Барту)

Компоненты	I. До эксперимента				II. После эксперимента в режиме F			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	55,10	917	1834	511	55,54	924	1848	511
TiO ₂	0,74	9	18	5	0,85	10	20	5
Al ₂ O ₃	17,60	346	519	198	17,90	352	528	195
Fe ₂ O ₃	4,16	51	76	28	4,31	54	81	30
FeO	5,20	72	72	40	4,00	56	56	31
MnO	-	-	-	-	0,27	4	4	2
MnO	3,70	92	92	51	3,72	92	92	51
CaO	7,60	137	137	75	7,58	136	136	75
Na ₂ O	3,29	106	53	59	3,63	117	58	65
K ₂ O	1,29	28	14	16	1,50	32	16	18
H ₂ O	1,02	114	57	63	0,94	105	53	58
Сумма	99,79		2871	1041	100,05		2892	1042



Примечание. 1 - вес.%; 2 - атомные количества; 3 - атомные количества кислорода; 4 - количество электрон-положительных ионов в стандартной ячейке. Аналитик Т.В. Долгова

Таблица 26

Результаты химического анализа базальта (обр. КШ-3) (пересчитаны по Барту)

Компоненты	I. До эксперимента				II. После эксперимента в режиме F			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	55,00	916	1932	492	54,72	912	1824	494
TiO ₂	0,94	12	24	6	0,99	12	24	6
Al ₂ O ₃	17,71	348	522	186	17,25	339	508	184
Fe ₂ O ₃	3,76	46	69	25	3,28	42	63	23
FeO	5,06	70	70	38	5,59	78	78	42
MnO	He обн.	-	-	-	0,24	3	3	1
MgO	4,16	103	103	55	3,78	94	94	51
CaO	7,90	141	141	75	7,98	142	142	77
Na ₂ O	3,26	105	52	56	3,46	111	105	60
K ₂ O	1,64	35	17	19	1,39	30	15	16
H ₂ O	0,46	50	50	27	0,84	92	92	50
Сумма	99,89	1816	2960	979	99,52	1855	2948	1003

I. Si₄₉₂Ti₆Al₁₈₆Fe₂₅³⁺Fe₃₅²⁺Mg₅₅Ca₇₅Na₅₆K₁₉[O₁₅₅₀(OH)₅₀]₁₆₀₀

II. Si₄₉₄Ti₆Al₁₈₄Fe₂₃³⁺Fe₄₂²⁺Mg₅₁Ca₇₇Na₆₀K₁₆[O₁₅₀₈(OH)₉₂]₁₆₀₀

Примечание. 1 - вес.%; 2 - атомные количества; 3 - атомные количества кислорода; 4 - количество электрон-положительных ионов в стандартной ячейке. Аналитик Т.В. Долгова

сильному перерождению подверглись образцы пемзы. Почти все петрогенные компоненты пемзы, за исключением Ti и Mn, испытали заметную миграцию. Отмечается интенсивный вынос Si, в меньшей степени K, и обогащение породы Na, Ca, Mg, Fe и Al. Перерождение породы сопровождается раскристаллизацией стекла, по которому развиваются преимущественно глинистые и гидрослюдистые минералы. Породы с меньшим содержанием витрофировой составляющей и имеющие более плотную текстуру изменены гораздо слабее. Общим для них, независимо от состава, явилось слабое поверхностное осветление основной массы породы и развитие тонкой пленочки гидроокислов железа по пироксенам. Примечательно, что даже в мелкодробленых пробах этих пород не происходит значительных изменений содержания породообразующих компонентов. Некоторую подвижность приобретают только Fe, Na и K.

Таким образом, на интенсивность перерождения пород в первую очередь оказывают влияние количество и текстурные особенности стекловатой основной массы. Валовый состав породы играет при наших условиях подчиненную роль. В качестве новообразованных минералов в экспериментах с породами отмечены гидромусковит и

глинистые минералы по породам кислого состава (пемза, липарит), патролит и ломонтит в опытах с пемзой и базальтом, кальцит в трещинках базальта и кварц с томсонитом в тонкой фракции дробленого базальта. Исходя из низкой минерализации гидротермального раствора в скважине при довольно постепенном перепаде условий P и T , осаждение вышеперечисленных минералов из этих растворов маловероятно. Новообразования минералов в этих условиях происходят в процессе сопряженного выщелачивания и переотложения компонентов породы в обстановке порово-трещинных пространств. Максимальные петрохимические изменения, сопровождающиеся наиболее широким комплексом новообразованных минералов, наблюдаются в опытах с пемзой — породой, наиболее богатой стеклом, имеющей пористую текстуру и легче всего подвергающейся выщелачиванию. Трещиноватость и дробление пород, как правило, также благоприятствуют процессам кристаллизации гидротермальных минералов, причем перерождению подвергается в первую очередь стекловатая основная масса. Следовательно, воздействие на эффузивные горные породы низкотемпературных слабоминерализованных растворов приводит в основном к раскристаллизации вулканического стекла этих пород с образованием глинистых минералов, кварца, кальцита и цеолитов.

Наблюдается некоторое сходство природных минеральных ассоциаций и полученных экспериментально. Однако примечательно, что это относится к минералам, образующимся вообще в сравнительно широком диапазоне температур — таковы кальцит, кварц, монтмориллонит, ломонтит. Анализ зерна показывает, что наряду с заполнением трещин, эти минералы развиваются на поверхности более высокотемпературных гидротермальных минералов в крупных полостях измененных пород. На рисунке 11 хорошо видны мелкие призматические кристаллики прозрачного кальцита, развитые по таблитчатым кристаллам десмина. Очевидно, что эта ассоциация разновозрастная.

Эти данные, а также находки кристаллов эпидота со следами растворения и замещения их более низкотемпературными минералами и отсутствие в современных растворах сероводорода (при обилии пирита в зерне), свидетельствуют об изменении режима гидротермальных растворов со временем. Исследуемая гидротермальная система испытывает однонаправленное изменение в сторону понижения температуры и, видимо, газового и ионно-солевого режима гидротерм.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБСИДИАНА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Результаты химических анализов показывают, что обсидиан обладает хорошей однородностью состава. Опыты с обсидианом проводились многократно в режимах А, В, С, Д, Е и F. Результаты большей частью мало сопоставимы, хотя имеются некоторые общие закономерности перерождения.

Опыты в режимах Паужетского месторождения. После выстаивания в течение 6 месяцев монолитного образца темного обсидиана на глубине 30 м ($T = 125^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 6,5$; режим А) на поверхности его проявилась четкая полосчатость, выражающаяся в чередовании узких параллельных зон темного и светлого цвета. Осветленные зоны имеют шагреновую поверхность, на которой отчетливо заметно диспергирование вещества обсидиана (легко сцарапывается стальной иглой). В поле развития осветленных зон обнаружены мелкие (0,05–0,001 мм) зерна белого цвета. Инфракрасные спектры поглощения (ИКС) этого вещества обнаруживают заметные отличия от ИКС исходного обсидиана и показывают принадлежность его к минералам с изолированными $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -группами. Произошло образование кристаллической фазы, более точный анализ которой в силу ее дисперсности и незначительного количества провести не удалось.

Представляется, что перерождению подверглись зоны, имеющие повышенную пористость, вследствие наличия газовых пузырьков в обсидиане. Эти зоны в свежем обсидиане наметили едва заметную псевдослоистость, которая резко выразилась при обработке породы гидротермами. Промежуточные зоны темного цвета, характеризующиеся более монолитным строением, не подверглись перерождению и несут следы слабого выщелачивания (мелкие каверны округлой формы).

На глубине 160 м при $T = 170^{\circ}\text{C}$ (режим В) обсидиан испытывали в виде тонких (до 0,5 см) пластин, вырезанных параллельно псевдослоистости. Эксперименту подверглись лишь зоны однородного темного цвета. После выстаивания в течение 6 месяцев в этом режиме на поверхности обсидиана появилось множество мелких каверн выщелачивания округлой, иногда овальной формы, в которых нередко встречаются мелкие ромбоэдрические кристаллики прозрачного кальцита. По краям пластинок возникли тонкие прямые трещинки, от которых обычно в одну сторону, ответвляются еще более тонкие оперяющие трещинки второго порядка. Пересечения трещинок не наблюдается. Полости трещинок первого порядка заполнены тонкодисперсным веществом темно-зеленого цвета. Это вещество уплотнено и имеет вид тонкой хрупкой корочки, которую мы, следуя терминологии Г.Л.Поспелова (Поспелов, Каушанская, Саратовкин, 1961), назвали "стенкой", хотя последняя и имеет несколько иную природу. Как правило, "стенка" имеет волнообразную форму в поперечном разрезе. В зальбандах отложились мелкие кристаллики кальцита. Под микроскопом вещество "стенки" обнаруживает слабую поляризацию. Показатель преломления поляризующих зерен равен $1,524 \pm 0,003^1$. Привлекая данные электронной микроскопии этого вещества, где отчетливо видны мелкие изометричные чешуйки новообразованных минералов, можно сделать вывод, что в

¹ Показатель преломления свежего обсидиана равен $1,490 \pm 0,002$.

данном случае, так же как и в опыте с андезитом-дацитом, имела место дезинтеграция стекловатой массы обсидиана по зонам, имеющим различные текстурные дефекты. В раздробленном стекле произошла раскристаллизация с образованием глинистых минералов.

Другие результаты получены в эксперименте (режим С, скв. К-8, глубина 320 м, $T = 175^{\circ}\text{C}$) с такими однородными образцами обсидиана, как и в режиме В.

После выстаивания в скважине в течение 6 месяцев, поверхностная зона обсидиана до 0,5–1 мм приобрела пористый облик. Под микроскопом в ней обнаружены мелкие чешуйки буровато-зеленого монтмориллонита ($N_m = 1,522 \pm 0,003$) и большое количество тончайших (менее 0,001 мм) игольчатых кристаллов темно-коричневого цвета, которые по данным рентгеноструктурного анализа вещества корочки отнесены к брукиту (см. табл. 41, проба 22). Помимо этих минералов в дебаеграмме обнаружены линии α -кристаллита, морденита и анальцима. Непосредственно на корочке измененного обсидиана выкристаллизовались крупные (до 0,2 мм) новообразования цеолита пентагонального габитуса, характеристика которого будет дана ниже.

На глубине 160 м при $T = 190^{\circ}\text{C}$ (скв. К-7, режим Д) проведено два опыта с обсидианом. Результаты опытов не идентичны. В опыте, происходившем с 20 января 1965 г. по 20 июля 1965 г., на поверхности тонкой пластинки обсидиана выявлена пленочка (0,8–1 мм) глинисто-кальцитового агрегата зеленоватого цвета. Образование кальцита имеют сферолитовый облик, полупрозрачны и бурно реагируют с холодной соляной кислотой. Пленочка глинисто-кальцитового агрегата покрывает поверхность обсидиана крайне неравномерно. На открытой поверхности образца отчетливо обозначилась тонкая полосчатость обсидиана, которая в свежем образце была почти не различима макроскопически¹.

На поверхности глинисто-кальцитовой пленочки, в свою очередь, отложились мелкие (0,5–0,8 мм) розетковидные агрегаты бассанита, состоящие из трех, иногда четырех симметрично сросшихся сферолитов белого цвета.

В эксперименте с таким же обсидианом, проведенном с 5 июля 1966 г. по 16 февраля 1967 г., обнаружено, что поверхность пластинки обсидиана покрыта мелкими кавернами выщелачивания и приобрела ржаво-красноватый цвет (окислы железа). В кавернах и по поверхности породы отмечены мелкие ромбоздрические кристаллики прозрачного кальцита. В трещинке, образовавшейся на несколько более тонком конце пластинки, отложилось тонкодисперсное, слабополярное вещество зеленоватого цвета, аналогичное "стенке" в опыте с обсидианом в скв. К-8 (определен как монтмориллонит).

¹ Полосчатость в свежем образце обусловлена чередованием зон с разной насыщенностью газовыми включениями.



Рис. 18 Новообразованная трещина в образце экспериментального обсидиана заполнена уплотненным тонкоагрегатным веществом, состоящим из частиц стекла и единичных зерен монтмориллонита. Увел. 4

Опыт в режиме Среднепаратунского месторождения. Обсидиан на глубине 400 м при $T=86^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}=7,3$ (режим F) выставляли в виде шлифованных пластинок толщиной 0,2–0,5 см. Срезы были сделаны так, что опытные образцы состояли из монолитной однородной породы черного цвета без видимых включений. После эксперимента на поверхности пластинок образовалась тончайшая пленочка светло-зеленого цвета. Под микроскопом в ней удалось обнаружить редкие мельчайшие агрегаты зерен кальцита и нитевидные кристаллы морденита. Последние отчетливо фиксируются под электронным микроскопом при увеличении 3800. Толщина этих кристаллов не превышает 2100–2600 Å.

Опыт в режиме Большебанного месторождения. На глубине 240 м при $T=160^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}=6,9$ (режим E) обсидиан испытывали в виде монолитных тонких пластинок и в дробленном состоянии. Пробы выставлялись в скважине в течение 9 месяцев. После эксперимента на ровной поверхности пластинок появились лункообразные каверны выщелачивания. Исследуемый образец уменьшился в весе на 2,6%. Кроме того, поверхность двух пластинок оказалась разбитой тонкими трещинками, не отмеченными в свежих образцах. В одном образце трещинка проходит по самому краю пластинки под углом около 45° к поверхности. В другом образце образовалась система трещинок, главная (более широкая) из которых проходит по контакту темной и серой зон образца (образец полосчатого обсидиана был срезан поперек полосчатости). От этой трещинки ответвляется серия более мелких "оперяющих" трещинок. Крупные трещинки пронизывают образец насквозь, а "оперяющие" всегда имеют пологий наклон и быстро выклиниваются. Крупные трещинки заполнены тонкоагрегатным веществом зеленоватого цвета (рис.18).

Оно состоит в основном из тонко-диспергированного стекла и незначительного количества слабо поляризующих зерен со светопреломлением глинистых минералов группы монтмориллонита ($N_m = 1,576 \pm 0,003$). Проба этого вещества почти рентгеноаморфна.

Помимо указанных новообразований, по поверхности обсидиана неравномерно развивается тончайшая пленочка минералов белого цвета. Под микроскопом при больших увеличениях удалось обнаружить, что она состоит из агрегата мелких зерен кварца с характерным волнистым погасанием и игольчатых кристаллов с очень низким светопреломлением и слабым дупреломлением ($N_g = 1,475 \pm 0,002$; $N_p = 1,472 \pm 0,002$). Мы идентифицируем эти кристаллы с натриево-кальциевым цеолитом — морденитом.

Проба обсидиана, дробленного до фракции 0,1–1 мм, после опыта обнаружила слабое уплотнение обломков. Отчетливо наблюдается их гранулометрическое перераспределение. Более гонкозернистые обломки "всплыли" и слагают верхнюю приповерхностную зону (до 2 мм). Вещество этой зоны имеет отчетливо светлый гон, но также рентгеноаморфно. Отмечено увеличение удельного веса измененной приповерхностной зоны породы.

По данным химического анализа пробы дробленного обсидиана, после эксперимента в ней обнаружен заметный вынос Si, Na, K и более слабый вынос Ca, компенсируемый обогащением породы Al, H_2O и, в меньшей степени, Mg и Fe (табл. 27).

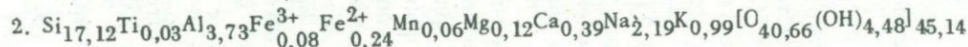
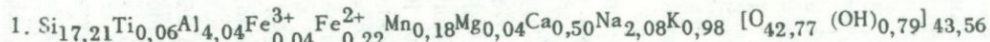
Как видно из описания экспериментов, во всех опытных режимах, за исключением режимов А ($T = 125^\circ C$, $pH = 6,5$) и F ($T = 86^\circ C$, $pH = 7,3$), продуктом изменения вулканического стекла является глинистый минерал монтмориллонитового ряда. Осветление стекла и возникновение шагреновой поверхности в опыте на глубине 30 м (режим А) мы связываем с развитием тонкой пленочки гидратированного стекла, на образование которой при обработке стекол термальной водой указывает В.П. Петров (1967). Монтмориллонитизация является дальнейшей ступенью перерождения стекла, в процессе которого выделяющаяся в раствор избыточная кремнекислота связывается в трещинках и порах в минералы кварц, α -кristобалит, отмеченные в опытах на Паужетском и Большебанном месторождениях. Помимо этих новообразований, широким развитием пользуются минералы группы цеолитов. Особое место занимает морденит (цеолит, наиболее богатый SiO_2), отмеченный в опытах на всех трех месторождениях.

Наши данные для природных растворов хорошо подтверждают лабораторные исследования Э.Э. Сендерова (1965), показавшего, что образование морденита наиболее легко происходит за счет разложения вулканических стекол. Метастабильное состояние обсидиана в наших условиях хорошо подчеркивается также увеличением пористости и изменением удельного и объемного весов перерожденной зоны исследованных образцов.

Таблица 27

Результаты химических анализов обсидиана, пересчитанные по рациональному методу (Казицын, Рудник, 1968)

Компоненты	1. До эксперимента ($\delta = 2,33 \text{ г/см}^3$)				2. После эксперимента в режиме E ($\delta = 2,40 \text{ г/см}^3$)			
	вес. %		F_i^{ψ}		вес. %		F_i^{ψ}	
	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион
SiO ₂	74,30	73,89	17,21	34,42	71,52	71,34	17,12	34,24
TiO ₂	0,33	0,33	0,06	0,12	0,16	0,16	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	13,85	13,77	4,04	6,06	13,59	13,55	3,73	5,59
Fe ₂ O ₃	0,25	0,25	0,04	0,06	0,48	0,48	0,08	0,12
FeO	1,15	1,15	0,22	0,22	1,19	1,19	0,24	0,24
MnO	0,09	0,09	0,18	0,18	0,03	0,03	0,06	0,06
MgO	0,11	0,11	0,04	0,08	0,30	0,30	0,12	0,12
CaO	2,01	1,99	0,50	0,50	1,52	1,52	0,39	0,39
Na ₂ O	4,62	4,59	2,08	1,04	4,71	4,69	2,19	1,09
K ₂ O	3,30	3,28	0,98	0,49	3,24	3,23	0,99	0,99
H ₂ O ⁻	0,03	0,03	-	-	0,70	0,70	-	-
H ₂ O ⁺	0,51	0,51	0,79	0,39	2,80	2,79	4,48	2,24
Сумма	100,55	100,00	26,14	43,56	100,25	99,99+0,01	29,43	45,14



Аналитик М.И. Милованова

УСТОЙЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

Для экспериментов отбирали свежие минералы. Перед опытом образцы промывали в дистиллированной воде, обсушивали на воздухе и взвешивали. Часть образцов кальцита перед экспериментом была подвергнута травлению соляной кислотой для создания шероховатой поверхности. Выстаивание минералов в скважинах производилось при тех же режимах, что и экспериментальных образцов пород.

Кальцит (поведение в хлоридно-натриевых растворах; режимы В, С, Паужетское месторождение). Образцы мелкозернистого кальцита молочно-белого цвета и кристаллы исландского шпата выстаивались в режиме В ($T=170^{\circ}\text{C}$; $P=17,3$ атм., $\text{pH}=6,17$) в течение 6 месяцев. После эксперимента вес пластинки мелкозернистого нетравленного кальцита уменьшился на 1,06% (с 6,6112 г до 6,5421 г). Вес травленного кристалла исландского шпата уменьшился на 0,85% (с 11,6107 г до 11,5113 г). При просмотре под биноклем в обоих образцах не отмечено никаких новообразований. Вес кристалла нетравленного исландского шпата уменьшился лишь на 0,013% (с 15,7294 г до 15,7273 г). Поверхности граней и ребер остались без изменения.

Вес кристалла нетравленного исландского шпата после выстаивания в течение 6 месяцев в режиме С ($T=175^{\circ}\text{C}$, $P=33,35$ атм., $\text{pH}=6,2$) не изменился. На поверхности грани ромбоэдра ($10\bar{1}0$) появились мелкие волосковидные трещинки.

Поведение в хлоридно-бикарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевых растворах. После выстаивания в течение 6 месяцев на глубине 240 м ($T=160^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}=6,9$) в режиме Е на поверхности пластинки мелкозернистого кальцита появились мельчайшие округлые зерна новообразованного кальцита и редкие чешуйки глинистого минерала светло-зеленого цвета с очень слабым дупреломлением. Вес опытного образца незначительно увеличился (с 4,5409 до 4,5418 г).

Выстаивание кристалла исландского шпата в течение 9 месяцев на глубине 400 м ($T=86^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}=7,2$) в режиме F не привело к его изменению. Вес кристалла остался близким к исходному.

Известно, что растворимость кальцита в дистиллированной воде при комнатной температуре и нормальном атмосферном давлении ничтожно мала. Лабораторные опыты по растворимости кальцита в различных растворах показали большое влияние на нее хлоридов (Малинин, 1962; Штернина, Фролова, 1952) и уголекислоты (Уэйл, 1960; Штернина, Фролова, 1952, 1960). Опыты Уэйла позволили ему сделать вывод, что ни химические реакции типа $\text{CO}_3^{2-} + \text{CO}_{2\text{жидк}} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{HCO}_3^-$; $\text{CO}_{2\text{газ}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{жидк}} \rightleftharpoons \text{CO}_{2\text{жидк}}$, ни скорость диссоциации CaCO_3 не ограничивают скорости растворения кальцита. Последняя зависит только от скорости переноса растворенного ве-

щества в растворе благодаря градиенту концентрации. Значительную роль при этом играет гранулометрическое состояние кальцита: чем меньше размеры частиц кальцита, тем выше скорость его растворения. Голланд и Сегнет (1960) указали, что растворимость кальцита растет с увеличением парциального давления углекислоты в растворе и падает с понижением температуры раствора. Роль углекислоты в процессе растворения заключается в переводе слабо растворимого карбонатного иона в хорошо растворимый бикарбонатный. С.Д.Малинин при изучении растворимости кальцита в воде и в растворах CaCl_2 при температурах 150–250°C установил, что кривая растворимости с ростом концентрации CaCl_2 проходит через минимум и возрастает до величин, значительно превышающих растворимость в чистой воде. По нашим экспериментам в природных натриево-хлоридных термальных растворах с содержанием хлоридов до 1000 мг/л и свободной углекислоты до 28–31 мг/л происходит растворение мелкозернистого кальцита. Кристаллы исландского шпата в этих же условиях устойчивы. Вероятно, помимо гранулометрического барьера, на который указывает Уэйл, на начало реакции растворения влияет также "энергетический порог" кристаллографической формы минерала (Шубников, 1947; Григорьев, 1956). Обращает на себя внимание кристаллизация в этих же условиях скаленоэдрических, призматических и пирамидальных новообразований кальцита. В условиях хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатных растворов (Большебанное и Среднепаратунское месторождения) поведение кальцита находится в более сложной зависимости от температуры и содержания углекислоты в растворе. На глубине 240 и 400 м при высокой и низкой (соответственно 160 и 86°C) температуре (pH = 6,9 и 7,2) кальцит обнаруживает устойчивость, причем при 160°C даже происходит новообразование мелких зерен кальцита на затравках. Интенсивное выпадение карбоната кальция из раствора происходит из этих же растворов в зоне парообразования при резком спаде температуры, парциального давления CO_2 и ошелачивания раствора.

Кварц. Для эксперимента использовались кристаллы прозрачного горного хрусталя и сливной мелкозернистый кварц. В обоих случаях выпиливались тонкие (0,5–0,8 см) пластинки. После выстаивания в течение 6 месяцев в хлоридно-натриевых растворах на глубине 160 м в режиме В все опытные образцы кварца остались без изменения. В результате аналогичного по времени эксперимента на глубине 320 м в режиме С на нижней поверхности пластинки сливного кварца отложился тонкозернистый агрегат светло-зеленого глинистого минерала ($N_m = 1,550 \pm 0,003$) и мелких, до 0,01 мм, сферических зерен минерала белого цвета. Последний изотропен, светопреломление $1,489 \pm 0,003$, сходен с α -кристобалитом, развитым в образце обсидиана, выдерживаемого в этом же режиме.

Следует отметить, что новообразованные минералы не замещают исходный образец кварца, а развиваются на его поверхности как на подложке: под тонкой пленочкой новообразований исходный кварц остался без видимых изменений. Отложились они на нижней поверх-

ности пластинки кварца, лежащей в перфорированном стаканчике, т.е. фактически в условиях тонкой грешинки. В условиях хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворов кварц испытывался в виде тонкой пластинки, выпиленной из кристалла горного хрусталя. После выстаивания в течение 6 месяцев на глубине 240 м в режиме E образец остался без изменения. Выстаивание пластинки горного хрусталя в течение 9 месяцев на глубине 400 м в режиме F также не привело к изменению образца. Вес и объем остались прежними.

Исследования Хитарова, Иванова (Хитаров, Иванов, 1944; Хитаров, 1952; Хитаров, 1953) и Захарченко (1955) показали, что растворимость кварца повышается с увеличением щелочности гидрогермальных растворов. По данным Кеннеди (Kennedy, 1950) и Хитарова (1952) растворимость кремнезема в воде зависит больше от давления, чем от температуры и достигает максимума при критической температуре и давлении 900 атм. (1200 мг/л). Мори и Хессельгессер (1954) исследовали растворимость кварца в перегретом паре и получили аналогичные результаты. Во всех режимах наших экспериментов растворы были недонасыщены кремнекислотой как относительно кристаллического, так и аморфного кремнезема, что хорошо видно из диаграммы Китохоры, на которую нанесены точки параметров гермальных растворов (рис. 19). Но в условиях сравнительно низкого давления, средних температур и слабой циркуляции растворов вокруг опытных образцов, физико-химическая обстановка в закрытых скважинах не благоприятствовала растворению кварца. Наоборот, в хлоридно-натриевых растворах Паужетского месторождения, воды которого содержат до 250 мг/л кремнекислоты, произошла кристаллизация α -кristобалита на поверхности экспериментального кварца.

Полевые шпаты. В гермальных растворах исследовалось поведение микроклина, лабрадора и альбита.

Микроклин. Исследовали образцы розоватого микроклина в виде тонких пластинок; оптически характеристика их такова: $N_g = 1,528 \pm 0,002$, $N_m = 1,525 \pm 0,002$; $N_p = 1,522 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,007$, четкая спайность под углом 90° , $c : N_g = 0-2^\circ$. В результате выстаивания в течение 6 месяцев пластинки микроклина в хлоридно-натриевом растворе на глубине 30 м (режим А), поверхность ее приобрела слабый белесый

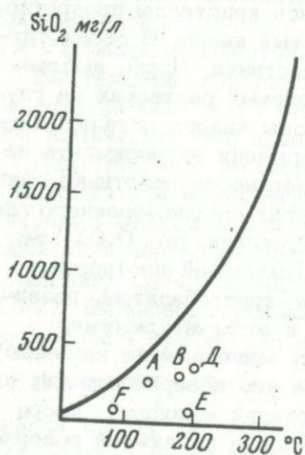


Рис. 19. Диаграмма растворимости геля кремнезема в зависимости от температуры (Богомоллов и др., 1967 по материалам Китохоры, 1960). Точками показано содержание SiO_2 в воде по режимам наших экспериментов

оттенков. Вес и объем образца остались без изменений. В поверхностной зоне образца микроклина произошло некоторое увеличение калия (с 13,70% до 14,00%). После выстаивания в течение 6 месяцев на глубине 160 м (режим В) на поверхности микроклина образовались мелкие, изометричной формы участки вещества с рыхлой текстурой. Материал легко снимается стальной иглой, имеет слабо-зеленоватый оттенок. Наряду с фрагментами исходного микроклина в нем обнаружены мелкие чешуйки глинистых минералов. Вес образца увеличился на 0,1% (с 10,020 г до 10,0304 г). После шестимесячного эксперимента на глубине 160 м в скв. 7, где температура достигала 190°C (режим Д), отмечено заметное растворение микроклина. На гладкой поверхности пластинки появились мелкие каверны выщелачивания. Тонкие трещинки заполнены гонкозернистым веществом золотисто-желтого цвета, состоящим из гонких чешуек гидромусковита ($N_m = 1,557 \pm 0,003$) и мелких (до 0,01 мм) сферических зерен кварца с волнистым погасанием. Вес образца увеличился на 0,09% (с 22,1217 г до 22,1415 г). В результате шестимесячного выстаивания в хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворах на глубине 240 м (режим Е) поверхность микроклина приобрела белесый оттенок за счет новообразований; лезвием бритвы они легко снимаются с поверхности образца. Под микроскопом обнаружены мелкие зерна кальцита, мелкие обломки исходного микроклина и глинистый минерал буровато-зеленого цвета, слабополяризующий, со светопреломлением 1,527. В гонкой трещинке встречены мелкие зерна тонкопризматического бесцветного минерала ($N_g = 1,518 \pm 0,003$; $N_p = 1,512 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,006$; $l'' \pm$, $c: N_p = 25-35^{\circ}$). Предполагается, что это цеолит. Вес образца после эксперимента увеличился на 0,014% (с 39,9612 г до 39,9666 г). По-видимому, микроклин оказался неустойчивым в этом режиме. После выстаивания в течение 9 месяцев на глубине 400 м (режим F), образец микроклина не обнаружил никаких изменений. Вес его остался без изменений.

Лабрадор. Испыгивали кристаллы однородного темно-серого лабрадора ($N_g = 1,667 \pm 0,002$; $N_p = 1,559 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,008$, $c: N_g = 40^{\circ}$). После выстаивания в течение 6 месяцев в хлоридно-натриевых растворах на глубине 160 м (режим В) поверхность лабрадора покрылась тончайшей пленочкой светло-серого цвета. В некоторых местах появились мелкие каверны выщелачивания, заполненные светло-зеленым гонкочешуйчатым монтмориллонитом (двуспреломление $\sim 0,020$). Вес образца уменьшился на 0,053% (с 7,5722 г до 7,5692 г). После выстаивания в течение 6 месяцев на глубине 160 м (режим Д) при температуре 190°C на поверхности лабрадора образовалась гонкая пленочка, окрашенная окислами железа в красно-охристый цвет. В отдельных участках обнаружены мелкие каверны выщелачивания. В зернах лабрадора, сколотых вместе с гонкой пленочкой, отмечено изменение оптических свойств: $N_g = 1,561 \pm 0,002$, $N_p = 1,553 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,008$, $c: N_g = 32^{\circ}$. Вес образца уменьшился на 0,12% (с 6,7720 г до 6,7641 г). В результате

выстаивания в течение 6 месяцев в хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворах на глубине 240 м (режим Е) вес образца лабрадора уменьшился на 0,0071 г (с 7,0499 г до 7,0428 г). Поверхность лабрадора приобрела матовый оттенок за счет развития тонкой пленочки новообразований. В последней под микроскопом обнаружен тонкозернистый агрегат зеленовато-бурого железистого монтмориллонита ($N_m = 1,621 \pm 0,003$, обр. Б-13/8, см. табл. 37), кальцита и цеолита (прозрачный, габлитчатый, $N' > 1,512$, двупреломление порядка 0,005). Помимо монолитного кристалла лабрадора, в этом же режиме испытывался лабрадор в виде пробы, дробленной до фракции 0,1–2 мм. После эксперимента обнаружено, что в опытном стакане произошла дифференциация зерен лабрадора по размеру: в верхней части расположилась наиболее тонкозернистая фракция. Проба уплотнилась, но цементации не произошло. Среди обломков лабрадора тонкой фракции обнаружены многочисленные новообразованные зерна карбоната (кальцит и родохрозит (?)), кварца, адуляра и тонкочешуйчатого монтмориллонита. В меньшей степени развиты мелкие (до 0,01 мм) зерна отмеченного выше цеолита. Кристаллы адуляра прозрачные, в форме ромбоэдров (с острыми углами 78°), $N_g = 1,527 \pm 0,002$, $N_p = 1,520 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,007$, $l'' + u''$, $c:N_p = 0-5^\circ$.

После выстаивания в течение 9 месяцев образца лабрадора на глубине 400 м (режим F) на его поверхности появились мелкие каверны выщелачивания и тонкая пленочка светло-зеленого цвета. Пленочка прочно связана с исходным лабрадором и представляет собой тонкозернистый агрегат глинистого минерала и адуляра, замещающих лабрадор. Зерна лабрадора и развивающиеся по нему чешуйки глинистого минерала погасают одновременно. Граница развития минералов, замещающих лабрадор, неровная. Глинистый минерал мелкочешуйчатый, светло-зеленого цвета, интерференция от светло-зеленого до желтовато-оливково-зеленого цвета. $N_m = 1,579 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,010$. Зерна адуляра имеют ромбовидную и изометричную форму, $N_g = 1,524 \pm 0,003$, $N_p = 1,519 \pm 0,003$, $N_g - N_p = 0,005$. Вес образцов после эксперимента увеличился на 0,002 г (с 4,6277 г до 4,6297 г).

Альбит. Испытывался образец мелкозернистого альбита ($N_g = 1,537 \pm 0,002$, $N_p = 1,526 \pm 0,002$), из которого выпиливались тонкие пластинки. Эксперименты в хлоридно-натриевых растворах (режимы В, С и Д) однозначно показали, что исследуемый альбит испытывает в данных условиях ($T = 170-190^\circ\text{C}$, $pH = 17-33,3$ атм., $pH = 6,17-6,0$) слабое растворение, не превышающее 0,12% (вес уменьшился в режиме В – с 6,7278 г до 6,6681 г; в режиме С – с 5,6402 г до 5,6337 г; режиме Д – с 22,6837 г до 22,6624 г). Новообразованных минералов на альбите не обнаружено. После выстаивания в течение 6 месяцев образца альбита в хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворах на глубине 240 м (режим Е), вес его увеличился на 0,004 г (с 24,7399 г до 24,7446 г). На поверхности альбита отложился тон-

козернистый агрегат минерала слабо-зеленого цвета ($N_p = 1,540 \pm 0,003$, $N_g - N_p = 0,020$), рентгеноструктурный анализ которого обнаружил слабую линию $14,66 \text{ \AA}$, принадлежащую вермикулиту. Среди агрегата вермикулита встречено несколько мелких ромбовидных кристалликов адуляра ($N_g = 1,526 \pm 0,003$, $N_p = 1,520 \pm 0,003$). В этом же режиме испытывалась проба альбита, дробленного до фракции $0,1-2 \text{ мм}$. После опыта проба имела вид уплотненного порошка, раздифференцированного по крупности зерен. Тонкая фракция "всплыла" сверху. В этой части пробы обнаружены мелкие скаленоэдры кальцита, зерна анальцима (изотропный, $N = 1,486 \pm 0,002$) и несколько сферических зерен новообразованного альбита со светопреломлением, отличающимся от исходного ($N_g = 1,583 \pm 0,002$; $N_p = 1,525 \pm 0,003$). Рентгенограмма тонкой фракции обнаружила хорошие линии альбита (см. табл. 31, обр. Б-13/А).

В результате выстаивания в течение 9 месяцев альбита на глубине 400 м (режим F) обнаружено незначительное увеличение веса образца (с $6,9758 \text{ г}$ до $6,9775 \text{ г}$), но новообразованных фаз не отмечено.

Как отмечает Гаррелс (Гаррелс, 1961) по данным экспериментов Корренса и Энгельгардта, при взаимодействии полевых шпатов с водными растворами на них образуется тонкая поверхностная корка Н-силиката (водородсодержащего силиката). Структура внешних слоев полевого шпата становится беспорядочной. Ионы K^+ и Na^+ вытесняются H^+ и располагаются в решетке нижележащих слоев. С развитием верхней корки водородсодержащего полевого шпата реакция полевого шпата с водной средой замедляется и зависит от скорости диффузии ионов К через внешнюю защитную зону. Этот своеобразный геохимический барьер предохраняет минералы полевых шпатов от разложения. При невысоких температурах (до $70-90^\circ$) полевые шпаты в водной среде обволакиваются тонкой пленкой гидроксидов алюминия и кремния, также играющих роль защитного барьера (Borovec, Neuzil, 1966). В наших экспериментах также отмечается образование тонкой поверхностной корочки новообразований. Иногда, как например в опыте с микроклином в режиме А, она имеет вид тонкой неполяризующей пленочки, в других случаях поверхностная зона содержит раскристаллизованное вещество (глинистые минералы, адуляр и др.). В режимах В и Д происходит заметное разложение микроклина с замещением гидромусковитом и кварцем, а в режиме Е в зоне разложения отмечены новообразования глинистого минерала. Эти данные хорошо ложатся на диаграмму Хемли, увязывающую поля устойчивости каолинита, мусковита и калиевого полевого шпата с отношением активностей Na и К (рис. 20). Из приведенных результатов экспериментов в различных режимах отчетливо видно, что процесс изменения полевых шпатов имеет ряд общих черт. При температуре выше 120°C и микроклин, и лабрадор, и альбит незначительно растворяются (растворимость зависит как от длительности эксперимента, так и от степени диспергирования вещества и физико-химических условий среды). Мел-

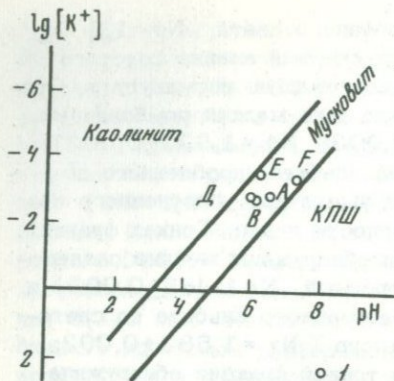


Рис. 20. Поля устойчивости каолинита, мусковита и калиевого полевого шпата (КФС) по Хемли (Мальшев, 1971)

1 - режимы экспериментов

козернистые агрегаты минералов как и дробленые пробы, перерождаются в гораздо большей степени. Уменьшение pH раствора ускоряет процесс разложения минералов.

Пироксены. Изучалось поведение в гидротермальных условиях монокристаллов авгита, диопсида и энстатита, а также авгита в виде вкрапленников в андезитах.

Авгит. В результате выстаивания в течение 6 месяцев на глубине 160 м (режим В) поверхность призматических кристаллов авгита темно-зеленого цвета приобрела отчетливый белесый оттенок. В некоторых образцах отмечено появление на гранях мелких каверн выщелачивания овальной формы. Белесое вещество не снимается иглой. Идентифицировать его не удалось. Вес опытного кристалла авгита уменьшился на 0,0768 г (с 22,8107 г до 22,733 г). Вкрапленники авгита в андезите (обр. 21/66) обнаружили в этом же режиме более заметные изменения. Они разложены с поверхности среза до состояния тонкозернистого рыхлого агрегата, состоящего в основном из мелких чешуек зеленого монтмориллонита, незначительного количества мелкозернистого кальцита белого цвета, бурых окислов железа (возможно окисление произошло при высушивании образца на воздухе) и редких мельчайших зерен пирита. Замещение авгита произошло с увеличением объема кристалла (зерна вспучены и заметно возвышаются над поверхностью пластинки, см. рис. 16).

После выстаивания на глубине 320 м (режим С) вкрапленники авгита претерпели те же изменения, что и в предыдущем режиме. В кавернах выщелачивания отложился тонкочешуйчатый монтмориллонит светло-зеленого цвета (плеохроизм слабый, $N_m = 1,543 \pm 0,003$, $N_g - N_p = 0,010 - 0,012$) и мелкие (до 0,01 мм) кристаллики пирита кубического габитуса.

В результате шестимесячного выстаивания на глубине 240 м (режим Е) вкрапленники авгита в липарите с поверхности полностью заместились тонкозернистым мелкочешуйчатым агрегатом глинистого минерала (почти изотропного, $N = 1,575 \pm 0,002$) и редких удлиненных габитчатых зерен томсонита ($N_g = 1,516 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,006$, погасание прямое, $N_g = b$).

После выстаивания в течение 9 месяцев на глубине 400 м (режим F) поверхность вкрапленников авгита в андезите (обр. 21/66) покрылась тончайшей пленочкой белесого цвета, идентифицировать которую не удалось.

Диопсид. Испытывались кристаллы темно-зеленого диопсида, распиленные на тонкие пластинки. В результате шестимесячного выстаивания на глубине 160 м (режим В) вес пластинки диопсида уменьшился на 0,0064 г (с 18,3600 до 18,3536 г). По тонким царапинкам и сколам отмечена дезинтеграция диопсида. Новообразованных кристаллических фаз не обнаружено.

После выстаивания в течение 6 месяцев на глубине 240 м (режим Е) вес пластинки диопсида уменьшился на 0,0017 г (с 23,0154 г до 23,0137 г). На шлифованных поверхностях появились микроскопические каверны выщелачивания и осветленные участки. В кавернах встречаются мелкие зерна зонарного кальцита. На боковых шероховатых гранях образовалась тонкая рыхлая пленочка буровато-зеленого цвета, состоящая из агрегата диопсида (исходного) и новообразованного кальцита.

Девятимесячное выстаивание пластинки диопсида на глубине 400 м (режим Е) не привело к существенным изменениям. Лишь в одном месте вдоль трещинки обнаружена тонкая пленка охристых окислов железа. Вес образца остался без изменения (15,7251 г).

Энстатит. Выстаивание кристалла энстатита в течение 6 месяцев на глубине 160 м (режим В) не привело к изменению; вес кристалла остался исходным (6,5782). После шестимесячного эксперимента на глубине 320 м (режим С) проба дробленного до фракции 0,1–0,5 мм энстатита прочно сцементировалась. В цементирующем тонкозернистом веществе белого цвета рентгеновским фазовым анализом, помимо исходного энстатита, обнаружены линии гипса, натролита и каолинита.

После шестимесячного выстаивания на глубине 400 м (режим Е) на поверхности пластинки энстатита появилась лишайобразная тончайшая пленочка белесого цвета, с трудом сцарапываемая лезвием бритвы. Под микроскопом обнаружено, что она состоит из мельчайших зерен минерала белого цвета (двупреломление низкое, порядка 0,006, $N' = 1,520 \pm 0,003$), предположительно сепиолита. Вес опытного образца незначительно уменьшился (с 4,6723 г до 4,6712 г).

Проведенные эксперименты показали, что в современных гидротермальных растворах пироксены подвергаются изменению. Общим для всех исследованных пироксенов явилось образование на поверхности тонкой пленочки светло-зеленого или белесого оттенка. Большшему изменению подвергаются пробы дробленых кристаллов пироксенов. Монокристаллы, как правило, изменяются слабо. Наряду с растворением кристаллов идет процесс замещения. Наибольшая скорость разложения характерна для авгита; по нему развиваются кальцит, глинистый минерал, кварц и окислы железа. Замещение происходит с увеличением объема исходного зерна. Процессу замещения исходного минерала предшествует процесс дезинтеграции вещества поверхностной зоны кристалла, облегчающий химические реакции минерала с раствором. Разрушение исходного минерала начинается с зон, имеющих различного рода структурные и механические дефекты,

способствующие дезинтеграции. По этим участкам развиваются новообразования (лишаеобразные пленки), разрастающиеся затем по всему минералу. Предположение о влиянии нарушений в кристаллической решетке минерала на возникновение центров кристаллизации при метаморфизме отмечено Питчером (Питчер, 1967).

Эпидот. Испытывались длиннопризматические кристаллы эпидота фисташково-зеленого цвета (по Ng – светло-зеленый, по Np – желтовато-зеленый; $N_g = 1,752 \pm 0,003$; $N_p = 1,723 \pm 0,003$; $c:N_g = 0-2^\circ$). Эксперименты проводились в хлоридно-натриевых и хлоридно-бикарбонатно-сульфатных высокотемпературных растворах на глубинах 160 и 240 м (режимы В и Е). За шестимесячный срок выстаивания кристаллы эпидота остались без изменения.

Многочисленные просмотры шлифов зерна исследованных месторождений гидротерм показывают, что эпидот широко развивается как по трещинкам и порам, так и в качестве замещающего минерала по вкрапленникам и основной массе гидротермально измененных пород. Во всех случаях кристаллы эпидота свежие, без заметных следов растворения. Шгейнер (1966) вполне определенно говорит о генетической связи новообразований эпидота и хлоридно-натриевых термальных растворов месторождения Вайракей и Новой Зеландии.

Полученные нами результаты могут служить еще одним доказательством равновесности современных термальных растворов и гидротермального эпидота.

Анальцит. Для экспериментов использовались гонкие (до 0,3 см) пластинки, вырезанные из кристалла свежего полупрозрачного анальцита (изотропный, $N = 1,486 \pm 0,002$).

После выстаивания в течение 6 месяцев образцов в хлоридно-натриевых растворах (режимы В и С) анальцит остался свежим. Вес образцов сохранился. После аналогичного по времени выстаивания на глубине 160 м (режим Д, $T = 190^\circ\text{C}$, $\text{pH} = 6,0$) на поверхности анальцита образовались гонкозернистые кристаллики вайракита белого цвета (зерна изометрические, $N_g = 1,491 \pm 0,003$; $N_p = 1,488 \pm 0,003$, $N_g - N_p = 0,003$). Рентгеновский анализ показал наличие слабых линий, идентифицируемых с эталонным вайрацитом из месторождения Вайракей, Новая Зеландия (см. табл. 34, обр. 3-7/66). Вес опытного образца незначительно увеличился (с 5,4553 г до 5,4568 г).

После девятимесячного выстаивания в хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворах (режим F), вес образца уменьшился на 0,0012 г (с 8,2819 г до 8,2807 г), однако никаких изменений минерала не отмечено,

Экспериментальные данные показывают, что при щелочной среде поле устойчивости анальцита лежит в области температур 120-400°C (Гогишвили, Хундадзе, Амирханова, 1968). В среде, содержащей избыточный кремнезем, максимальная температура термодинамической устойчивости анальцита не может быть выше 150-240°C (Сендеров, 1968; Сендеров, Хитаров, 1970).

В наших экспериментах отмечается устойчивость анальцита в режимах с температурой 86-170°C, в условиях почти нейтральной

и слабокислой среды ($pH=7,2; 6,17$) и перекристаллизация его в вайрацит в высокотемпературном режиме ($190^{\circ}C$) с высоким содержанием растворенного кремнезема и более низким pH ($6,0$) среды. Эта закономерность находится в соответствии с природным развитием анальцима в верхних частях разреза и вайракита на глубине Паужетского месторождения.

Пирит. Испытывался образец штуфного мелкозернистого пирита, из которого выпиливались гонкие пластинки. Поверхности пластинок в некоторых случаях полировались. За шесть месяцев эксперимента в хлоридно-нагривых растворах на глубине 160 м (режим В) полированный образец пирита остался без изменения. Наметилось лишь слабое потемнение поверхности. Неполированный образец пирита в эксперименте в том же режиме подвергся значительному изменению. На глубину 0,5–1 мм по всему образцу развилась корочка новообразований зеленовато-черного цвета. Она имеет ноздреватую, иногда сотовую текстуру и состоит, в основном, из буровато-черного гидрогетита и редких зерен кальцита. Гидрогетит легко отщепляется стальной иглой, дает черную черту, имеет пористую текстуру. Граница замещения пирита гидрогетитом резкая. Кальцит присутствует в виде мелких (до 0,02 мм) кристалликов белого цвета, тонкопризматического габитуса, развитых в порах гидрогетита; в соляной кислоте растворяется полностью. Характерно, что в некоторых порах в гидрогетите наряду с кристалликами кальцита встречаются агрегатные скопления тонкозернистого новообразованного пирита лагунно-желтого цвета. Кристаллики пирита различимы только под бинокуляром (увел. 4). Вес образца увеличился на 0,0131 г (с 11,2701 г до 11,2832 г).

Экспериментальные исследования (Гинзбург, Ольшанский, Беляцкий, 1961) по окислению пирита при нормальных P и T в дистиллированной воде, воде, подкисленной HCl , и слабощелочной воде (0,001 N раствор $NaOH$) свидетельствуют о стойкости решетки пирита, но отмечают появление слабых линий гидрогетита в опыте с пиритом в кислой среде.

В наших экспериментах образование гидрогетита по поверхности пирита можно расценивать как своего рода защитную пленку, предохраняющую пирит от дальнейшего разрушения. Наличие в порах гидрогетита кристалликов новообразованного пирита говорит о том, что физико-химическая обстановка в растворе не была устойчивой. На скорость реакций в значительной степени влияет состояние поверхности образца пирита. Полировка поверхности пирита повысила его устойчивость и полностью исключила замещение вторичными минералами.

Хлорит. Испытывались образцы гонкочешуйчатого корундофиллита зеленого цвета, состава $[Mn_{0,018}Fe_{0,602}^{2+}Fe_{0,290}^{3+}Mg_{3,719}Al_{1,455}]_6,084[Si_{2,575}Al_{1,425}O_{10}]OH_{7,51}$. После шестимесячного выстаивания в хлоридно-натриевых растворах на глубине 320 м (режим С) на чешуйках хлорита образовались лишаеобразные, изомет-

ричной формы участки, имеющие золотистый оттенок. На нижней поверхности фторопластового фильтра, прикрывающего стакан с пробой, отложилась тонкая пленочка бурых окислов железа. На верхней поверхности пробы и на стенках стакана выросли пирамидальные кристаллы кальцита (до 1 мм) медово-коричневого цвета. Тем не менее, по данным инфракрасной спектроскопии сам корундофиллит остался без изменения. Вероятно, слабое растворение поверхностной зоны минерала способствовало образованию пленочки бурых окислов железа и окрашиванию новообразованного кальцита.

Каолинит в виде рыхлой гонкозернистой пробы испытывался в хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворах Большебанного месторождения (режим Е). После девятемесечного выстаивания на глубине 240 м ($T=160^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}=6,9$) материал уплотнился и приобрел с поверхности серый оттенок. Через несколько дней воздушно-сухой просушки на поверхности пробы возникли трещины усыхания, и местами отшелушилась тонкая корочка буровато-серого цвета. Корочка состоит, в основном, из агрегата монтмориллонита буроватого цвета (слабополяризующего) и сферических зерен кальцита ($N_0=1,720 \pm 0,003$, $N_e=1,534 \pm 0,003$; возможно, часть ионов Ca^{2+} изоморфно замещена Mn^{2+} , так как в растворе отмечено его присутствие). Под отшелушившейся существенно монтмориллонитовой корочкой следует тонкая зона, в которой наряду с незначительным количеством монтмориллонита встречаются мелкие чешуйки гидрослюд (см. табл. 38, обр. Б-13/4); преобладающее значение в этой зоне принадлежит каолиниту. Глубже этих зон следует исходный чистый каолинит.

Отмеченная зональность, по-видимому, отражает изменение кислотности — щелочности и распределение щелочных и щелочноземельных компонентов в растворе, выполняющем поровые пространства на разных глубинах пробы (Noll, 1936).

Проведенные исследования показывают, что в природных гидротермах невысокой минерализации происходит заметное растворение и перерождение ряда минералов. Для некоторых минералов интенсивность растворения в высоконагретой дистиллированной воде и в природных гидротермах противоположна. Так, для полевых шпатов, обработанных в гидротермальных скважинах природными натриево-хлоридными сульфатными растворами ($T=86-190^{\circ}\text{C}$, $P=4,3-33,3$ атм), растворимость (в порядке увеличения): альбит-лабрадор-микроклин (1); в дистиллированной воде ($T=200-600^{\circ}\text{C}$): микроклин-лабрадор-альбит (2) (Попов, 1962). Экспериментально установлено, что на степень растворимости большое влияние оказывает концентрация в растворе одноименных с растворяемым продуктом ионов (Балицкий, 1966). По-видимому, высокое содержание Na^+ в растворах (от 200 до 900 мг/л) препятствует растворению натриевых минералов в большей степени, чем калиевых (калия в растворах 13-80 мг/л). В опытах с дистиллированной водой этот фактор отсутствует, поэтому, с нашей точки зрения, неоправдан и вывод Попова (1962) о том, что в природной обстановке по стойкости к воздей-

ствию воды указанные выше полевые шпаты будут располагаться аналогично ряду (2).

Для пироксенов ряд растворимости в порядке увеличения: энстатит-диопсид-авгит; он выдерживается в случае натриево-хлоридных и сульфатных растворов.

Кварц, имеющий малую растворимость в дистиллированной воде, в природных натриево-хлоридных слабокислых растворах с высоким содержанием H_2SiO_3 (до 200-300 мг/л на Паужетке) не только не растворяется, но наоборот служит заправкой для кристаллизации минералов кремнезема - α -кристобалита. Это говорит о близости растворов к обстановке насыщения относительно кремнезема.

Характерна большая устойчивость кристаллов кальцита в современных гидротермах, несмотря на присутствие в них хлоридов, способствующих растворению (Малинин, 1962).

Устойчивость кристаллов эпидота в исследованных режимах P и T объясняется, по-видимому, низкими параметрами последних и высокой энергией активации этого минерала.

ХАРАКТЕРИСТИКА НОВООБРАЗОВАННЫХ МИНЕРАЛОВ
И УСЛОВИЯ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Наши эксперименты показали, что в обстановке современных гидротермальных растворов, охарактеризованных выше, происходят процессы кристаллизации ряда минералов. На основании изучения химизма растворов свободной циркуляции, режима их температуры и давления, а также баланса вещества экспериментальных пород и минералов, используя данные экспериментов и наблюдений по кернам гидротермально измененных пород изученных месторождений гидротерм, мы попытались оценить условия кристаллизации этих минералов.

Группа кварца. Минералы этой группы пользуются широким развитием в кернах гидротермально измененных пород на всех трех месторождениях гидротерм. Значительное место занимают они и в ряду новообразований по экспериментальным эталонам пород и минералов, среди них халцедон, кварц и α -кristобалит.

Новообразованный халцедон отмечен в экспериментах в хлоридно-нагриевых растворах Паужетского и в хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворах Большебанного месторождений. Тонкие пленочки этого минерала синевато-белого цвета заполняют трещинки и поры в экспериментальных образцах андезита и андезито-дацита (Паужетское месторождение), а также развиваются по поверхности (фторопластовой крышки-фильтра, прикрывающей пробу дробленого лабрадора (Большебанное месторождение). Иногда на поверхности образцов пород встречаются нитевидные, реже слившиеся в дендриты и изогнутые лентовидные образования халцедона размером до 1-2,5 мм. Они легко снимаются иглой, хрупкие, слабо анизотропные, $N = 1,402-1,405$. Дебаграмма этого халцедона дает слабые диффузные линии, не поддающиеся расшифровке. Согласно результатам химических анализов образцов, содержание SiO_2 в перерожденной зоне породы уменьшено, т.е. на образование халцедона, по-видимому, идет кремнезем, выщелачивающийся из породы или минералов. Отрицательный баланс кремнезема в измененной, относительно более глубокой зоне свидетельствует о том, что некоторая часть кремнезема растворяется и уносится растворами из эталонного образца.

Таким образом очевидно, что образование халцедона происходит в какую-то стадию процесса выщелачивания, при изменении определенных параметров раствора. Некоторые сведения приводит Ж.Педро (Педро, 1971), руководствуясь сводкой экспериментальных работ Александра, Хестона и Илера, Краускопфа, Окамото и др. по изучению аморфного геля SiO_2 . По данным этих исследований при pH ниже 9, растворенный кремнезем находится в мономолекулярной форме $Si(OH)_4$, причем в этой форме он остается до тех пор,

пока концентрация SiO_2 в растворе не достигает величины порядка 120–140 мг/л. При повышении этого предела начинается полимеризация молекул с образованием коллоидных гелей по схеме $n\text{Si}(\text{OH})_4 \rightleftharpoons [\text{SiO}(\text{OH})_2]_n + n\text{H}_2\text{O}$. Экспериментальные работы Ж. Педро по воздействию на базальт нагретой до 70°C чистой воды ($\text{pH} = 6,0$), воды, насыщенной углекислотой ($\text{pH} = 4,0$), и воды с уксусной кислотой ($\text{pH} = 2,5$) показали, что количество вынесенного кремнезема тем больше, чем выше кислотность действовавших на породу растворов. В то же время Педро указывает, что аналитические данные свидетельствуют о неизменности качественного состояния кремнезема в растворах с pH ниже 9, каковы бы ни были значения pH . Следовательно, в условиях наших экспериментов в хлоридно-натриевых ($\text{pH} = 6,0-6,9$), кремнезем мог выщелачиваться из пород в форме $n\text{Si}(\text{OH})_4$. Но хлоридно-натриевые растворы имеют довольно высокое содержание растворенной кремнекислоты, доходящей до 250–300 мг/л. Исходя из этого, видимо, при воздействии этих растворов с породами процессы выщелачивания SiO_2 и осаждения коллоидных гелей $[\text{SiO}(\text{OH})_2]_n$ будут сближены во времени и пространстве. В этом случае должно наблюдаться наиболее интенсивное образование халцедона в зонах застойного режима растворов. Именно такую картину мы и наблюдаем по экспериментальным образцам андезита и андезито-дацита в опытах на Паужетском месторождении, где мелкие поры и тонкие трещинки забиты халцедоном. Иные условия в хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворах Большебанного месторождения. Высокая реакционная способность содержащих углекислоту растворов обуславливает интенсивное выщелачивание кремнезема из пород. Но низкое содержание кремнезема в термальном воде (около 50 мг/л) приводит к выносу его за пределы зоны изменения породы. И лишь в экранированных участках, где создается возможность концентрирования, содержание кремнезема в растворе достигает той критической величины в 120–140 мг/л, о которой пишет Ж. Педро и непосредственно на экране происходит отложение геля кремнезема. Если принять эту схему, то находит объяснение факт очень слабого развития халцедона в экспериментах на Большебанном месторождении, где тончайшие пленочки халцедона обнаружены лишь на поверхности фторопластовой крышки, прикрывающей пробу дробленого лабрадора.

Исходя из вышеизложенного, образованию халцедона благоприятствуют термальные воды хлоридно-натриевого и хлоридно-бикарбонатно-сульфатно-натриевого состава с углекислотой и содержанием растворенного SiO_2 выше 100 мг/л.

Новообразования кварца встречаются более широко, чем халцедона в опытах на всех трех месторождениях. Мелкие зерна кварца белого цвета цементируют пробы дробленых образцов андезита и базальта в экспериментах на Паужетском месторождении (на глубине 30–320 м), развиваются в тонкой фракции дробленого базальта в эксперименте на Среднепаратунском месторождении (на глубине 400 м) и встречены в кавернах выщелачивания на поверхности

экспериментального образца обсидиана на Большебанном месторождении (на глубине 240 м). Зерна кварца (до 0,01 мм) белого цвета имеют изометричную сферическую форму, под микроскопом обнаруживают характерное волнистое погасание. Как видно из данных рентгеноструктурного анализа (табл. 28), новообразованный кварц из экспериментальных образцов разных месторождений и кварц из кернов скважин имеют очень близкие параметры структуры.

Сопоставление данных химизма растворов и изменения содержания кремнезема в перерожденных эталонных породах позволяет заключить, что в образовании кварца наряду с кремнеземом термальных растворов принимает участие кремнезем, выщелачиваемый из породы. Нередко кремнезем, вынесенный из глубоких зон образца породы, отлагается в виде кварца на поверхности этого же образца или цементируют обломки породы в дробленных пробах. Аналогичные результаты получены при экспериментах по синтезу гидротермального кварца В.С. Балицким (Балицкий, 1971). А.И.Захарченко (1955) также пишет о почти одновременно протекающих процессах выщелачивания кремнезема и роста кристаллов горного хрусталя в полости выщелачивания в эксперименте при обработке аркозовых песчаников Памира 1н. раствором NaHCO_3 при $T = 430-460^\circ\text{C}$ и $P = 340-400$ атм. По-видимому, для реализации процесса кристаллизации кварца из кремнеземсодержащих растворов достаточно весьма малые изменения физико-химических параметров среды. Так как в наших экспериментах не было достаточных условий для создания температурного перепада, то наиболее вероятным является предположение об изменении значения pH в растворе в зоне выщелачивания и на участке отложения кварца. Исходя из того, что поровые растворы в породах глубин в интервале проведения эксперимента на Паужетском месторождении имеют pH порядка 7,3-9,1, можно считать, что в зоне изменения экспериментальных образцов андезита и базальта сначала сформировалась гидрохимическая слабощелочная среда с повышенным содержанием растворенного кремнезема. Затем, по мере продвижения фронта изменения в глубь образца породы, в приповерхностной зоне произошло окисление раствора под воздействием циркулирующих гидротерм ($\text{pH} = 6,0-6,7$), следствием чего явилось выпадение мельчайших кристаллов кварца. По данным глубинного опробования, термальные растворы на глубине кристаллизации кварца имеют следующие пара-

метры: $M_{2,7} \frac{\text{Cl}94}{\text{Na}88 \text{ Ca}6}, \text{H}_2\text{SiO}_3 = 250 \text{ мг/л}, \text{pH} = 6,1-6,0, E_h = (-30) - (-150) \text{ мВ}, T = 125-175^\circ\text{C}, P = 4-33 \text{ атм.}$ (Паужетское место-

рождение); $M_{1,0} \frac{\text{SO}^{4}_{51} \text{HCO}^3_{25} \text{Cl}22}{\text{Na}72 \text{ Ca}17}, \text{H}_2\text{SiO}_3 = 50 \text{ мг/л}, \text{pH} = 6,9,$

$T = 160^\circ\text{C}, P = 23,9 \text{ атм.}$ (Большебанное месторождение).

Эти данные находят сопоставление с результатами исследований жидких включений в кварце (Лисицын, Малинко, 1961).

Таблица 28

Рентгенометрическая характеристика кварца

1		2		3		4		5	
Проба 33а		Проба 317		Проба 4/66		Проба 205		Проба 252	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
2	4,241	4	4,27	5	4,25	4	4,27	-	-
3	3,895	-	-	-	-	-	-	-	-
2	3,313	6	3,39	10	3,340	5	3,38	2	3,33
2	2,715	2	2,70	2	2,798	-	-	2	2,70
2	2,479	2	2,49	3	2,440	2	2,473	4	2,520
1	2,300	1	2,32	3	2,275	2	2,212	3	2,28
1	2,170	1	2,20	1	2,225	0,6	2,112	4	2,134
10	2,104	2	2,10	3	2,112	3	2,040	2	2,091
1	1,891	4	1,897	1	1,972	1	1,889	2	1,880
1	1,848	2	1,864	1	1,867	2	1,812	1	1,864
1	1,640	4	1,643	2	1,665	1	1,661	1	1,648
10	1,532	6	1,553	5	1,534	3	1,548	2	1,539
3	1,476	2	1,469	0,5	1,449	1	1,454	2	1,482
1	1,412	2	1,413	-	-	1	1,418	2	1,392
5	1,320	2	1,318	5	1,370	1	1,326	2	1,372
1	1,279	4	1,277	1	1,280	2	1,272	1	1,282
5	1,260	6	1,257	1	1,251	2	1,249	1	1,255
3	1,227	2	1,225	-	-	3	1,230	1	1,226
2	1,200	4	1,200	-	-	-	-	1	1,197
3	1,182	2	1,188	-	-	-	-	1	1,184
2	1,118	2	1,117	-	-	-	-	-	-
1	1,099	3	1,092	-	-	-	-	2	1,098
1	1,049	1	1,045	-	-	-	-	1	1,054
2	1,038	2	1,035	-	-	-	-	-	-

1. Новообразованный кварц из базальта обр. КШ-3 (Паужетское месторождение). 2. Кварц из порошилка в керне Паужетского месторождения. 3. Кварц из прожилка в керне Большебанного месторождения. 4. Кварц из прожилка в керне Среднепаратунского месторождения. 5. Новообразованный кварц из базальта, обр. КШ-3 (Среднепаратунское месторождение).

Новообразования α -кристобалита дважды отмечены рентгенометрически в смесях минералов. В экспериментах с обсидианом и эталонным кварцем на глубине 320 м (Паужетское месторождение) удалось собрать мономинеральную функцию α -кристобалита. Он развит в виде мелких (до 0,1 мм) зерен розетковидной формы. Под микроскопом прозрачен, полностью изотропен¹, $N=1,489\pm 0,002$. Как видно из данных рентгеновского анализа (табл. 29), параметры решетки проб α -кристобалита имеют большое сходство между собой.

¹ По Белянкину (Винчелл, 1953) изотропная разновидность кристобалита носит название метакристобалита.

Таблица 29

Рентгенометрическая характеристика α -кристобалита

1				2			
Проба				Проба 35а			
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
2	2,83	-	-	-	-	3	1,335
-	-	1	1,30	-	-	-	-
1	2,12	-	-	10	2,11	-	-
9	1,93	6	1,24	2	2,02	2	1,246
3	1,77	-	-	-	-	2	1,168
3	1,69	-	-	1	1,672	3	1,148
4	1,59	-	-	1	1,628	2	1,100
1	1,53	-	-	3	1,570	2	1,087
5	1,49	-	-	2	1,482	2	1,077
-	-	-	-	3	1,367	1	1,065

1. Новообразования α -кристобалита по обсидиану (Паужетское месторождение). 2. Новообразования α -кристобалита по дациту (Паужетское месторождение)

Примечательно, что в хлоридно-натриевых растворах Паужетского месторождения этот минерал характеризуется только в пробах пород кислого состава и только в режиме глубины 320 м. На меньших глубинах (и, следовательно, при более низких температурах) α -кристобалит не обнаружен. Поэтому можно предположить, что для его кристаллизации благоприятны следующие условия: $M_{2,7} \frac{Cl_{194}}{Na_{88}Ca_6 K_5}$,

$H_2SiO_3 = 250$ мг/л, $pH = 6,1-6,0$, Eh - порядка -150 мв, $T = 175^\circ C$, $P = 33,3$ атм.

Рассмотрев условия кристаллизации халцедона, кварца и α -кристобалита, можно с уверенностью заключить, что образование этих минералов на глубине происходит под воздействием современных растворов. Большую роль при этом играет процесс сопряженного выщелачивания и отложения. В то же время в растворах, где концентрация растворенного кремнезема достаточно высока (на Паужетке до 250 мг/л), кристаллизация минералов кремнезема может происходить и без предварительного выщелачивания, непосредственно из раствора (например α -кристобалит на поверхности экспериментального кварца).

Группа кальцита. Среди новообразованных минералов, кристаллизующихся под воздействием растворов, кальцит и арагонит пользуются самым широким развитием.

Кальцит отмечен в качестве новообразований в экспериментах на всех трех месторождениях.

На Паужетском месторождении уже на глубине 30 м (скв. К-8) в андезито-базальте (обр. КШ-3) отмечено развитие мелких зерен кальцита, замещающегося по трещинкам вкрапленниками пироксена. Замещение пироксенов кальцитом происходило во всех исследованных режимах. Кроме того, тонкие корочки и агрегаты мелких зерен кальцита белого цвета обнаружены в экспериментальных образцах пемзы, андезито-дацита, обсидиана, андезита и базальта после выстаивания последних в режиме глубины 160 м (режим В и Д).

Новообразования кальцита в виде индивидуализированных правильных кристаллов отмечены на поверхности измененного пирита на глубине 160 м (режим В), а наиболее совершенные крупные кристаллы кальцита образовались почти во всех пробах на глубине 320 м (режим С). Кристаллы кальцита, образовавшиеся на поверхности измененного пирита, имеют коротко-призматический облик и осложнены гранями ромбоэдра. Они бесцветны, полупрозрачны, полностью растворяются в холодной соляной кислоте с бурным выделением CO_2 . Особенно интересны кристаллы кальцита, образовавшиеся в условиях режима С (скв. К-8, глубина 320 м, $T = 175^\circ\text{C}$). Этот режим оказался наиболее благоприятным для кристаллизации кальцита (в керне с этой глубины кальцит также пользуется широким развитием). Обращает на себя внимание, что кристаллы новообразованного кальцита имеют разную окраску и разные кристаллографические формы. Крупные (до 2-3 мм) кристаллы имеют пирамидальный габитус и окрашены в медово-коричневый цвет (рис. 21). Они нарастают на внутренние стенки экспериментальных стаканчиков с пробами, развиваются на поверхности дробленых проб дацита и андезита и в пористой массе асбестовых фильтров (рис. 22), прикрывавших дробленые пробы пород и мономинеральные фракции дробленого анальцита, хлорита, микроклина и энстатита. Характерно, что медово-коричневатый кальцит развивается только в верхних частях стаканчиков, особенно интенсивно окрашены кристаллы, выросшие в пористых асбестовых фильтрах. На поверхности нижнего фильтра во всех стаканчиках отмечены тонкопризматические и скаленоэдрические мелкие кристаллы бесцветного кальцита. Спектральный анализ обнаружил в окрашенном кальците заметную примесь железа и марганца (соответственно 1% и 0,006%), отсутствующих в прозрачных разностях. Кроме того, в окрашенном кальците отмечены Sr (до 3%) и Ba (1%). Распределение кальцита по крупности кристаллов не является случайным. Как показали экспериментальные исследования скорости роста и зарождения кристаллов в лабораторных условиях (Матусевич, 1957), последние обнаруживают отчетливую зависимость от скорости перемешивания раствора. Кристаллы, выросшие в покое всегда имели гораздо большие размеры, чем кристаллы, выращенные из растворов, размешиваемых даже с очень малой скоростью.

Нам представляется, что в обстановке внутренней полости экспериментальных стаканчиков, а тем более в поровых пространствах

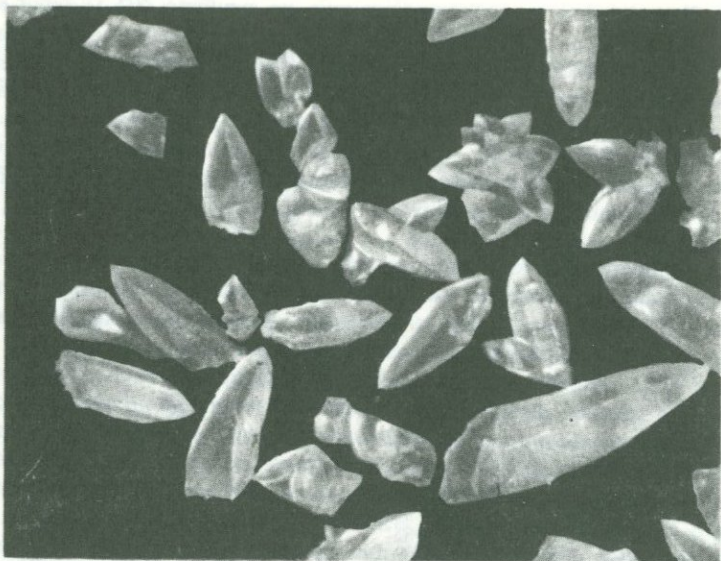


Рис. 21. Кристаллы новообразованного кальцита медово-коричневого цвета. Режим С, увел. 18

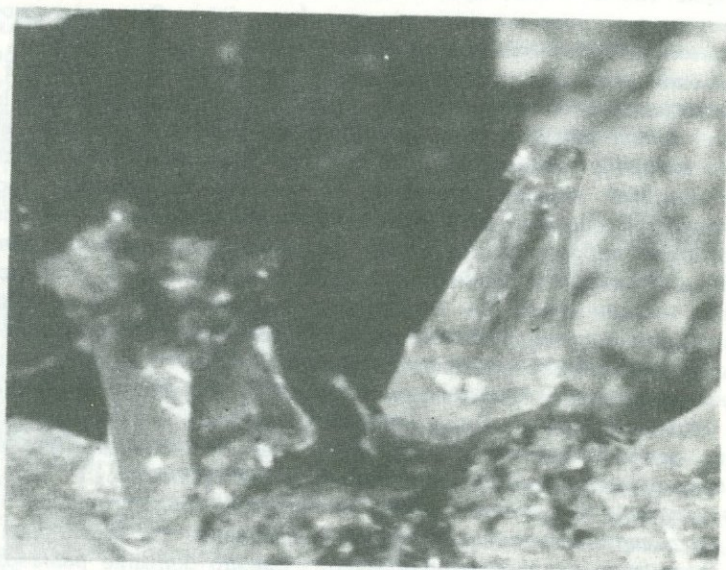


Рис. 22. Пирамидальный и столбообразный кристаллы окрашенного кальцита, отложившиеся в порах асбестового фильтра. На вершине пирамидального кристалла виден агрегат прозрачного кальцита. Увел. 20

асбестовых фильтров скорости перемещения раствора были гораздо меньшими, чем с внешней стороны стаканов. Выщелоченные из пород кальций и марганец (подтверждается химическими анализами этих пород) обогатили термальнй раствор и вступили в реакцию с карбонатными ионами в условиях весьма незначительного перепада температуры, возникшего на стенках стакана и в порах фильтра. Кристаллизация шла в обстановке, близкой к равновесной. В наружных же частях стаканов скорость перемещения раствора намного выше, чем внутри. Проникающие через фильтр выщелоченные из породы ионы кальция быстро улавливались карбонатными ионами, поступающими со свежими порциями раствора (имеющего уже некоторое количество кальция) и способствовали кристаллизации кальцита гонкопризматического габитуса. Так, на нижней поверхности фильтра образовался щетковидный агрегат прозрачных кристаллов кальцита. Различия в окраске кальцита можно объяснить различным содержанием железа и марганца в минералообразующих растворах. В растворе, поступающем снизу в экспериментальный стакан, количество присутствующих железа и марганца ничтожно мало, а в растворе над породой оно значительно больше, выщелачиваясь из последней. Подтверждением этому служат немногочисленные находки крупных окрашенных кристаллов (в которых спектрально определены Fe и Mn) с нарощим на них мелкозернистым агрегатом бесцветного кальцита, в которых отсутствуют Fe и Mn. В этих случаях крупные кристаллы кальцита прорастали из асбестового фильтра наружу и выступающая вершина попадала в зону интенсивного перемешивания раствора. В то же время на крупных кристаллах, находящихся внутри стакана, наблюдаются нарастания мелкокристаллического пирамидального кальцита, окрашенного аналогично крупному (см.рис.25). О среде минералообразования в известной степени говорит и состав газов, законсервированных в индивидуальных включениях кристаллов кальцита. Как видно, газовая фаза включений окрашенного и бесцветного кальцита состоит только из углекислого газа. Если принять, что состав газов, определенных во включениях, соответствует составу газов в исходной среде (Хетчиков, Шугурова, 1968), то при образовании прозрачной и окрашенной разностей кальцита состав растворов был идентичен. Остается неясным вопрос о причинах различия кристаллографических форм окрашенного и бесцветного кальцита. Возможно, здесь какую-то роль играют размеры зонных радиусов Fe, Mn, Sr и Ba, участвующих в изовалентном замещении Ca^{2+} в решетке кальцита, причем согласно исследованиям Аншелеса (1957), возможными при конкретных условиях гранями являются такие грани, в которых расстояние между частицами, по крайней мере, в двух направлениях равняется или меньше расстояния практического взаимодействия частиц кристалла с частицами фазы, из которой идет кристаллизация. Видимо, в нашем случае, при участии в строении кристаллов кальцита пяти разных по величине ионов металлов, наиболее выгодной комбинации последних отвечает пирамидальная форма кристаллов. Следует отметить, что крупные окрашенные кристаллы, несущие на своих гранях мелкозернистую генерацию,

имеют слегка сглаженные поверхности. Представляется, что имел место внутриминерализационный перерыв, во время которого изменились физико-химические условия кристаллизации и происходило растворение кальцита. Последнее, видимо, связано с изменением режима поступления углекислоты, для которой по данным гидрохимического опробования отмечены широкие вариации содержания во времени. Таким образом, факты отложения кальцита в экспериментах с породами и одновременной устойчивости экспериментальных образцов кальцита позволяют говорить, что в исследованных условиях кальцит является стабильным минералом. Кристаллизация его в экспериментах с породами объясняется не только достаточно высоким содержанием ионов кальция и углекислоты в растворе, но и вовлечением в реакцию с раствором кальция из этих пород. Причем реакция идет тем энергичнее, чем тоньше раздроблена порода. Как видно из табл. 3, на глубине в растворе отсутствует CO_3^{2-} , но в значительном количестве содержится HCO_3^- . Это хорошо согласуется с правилом, что карбонатные ионы при наличии свободной углекислоты не могут находиться в заметных количествах в растворе, так как в этих условиях они активно реагируют с CO_2 , образуя хорошо растворимые бикарбонат-ионы. Выпадение в осадок CaCO_3 определяется концентрацией в растворе ионов CO_3^{2-} и Ca^{2+} и начинается, как известно, при достижении величины произведения растворимости этого соединения при данных физико-химических условиях. Таким образом, взаимосвязь компонентов карбонатной системы в паужетских растворах может быть представлена в виде

$$\text{Ca}^{2+} + \text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2.$$

Отсюда видно, что для достижения необходимой для выпадения CaCO_3 концентрации карбонатных ионов должно предварительно возникнуть хорошо растворимое соединение $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, следствием чего будет разложение кальциевой составляющей породы. На эту реакцию затрачивается часть свободной углекислоты, что вызывает, в свою очередь, смещение реакции вправо и выпадение карбоната кальция. Этот процесс легко нарушается при изменении температуры и давления, следствием чего является растворение ранее отложившегося карбоната (что и подтверждается сглаженными гранями кальцита). Предложенное объяснение кристаллизации кальцита хорошо подтверждается расчетными данными изобарного потенциала реакции. Исходя из реакции $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3$, стандартный изобарный потенциал реакции имеет вид $\Delta G_{\text{реакц}} = \Delta G^\circ \text{CaCO}_3 + \Delta G^\circ \text{H}_2\text{CO}_3 - \Delta G^\circ (\text{Ca}^{2+}) - 2\Delta G^\circ (\text{HCO}_3^-)$. Подставляя данные стандартных изобарных потенциалов (Латимер, 1954) получаем: $\Delta G_{\text{реакц}}^\circ = -5,98$ ккал/моль. Отрицательное значение стандартного потенциала показывает, что в стандартных условиях при активных концентрациях компонентов, равных 1, происходит осаждение карбоната кальция. Рассмотрим направление этой реакции при реальных концентрациях в растворе, взятом с глубины 145–160 м, предполагая, что на глубине 320 м, где отмечена наиболее интенсивная

кристаллизация CaCO_3 , раствор имеет аналогичный состав. Величина изменения изобарного потенциала ΔG для нашей реакции будет равна

$$\Delta G = RT \ln \frac{a_{\text{CaCO}_3} \cdot a_{\text{H}_2\text{CO}_3}}{a_{\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2}} + \Delta G^\circ$$

Подставляя соответствующие значения (принимая $T=448^\circ\text{K}$), получаем:

$$\Delta G = 2,01 \lg \frac{a_{\text{CaCO}_3} \cdot a_{\text{H}_2\text{CO}_3}}{a_{\text{Ca}^{2+} \cdot 2 a_{\text{HCO}_3^-}} + \Delta G^\circ$$

Активность CaCO_3 как вещества, находящегося в твердой фазе, и H_2O , количество которой несоизмеримо велико по сравнению с растворенными солями, считаем равным 1. Тогда формула приобретает вид

$$\Delta G = 2,01 \lg \frac{a_{\text{CO}_2}}{a_{\text{Ca}^{2+} \cdot 2 a_{\text{HCO}_3^-}} + \Delta G^\circ$$

Подставляя значения активностей компонентов в моль/л по данным пробы 7 (табл. 3) получаем: $\Delta G = -0,75$ ккал/моль. Отрицательное значение изобарного потенциала указывает, что в условиях этой глубины реакция пойдет в сторону кристаллизации карбоната кальция. Минимальная величина значения изобарного потенциала может также служить показателем близости системы к состоянию неустойчивого равновесия, которое характеризуется сменой условий кристаллизации карбоната условиями его растворения.

Исследование новообразованных кристаллов медово-коричневого кальцита и проведенные расчеты позволили сделать некоторые выводы о кинетике роста последних. Нам представляется, что кристаллизация шла очень медленно из слабонерасыщенных истинных растворов при слабом перемешивании. Об этом говорят малый размер кристаллов (скорость роста не превышает 0,5 мм в месяц), довольно совершенная структура кристаллов с равномерной окраской, что, опять-таки, свидетельствует о малой скорости роста кристалла, обеспечивающей равномерное распределение окрашивающих примесей по всему кристаллу (Пегров, Колачев, 1957) и незначительное количество возникающих центров кристаллизации.

На среднепаратунском месторождении кальцит развит повсеместно. Однако в экспериментах новообразованный кальцит отмечен только в двух пробах - на поверхности базальта (обр. 22/66) и в кавернах выщелачивания обсидиана. В обоих случаях кальцит представлен мелкими зернами белого цвета, иногда слившимися в тонкую пленочку. Так же как и на Большебанном месторождении зерна кальцита имеют зонарную текстуру, $N_0=1,659 \pm 0,002$; $N_e = 1,487 \pm 0,002$, $N_0-N_e = 0,17$.

На Большебанном месторождении новообразованный кальцит отмечается во всех экспериментальных пробах. Особенно благоприятны для его развития пробы тонкодробленых пород. Кальцит здесь представлен мелкими (до 0,1 мм) бесцветными кристалликами табличатого и скаленоэдрического габитуса ($N_0=1,652 \pm 0,002$, $N_e = 1,480 \pm 0,002$). На поверхности монокристаллов альбита, лабрадора и диопсида встречаются глобулярные зерна кальцита белого

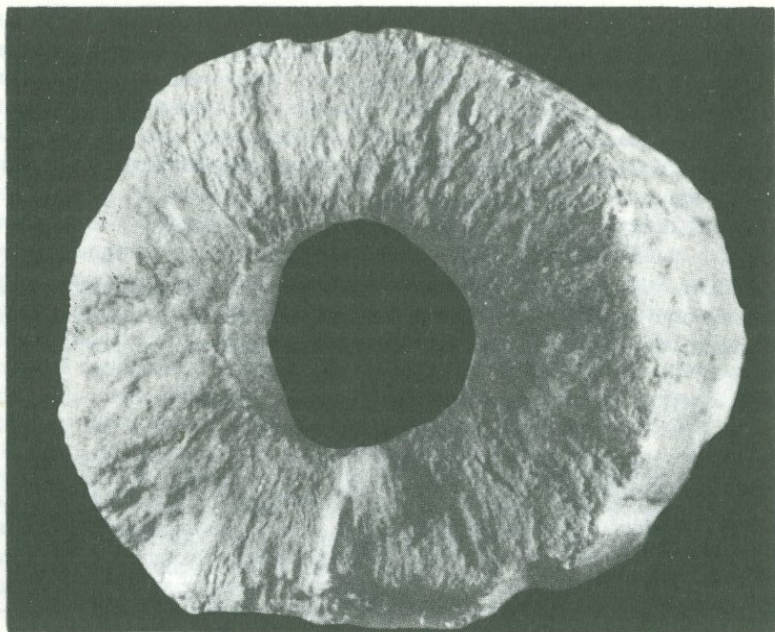


Рис. 23. Арагонит, образованный в стволе скв. К-34 в зоне паробразования. Natur. вел.

цвета с зонарной текстурой. Малый размер образований кальцита говорит о чрезвычайно низкой скорости кристаллизации его из кальциево-натриево-сульфатных растворов. Незначительное количество зерен кальцита, развитых на поверхности экспериментальных проб, свидетельствует о малой степени пересыщения растворов в условиях недействующей скважины.

Новообразования арагонита обнаружены нами только на Большебанном месторождении. Отложение этого минерала интенсивно происходит в стволе действующей скважины в интервале зоны паробразования. Скорость зарастания настолько велика, что проведение экспериментальных работ в действующих скважинах не удалось, ввиду необходимости частых профилактических разбурок. В зависимости от динамического давления и температуры растворов уровень паробразования в скважинах колеблется от 40 до 130 м. Карбонат кальция откладывается по всему стволу в зоне паробразования с максимальной скоростью до 2,5 мм в сутки. Однако, профиль нарастания неравномерен: он имеет вид сильно вытянутого неравностороннего треугольника с тупой вершиной вблизи зоны вскипания раствора, где отлагается основная масса карбоната. На рис. 23 хорошо видна шестоватая структура новообразованного карбоната, имеющего оптические константы арагонита ($N_g = 1,673 \pm 0,002$; $N_r = 1,527 \pm 0,002$; $N_g - N_r = 0,15$); спектральный анализ показы-

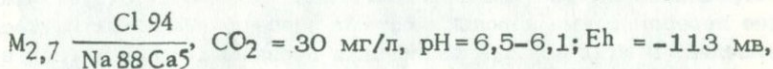
вают присутствие в нем до 2% стронция. Химические анализы арагонита, отобранного на разных уровнях отложения (на глубине 40 м) и в выбросной трубе на поверхности показывают очень слабые изменения состава осадка в вертикальном профиле. Пересчет на молекулярные количества дает чистый карбонат кальция.

Рассмотрим физико-химические условия, в которых находится гидротермальный раствор до и после уровня парообразования. Как видно из данных химических анализов растворов, до зоны парообразования и на изливе (см. табл. 5) форма нахождения карбонатных компонентов в растворе различна. В глубинном растворе отсутствуют ионы CO_3^{2-} , что не способствует отложению на глубине CaCO_3 , с которым этот ион был бы в равновесии. На глубине углекислота находится в виде более растворенного бикарбонат-иона HCO_3^- и свободной CO_2 ; в этих условиях карбонат кальция кристаллизоваться не может, он должен растворяться. В зоне парообразования резко меняются все параметры гидротермального раствора — T , P , pH и Eh (см. табл. 5). Вскипание происходит вследствие того, что перегретый раствор достигает уровня, на котором давление насыщенного пара превосходит внешнее давление. Результатом этого является отщепление от раствора паровой фазы и свободного CO_2 , снижение температуры, ошелачивание раствора, повышение его концентрации и понижение растворимости карбонатных ионов, которые связываются с ионами кальция.

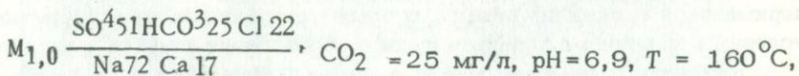
Резюмируя результаты вышеизложенных экспериментов, мы приходим к следующим выводам:

1. Современные природные хлоридно-натриевые и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые термальные растворы являются карбонатобразующими.

2. Кальцит является стабильным минералом и хорошо кристаллизуется в гидротермальных растворах следующих параметров:

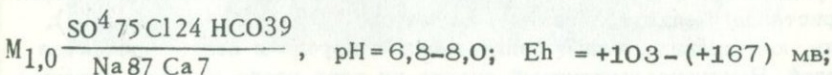


$T = 170-175^\circ\text{C}$, $P = 16-33 \text{ атм.}$ (Паужетское месторождение);



$P = 24 \text{ атм.}$ (Большебанное месторождение).

3. Арагонит кристаллизуется в зоне парообразования в неравновесных условиях при резком спаде давления, температуры и почти полном удалении CO_2 с паровой фазой, из растворов с параметрами



$T = 134-100^\circ\text{C}$; $P = 1-13 \text{ атм.}$ (Большебанное месторождение). Такие условия, помимо вышеотмеченных, могут возникнуть на глубине при попадании гидротермального раствора, просачивающегося по

тонким трещинкам, в условиях крупных трещин, полостей и пор. На Паужетском месторождении в интервале зоны парообразования не происходит полного отщепления CO_2 от раствора. Вода на изливе содержит еще некоторое количество свободного CO_2 (5–10 мг/л), что препятствует зарастанию ствола действующей скважины.

4. Кристаллизация кальцита пирамидального габитуса в опыте на Паужетском месторождении убедительно свидетельствует о влиянии "энергетического порога" кристаллографической формы минерала. Несмотря на то, что образцы эталонного кальцита ромбоэдрического габитуса могли бы быть заправкой для новообразованного кальцита, последний не нарастает на них, а образует самостоятельные кристаллы с более выгодной энергетической характеристикой.

5. Отложение карбоната кальция в приповерхностных условиях может происходить из низкоминерализованных растворов, гораздо ниже значений 50–150 г/л, определенных по жидким включениям в кальците (Хитаров и др., 1958; Тугаринов, Наумов, 1972).

Группа полевых шпатов. Минералы этой группы – альбит и адуляр, как видно из вышеприведенного описания зерна, занимают основное место в замещающем комплексе по первичным плагиоклазам. Этот процесс, сущность которого выражается, в основном, в деанортизации плагиоклазов эффузивных пород, достаточно широко развит на всех трех рассматриваемых месторождениях гидротерм. Однако, если на Паужетском месторождении, породы которого имеют довольно хорошие фильтрационные свойства, наблюдается четкая метасоматическая зональность в вертикальном профиле, выражающаяся в том, что зона адуляризации сменяется на глубине зоной существенного развития альбита, то на Большебанном и Среднепаратунском месторождениях, породы которых обладают чрезвычайно низкими фильтрационными свойствами, такая зональность отсутствует. Наиболее перерожденные породы тяготеют здесь к зонам тектонических нарушений. В этих зонах вкрапленники первичных плагиоклазов нередко деанортизированы, причем по одной и той же таблице нередко развиваются оба замещающих минерала – и альбит и адуляр. Эксперименты в скважинах дали некоторый материал для характеристики условий и механизма деанортизации и образования альбита и адуляра.

Альбит (Паужетское месторождение). Наименьшая глубина, на которой был обнаружен новообразованный альбит, равна 160 м. В этих условиях (режим В) редкие кристаллики альбита отмечены в экспериментальных образцах пемзы, обсидиана и базальта (обр. 22/66). Они развиваются в стекловатой основной массе породы, которая зачастую несет отчетливые следы выщелачивания. Кристаллы мелко таблитчатые, размером 0,05–0,01 мм (рис. 24). Они, как правило, слабо прикреплены к породе и легко снимаются иглой. Рентгеноструктурный анализ их дает всего 6 линий отражений, что говорит о слабой степени раскристаллизации минерала (табл. 30, обр. 169 и 6–8/86).

В шлифах из верхней корочки экспериментального андезита (обр. 23/66) удалось обнаружить таблицы плагиоклазов–вкраплен-



Рис. 24. Мелкозернистый альбит в ассоциации со скаленоэдрическим кальцитом и глинистым минералом на поверхности пробы дробленого андезита. Увел. 4



Рис. 25. Вышелачивание вкрапленника плагиоклаза по спайности в андезите (обр. 23/66), Николи скрещены, увел. 80

Таблица 30

Рентгенометрическая характеристика альбита

1		2		3		4		5		6	
Проба Б-13/А		Проба 169		Проба 6-8/66		Проба 35а		Проба 21е		Проба 12/66	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
15	6,36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15	4,02	8	4,16	-	-	-	-	-	-	15	4,07
15	3,75	2	3,73	1	3,766	1	3,74	-	-	15	3,79
15	3,65	-	-	-	-	2	3,65	-	-	15	3,68
15	3,51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	3,36	-	-	3	3,339	2	3,37	-	-	45	3,36
100	3,16	20	3,20	1	3,135	2	3,05	10	3,186	100	3,19
7	2,95	1	2,97	1	2,906	-	-	4	2,960	10	2,96
7	2,92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	2,85	1	2,86	1	2,711	1	2,83	-	-	10	2,85
4	2,52	4	2,60	1	2,531	1	2,53	4	2,51	15	2,54
								(4) (2,448)			
						10	2,11	2	2,140	10	2,10
						2	2,02	1	2,063	15	2,02
						2	1,82	2	1,838	10	1,825
						1	1,606	2	1,624	10	1,616
						3	1,570	1	1,576		
						10	1,529	2	1,545		
						3	1,335	1	1,324		
						2	1,312	1	1,303		
						2	1,274	1	1,275		
						3	1,263	1	1,242		
						2	1,168	1	1,165		
						1	1,142	1	1,154		
						2	1,130	1	1,127		
						2	1,107	2	1,117		
						2	1,087	1	1,097		
						2	1,077	-	-		
						1	1,065	2	1,060		
						2	1,051	-	-		

1. Новообразованный альбит в эксперименте с альбитом (Большебанное месторождение).
2. Новообразованный альбит в эксперименте с пемзой (Паужетское месторождение).
3. Новообразованный альбит в эксперименте с базальтом (Паужетское месторождение).
4. Новообразованный альбит в эксперименте с дацитом (Паужетское месторождение).
5. Новообразованный альбит в эксперименте с андезитом (Паужетское месторождение).
6. Альбит, замещающий вкрапленник плагиоклаза в андезите (Большебанное месторождение).

Аналитик Н.И. Зюзин

ников со скелетной формой выщелачивания по спайности и дефектам кристалла (рис. 25). Судя по уменьшению светопреломления таблички, наряду с выщелачиванием имеет место деанортгизация плагиоклаза с образованием альбита.

В экспериментах на глубине 320 м (режим С) новообразования альбита развиты более широко и обнаружены в пробах дацита, пемзы, андезита и базальта. Кристаллы его имеют размер до 0,05 мм. $N_g = 1,536 \pm 0,003$, $N_m = 1,530 \pm 0,003$, $N_p = 1,526 \pm 0,003$, $N_g - N_p = 0,010$. Чаще всего альбит находится в ассоциации с мелкими зернами кальцита, монтмориллонита, гидрослюды, кварца (иногда α -кристобалита) и реже цеолитов. Дебаегранмы этого альбита имеют гораздо больше линий отражений, чем новообразованный альбит с глубины 160 м (табл. 30, пробы 35а, 21-е).

Новообразованный альбит (Большебанное месторождение) развит здесь в гораздо меньшей степени, чем на Паужетке. Достоверно нам удалось определить новообразования альбита в эксперименте с образцами мелкозернистого эталонного альбита и на поверхности экспериментального липарита (глубина 240 м, $T = 160^\circ\text{C}$). В первом случае мелкие изометричные, реже табличчатые зерна новообразованного альбита развиваются на поверхности пластинки исходного альбита и в тонкой фракции дробленого альбита. В обоих случаях зерна альбита легко отделяются иглой и отличаются по форме от зерен дробленого альбита. Оптическая характеристика ($N_g = 1,534 \pm 0,002$; $N_p = 1,527 \pm 0,002$) также отличается от исходного альбита ($N_g = 1,537 \pm 0,002$, $N_p = 1,526 \pm 0,002$). Результаты рентгеноструктурного анализа новообразованного альбита хорошо сопоставимы с данными по альбиту, замещающему вкрапленники плагиоклаза в керне (табл. 31, пробы Б-13/А и 12/66). На поверхности экспериментального липарита были обнаружены редкие мелкие комочкообразные зерна альбита с $N_g = 1,540 \pm 0,002$; $N_p = 1,533 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,007$.

В экспериментах на Среднепаратунском месторождении новообразований альбита не обнаружено.

Адуляр (Паужетское месторождение). Как известно из описания минералогической зональности на Паужетском месторождении, зона развития адуляра приурочена к интервалу глубин 50-150 м. В экспериментах новообразованный адуляр обнаружен только в дробленном андезите (обр. 6/х) после его выстаивания на глубине 30 м (режим А). Зерна адуляра белого цвета, округлой формы, размером до 0,01 мм ($N_g = 1,524-1,526$; $N_p = 1,519-1,521$; $N_g - N_p = 0,005$), в агрегате с мелкозернистым кварцем цементирует обломки андезита. Химическими анализами установлено некоторое увеличение содержания калия в перерожденной породе (см. табл. 11).

На Большебанном месторождении в экспериментах с породами в режиме Е (глубина 240 м, $T = 160^\circ\text{C}$) новообразований адуляра не обнаружено. Однако в опытах с мономинеральными пробами лабрадора и микролина зерна новообразованного адуляра отмечены в тонкой фракции дробленых пород. В этих случаях адуляр кристаллизовался в форме водяно-прозрачных ромбовидных кристаллов разме-

ром в союзе доли миллиметра (l "», $c: Ng = 0-5^{\circ}$, $Ng = 1,526 \pm 0,002$; $Np = 1,519 \pm 0,002$, $Ng-Np = 0,007$).

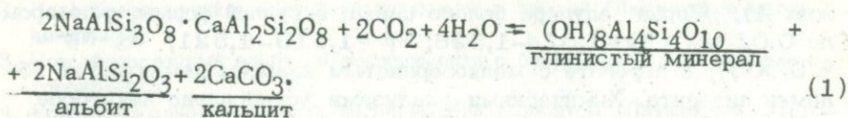
Как и на Большебанном месторождении в экспериментах с породами Среднепаратунского месторождения новообразований адуляра не отмечено. И лишь в эксперименте с лабрадором на поверхности пластинки последнего были обнаружены мельчайшие ромбовидные кристаллики адуляра ($Ng = 1,524-1,526$, $Nm = 1,524$, $Np = 1,519-1,521$) в ассоциации с мелкими чешуйками новообразованного монтмориллонита.

Таким образом наши эксперименты позволяют охарактеризовать физико-химические условия кристаллизации альбита и адуляра из современных термальных растворов.

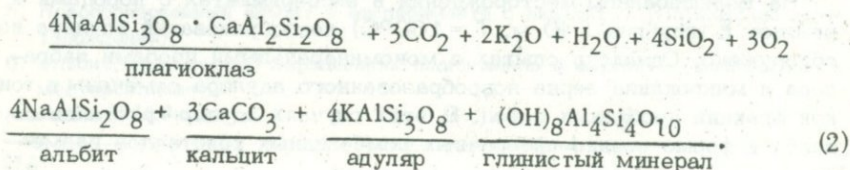
Прежде всего следует отметить часто наблюдаемую сопряженность процессов кристаллизации и растворения минералов одной группы. Так, в условиях хлоридно-натриевых растворов Паужетки (режимы В, С; $T = 170-175^{\circ}\text{C}$, $pH = 6,1$) мелкозернистый экспериментальный альбит испытывает растворение, однако здесь же в мелких грешинках и порах экспериментальных пород происходит отложение альбита в форме сферических зерен. По-видимому, в этом случае играет роль принцип Кюри, согласно которому кристалл, оказавшийся в обстановке, не отвечающей равновесию его поверхности, может самопроизвольно изменять свою форму даже в изотермических условиях.

В сульфатно-натриевых растворах Большебанного месторождения ($T = 160^{\circ}\text{C}$, $pH = 6,9$) экспериментальный микроклин неустойчив и растворяется. В этом же режиме происходит кристаллизация диморфного с микроклином адуляра, видимо, энергетически более выгодного для данных физико-химических условий.

Эксперименты показали, что новообразования альбита развиваются, главным образом, по основной массе стекловатых эффузивных пород кислого состава и по плагиоклазам, богатым анортитовой составляющей. Данные химических анализов измененных зон экспериментальных пород, свидетельствующие о выносе таких компонентов, как Na и Si, и находки новообразованного альбита в поверхностной корочке на этих породах говорят о том, что минеральные компоненты для альбита заимствуются из пород. Сущность замещения основного плагиоклаза альбитом и адуляром заключается в вытеснении из его решетки иона Ca и замены последнего гидроксиллом по схеме



При большей активности калия реакция идет по схеме



На реакцию (2) оказывает влияние содержание кремнекислоты в растворе: при достаточном ее содержании реакция идет до конца, в случае слабых концентраций кремнекислоты процесс перерождения плагиоклаза останавливается на ассоциации кальцит + глинистый минерал + полевой шпат (альбит — при малой активности K^+ в растворе, адуляр — при высокой активности K^+). При этом может образоваться вторичный кварц. Так как активности K^+ и Na^+ в растворах имеют неодинаковую зависимость от температуры и состава растворов, то разной будет и ассоциация вторичных минералов по полевоому шпату даже в пределах одного месторождения. Так, в хлоридно-натриевых растворах Паужетского месторождения на глубине 30 м (режим А) и в гидрокарбонатно-сульфатных растворах Среднепаратунского месторождения на глубине 400 м (режим F) при высокой температуре (125 и 86°C соответственно) калиевый полевой шпат (микроклин) является устойчивым. На глубине свыше 160 м при температуре 160°C он энергично растворяется с замещением гидромусковитом и глинистыми минералами как в натриево-хлоридных, так и в сульфатных растворах; последнее хорошо согласуется с данными Федотьева (1962), проводившего опыты с гидротермальной обработкой микроклина в лабораторных условиях.

Мелкозернистый альбит испытывает перекристаллизацию во всех режимах, кроме низкотемпературного режима F ($T = 86^\circ C$, $pH = 7,2$), где он остается без изменения.

Таким образом для кристаллизации альбита наиболее благоприятны стекловатые эффузивные породы кислого состава и плагиоклазы основного состава, испытывающие воздействие гидротермальных натриево-хлоридных растворов состава $M_{27} \frac{Cl\ 94}{Na\ 88}$, $H_2SiO_3 = 250$ мг/л, $CO_2 \sim 32$ мг/л, $pH = 6,1$ при температуре свыше 170°C. Альбитизация плагиоклазов и кристаллизация индивидуализированных зерен альбита на поверхности экспериментальных пород происходит на фоне общего выноса Na из породы. Наблюдается постоянная ассоциация новообразований альбита и монтмориллонита, что свидетельствует о целостности и близости во времени процессов гидротермальной аргиллитизации и пропилитизации. К аналогичным выводам пришел и Г.Т. Волостных при изучении гидротермально измененных аргиллитизированных пород редкометальных месторождений Восточного Забайкалья (Волостных, 1965). Кристаллизация альбита в условиях кальциево-натриево-бикарбонатно-сульфатных растворов Большебанного месторождения ($T = 160^\circ C$; $pH = 6,9$) затруднена. Отсутствие новообразований альбита в экспериментах в низкотемпературных кальциево-натриево-сульфатных растворах Среднепаратунского месторождения, по-видимому, отражает нижнюю температурную границу поля его кристаллизации (86°C). Привлекая данные Л.М. Лебедева (1965), обнаружившего новообразованный адуляр в осадках, отлагающихся в радиаторах отопления, через которые протекала натриево-хлоридная термальна вода со скважин на Паужетском месторождении, и данные наших экспериментов, можно уверенно

констатировать, что адуляр в разрезе пород Паужетского месторождения образуется из современных термальных растворов состава

$M_{2,7} \frac{Cl\ 94}{Na\ 88\ K\ 5}, H_2SiO_3 = 250\ \text{мг/л}, pH=6,5, P=3-4\ \text{атм.}$ в приповерхностной зоне, при спаде температуры раствора до 125°C . Физико-химические условия большебанных и среднепаратунских гидротерм не благоприятны для кристаллизации адуляра непосредственно из растворов. Образование адуляра на этих месторождениях может происходить лишь за счет разложения полевых шпатов при температуре $86-160^\circ\text{C}$. В этой связи находит подтверждение предположение Уайта (1965) о том, что гидротермальный адуляр тесно связан непосредственно с хлоридно-натриевыми водами.

Группа цеолитов. Среди продуктов гидротермального метаморфизма пород рассматриваемых месторождений минералы группы цеолитов занимают ведущее место. Особенно широко развит процесс цеолитизации в сравнительно хорошо проницаемых псефитовых туфах Паужетского месторождения, где на некоторых интервалах порода замещена ломонтигом на $40-50\%$ (по объему). Помимо ломонтига достаточно широко развиты цеолиты: морденит, анальцим, десмин, шабазит, сколецит, гомсонит. Реже встречаются вайрацит, гейландит, гмелинит, натролит, филлипсит. В распределении их в разрезе выявляется некоторая зональность, довольно четко вырисовывающаяся на Паужетском месторождении. Как видно из вышеприведенного описания минералогии измененных пород Паужетки, в разрезе этого месторождения наблюдается зависимость границы развития анальцима и морденита от температуры: чем ближе к поверхности находятся высокие геоизотермы, тем меньше мощность зоны развития этих минералов. Ломонтит же пользуется распространением по всему разрезу на всех трех месторождениях (вплоть до $1200\ \text{м}$ на Среднепаратунском месторождении) при разных режимах температуры, давления и состава растворов.

Наши эксперименты показали, что в условиях геотермальных скважин кристаллизуются ломонтит, анальцим, вайрацит, шабазит, морденит, натролит, гомсонит и две неопределенные фазы цеолита.

Ломонтит. Несмотря на исключительно широкое развитие ломонтит обнаружен лишь в трех экспериментальных пробах.

На Паужетском месторождении новообразованный ломонтит был встречен в шлифе измененной приповерхностной корочки андезитодацита (обр. 946) после шестимесячного выстаивания его на глубине $160\ \text{м}$ (режим Д). Мелкие таблички и лучистые агрегаты полупрозрачного ломонтига белого цвета ($Ng = 1,517 \pm 0,003$; $Np = 1,507 \pm 0,003$; $Ng - Np = 0,010$; $c : Ng = 20^\circ$) развиваются по стекловатой основной массе породы в ассоциации со вторичным анальцитом и монтмориллонитом. На этом же месторождении Л.М. Лебедев (1965) рентгенометрически обнаружил ломонтит в осадках, отложившихся в радиаторах отопления, через которые протекала термальная вода со скважин (табл. 31, проба 3). Расчет данных химического анализа этого осадка дал формулу кальциевого цеолита — ломонтига.

Таблица 31

Рентгенометрическая характеристика ломонита

Проба 1		Проба 2		Проба 3		Проба 253		Проба 22/66		Проба 1006	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
3	9,74	-	-	-	-	-	-	100	9,62	10	9,56
7	9,25	10	9,10	6	9,25	-	-	-	-	-	-
6	6,78	8	6,70	5	6,863	-	-	65	6,96	5	6,88
1	6,18	2	6,18	-	-	-	-	-	-	-	-
2	4,98	2	4,97	1	5,068	-	-	10	5,11	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	20	4,78	2	4,75
3	4,43	3	4,36	9	4,203	1	4,30	10	4,65	5	4,27
9	4,10	6	4,02	-	-	1	4,06	65	4,19	-	-
2	3,84	2	3,86	-	-	1	-	10	3,79	1	3,68
2	3,596	2	3,61	-	-	-	-	25	3,54	-	-
10	3,47	9	3,44	5	3,445	1	3,43	10	3,43	2	3,52
2	3,216	2	3,30	10	3,326	-	-	30	3,29	-	-
1	3,16	2	3,12	9	3,252	10	3,15	20	3,17	2	3,15
4	2,985	5	2,97	5	3,00	1	3,00	30	3,05	3	3,03
-	-	3	2,82	4	2,855	1	2,87	15	2,89	2	2,88
3	2,77	3	2,76	-	-	1	2,77	5	2,70	-	-
3	2,56	1	2,69	-	-	-	-	15	2,58	2	2,58
2	2,496	4	2,52	-	-	-	-	5	2,53	2	2,448
5	2,425	7	2,42	-	-	1	2,41	15	2,41	-	-
3	2,35	4	2,33	-	-	2	2,34	15	2,37	2	2,314
1	2,27	1	2,24	-	-	1	2,26	10	2,27	1	2,268
1	2,00	2	2,16	-	-	2	2,186	10	2,18	3	2,156
6	2,137	8	2,13	7	2,138	-	-	-	-	-	-
1	2,07	2	2,06	5	1,976	3	2,05	20	2,16	1	1,960
4	1,946	2	1,958	-	-	2	2,00	15	1,964	-	-
1	1,785	2	1,845	2	1,851	2	1,87	-	-	-	1,850
2	1,752	3	1,775	-	-	3	1,78	5	1,759	1	1,777
2	1,699	1	1,686	-	-	-	-	5	1,635	-	-
6	1,620	5	1,607	3	1,614	1	1,613	5	1,623	1	1,635
-	-	2	1,533	-	-	-	-	5	1,565	1	1,565
2	1,517	1	1,536	-	-	2	1,526	5	1,521	1	1,519
4	1,474	1	1,477	-	-	-	-	-	-	-	-
3	1,441	1	1,426	2	1,426	2	1,456	-	-	-	-
3	1,322	2	1,318	-	-	-	-	-	-	-	-
2	1,301	4	1,295	1	1,301	-	-	-	-	1	1,298

Условия съемки: камера РКД - 57,3 мм; Fe-антикатод, $I = 10$ ма, $u = 20$ кв

Аналитик Н.И. Зюзин



Рис. 26. Мелкотаблитчатые кристаллы новообразованного ломонитита. Эксперимент с пемзой. Электронная микроскопия (суспензированный препарат). Увел. 11400

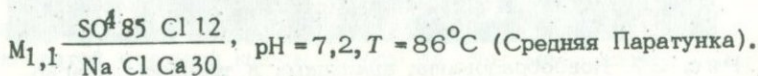
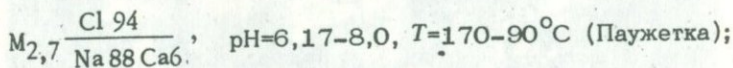
В экспериментальных пробах на Большебанном месторождении ломонит обнаружен не был.

В экспериментах на Среднепаратунском месторождении новообразования ломонитита были обнаружены дважды – в порах перерожденной пемзы и на поверхности, и в трещинах базальта (обр.22/66). В первом случае ломонитит представлен мелкими удлиненными кристалликами таблитчатого габитуса, белого цвета (рис. 26). $n_g = 1,516 \pm 0,003$, $n_p = 1,506 \pm 0,003$, $n_g - n_p = 0,010$, $c: n_g = 24^\circ$. В ассоциации с ним отмечены единичные зерна натролита и мелкие чешуйки гидромусковита. Во втором случае ломонитит определен в виде агрегатов мелких зерен. Под микроскопом отмечается совершенная спайность в двух направлениях под углом 90° , $n_g = 1,519 \pm 0,003$; $n_p = 1,510 \pm 0,003$; $n_g - n_p = 0,010$; $c: n_g = 20-30^\circ$ ¹. Характерно, что в приповерхностной корочке опытного образца базальта отмечено увеличение содержания кальция. По литературным данным (Steiner, 1953; Набоко, 1966; Еремеев, 1967 и др.) ломонитит является самым распространенным гидротермальным минералом "цеолитовой фации" метаморфизма. Он развивается по самым различным породам – от осадочных до вулканогенных, в широком диапазоне глубин, но, видимо, контролируется температурным режи-

¹ Оптические константы близки к цеолиту – леонгардиту. Видимо, на воздухе произошла дегидратация ломонитита.

мом и в меньшей степени составом растворов. Как отмечалось выше, на Паужетском месторождении он фиксируется в разрезе высокотемпературных скважин и уступает место другим цеолитам в скважинах с температурой ниже 100°C. Аналогичная зависимость отмечается по термальной площади Вайракей в Новой Зеландии Steiner, 1953), на месторождении "Горячий Пляж" на о. Кунашир (Набоко и др., 1969). Как уже отмечено выше, Л.М. Лебедев (1965) обнаружил мелкие изометричные кристаллы новообразований ломонтита в осадках, отложившихся в радиаторах отопления на Паужетском месторождении, по которым длительное время протекала термальная вода со скважин. Температура этой воды не превышала 90°C.

Исходя из этих данных и результатов наших экспериментов, можно определенно заключить, что современная кристаллизация ломонтита происходит в режимах растворов



Как видно из табл. 31, данные рентгеноструктурного анализа ломонтита разной текстуры – кристаллическизернистого (проба 1), метаколлоидного из трещинок в керне (проба 2) и из радиаторов отопления (проба 3) – даже с одного и того же месторождения плохо сопоставляются между собой. Тем более плохо сопоставляются структурные характеристики ломонтита из керна разных месторождений – обр. 22/66 (Среднепаратунское месторождение) и обр. 1006 (Большебанное месторождение). Дебаеграммы новообразованных минералов – ломонтита из эксперимента на Среднепаратунском месторождении (обр. 253, эксперимент с пемзой) и метаколлоидного ломонтита из радиаторов отопления Паужетского месторождения (проба 3) имеют больше сходства (близкие температуры образования). Оптические характеристики всех новообразованных ломонтитов и, особенно, ломонтитов из ядер скважин неодинаковы. Так как свойства цеолитов, в основном, зависят от содержания воды и кремнезема в их структуре, то, видимо, несходство оптических и рентгеновских характеристик ломонтитов отражает отчасти вариации этих компонентов.

Анальцим. Его новообразования получены неоднократно в экспериментах на Паужетском и Большебанном месторождениях.

На Паужетском месторождении анальцим отмечен макроскопически в тонких искусственных трещинках экспериментального плагиобазальта в опыте на глубине 160 м (режим Д). Витрофировая основная масса плагиобазальта несет отчетливые следы выщелачивания. Новообразованный анальцим развит в виде мелких, до 0,2 мм, индивидуализированных, иногда слившихся в агрегаты, розетковидных зерен (рис. 27), изотропных, $N = 1,486 \pm 0,002$.

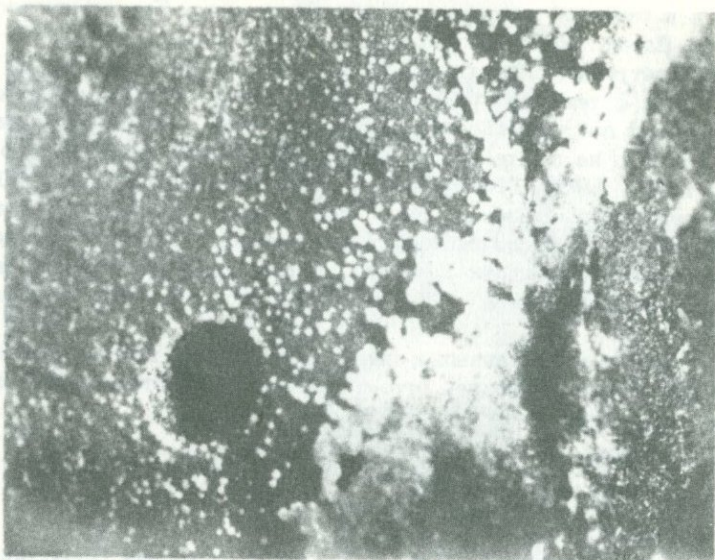


Рис. 27. Новообразования анальцима в трещинке плагио-
базальта. Скв. К-7, $T=190^{\circ}\text{C}$, глубина 160 м. Увел. 20

В эксперименте с обсидианом в режиме глубины 320 м (режим С) анальцим обнаружен рентгенометрически в ассоциации с монтмориллонитом, морденитом и α -кристобалитом в замещающем комплексе по сильно выщелоченному стеклу. Как видно из данных таблицы 32 (обр. 22), наблюдается довольно хорошая сопоставимость линий анальцима новообразованного и из керна. Однако, новообразованный анальцим имеет гораздо меньше плотно упакованных плоскостей, о чем свидетельствует малое количество линий отражения на рентгенограмме.

На Большебанном месторождении (глубина 240 м, $T=160^{\circ}\text{C}$) новообразованный анальцим обнаружен в двух опытах – на поверхности базальта (обр. 22/66, в ассоциации с глинистым минералом) и в тонкой фракции дробленого альбита (в ассоциации со скаленоэдрическим кальцитом и новообразованным альбитом). В обоих случаях зерна анальцима изотропны, $N=1,487\pm 0,002$, имеют изометрическую форму (иногда с нечетко выраженными гранями по кубу), полупрозрачны, с ярким алмазным блеском. При сильном нажиме раскалываются на угловатые обломки без спайности.

Согласно термодинамическим расчетам температура образования анальцима из растворов при нормальном атмосферном давлении лежит в пределах 30°C (Милтон, 1961). Частая ассоциация анальцима с халцедоном, обнаруженная в туфовых отложениях формации Грин-Ривер, относящейся к третичному периоду, рассматривается Милтоном как свидетельство низкотемпературных условий кристаллизации. Лабораторными экспериментами Р.М. Баррера установлено,

что условия кристаллизации натриевых цеолитов определяются не только содержанием SiO_2 или отношением $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ и температурой, но, в большей степени, содержанием в растворе избыточной щелочи, не входящей в состав кристаллизующихся фаз (Жданов, Бунтарь, 1962). В зависимости от концентрации Na в искусственных силикаалюмогелях Жданов и Бунтарь синтезировали анальцит в интервале температур 90–200°C. На широкие колебания состава природного анальцита, как следствие вариации химизма среды и температуры кристаллизации, указывают в своей монографии Э.Э.Сендеров и Н.И.Хитаров (1970).

Результаты наших экспериментов, с учетом вышеприведенных данных, позволяют сделать следующие выводы:

1. Кристаллизация анальцита в условиях современных, богатых натрием и, в некоторых случаях, кремнеземом растворов состава

$M_{2,7} \frac{\text{Cl } 94}{\text{Na } 88}, \text{H}_2\text{SiO}_3 = 250 \text{ мг/л}, \text{pH} = 6,1$ (Паужетское месторождение)

$M_{1,0} \frac{\text{SO}_4^{4-} 5 \text{HCO}_3^- 25 \text{Cl } 22}{\text{Na } 65 \text{Ca } 17 \text{H}_4^8}, \text{H}_2\text{SiO}_3 = 50 \text{ мг/л}, \text{pH} = 6,9$ (Больше-

банное месторождение) происходит, главным образом, в условиях стекловатой основной массы породы за счет химических реакций раствор-порода при температуре 160–190°C.

Таблица 32

Рентгенометрическая характеристика анальцита

1. (проба PC-2)				2. (проба 22)			
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
4	5,68	3	1,473	-	-	2	1,477
1	4,80	1	1,417	-	-	1	1,43
1	4,28	3	1,361	-	-	1	1,37
1	3,73	4	1,282	-	-	1	1,30
10	3,48	3	1,257	-	-	1	1,26
9	2,94	2	1,243	10	3,00	6	1,24
2	2,70	4	1,171	8	2,68	-	-
2	2,50	2	1,164	6	2,55	4	1,14
1	2,14	2	1,118	1	2,12	-	-
2	1,898	4	1,061	1	1,86	-	-
3	1,755	2	1,027	3	1,77	-	-
5	1,676	5	1,004	3	1,67	-	-
1	1,598			4	1,59		

1. Анальцит в порах пещово-пемзового туфа в керне Паужетского месторождения. 2. Новообразованный анальцит по экспериментальному обсидиану (Паужетка).

Условия съемки: камера РКД-57,3 мм, Fe-антикатод, $I = 10 \text{ ма}, u = 20 \text{ кв.}$
Аналитик Н.И.Зюзин

2. Отмеченная выше устойчивость опытных образцов анальцима в режиме $T = 170-175^{\circ}\text{C}$ ($\text{pH}=6,17$) и замещение его вайракигом при $T = 190^{\circ}\text{C}$ ($\text{pH}=6,0$) говорят о том, что верхняя граница полей его термодинамической устойчивости и кристаллизации в этих растворах совпадает и равна 190°C . Так как температура в описываемых условиях является фактором, определяющим pH раствора, и, исходя из наших наблюдений, можно определенно говорить, что для кристаллизации анальцима благоприятна среда, близкая к нейтральной.

3. Ранее выдвигаемые доводы в пользу низкотемпературной кристаллизации анальцима (Набоко и др., 1965), основанные на находках анальцима в керне верхних горизонтов Паужетского разреза, где в настоящее время замерены температуры $50-100^{\circ}\text{C}$, неоднозначны. Высокое положение зоны анальцимизации в разрезе может свидетельствовать и о более высокой температуре растворов, господствовавшей под бронирующим покрытием пепловых туфов в зоне развития пеплово-пемзовых и псефитовых туфов, где и отмечается анальцим.

Вайракиг. Цеолит, характеристика которого близка к вайракигу, встречен в качестве новообразований в экспериментах на Паужетском и Большебанном месторождениях гидротерм.

На Паужетском месторождении новообразованный вайракиг отмечен в экспериментах в режимах Д (глубина 160 м, $T = 190^{\circ}\text{C}$) и С (глубина 320 м, $T = 175^{\circ}\text{C}$). В первом случае он представлен в виде гонкозернистого порошкового агрегата белого цвета ($N_g = 1,494 \pm 0,002$, $N_p = 1,489 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,005$), развитого на поверхности эталонного анальцима. Рентгеноструктурный анализ этого вещества показал сходство с вайракигом, обнаруженным в керне Паужетского месторождения (табл. 33, обр. 3-7/66).

В режиме С вайракиг кристаллизовался на поверхности экспериментального обсидиана. Как видно из рис. 28, крупные (до 1 мм) кристаллы изометричной формы развиты индивидуализированно на сильно выщелоченной и замещенной вторичными минералами поверхности обсидиана. Судя по форме кристаллов, этот вайракиг имеет кубическую симметрию. Минерал водянопрозрачен, под микроскопом слабо анизотропен, $N_g = 1,494 - 1,496$; $N_p = 1,490 - 1,492$; $N_g - N_p = 0,004$. По данным рентгеноструктурного анализа чисто отобранного минерала отмечается небольшое количество линий отражений, однако хорошо сопоставимых с параметрами Паужетского вайракига (табл. 33, обр. 305).

На Большебанном месторождении вайракиг обнаружен в порах экспериментального образца пемзы и в качестве новообразования по перерожденным таблицам плагиоклаза в экспериментальном липарите. Зерна вайракига имеют изометричную форму, размер не более 0,1 мм, слабоанизотропны, $N_g = 1,497 \pm 0,002$, $N_p = 1,494 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,002$. В обоих случаях в парагенезисе с вайракигом отмечен новообразованный кальцит.

Таблица 33

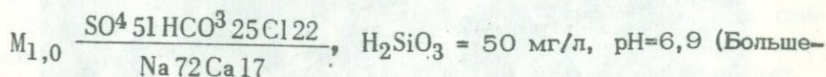
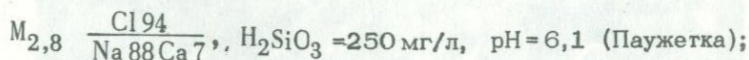
Рентгенометрическая характеристика вайракита

Вайрацит (Лебедев, 1965)		Пробы 3-7/66		Проба 305		Вайрацит (Лебедев, 1965)		Проба 305	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
4	6,78	0,5	6,70	-	-	5	1,835	1	1,757
4	6,05	-	-	-	-	9	1,720	1	1,732
10	5,57	3	5,80	-	-	3	1,677	2	1,635
5	4,73	0,5	4,94	-	-	2	1,607	-	-
1	4,43	0,5	4,28	-	-	4	1,574	-	-
1	4,00	-	-	6	4,11	3	1,480	1	1,480
5	3,74	-	-	-	-	3	1,451	-	-
5	3,62	-	-	-	-	3	1,423	2	1,419
10	3,39	7	3,40	-	-	8	1,402	-	-
4	3,20	-	-	10	3,16	1	1,367	-	-
3	3,02	-	-	-	-	5	1,349	-	-
10	2,88	3	2,904	5	2,82	5	1,337	-	-
4	2,74	-	-	-	-	4	1,301	-	-
5	2,65	0,5	2,661	5	2,66	4	1,279	4	1,275
5	2,475	3	2,473	-	-	4	1,268	-	-
4	2,40	-	-	-	-	1	1,257	-	-
2	2,33	-	-	-	-	1	1,277	-	-
1	2,26	3	2,270	-	-	8	1,211	-	-
5	2,20	-	-	-	-	1	1,173	-	-
2	2,13	-	-	-	-	2	1,166	-	-
2	2,07	3	2,081	-	-	1	1,159	-	-
3	2,03	-	-	-	-	1	1,153	2	1,154
1	1,988	-	-	8	1,977	11	линий	-	-
6	1,877	3	1,864	-	-	4	1,014	2	0,943
								2	0,895

Условия съемки: камера РКД - 57,3 мм, Fe-антикатод, $I = 10$ ма, $u = 20$ кв. Аналитик Н.И. Зюзин

По результатам экспериментов можно сделать следующие выводы;

1. Вайрацит кристаллизуется в диапазоне температур 190-160°C в современных растворах состава



банное месторождение).

2. Кристаллизация вайракита происходит при взаимодействии термальных растворов, далеких от насыщения с породами кислого состава (пемзой, обсидианом, липаритом).

3. Обычным минералом-спутником вайракита является кальцит.

4. Получение кубической модификации вайракита в экспериментах при 175°C и давлении порядка 35 атм расширяет интервал его кристаллизации, определенной по экспериментам Кумбса, Баррера, Концуми, Рея и др. порядком $250\text{--}450^{\circ}\text{C}$ (Сендеров, Хитаров, 1970).

Морденит. Его новообразования отмечены на всех месторождениях в экспериментах с кислыми породами – дацитом и обсидианом.

На Паужетском месторождении он кристаллизуется только в режиме глубины 320 м (режим С, $T = 175^{\circ}\text{C}$). В опыте с дацитом морденит обнаружен в тонкой пленочке белого цвета, покрывающей поверхность сцементированной дробленой пробы. В ассоциации с ним развиты новообразования кальцита, альбита, гидрослюды и α -кристобалита. В эксперименте с обсидианом морденит ассоциирует с монтмориллонитом, анальцимом и α -кристобалитом, замещающим вулканическое стекло.

В опытах на Большебанном и Среднепаратунском месторождениях морденит замещает стекло обсидиана в ассоциации с монтмориллонитом и единичными зернами кварца и кальцита. Во всех случаях морденит представлен игольчатыми тонкопризматическими кристаллами с очень слабым двупреломлением и низким светопреломлением ($N_g = 1,475 \pm 0,002$; $N_p = 1,472 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,003$). Под электронным микроскопом удалось получить некоторые данные по структуре кристаллов морденита. Как видно на рис. 29, а, б морденит развивается в виде сростков трех и более кристаллов, длиной до 0,01 мм и толщиной до 0,001 мм.



Рис. 28. Кристаллы вайракита на поверхности обсидиана, Паужетка ($T = 175^{\circ}\text{C}$, глубина 320 м). Увел. 40

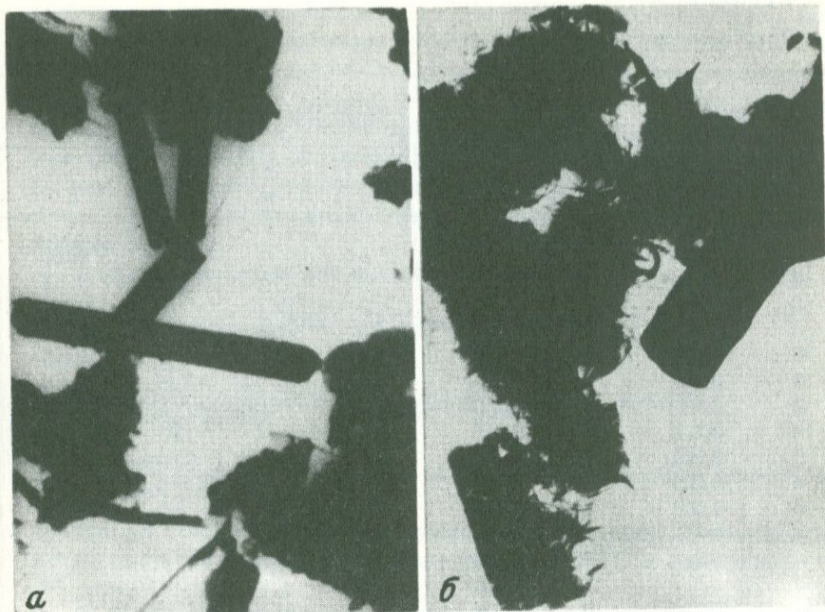


Рис. 29. Новообразованный морденит. Электронная микроскопия, увел. 15200

a - Большебанное месторождение ($T = 160^{\circ}\text{C}$, глубина 340 м);
б - Среднепаратунское месторождение ($T = 86^{\circ}\text{C}$, глубина 400 м)

В таблице 34 сведены данные рентгеноструктурного анализа новообразованного морденита в экспериментах с дацитом и обсидианом на Паужетском месторождении (пробы 22 и 35а) и морденита из керна этого же месторождения. Как видно из этих данных, структура новообразованного морденита менее упорядочена, чем "древнего".

По данным эксперимента Эллиса (Ellis, 1960), морденит образуется в результате раскristализации вулканического стекла в современных хлоридно-натриевых растворах месторождения Вайракей (дробленый образец стекла выстайивался в скважине при $T = 230^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}_{\text{расч}} = 4,7$). В лабораторных условиях морденит получен посредством обработки стекла андезито-базальтового состава при $T = 200^{\circ}\text{C}$ и $P = 15,4$ атм. (Наседкин, Наседкина, 1967).

Сендеров и Хитаров (1970), обобщив большой материал по синтезу и условиям образования цеолитов, показали, что наиболее низкотемпературной модификацией морденитов является Na-морденит. Баррер в 1948 г. синтезировал его из гелей с соотношениями компонентов $\text{Na}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1:1:10$ в интервале температур $210-330^{\circ}\text{C}$. При этом морденит всегда находился в ассоциации с кварцем и анальцимом. Позднее, многочисленными исследованиями Сендерова (1963), Хитарова, Нортона, Сенда и др. были изучены ус-

Таблица 34

Рентгенометрическая характеристика морденита

1. (проба 5/66)		2. (проба 22)		3. (проба 35а)		4. (морденит, ASTM 20000)	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
10	9,43	-	-	-	-	9	9,10
3	6,70	-	-	-	-	9	6,61
3	5,93	-	-	2	5,7	5	5,79
3	4,59	-	-	2	4,48	8	4,53
6	4,04	2	4,109	-	-	9	4,00
3	3,86	-	-	-	-	6	3,84
2	3,80	5	3,79	-	-	2	3,76
4	3,51	1	3,49	-	-	10	3,48
5	3,42	-	-	-	-	-	-
4	3,38	2	3,37	2	3,35	9	3,30
5	3,23	-	-	-	-	10	3,22
-	-	6	2,55	-	-	-	-
-	-	2	2,05	2	2,03	-	-
-	-	2	1,95	2	1,94	-	-
-	-	1	1,86	-	-	-	-
-	-	2	1,81	-	-	-	-
-	-	1	1,43	4	1,52	-	-

1. Морденит из пор в пемзовых туфах Паужетского месторождения (скв. К-2, глубина 90 м);
2. Новообразования морденита по экспериментальному обсидиану (Паужетское месторождение).
3. Новообразования морденита по экспериментальному дациту (Паужетское месторождение).
4. эталон.

Условия съемки: Дифрактометр УРС-50И, Fe-ангикатод, $I = 12$ ма, $u = 30$ кв.

Аналитик Н.И. Зюзин

ловия более низкотемпературного синтеза мономинерального Na-морденита, температура кристаллизации которого в более щелочных условиях понизилась до 70°C. Обращает на себя внимание различие минеральных ассоциаций с морденитом в экспериментах в высокотемпературных хлоридно-натриевых растворах Паужетского месторождения и в более низкотемпературных сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатных, натриево-кальциевых растворах Среднепаратунского и Большебанного месторождений. Так, если в первом случае морденит кристаллизуется по стеклу в ассоциации с альбитом и α -кристобалитом или анальцимом и α -кристобалитом, то в более низкотемпературных условиях вместо этих минералов присутствуют единичные зерна кварца. Сендеров и Хитаров (1970) отмечают такую же кар-

тину при синтезе морденита в разных режимах температуры. Исходя из расчетов свободных энергий соответствующих реакций и мольной энтропии воды в анальците и мордените при разных температурах, эти авторы пришли к выводу, что образование морденита в ассоциации с кварцем возможно при более низкой температуре, чем при участии метастабильных форм SiO_2 (в нашем случае α -кristобалит), но эту ассоциацию, видимо, следует рассматривать как неравновесную. По результатам наших экспериментов сделаны следующие основные выводы:

1. В современных растворах состава

$$M_{2,7} \frac{\text{Cl } 94}{\text{Na } 88 \text{ Ca } 7 \text{ K } 5}, \text{H}_2\text{SiO}_3 = 250 \text{ мг/л, pH} = 6,17;$$

$$M_{1,0} \frac{\text{SO}_4^{4-} 51 \text{ HCO}_3^{2-} \text{ Cl } 22}{\text{Na } 72 \text{ Ca } 17}, \text{H}_2\text{SiO}_3 = 50 \text{ мг/л, pH} = 6,9;$$

$$M_{1,1} \frac{\text{SO}_4^{4-} 85 \text{ Cl } 11}{\text{Na } 61 \text{ Ca } 30}, \text{H}_2\text{SiO}_3 = 50 \text{ мг/л, pH} = 7,2 \text{ морденит кристалли-}$$

зуется за счет перерождения вулканических стекол преимущественно кислого состава, при температуре 86–175°C и давлении до 40 атм.

2. В парагенезисе с морденитом развиваются альбит, α -кristобалит (кварц), анальцит, монтмориллонит, кальцит.

Шабазит. Новообразования минералов, отнесенные нами к шабазиту, обнаружены лишь в одном опыте, проведенном на Паужетском месторождении в режиме В (глубина 160 м, $T = 170^\circ\text{C}$). Шабазит отложился в порах высокопористого базальта (обр. КМ-13). Кристаллы его имеют размер до 0,5 мм, изометричную, иногда розетковидную форму (рис. 30), очень похожую на форму описанного выше новообразованного анальцита. Так же как и в кристаллах анальцита, макроскопически здесь наблюдается зональная окраска зерен. Центральная часть всегда белого цвета, непрозрачная, периферия – бесцветная, водянопрозрачная. Тем не менее под микроскопом обе зоны имеют одинаковую оптику, в иммерсии прозрачны, четко анизотропны. В осколках зерен наблюдается сферолитовая, радиально-лучистая текстура. Погасание лучей прямое, $N_g = 1,487 \pm 0,002$; $N_p = 1,481 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,006$.

Искусственные шабазиты с различным содержанием щелочей (Na, K, Ca и Sr), кремнезема, воды синтезируются из щелочных гелей в интервале температур 90–240° (Сендеров, Хитаров, 1970). Наиболее низкотемпературными являются чисто натриево-калиевые шабазиты. М.Е. Овсепян сообщил о кристаллизации калиевых шабазитов при экспериментах со щелочными калиевыми силикаалюмогелями при 90°C (Овсепян, 1966). Синтетический шабазит, так же как и полученный нами, имел сферолитовый габитус и слабое двулучепреломление. Овсепян констатирует, что для кристаллизации шабазита наиболее благоприятна среда, обогащенная кремнеземом и водой.

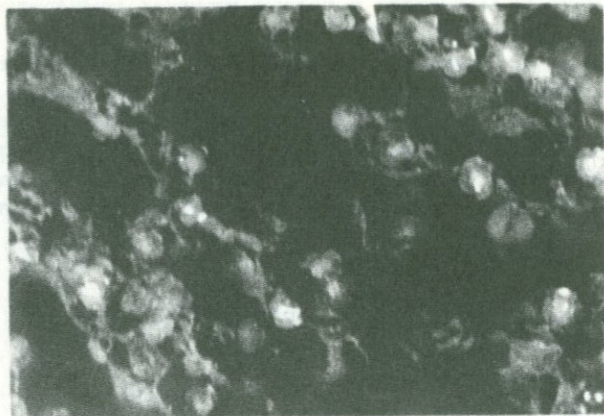


Рис. 30. Новообразованный шабазит в порах базальта (обр. КМ-13). Увел.

В природных условиях шабазит эпизодически встречается в разрезах гидротермально измененных пород на современных гидротермальных системах в Новой Зеландии, Японии, Калифорнии и др. (Сендеров, Хитаров, 1970). На Паужетском месторождении шабазит обнаружен в порах и прожилках гидротермально измененных пород на глубине 14–93 м, в зоне циркуляции современных хлоридно-натриевых растворов с температурой 100–180°C.

В современных растворах состава $M_{2,7} \frac{C194 SO_4}{Na88 Ca7 K5} \cdot H_2SiO_3 = 250 \text{ мг/л}$,

$pH = 6,1$ шабазит кристаллизуется при 170°C в условиях поровых пространств, при реакциях раствора со стекловатой основной массой основного состава.

Редкость находок шабазита в кернах исследованных месторождений и единичный пример его кристаллизации в наших экспериментах говорит о том, что для кристаллизации этого цеолита не было достаточно благоприятных условий. Судя по химическим анализам экспериментального базальта (обр. КМ-13), в порах которого образовался шабазит, из породы выщелачивались кремнезем, алюминий, кальцит, натрий и калий, которые в условиях полузамкнутых поровых пространств вовлекались в процесс кристаллизации шабазита. К сожалению, нам не удалось извлечь и изучить поровый раствор из экспериментального базальта, поэтому мы не можем говорить об истинном составе шабазитообразующего раствора.

Натролит. Новообразования, которые мы идентифицируем с натролитом, отмечены рентгенометрически дважды только в экспериментах на Среднепаратунском месторождении (режим F): в перерожденной стекловатой массе пемзы, в ассоциации с ломонитом, и в тонкой фракции дробленого базальта (обр. КШ-3), в ассоциации с томсонитом и кварцем.

Дебаеграммы вещества недостаточно ясные: интенсивности линий отражения очень слабые, линии широкие и расчеты параметров решетки чрезвычайно затруднительны.

Несмотря на широкое развитие натролита в пегматитах, в жеодах и мицдалинах разновозрастных вулканогенно-осадочных пород, нам не известно ни одной публикации о находках этого цеолита среди ассоциаций гидротермальных минералов в современных гидротермальных системах. В последнее время С.Ф. Главатских обнаружила скопления мельчайших табличек натролита в ассоциации с десмином в аргиллизированных породах Узонской гидротермальной системы на Камчатке. Здесь изливаются на поверхность хлоридно-натриевые растворы с температурой около 100°C и почти нейтральным значением pH.

Томсонит. Его новообразования обнаружены в эксперименте с липарито-дацитом на Большебанном месторождении (режим E) и отмечены рентгеноскопически в эксперименте с дробленным базальтом (обр. КШ-3) на Среднепаратунском месторождении (режим F). В первом случае несколько мелких зерен томсонита изометричной, иногда удлинённой формы обнаружено в замещающем комплексе по пироксенам в ассоциации с глинистым минералом. Под микроскопом они имеют четкое прямое погасание, $c: N_g = 0, N_g = 1,516 \pm 0,002; N_p = 1,509 \pm 0,002; N_g - N_p = 0,007$. Во втором случае в ассоциации с томсонитом отмечен натролит и кварц.

На Паужетском месторождении радиально-лучистые агрегаты кристаллов томсонита изредка встречались в цементе гидротермально измененных псефитовых туфов в интервале глубин 107-317 м в зоне циркуляции хлоридно-натриевых растворов с температурой 160-170°C. На Большебанном месторождении томсонит отмечен в порых и трещинках измененных андезитов на глубине 160-180 м при температуре порядка 160°C. На низкотемпературном Среднепаратунском месторождении томсонит спорадически встречается в порых андезитов в широком диапазоне глубин.

Принимая во внимание развитие томсонита преимущественно в условиях поровых пространств, характеризующихся специфическим составом так называемых поровых растворов, и исходя из температурных параметров экспериментов, полагаем, что для кристаллизации томсонита наиболее благоприятны гидрокарбонатно-хлоридносульфатные кальциево-натриевые растворы с pH порядка 6,5-7, взаимодействующие с вулканогенными стекловатыми породами при температуре 86-170°C.

Группа глинистых минералов. Глинистые минералы отмечены в качестве замещающего комплекса по стеклу почти во всех экспериментах с породами и нередко развиваются по полевым шпатам и цветным минералам. Оптическим и рентгеноструктурным анализами определены монтмориллонит, гидрослюда, вермикулит.

Монтмориллонит получен в экспериментах на Паужетском и Большебанном месторождениях (особенно интенсивно на Паужетском месторождении). Здесь он замещает стекловатую основную массу в пемзе, андезито-даците, андезите и обсидиане в экспериментах в

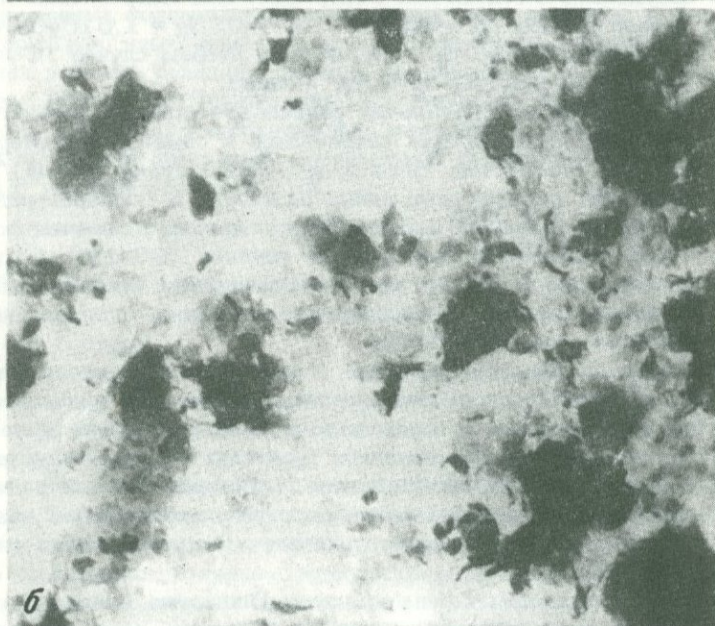
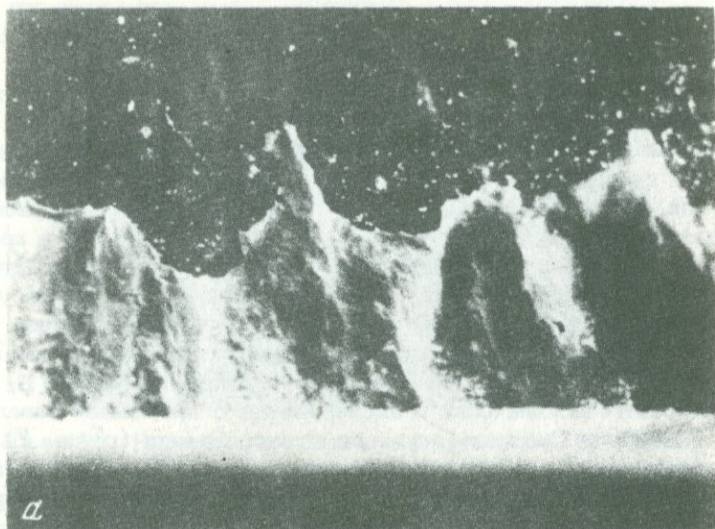


Рис. 31. Новообразованный монтмориллонит, Паужетское месторождение (скв. К-8, $T = 175^{\circ}\text{C}$, глубина 320 м)

a - пленочка монтмориллонита на нижней поверхности фильтра, прикрывающего стакан с дробленным андезитом; увел. 5;
б - электронная фотография вещества вышеприведенной пленочки монтмориллонита. Суспензированный препарат, увел. 9500

режимах В, С и Д (глубины 160 и 320 м) и развивается в трещинках по авгиту в режиме В (глубина 160 м, $T = 170^{\circ}\text{C}$). Кроме того, монтмориллонит в виде тонкой пленочки зеленого цвета нередко развивается на стенках и крышках экспериментальных стаканов с образцами. На рис. 31 хорошо видна пленочка монтмориллонита, образовавшегося по периферии тонкопористого фильтра, прикрывавшего сверху стакан с дробленным андезитом (обр. 6/х) в опыте на глубине 320 м. Пленочка имеет рельефную поверхность и толщину не более 0,1 мм. Под микроскопом в пленке различаются мелкие изометричные чешуйки светло-зеленого цвета со слабым плеохроизмом ($N = 1,567 \pm 0,002$, двупреломление порядка 0,015).

Таблица 35

Рентгенометрическая характеристика новообразований монтмориллонита и α -кristобалита из экспериментального обсидиана

Проба 22а		Монтмориллонит (Михеев, 1957)		α -кristобалит (Михеев, 1957)	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
5	3,79	-	3,75	-	-
1	3,49	-	-	-	-
2	3,37	6	3,17	-	-
10	3,01	-	3,034	-	-
2	2,83	1	2,83	7	2,834
6	2,55	8	2,55	-	-
3	2,43	-	-	-	-
1	2,29	-	-	-	-
1	2,20	-	-	-	-
1	2,17	-	-	-	-
2	2,05	-	-	-	-
2	1,99	-	-	5	2,015
2	1,95	-	-	-	-
9	1,93	-	-	6	1,924
1	1,86	1	1,88	-	-
2	1,81	1	1,82	-	-
3	1,77	-	-	2	1,754
3	1,73	-	-	4	1,726
3	1,69	-	-	6	1,687
3	1,67	6	1,655	-	-
4	1,59	-	-	4	1,597
5	1,49	8	1,49	6	1,4916
1	1,43	-	-	-	-
1	1,38	3	1,38	-	-
6	1,24	4	1,24	2	1,2304

Условия съемки: Камера РКД - 57,3 мм, СО-антикатод, излучение отфильтровано Мп.

Аналитик В.П. Васильченко

В замещающем комплексе по обсидиану, в эксперименте на глубине 320 м ($T = 175^{\circ}\text{C}$) монтмориллонит в виде мелкозернистых агрегатов зеленого цвета, ($N_m = 1,522 \pm 0,003$, двупреломление порядка 0,010) ассоциирует с анальцимом и α -кristобалитом. В табл. 35 приведены результаты рентгеноструктурного анализа смеси этих минералов.

В эксперименте с дробленным базальтом (обр. КШ-3, глубина - 320 м, $T = 175^{\circ}\text{C}$) на стенках стакана с пробой отложилась тонкая пленочка светло-зеленого цвета. Под микроскопом обнаружены изометричные зерна монтмориллонита с двупреломлением порядка 0,012-0,015, $N_m = 1,549 \pm 0,003$ (отнесен к маложелезистому монтмориллониту). Этот же минерал замещает зерна авгита и развивается по трещинкам в основной массе экспериментальных образцов андезита в опыте на глубине 160 м (режим В). Как хорошо видно на рис. 17, зерна пироксена почти полностью разложены и замещены мелкочешуйчатым агрегатом золотисто-зеленоватого цвета. Этот же минерал выполняет трещинки в андезите (обр. 23/66, см. рис. 18). В иммерсии замерен $N_m = 1,545 \pm 0,003$.

На Большебанном месторождении монтмориллонит образовался в экспериментальных образцах пемзы и обсидиана, а также обнаружен в замещающем комплексе минералов по экспериментальному лабрадору. Для упомянутых случаев он идентичен: по стеклу пемзы развиты тонкочешуйчатые агрегаты с двупреломлением порядка 0,010, $N_m = 1,502 \pm 0,002$; по обсидиану редкие зерна с $N_m = 1,576 \pm 0,003$; по лабрадору зеленовато-бурый, тонкозернистый, $N_m = 1,628 \pm 0,003$. Данные рентгеноструктурного анализа (табл. 36) подтверждают принадлежность минерала к монтмориллониту (рефлекс 13,86 Å при напытывании проб этиленгликолем увеличился до 17,2 Å).

По вкрапленникам авгита в липарите развивается тонкоагрегатный глинистый минерал темно-зеленого цвета, почти изотропный, $N_m = 1,575 \pm 0,002$, аналогичный минералу, развивающемуся по авгиту в андезите (обр. 6/х) на Паужетском месторождении.

Гидрослюды. Новообразования гидрослюдистых минералов обнаружены в экспериментах на всех трех месторождениях. В оптике и структурной характеристике этих минералов отмечаются существенные различия.

На Паужетском месторождении чешуйки гидрослюды образовались в трещинках по экспериментальному микроклину в режиме Д (скв. К-7, глубина 160 м, $T = 190^{\circ}\text{C}$). Они светлые, прозрачные, двупреломление порядка 0,020, $N_m = 1,757 \pm 0,003$. Рентгеноструктурным анализом гидрослюда установлена в смеси минералов тонких фракций, отобранных с поверхности дробленных проб дацита и андезито-базальта (обр. КШ-3) в опыте на глубине 320 м (режим С, табл. 37). В перерожденной стекловатой основной массе пемзы после эксперимента в том же режиме С (скв. К-8, глубина 320 м, $T = 175^{\circ}\text{C}$) рентгенометрически обнаружена слюда, линии отражения которой хорошо совпадают с эталонным серицитом.

Таблица 36

Рентгенометрическая характеристика монтмориллонита

Проба Б-13-8 (опыт с лабрадором)		Монтмориллонит (эталон)		Проба Б-13-17 (опыт с пемзой)		Монтмориллонит (по Михееву)	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
100	13,86		14,9	100	13,86	10	95,20
30	7,10		7,1	36	4,47	8	4,42
10	3,79		3,75	48	3,20	6	3,18
10	3,67		-	36	3,19	-	-
20	3,55		3,54	12	2,83	1	2,83
50	3,34		3,17				
20	3,19		-				
10	3,03		3,034				

Условия съемки: Дифрактомер УРС-50, СО-антикатоде, поправка вводилась по кремнию.

Аналитик Н.И. Зюзин

Таблица 37

1 (проба 33 а)		2. (проба 35 а)		3. (пробы Б-13/4)	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
2	3,13	-	-	25	14,5
3	3,101	-	-	18	10,06
2	3,608	2	2,83	100	7,08
2	2,479	-	-	7	4,96
1	2,17	-	-	84	3,56
10	2,104	10	2,11	14	3,33
1	1,715	-	-	14	2,38
1	1,648	-	-	7	2,33
1	1,412	-	-	7	1,995
5	1,320	2	1,285	-	-
5	1,245	2	1,246	-	-
-	-	3	1,148	-	-
-	-	1	1,142	-	-

1. Новообразования гидрослюды по стеклу экспериментального базальта (обр. КШ-3), Паужетское месторождение.
2. Новообразования гидрослюды по основной массе экспериментального дашита, Паужетское месторождение.
3. Смесь каолинита, гидрослюды и монтмориллонита в экспериментальном каолините, Большебанное месторождение. Линии 10,06; 4,96; 3,56; 3,33; 2,33; 1,995 принадлежат гидрослюде

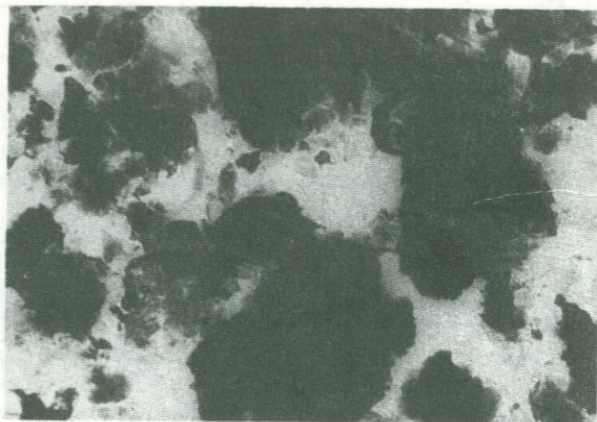


Рис. 32. Псевдогексагональные чешуйки гидрослоды. Опыт с пемзой на Большебанном месторождении ($\text{pH} = 6,9$, $T = 160^\circ\text{C}$, глубина 240 м). Электронная микроскопия, суспензированный препарат, увел. 11400

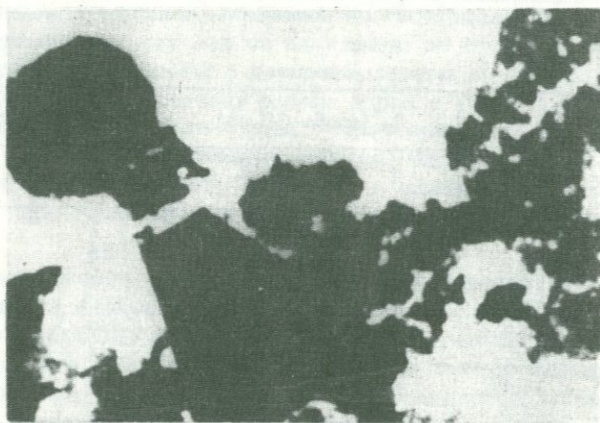


Рис. 33. Кристаллы гидрослоды в стекловатой массе пемзы, Паратунское месторождение ($\text{pH} = 7,2$, $T = 86^\circ\text{C}$, глубина 400 м). Электронная микроскопия, суспензированный препарат, увел. 22800

На Большебанном месторождении мелкие чешуйки прозрачной, светлой гидрослоды образовались в трещинках плаггиоклазов-вкрапленников и реже по стекловатой основной массе экспериментальной пемзы. Под электронным микроскопом (рис. 32) отчетливо видны близкие к гексагональным мелкие чешуйки гидрослоды (развивается по стеклу пемзы). Гидрослодистый минерал имеет двупреломление порядка $0,015$, $N_m = 1,571 \pm 0,003$.

На Среднепаратунском месторождении гидрослюда развивается в трещинках по экспериментальному лабрадору и в стекловатой массе пемзы. По лабрадору гидрослюда имеет вид мелких чешуек светло-зеленого цвета, со слабым плеохроизмом, двупреломлением порядка 0,010, $n_m = 1,579 \pm 0,003$. В иммерсии хорошо видно одновременное погасание исходного лабрадора и замещающей его гидрослюды. Под электронным микроскопом в суспензированном препарате измененной основной массы пемзы удалось обнаружить отчетливые кристаллы гидрослюды характерной гексагональной и трапециевидальной формы (рис. 33). Размеры кристаллов не превышают $1,1 \cdot 10^{-4}$ - $1,6 \cdot 10^{-4}$ см.

Вермикулит. Отмечен в осадке белого цвета, отложившегося на фотопластовой перфорированной крышке, прикрывавшей стакан с пробой дробленого альбита в опыте на Большебанном месторождении. Зерна его мелкие, изометричной формы, $n_p = 1,540 \pm 0,003$, двупреломление не выше 0,015. Рентгеноструктурный анализ обнаружил в этом осадке четкую линию отражения $14,66 \text{ \AA}$, характерную для вермикулита.

Аргиллизация, как процесс изменения боковых пород под воздействием горячих растворов, приводящий к возникновению по стеклу и вкрапленным плагноклазов и пироксенов широкой гаммы глинистых минералов, пользуется значительным развитием на многих современных гидротермальных системах - Паужетской на Камчатке (Набоко и др., 1965), Вайракей в Новой Зеландии (Steiner, 1953), Горячий Пляж на острове Кунашир (Набоко и др., 1969; Набоко, Главатских, 1970; Набоко, Берхин, 1970), Стимбот в штате Невада (Сигвальдасон, Уайт, 1965), Хингиль-Хверагерди в Исландии (Sigwaldason, 1959).

Аргиллизация на современных гидротермальных системах выражается в развитии в приповерхностной зоне минералов группы каолинита, сменяющихся на глубину зелеными минералами - монтмориллонитом, гидрослюдой, селадонитом и др. Почти во всех этих системах вскрыты и изливаются на поверхность высокотемпературные хлоридно-натриевые растворы с близкой к нейтральной или даже щелочной реакцией pH. Изучение поровых растворов и водных вытяжек из зоны развития каолинита показало, что этот минерал находится в равновесии с кислыми ($pH = 3,3-4,2$), существенно сульфатными растворами (Набоко, Рябичкина, 1962; Набоко, Филькова, 1966; Карпов, Долгова, 1969). Монтмориллонит и гидрослюды развиваются в более глубоких зонах вплоть до 600-800 м. Для аргиллизированных пород, сопровождающих рудные месторождения в более древних гидротермальных системах, вертикальный интервал аргиллизации оценивается порядком 3000 м (Волостных, 1972). Подмечено, что в переходной зоне совместного нахождения каолинита и монтмориллонита в случае преобладания каолинита он сопровождается Na-K-монтмориллонитом. С уменьшением каолинита в разрезе измененных пород возрастает роль Ca-Mg-монтмориллонита (Сигвальдасон и Уайт, 1965). С.И. Набоко увязывает состав гли-

нистых минералов в каждой зоне с составом поровых растворов. Так, в переходной каолинит-монтмориллонитовой зоне растворы слабокислые, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатного состава. В существенно монтмориллонитовой зоне растворы имеют рН порядка 6,7 и гидрокарбонатно-хлоридный, натриево-кальциевый состав (Набоко, 1968). Обзор условий нахождения монтмориллонита в разрезах большого числа современных гидротермальных систем показал, что он развивается по породам самого различного состава, предпочитая, тем не менее, кислое вулканическое стекло в температурном интервале 60–180°C. Серицит встречается в разрезе, начиная с глубины порядка 100 м, при температуре 170°C (Сигвальдасон и Уайт, 1965), нередко имея общее поле развития с монтмориллонитом. Сигвальдасон и Уайт (1965) сообщают о находках глинистого минерала типа хлорит – вермикулит в одной из скважин Стимбот, Невада, интервал развития которого ограничивается глубиной 60–83 м и температурой 140–145°C. В настоящее время здесь циркулируют хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные, существенно натриевые, термальные растворы с рН порядка 6,1. Опираясь на выводы Хемли о широком поле устойчивости слюды в системе $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и сравнительно небольшом в системе $Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, авторы приходят к мысли, что если термальные воды содержат и Na и K, то характер замещающего комплекса минералов будет чутко реагировать даже на слабые изменения температуры, рН и концентрации калия в растворе. Собственно говоря, эти воды были подготовлены экспериментальными работами Нолля, который еще в 1937 определил основные соотношения и концентрации окислов различных щелочей, глинозема и кремнезема в растворах при образовании каолинита и монтмориллонита. Ноллем было экспериментально установлено также, что монтмориллонит может развиваться по самым различным породам как кислым, так и основным, но наиболее существенную роль при образовании глинистых минералов играет величина рН и содержание щелочей в растворах. Монтмориллонит возникает в щелочных растворах при неполном выносе оснований.

Рассмотрев условия нахождения глинистых минералов в современных гидротермальных системах, результаты их лабораторного синтеза и экспериментов в геотермальных скважинах, мы пришли к следующим выводам:

1. Монтмориллонит развивается в современных растворах при температуре 160–190°C по породам как кислого, так и основного состава.

2. Особенно интенсивно монтмориллонит образуется за счет стекловатой массы эффузивных пород. Привнос-вынос компонентов имеет несущественное значение.

3. Наиболее благоприятными для кристаллизации монтмориллонита являются хлоридно-натриевые растворы с повышенным содержанием Na и K и нейтральной или слабокислой реакцией (рН не ниже 6,17).

Таблица 38

Рентгенометрическая характеристика новообразований гематита и пирита в порках базальта (обр. КМ-13)

Проба 8/66		Гематит (по Михе- еву, 1957)		Пирит (по Михе- еву, 1957)	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
0,5	4,45	-	-	-	-
0,5	3,712	4	3,68	-	-
10	2,690	10	2,696	-	-
10	2,514	10	2,518	-	-
1	2,435	-	-	8	2,41
1	2,200	6	2,199	-	-
1	1,916	-	-	6	1,908
1	1,681	10	1,688	-	-
1	1,618	5	1,595	-	-
1	1,483	9	1,483	-	-
0,5	1,452	9	1,448	-	-

Условия съемки: камера РКД - 57,3 мм, Cu-антикатод, *l* - 12 ма, *u* = 35 кв.

Аналитик Г.И. Рылов

4. Образование гидрослюдистых минералов происходит преимущественно по стеклу кислого состава и по полевым шпатам в условиях $T = 86-190^{\circ}\text{C}$ и $\text{pH} = 7,2-6,0$. В хлоридно-натриевых растворах понижение pH раствора ведет к замене монтмориллонита, развивающегося по стеклу в почти нейтральной обстановке, новообразованием гидрослюды. В гидрокарбонатно-сульфатно-натриевых растворах диапазон сосуществования монтмориллонита и гидрослюды расширяется и зависит, видимо, не столько от pH и $T^{\circ}\text{C}$, сколько от соотношения различных щелочей в растворе.

Сульфиды. Как уже известно из описания минералогии гидротермально измененных пород рассматриваемых месторождений, сульфиды занимают в них значительное место и представлены в основном пиритом и в меньшей степени халькопиритом, галенитом и сфалеритом.

Среди новообразований сульфидов, полученных в результате экспериментов в скважинах, достоверно определен только пирит. Наиболее заметные количества пирита обнаружены в опытах в натриево-хлоридных растворах Паужетского месторождения. На Большебанном месторождении он отмечен лишь в одном эксперименте с ильменитом (который здесь не приводится). В опытах на Среднепартунском месторождении пирит не определен.

На Паужетском месторождении единичные новообразования пирита встречены многократно, но заметные количества его отме-

чены только в экспериментах в режиме В (скв. К-8, глубина 160 м, $T = 170^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 6,17$). Он встречен в ассоциации с монтмориллонитом, развивающимся в кавернах выщелачивания, и в трещинках андезита (обр. 21/66). В ассоциации с кальцитом и монтмориллонитом пирит замещает стекло в базальте (обр. 22/66). В опыте с базальтом (обр. КМ-13) пирит отмечен в качестве мельчайших зерен, развитых на поверхности тонких пластинок гематита, образовавшихся в порах породы. В табл. 38 приведены результаты рентгеноструктурного анализа этой ассоциации. Мельчайшие зерна пирита типа глобулей образовались в углублении на поверхности экспериментального магнетита. Наконец, мелкие кубические зерна пирита отмечены в порах гидрогетита, замещающего исходный пирит в эксперименте с эталоном пирита.

Таким образом, можно считать, что условия режима В ($T = 170^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 6,17$) благоприятствуют кристаллизации пирита. Вместе с тем, как это следует из опытов с образцами пирита, послед-

Таблица 39

Рентгенометрическая характеристика новообразований гидрогетита и кальцита по экспериментальному пириту

Проба 184		Кальцит (по Михееву, 1957)		Гидрогетит (Михеев, 1957)	
l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$
6	4,18	-	-	10	4,18
2	3,85	2	3,849	-	-
10	3,04	10	3,029	-	-
4	2,692	-	-	8	2,690
5	2,501	5	2,490	10	2,450
4	2,272	6	2,277	-	-
1	2,073	7	2,088	-	-
5	1,916	8	1,912	-	-
5	1,871	9	1,869	-	-
4	1,713	-	-	8	1,719
4	1,634	-	-	1	1,659
4	1,605	6	1,601	2	1,603
3	1,519	6	1,520	4	1,510
3	1,430	4	1,418	2	1,423
0,5	1,175	4	1,179	-	-
0,5	1,154	6	1,152	-	-
0,5	1,150	-	-	1	1,127
0,5	1,045	10	1,044	-	-

Условия съемки: камера РКД - 57,3 мм, Cu -антикатод, $l = 12$ ма, $u = 40$ кв, поправка вводилась по кремнию.

Аналитик Н.И. Зюзин

Таблица 40

Рентгенометрическая характеристика брукита

Брукит (Лебедев, 1965)				Проба 22			
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
2	3,736	3	1,486	1	3,49	5	1,49
10	3,445	2	1,468	2	3,37	1	1,48
2	3,129	3	1,429	2	2,83	1	1,44
9	2,855	2	1,358	6	2,55	1	1,37
4	2,455	3	1,329	1	2,25 (2,17; 2,12)	1	1,30
3	2,214	5	1,234	2	2,05 (1,99; 1,95)	1	1,26
4	1,952	1	1,166	1	1,86	-	-
5	1,877	1	1,152	2	1,81	1	1,14
2	1,835	3	1,118	3	1,69	-	-
3	1,677	3	1,036	3	1,67	-	-
5	1,649	5	1,023	4	1,59	-	-
4	1,603	4	1,006	1	1,53	-	-
1	1,530	-	-				

Брукит из керна зоны пропилитизации Паужетского месторождения (Лебедев, 1965).

Проба 22 - новообразованный брукит по экспериментальному обсидиану (Паужетское месторождение).

Условия съемки: РКД - 57,3 мм, Со-антикатод, излучение отфильтровано Мп. Аналитик В.И. Васильченко

ний в этом же режиме испытывает замещение гидроокислами железа. Нам представляется, что главную роль в направленности этих процессов играет содержание в растворах сероводорода, поступления которого испытывают значительные колебания. Температура, давление и основной солевой состав раствора в режиме В фактически остаются постоянными на всем протяжении экспериментов.

Окислы. Этот класс минералов представлен в экспериментах новообразованиями окислов - гематита и гидрогетита и окисла титана - брукита.

Гематит широко отмечался в опытах на всех трех месторождениях. Он развивается в виде тонкой пленочки по стеклу эффузивных пород и в качестве замещающего комплекса по цветным минералам. Нередко он ассоциирует с пиритом, как например, в вышеприведенном опыте с базальтом (обр. КМ-13), где в порах последнего образовался тонкопластинчатый гематит бурого цвета с мелкими зернами латуно-желтого пирита на его поверхности. Ассоциация эта явно одновременная.

Гидрогетит определен в продуктах экспериментов на Паужетском месторождении. Он замещает исходный пирит в условиях

режима В (скв. К-8, глубина 160 м, $T = 170^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 6,17$; $E_h = -113$ мв) и представляет собой буровато-черное сажеобразное вещество с кавернозной текстурой; черта черная. Рентгеноструктурный анализ его обнаружил хорошую сходимость с эталонным гидрогетитом (табл. 39).

Брукит отмечен в продуктах перерождения обсидиана после его выстаивания на Паужетском месторождении в режиме С (скв. К-8, глубина 320 м, $T = 175^{\circ}\text{C}$). Он обнаружен под микроскопом в ассоциации с буровато-зеленым монтмориллонитом и представлен тончайшими, полностью изотропными, игольчатыми кристаллами темно-коричневого цвета. Рентгеновский фазовый анализ перерожденной зоны обсидиана подтвердил наличие в ней новообразованного брукита в ассоциации с монтмориллонитом, α -кristобалитом, морденитом и анальцитом. Характерные линии описываемого брукита и брукита из керна зоны пропилитизации Паужетского месторождения, по данным Лебедева (1965), обнаружили хорошую сходимость (табл. 40). Эти данные, а также наличие титана в Паужетских растворах могут служить основанием для заключения о современном происхождении брукита в зоне пропилитизации Паужетского месторождения.

Сравнительный анализ характера замещающего комплекса минералов по породам и трещинно-жильных ассоциаций минералов зоны пропилитизации рассмотренных месторождений, показывает в ряде случаев их существенные различия. Заметно различаются и гидрохимические условия поровых и свободных растворов. Концентрация поровых растворов в 3-4 раза выше концентрации свободных растворов, однако в слабопроницаемых плотных породах она не превышает 3 г/л (Большебанное месторождение), в то время как в высокопористых псефитовых туфах может достигать 9-12 г/л (Паужетское месторождение). Различаются и условия кислотности-щелочности в свободных и поровых растворах на одной и той же глубине. В то время как первые, вследствие повышенного содержания CO_2 , уже на глубине 150 м характеризуются слабокислой реакцией ($\text{pH} = 6$ и ниже), поровые растворы на этом уровне имеют почти нейтральную или слабощелочную среду. При отсутствии широких трещин, сообщающихся с поверхностью, на глубине уже 30 м господствует слабовосстановительная обстановка ($E_h = -133$ мв), растворы могут находиться в перегретом состоянии, но вскипание их не происходит, вследствие избыточного давления вышележащих слоев. Миграцию вверх, в сторону более холодных зон осуществляют только кислые газы CO_2 и H_2O , имеющие пониженную растворимость в высокотемпературных растворах.

Метасоматическое минералообразование, протекающее в обстановке поровых и тонкотрещинных пространств, происходит под воздействием гидротермальных жидких растворов низкой минерализации в обстановке сопряженных процессов растворения и отложения. Идея о сопряженности процессов растворения и отложения при минералообразовании подтверждена не впервые (Захарченко, 1955; Казицын, 1966), но заслуживает внимания в связи с поровой кристаллизацией. Как отмечает Рундквист (1966), в динамических условиях растворы, пропитывающие породы, могут на одном и том же уровне находиться при различном давлении, что, в свою очередь, приводит к процессам минералообразования в зонах пониженных давлений и растворения в повышенных. Основываясь на положениях

Д.С. Коржинского (1950) и на наших данных в части повышенных концентраций поровых растворов, мы полагаем, что в порах, тем более в тонких капиллярах на глубине даже первых сотен метров, могут возникнуть условия, благоприятствующие кристаллизации таких характерных минералов формации пропицитов, как эпидот и пренит. На вероятность такого процесса указывают расчеты Ю.П. Трухина и В.В. Петровой (1970) и находки метасоматических пренита и эпидота на небольшой глубине на Паужетском месторождении (Набоко, Карпов, Розникова, 1965; Русинов, 1965). В наших экспериментах эти минералы достоверно не обнаружены, что, по нашему мнению, является следствием недостаточной длительности экспериментов (и, возможно, ничтожным размером новообразованных кристаллов).

Мы рассматриваем всю зону взаимодействия современных глубинных гидротерм с вмещающими породами, как зону развития процессов пропицитизации, в пределах которой, вследствие гидрохимической зональности растворов, образуется колонка метасоматической зональности, характеризующаяся сменой приповерхностных цеолитов и адуляровых фаций более глубинными альбит-эпидотовыми.

Химические изменения пород при пропицитизации выражаются главным образом в обогащении их Al, Ca, Mg, Fe, углекислотой (кристаллизация кальцита) и выносе, особенно на глубине, Si, K и Na. Наиболее интенсивно изменяются породы кислого состава и породы, богатые витрофировой основной массой. Характер метасоматического преобразования пород разного состава в идентичных температурных условиях весьма близок. Заметную роль на вторичное минералообразование оказывает содержание в растворах углекислоты и сероводорода.

Объемно-весовые исследования экспериментальных образцов показали, что гидротермальные изменения пород сопровождаются изменением их пористости.

В наших экспериментах обращает на себя внимание также возникновение в некоторых монолитных образцах (андезито-дацит, обсидиан) самопроизвольной трещиноватости и, в то же время, случаи цементации дробленых проб пород. Нетектоническая природа новообразованных трещинок совершенно очевидна. На возможность образования таких трещин (брекчиевидные зоны, бестрещинные жиллоподобные минеральные тела) указывал и Г.Л. Поспелов с соавторами (1961). Эти трещинки, по нашему мнению, возникли вследствие кристаллизационного давления новообразованных минералов, зарождающихся в участках микродефектов и текстурно-структурных неоднородностей пород. Процессу кристаллизации минералов предшествует процесс диспергирования вещества породы по указанным дефектным зонам.

Цементация дробленых проб новообразованными минералами за довольно короткий срок экспериментов, особенно энергично протекающих в верхних, приповерхностных зонах (понижение температуры, следовательно, растворимости ряда компонентов — K, Mg и образование адуляра, монтмориллонита) и на значительной глубине (320 м на Паужетке, где интенсивно идут процессы карбонатиза-

ции и альбитизации), свидетельствует о большой скорости кристаллизации вторичных минералов в современных растворах.

Основные результаты проведенных исследований могут быть сформулированы следующим образом.

1. Слабоминерализованные, преимущественно натриево-хлоридные и натриево-сульфатные глубинные растворы современных гидротермальных систем являются реагентами, производящими существенное химическое перерождение пород и вторичное минералообразование, типичное для низко-среднетемпературной пропилитизации.

2. Ионно-солевой состав современных гидротерм формируется под значительным влиянием обменных реакций с вмещающими породами. Разложение породообразующих минералов и вулканического стекла ведет к мобилизации в растворе Si, Na, K, иногда Ca и нейтрализации слабокислых растворов, поступающих с глубины, в обстановке средних и малых глубин.

3. Одновременно с выщелачиванием щелочей и кремнезема из пород происходит сопряженный процесс переотложения и кристаллизации вторичных гидротермальных минералов в условиях микро-трещин и пор.

4. Перерождение пород в сторону от раствороподводящей трещины выражается в формировании одной приконтактной зоны существенного изменения, имеющей резкую границу с внутренней зоной, и для монолитных пород составляет 1-2,5 мм в год. Параллельно с образованием измененной зоны в условиях свободного роста (полость трещин) происходит наращивание корочки новообразованных минералов.

5. Состав исходных пород мало влияет на характер вторичного минералообразования, но играет заметную роль в степени проработки пород: кислые и витрофировые разности пород перерождаются более интенсивно.

6. Компоненты пород по степени устойчивости в современных гидротермах занимают следующий реакционный ряд (в порядке уменьшения устойчивости):

стекло кислого состава - стекло основного и среднего состава - авгит - основной плагиоклаз - магнетит - ромбический пироксен - роговая обманка.

7. Современные процессы вторичного минералообразования заключаются в замещении породообразующих минералов и раскристаллизации стекла основной массы. Привнос компонентов играет подчиненную роль. Основными процессами современной гидротермальной деятельности являются: аргиллитизация, адуляризация, альбитизация, карбонатизация, окварцевание и цеолитизация, протекающие под воздействием слабоминерализованных гидротерм.

8. Анализ минералов керна и характера новообразований на Паужетском, Большебанном и Среднепаратунском месторождениях позволил сделать вывод о генетической связи вторичных минералов керна с современными растворами Паужетского и Большебанного месторождений. Современная гидротермальная деятельность Паратунской гидротермальной системы находится в регрессивной стадии.

- Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. — Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Аверьев В.В., Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма. — Докл. АН СССР, 1961, 137, № 2.
- Аверьев В.В., Святловский А.Е. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 6.
- Арсанова Г.И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей. — В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.
- Андрусенко Н.И., Москалюк А.А. Опыты по гидротермальной обработке долеритов в связи с вопросами генезиса месторождений исландского шпата. — Геохимия, 1966, № 9.
- Аншелес О.М. Некоторые вопросы связи формы кристаллов с их строением. — В кн.: Рост кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Арнаутов Н.В., Зеркалова М.И., Киреев А.Д. Квантометрический анализ горных пород и почв алюмосиликатного состава. — Геол. и геофиз., 1969, № 8.
- Бартон П.Б. Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низких температурах. — В кн.: Геохимические исследования. ИЛ, 1961.
- Балицкий В.С. Изменение гранитов и пегматитов под воздействием щелочных кремнеземсодержащих гидротермальных растворов при повышенном давлении. — Докл. АН СССР, 1966, 171, № 5.
- Балицкий В.С. Экспериментальное изучение одновременных процессов окополостного метасоматоза и роста кристаллов кварца. — Труды ВНИИСИМС, 1971, 13.
- Белоусов В.И. Геологическое строение Паужетского месторождения высокотермальных вод. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965.
- Белоусов В.И. Роль геолого-структурных факторов в формировании и деятельности гидротермальных систем в современных вулканических областях. Автореф. канд. дисс. 1967.
- Бергер В.И. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород на Алданских месторождениях горного хрусталя. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра", 1966.

- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их порода и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Богомолв Г.В., Плотникова Г.Н., Титова Е.А. Кремнезем в термальных и холодных водах. М., "Наука", 1967.
- Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью. - Геохимия, 1963, № 3.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Витовская И.В. Минеральный состав и поведение микроэлементов в зоне гипергенеза Акчагыла и Кызыл-Эспе. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Волостных Г.Т. Альбитизация полевых шпатов при аргиллизации пород. - Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1965, ч. 94, вып. 2.
- Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М., "Недра", 1972.
- Вукалович М.П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. М., Машгиз, 1958.
- Гаррелс Р.М. Скорости химических реакций при низких температурах и давлениях. - В кн.: Геохимические исследования. ИЛ, 1961.
- Гогишвили В.Г., Хундадзе А.Г., Амирханова Н.Г. Синтез минералов из кислых вулканических стекол в гидротермальных условиях. - Геохимия, 1968, № 4.
- Гинзбург И.И., Ольшанский Л.И., Бемяцкий В.В. Исследования по экспериментальной и технической петрографии и минералогии. IV. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 59.
- Григорьев Д.П. О скорости кристаллизации минералов. - Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 5.
- Грушкин Г.Г., Приходько П.Л. Об изменении химического состава, концентрации и pH газово-жидких включений в ряде последовательных генераций флюорита. - Записки Всес. мин. об-ва, 1952, ч. 81, вып. 2.
- Дир К.А., Хауи Р.А., Зусман Д.Ж. Породообразующие минералы. "Мир", 1966.
- Еремеев В.В. Цеолиты бассейна р.Тэтэрэ (бассейн р.Подкаменной Тунгуски). - В кн.: Волные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., "Наука", 1967.
- Жданов С.П., Бунтарь Н.Н. Исследование условий гидротермального синтеза и свойств натриевых цеолитов. Синтетические цеолиты. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Захарченко А.И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Зотов А.В. Современное образование алунита в кратерном озере Кипящее (вулкан Головина, о.Кунашир). - Докл. АН СССР, 1967, 174, № 3.
- Зотов А.В. Физико-химические условия современного минералообразования в осадках термальных вод областей активного вулканизма на примере о.Кунашир. М., 1968.
- Икорникова Н.Ю., Бутузов В.П. О гидротермальном синтезе кальцита. - Докл. АН СССР, 1956, 3, № 1.
- Казицын Ю.В. Современное состояние и ближайшие задачи изучения окколорудных метасоматитов. - В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра", 1966.
- Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., "Недра", 1968.

- Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., "Наука", 1968.
- Карпов Г.А., Сугробов В.М. Паужетские горячие источники. Путеводитель экскурсий второго всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский. Дальн. кн. изд-во, 1964.
- Карпов Г.А., Долгова Т.В. Фация гидротермальных глин на современном термальном поле Камбального хребта. - В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.
- Карпов Г.А. Предварительные результаты экспериментальных работ по условиям минералообразования в природной гидротермальной системе. - В кн.: Материалы первой городской конференции молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, Дальн. кн. изд., 1969.
- Карпов Г.А. Изменение эффузивных пород при эксперименте в геотермальных скважинах. - В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.
- Карпов Г.А. Экспериментальное минералообразование в геотермальных скважинах. - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1970.
- Карпов Г.А. Современный флюорит в керне Большебанного месторождения гидротерм (Камчатка). - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1970.
- Карпов Г.А. Псевдошаровые агрегаты арагонита на современном термальном поле Камбального хребта (Камчатка). - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1970.
- Карпов Г.А. Минералогическо-структурные превращения эффузивных пород и минералов под воздействием природных гидротермальных растворов (по экспериментальным данным). - В кн.: Физико-химическая динамика процесса магматизма и рудообразования. М., "Наука", 1971.
- Карпов Г.А. Использование геотермальных скважин для экспериментальных работ по минералообразованию. - В кн.: Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания. Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Карр Р.М., Файф В.С. Поля синтеза в некоторых алмосиликатах. - Геохимия, 1961, № 10, с. 950.
- Коржинский Д.С. Факторы равновесия при метасоматозе. - Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. - Докл. АН СССР, 1958, 122.
- Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. - Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра", 1966.
- Королев Д.Ф., Козеренко С.В. Экспериментальное изучение условий образования сульфидов железа из растворов. - Докл. АН СССР, 1965, 165, № 6.
- Костылева Е.Е. Некоторые методы изучения рудоносного кварца. М., "Наука", 1964.

- Краевой Ю.А., Коваленко В.А., Евтухов А.Д. Большебанная гидротермальная система на Камчатке. - В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., "Наука", 1971.
- Крюков П.А. К методике выделения горных растворов. - Гидрохимические материалы, 1961, 33.
- Крюков П.А., Старостина Л.И., Линов Э.Д. Методика измерения величин рН высокотермальных вод. - Труды Конференции по рН-метрии. Тбилиси, изд-во "Заря Востока", 1966.
- Крюков П.А., Номикос Л.И., Семенов Д.И. Методы исследования горных растворов. - В кн.: Поровые растворы и методы их изучения, Минск, "Наука и техника", 1968.
- Крюков П.А., Манихин В.И., Номикос Л.И. О взаимосвязи состава горных растворов и вмещающих пород. - В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, "Наука и техника", 1968.
- Лебедев Л.М. О рудных новообразованиях в гидротермально измененных породах в районе Паужетских гидротерм. - Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., "Наука", 1965.
- Лебедев Л.М., Горохова Л.М. О современном минералообразовании в технических сооружениях Паужетки (Камчатка). - Докл. АН СССР, 1968, 182, № 6.
- Лисицын А.Е., Малинко С.В. К характеристике минералообразующих растворов (по результатам изучения жидких включений в кварце). - Геохимия, 1961, № 9.
- Лисицын А.К. К характеристике среды при гидрохимических исследованиях. - Геохимия, 1963, № 2.
- Малинин С.Д. Физико-химические данные к характеристике условий образования карбоната кальция. - В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Малинин С.Д. О растворимости кальцита в гидротермальных условиях. - Труды VI Совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Малинин С.Д. Экспериментальные исследования растворимости кальцита и витерита в гидротермальных условиях. - Геохимия, 1963, № 7.
- Малышев Б.И. Типы метасоматических замещений (реакций) при гидротермальном изменении вмещающих пород. - В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., "Наука", 1971.
- Манухин Ю.Ф., Воробьев В.И., Ворожейкина Л.А., Мальцева К.И., Федоренко С.И. Паратунская гидротермальная система на Камчатке. - В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., "Наука", 1971.
- Марченко Р.Т. Физическая и коллоидная химия. М., "Высшая школа", 1965.
- Матусевич Л.Н. Скорость роста и зарождения кристаллов в условиях массовой кристаллизации при перемешивании раствора. В кн.: Рост кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Милтон И. Минеральные ассоциации формации Грин-Ривер. - В кн.: Геохимические исследования. ИЛ, 1961.
- Мори Г.В., Хессельгессер Г.М. Растворимость некоторых минералов в перегретом паре при высоких давлениях. - В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. ИЛ, 1954.
- Мори Г.В., Фурнье Р.О., Роуи Д.Ж. Растворимость кварца в воде в температурном интервале от 25 до 300°С. - Геохимия, 1963, № 4.

- Набоко С.И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород. - В кн.: Проблемы вулканизма. Материалы к первому Всесоюзному вулканологическому совещанию. М., "Наука", 1959.
- Набоко С.И., Сильниченко В.Г. К вопросу о роли углекислого газа в поствулканическом процессе. - Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1960, вып. 18.
- Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). - Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Набоко С.И., Рябичкина Е.П. Условия аргиллизации в районах щелочных термальных вод вулканических областей. - Бюлл. Вулкан. ст., 1962, № 33.
- Набоко С.И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород. - В кн.: Вопросы вулканизма. Труды Первого Всесоюзного вулканологического совещания. М., "Наука", 1962.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С.И., Лебедев Л.М. Современное гидротермальное образование ломонтита на Паужетке. - В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М., "Наука", 1964.
- Набоко С.И. Закономерности минералообразования в современных гидротермальных системах мира. - В кн.: Проблемы вулканизма. Материалы по Второму Всесоюзному вулканологическому совещанию, Петропавловск-Камчатский, Дальн. кн. изд., 1964.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. - В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965.
- Набоко С.И., Филькова Е.М. Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки. - Бюлл. Вулкан. ст., 1966, № 41.
- Набоко С.И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. - В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра", 1966.
- Набоко С.И. Роль поровых растворов в гидротермальном минералообразовании и метаморфизме пород. - В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, "Наука и техника", 1968.
- Набоко С.И. Химизм реальных минералообразующих растворов. - Геол. и геофиз., 1968, № 3.
- Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения "Горячий Пляж". - В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. Гидротермальные минералы Горячего Пляжа (о.Кунашир). - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1970.
- Набоко С.И., Берхин С.И. Состав и структура современных гидротермальных зеленых минералов месторождения Горячий Пляж (о.Кунашир). - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1970.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке. - Докл. АН СССР, 1970, 191, № 3.

- Наседкин В.В., Наседкина В.Х. Сравнительная характеристика образцов природного и синтетического морденита. - В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., "Наука", 1967.
- Никитин В.Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. Кристаллография. - Труды Федоровской научной сессии. 1953. Л., 1955, вып. 4.
- Овчинников Л.М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. - Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Ольшанский Я.И., Иваненко В.В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов (экспериментальные исследования). - Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 16.
- Омельяненко Б.И., Алексин Ю.В. О возможных пределах значения рН-среды при образовании кальцита в гидротермальных условиях. - Геол. рудн. месторождений, 1966, № 6.
- Овсепян М.Е. Гидротермальный синтез калиевых цеолитов. - В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М., "Наука", 1965.
- Павлов А.Л., Карпов Г.А. Физико-химические особенности современного рудообразования в кальдере Узон (Камчатка). - Докл. АН СССР, 1972, 206, № 3.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. "Мир", 1971.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М., "Недра", 1968.
- Петров Д.А., Колачев Б.А. Перераспределение примесей при кристаллизации и формы проявления этого процесса в структуре кристалла. - В кн.: Рост кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Петров В.П., Козырин Н.А., Безруков Г.Н., Хетчиков Л.Н. Экспериментальное изучение изменений горных пород под воздействием воды и водных растворов щелочей и кислот при высоких P и T . М., 1967.
- Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. - В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., "Наука", 1968.
- Петрова В.В. Цеолиты Паратунского месторождения. - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1970.
- Поспелов Г.Л., Каушанская П.И., Саратовкин Д.Д. Образование кристаллических "жилок-стенок" при встречной диффузии реагентов. - Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1961, ч. 90, вып. 4.
- Поспелов Г.Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Попов А.А. К характеристике процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. - В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Питчер У.С. Природа метаморфизма. ИЛ, 1967.
- Рыженко Б.Н. Ионные равновесия в условиях гидротермального процесса. - В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., "Наука", 1965.
- Русинов В.Л. О роли кинетических факторов в реакциях приповерхностного метаморфизма. - Докл. АН СССР, 1964, 157, № 4.
- Русинов В.Л. О находках пренита и кластическом характере эпидота в породах некоторых областей современного гидротермального метаморфизма. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 2.

- Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропитизации. М., "Наука", 1972.
- Рундквист Д.В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований. - В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра", 1966.
- Сендеров Э.Э. Изучение кристаллизации морденита в гидротермальных условиях. - Геохимия, 1963, № 9.
- Сендеров Э.Э. Особенности условий образования цеолита. - В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., "Наука", 1965.
- Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., "Наука", 1970.
- Сигвальдасон Г.Е., Уайт Д.Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин (источники Стимбот, Невада). - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. "Мир", 1965.
- Сигвальдасон Г.Е., Уайт Д.Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам буровых скважин У-5 и У-7 (источники Стимбот, Невада). - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. "Мир", 1965.
- Сидоров С.С. К вопросу о гидротермальном метаморфизме пород в поствулканическом процессе на примере вулкана Эбеко (Курильские острова). - Докл. АН СССР, 1964, 153, № 3.
- Сирин А.Н. Геоморфология и новейшая тектоника Паратунской долины на Камчатке. Новейший вулканизм и гидротермы. - Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1960, вып. 18.
- Сильниченко В.Г. Изменение химического состава гидротермальных растворов при взаимодействии с лавами. - Труды Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Смирнов Я.Б., Матвеева Л.А. О нейтрализующей способности горных пород. Гидрохимические материалы. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сугробов В.М. Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. - В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965.
- Трухин Ю.П. Некоторые особенности гидротермального метаморфизма на Большебанном месторождении. - В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.
- Тугаринов А.Н., Наумов В.В. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. - Геохимия, 1972, № 3.
- Тулегенов Т. Экспериментальные исследования физико-механических свойств гидротермально измененных пород Саук-Булакского рудного поля и некоторые вопросы локализации медных руд. - В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М., "Наука", 1965.
- Уайт Д.Е., Андерсон Е.Т., Груббс Д.Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизирующих породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. "Мир", 1965.
- Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. "Мир", 1965.
- Уайт Д.Е. Термальные источники и эпitherмальные месторождения. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. ИЛ, 1958.
- Уэйл П.К. Кинетика растворения кальцита. - В кн.: Термодинамика геохимических процессов. ИЛ, 1960.

- Федотьев К.М. Изменение микроклина под воздействием гидротермального раствора. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. "Мир", 1967.
- Хетчиков Л.Н., Шугурова Н.А. Исследование состава газов во включениях в искусственных минералах. — Докл. АН СССР, 1968, 180, № 1.
- Хитаров Н.И., Иванов Л.А. Паровая и газовая фазы системы кремнезем — вода. — Сов. геология, 1944, № 2.
- Хитаров Н.И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и кремнезема в гидротермальных условиях. — Труды IV Совещания по экспериментальной петрографии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1952, вып. 2.
- Хитаров Н.И., Ренгартен Е.В., Лебедева Н.Е. Химический состав жидких включений исландского шпата и вопросы генезиса. — Геохимия, 1958, № 3.
- Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. — Труды Лаб. вулк. АН СССР. М., 1961, вып. 19.
- Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. — Госгеолтехиздат, 1966.
- Шефталъ Н.Н. К вопросу о реальном кристаллообразовании. — В кн.: Рост кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Штайнер А.О. О находке гидротермального эпидота в Вайракей, Новая Зеландия. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 1.
- Штернина Б.Б., Фролова Е.В. Растворимость кальцита в присутствии CO_2 и NaCl . — Изв. сектора физико-хим. анализа, общей и неорг. химии АН СССР, 1952, № 21.
- Шубников А.В. Образование кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Шербина В.В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием К и Na. — Геохимия, 1963, № 3.
- Эллис Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов. — В кн.: Проблемы геохимии. М., "Наука", 1965.
- Borovec Z., Neuzil I. Experimental weathering of feldspats by hot water. — Acta Univ. caolinae, Geol., 1966, N 3.
- Ellis A.I., Wilson S.H. The hut from the Wairakei. — In: Taupo thermal region culculated from chloride output, 1955.
- Ellis A.I. Sintese of mordenite in nature. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960, 19, N 2.
- Ewasaki E., Hizayma M., Katsura T., Ozawa T., Oosaka I., Kamada M., Matsumoto H. Alteration of Rock by Volcanic gas in Japan. — Bull. Volcanol., 1964, 27.
- Grange L.I. Geothermal steam for power in New Zealand. Wellington, 1955.
- Cennedy C.C. Pneumatolysis and liquid inclusions in method of geologic thermometry. — Econ. Geol., 1950, 45, N 6.
- Sigwaldson I.E. Mineralogiske undersøgelser over Gesteinszersetzung durch postvulkaniske Aktivitet i Island. — Beitr. Mineral. Petrogr., 1959, 6.
- Streiner A.H. Hydrothermal alteration of Wairakei, New Zealand. Econ. Geol., 1953.
- Holland H.D., Segnit R.R. Carbonate Solubility of High Temperatures and Pressures. — U.M. Oxforth Annual Report NSF 6069. January, 1960.
- Minato H., Nagashima K., Minami E. Chemical and Mineralogical Studies of Rock altered by Prolonged Immersion in the Hot Acidic Spring of Yugawa, Tamagawa Hot Spring. Geochemistry of the Tamagawa Hot Springs. Tokyo, 1963.

Таблица I

Гидротермальные минералы, обнаруженные в керне Паужетского месторождения

Минералы	Глубина развития, м	Температура, °С	Характеристика минералов
1	2	3	4
Каолинит	0-3	20-90	Мелкочешуйчатый агрегат белого цвета со слабым двупреломлением, жирный на ощупь
Гидрогематит	20-560	40-180	Определен Л.М. Лебедевым (1965)
Монтмориллонит зеленого цвета	3-560	40-180	Мелкочешуйчатый агрегат, набухает, не плеохроирует, погасание прямое, $N_g = 1,570$, $N_g - N_p = 0,020$
Монтмориллонит золотисто-желтый	8-210	50-150	Мелкочешуйчатый агрегат светлого и двупреломление ниже, чем у зеленого, $N_g = 1,516$, $N_p = 1,507$ (Набоко и др., 1965)
Кальцит	50-800	90-200	Мелкозернистый агрегат белого цвета в прожилках, ромбоэдрические кристаллы в полостях и порах, $N_o = 1,658$, $N_e = 1,486$
Ломонтит	60-800	80-210	Таблитчатые и радиально-лучистые образования с совершенной спайностью под углом 90° , $N_g = 1,522$, $N_p = 1,510$, $c : N_g = 24$, $-2 V = 35-40$
Кварц	20-800	50-200	Мелкозернистый, жильный, гребенчатый, совершенные тонкопризматические кристаллы; особенно интенсивно развит в зонах дробления

Таблица I (продолжение)

1	2	3	4
Халцедон	100-350	100-160	Сливной тонкозернистый агрегат серого цвета, часто в порах пемзовых туфов в ассоциации с глинистым минералом, $N_g - N_p = 0,08$
Эринит	300-400	150-180	Тонкие примазки ярко-голубого цвета в полостях и мелких порах, $N_m = 1,610$ (Лебедев, 1965)
Делессит	70-400	90-180	Мелкочешуйчатый, светло-зеленого цвета, плекситичный, $N_g - N_p = 0,014$; развит в пустотах и в зальбандах полостей и трещин (Набоко и др., 1965)
Селадонит	180-350	170-180	Тонкозернистый агрегат индиго-зеленого цвета по трещинам, лучистые агрегаты по темноцветным; $N_g = 1,628 \pm 0,004$; $N_p = 1,607 \pm 0,002$ (Лебедев, 1965)
Пирит	0,5-800	90-200	Мелкокристаллический, кубического габитуса; в туфопесчаниках встречается глобулярный, латунно-желтого цвета
Клинохлор	40-500	80-200	Тонкошестоватый, слабоплеохроичный, почти изотропный, светло-зеленого цвета (Набоко и др., 1965)
Пеннин	40-800	90-200	Радиально-лучистые агрегаты голубовато-зеленого цвета, не плеохроирует, интерференционная окраска низкого порядка, $N_g = 1,570 \pm 0,002$, $N_p = 1,566 \pm 0,002$ (Лебедев, 1965; Набоко и др., 1965)
Альбит	60-560	90-200	Скелетное выполнение таблиц плагиоклазов (главным образом основного), $N_g = 1,536$, $N_p = 1,526$, $N_g - N_p = 0,010$, $+2V = 45-50$ (Набоко и др., 1965)
Адуляр	30-150 слабое до 350	80-160	Ромбовидные водно-прозрачные кристаллики в порах, скелетные образования по плагиоклазу, $N_g = 1,522$, $N_p = 1,519$ (Набоко и др., 1965)

Таблица I (продолжение)

1	2	3	4
Сфен	80-560	160-200	Изометричные и радиально-лучистые агрегаты зерен, как правило, вокруг зерен ильменита
Гематит	40-400	90-180	Тонкие каемки буроватого цвета вокруг магнетита; изредка наблюдается в виде уплотненных округлых образований; В иммерсии - отчетливые внутренние рефлексы вишнево-красного цвета
Мушкетовит	360-400	170-180	Октаэдрические кристаллы по первичному гематиту (Лебедев, 1965)
Ангидрит	72-425	170-180	Удлиненные призматические зерна со спайностью в двух направлениях; отмечен Набоко в скв. Р-1 и Розниковой в скв. К-21 (Набоко и др., 1965)
Апатит	50-520	80-200	Тонкопризматические, бочонковидные кристаллы
Гейландит	100-200	120-130	Тонкопластинчатые кристаллики в ассоциации с глинистыми минералами в порах, $N_g = 1,498-1,504$, $N_p = 1,400-1,490$
Морденит	4-320	80-160	Тонкоигольчатые спутанно-волокнистые агрегаты белого цвета, $N_g = 1,475$, $N_g - N_p = 0,002$, погасание прямое, $l^* + s^*$, рентген № 5/66 (см. табл. 35)
Нонтронит	70-350	80-170	Параллельно-волокнистые агрегаты светло-зеленого цвета, $N' = 1,550$
Серицит	?	?	Микрочешуйчатый, с прямым погасанием, развит интенсивно по зонам разломов
Кристобалит	230-?	?	Черепитчатые, иногда псевдогексагональные зерна с полисентрическим двойникованием, без спайности, оптически отрицательный, $N \ll 1,54$, отмечен А.П. Розниковой в скв. К-20 (Набоко и др., 1965)

Таблица I (продолжение)

1	2	3	4
Тридимит	15-?	?	Пластинчатые кристаллы, часто образующие тройниковые сростки, бесцветный, с низким двупреломлением, угол между пластинками тройников равен 30° , I "-", погасание прямое, $+2V = 40-45$, развит в пустотах и трещинках
Анаказ	250-350	170-180	Бипирамидальные кристаллы и тонкокристаллические агрегаты черного цвета вокруг ильменита (Лебедев, 1965)
Брукит	250-350	170-180	Изометричные и таблитчатые кристаллы черного цвета в сростании с рутилом (Лебедев, 1965)
Рутил	40-350	90-180	Тончайшие игольчатые кристаллы в ассоциации с лейкоксенизированным ильменитом (Лебедев, 1965)
Пренит	110-370	140-180	Розетковидные кристаллы, сферолиты, друзы и прожилки серовато-зеленого цвета, $N_g = 1,649-1,654$, $N_p = 1,618-1,621$, $+2V = 39-68$ (Русинов, 1965)
Эпидот	40-820	120-200	Мелкие призмочки и изометричные зерна фисташково-зеленого цвета, плеохроичные, $-2V = 77-82$, $N_g-N_p = 0,030$ (Русинов, 1965, Набоко и др., 1965)
Анальцим	90-340	60-145	Мелкие кристаллы кубического габитуса в порах в ассоциации с морденитом, изотропный, № 1, 480
Гидромусковит	150-410	140-180	Среднечешуйчатые бесцветные образования по стеклу, очень редко по цветному
Гипс	150-620	160-180	Мелкие таблички белого цвета часто в ассоциации с ангидритом (Набоко и др., 1965)
Анкерит	?	?	Отмечен С.И. Набоко (Набоко и др., 1965)
Опал	0-40	80-100	Волокнистые, изометричной формы образования по плагиоклазам, слабо анизотропные; очень широко развит на поверхности в гейзеритах и илах, отлагающихся в теплых ручьях

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4
Сидерит	?	?	Отмечен С.И. Набоко (Набоко и др., 1965), Л.М. Лебедевым (Лебедев, 1965)
Гидробиотит	60-250	90-160	Чешуйчатые образования светло-бурого цвета, слабо плеохроичные, с низким двупреломлением; развит в основном по стеклу.
Вайрацит	250-280	180-190	Друзовые корки на стенках полос-тей, кристаллы размером 0,2-0,6 см, полупрозрачные и водяно-прозрачные, представлены комбинацией тетрагонтриоктаэдра и куба, изотропные, несдвойниковые, $N = 1,498 \pm 0,002$, удельный вес 2,23 (Лебедев, 1965)
Гиролит	?	?	Листоватые сферолитовые агрегаты светло-зеленого цвета в прожилках зоны цеолитизации; совместно с хлоритом и сфеном образует псевдоморфозы по титан-авгиту (Лебедев, 1965)
Шабазит	15-100	100-140	Ромбоэдрические прозрачные, бесцветные кристаллы, $l \text{ "-"}$, $N_g - N_p = 0,005$, погасание прямое
Томсонит	140-320	170-180	Плотные радиально-лучистые агрегаты белого цвета, $N_g = 1,548-1,550$, $N_m = 1,432-1,514$, $N_p = 1,537-1,530$ (Лебедев, 1965), $+2V = 45$ (Набоко и др., 1965)
Десмин	90-120	80-100	Пластинчатые кристаллы коричнево-желтого цвета, $-2V = 0$, $N_g = 1,493$, $N_p = 1,482$, $c:N_p = 0-2$
Эпидесмин	90-120	90-100	Радиально-лучистые, сферические агрегаты в ассоциации с десмином, $N_g = 1,516$
Филлипсит	90-410	90-170	Мелкотаблитчатые кристаллы, $l \text{ "+"}$, $c:N_g = 30-38$, $N_g - N_p = 0,007-0,008$ (Набоко и др., 1965)
Гмеллинит	100-120	120-125	Мелкие кристаллы ромбоэдрического габитуса с низким двупреломлением

Таблица I (окончание)

1	2	3	4
Сколецит	8-90	70-110	Призматические бесцветные кристаллики, l "-", оптически отрицательные $N_g - N_p = 0,008$, $N = 1,512$ (Набоко и др., 1965)
Актинолит	108-?	?	Игольчатые, сноповидные агрегаты слабо-зеленоватого цвета с низким двупреломлением, $c: N_g = 9$, $N_g - N_p = 0,012$, погасание "отрицательное", l "+", двусный, оптически отрицательный
Алунит	0-20	40-80	Мелкозернистые кристаллы неправильной и квадратной формы развиты в трещинках по плагиоклазу и в пустотах (скв. К-21); обычен в приповерхностной зоне термальных полей (зона сульфатных растворов)
Халькопирит	?	?	Эмульсионная вкрапленность в пирите (Лебедев, 1965)
Сфалерит	?	?	Мельчайшие (0,01-0,02 мм) неправильных очертаний выделения в массе мелкозернистого пирита (Лебедев, 1965)
Датолит	?	?	Мелкозернистый агрегат зеленовато-серого цвета, $N_g = 1,667-1,670$, $N_m = 1,652-1,654$, $N_p = 1,628-1,630$; выполняет мелкие полости (Лебедев, 1965)
Флюорит	?	?	Обнаружен С.Ф. Главатских в шлифе псефитовых туфов

Примечание. 1. Определение показателей преломления проводилось в иммерсионных жидкостях с точностью до $\pm 0,002$.

2. Температуры даны по замерам в состоявшихся скважинах.

3. Минералы расположены в порядке уменьшения встречаемости в кернах.

Таблица II

Характер замещения минералов и основной массы пород в зоне аргиллизации и цеолитизации (8-311 м)

Алевропелитовые туфы дагита	Псефитовый туф дагита				
	основная масса	пироксен (авгит)	кварц	роговая обманка	плагиоклаз
Развивается светло-зеленый монтмориллонит, сноповидный морденит, реже анальцит (преимущественно в пустотах)	Замещена светло-зеленым монтмориллонитом, кварцем, кальцитом	Выщелачивается и замещается светло-зеленым монтмориллонитом	Без изменения	Без изменения	Замещен бесцветным или золотисто-желтым монтмориллонитом (Ng = 1,515, Np = 1,507), кальцитом

Таблица II (окончание)

Алевропелитовые туфы дагита	Пемзовый туф		Обломки андезитов		
	стекло	плагиоклаз	авгит	основная масса	плагиоклаз
Развивается светло-зеленый монтмориллонит, сноповидный морденит, реже анальцит (преимущественно в пустотах)	Замещен по светло-зеленым монтмориллонитом, анальцитом в порах	Свежий	Замещен монтмориллонитом	Замещен монтмориллонитом; кальцит, анальцит в трещинах	Деанортитизация

Таблица III

Характер замещения минералов-вкрапленников и основной массы пород в зоне цеолитизации и фельдшпатизации

Основная масса	Обломки дацитового состава			Обломки андезитового состава		
	пироксен	плагиоклаз	роговая обманка	основная масса	пироксен	плагиоклаз
Замещена ломон-титом: мелко-зернистым квар-цем и изредка встречается сфен	Выщелачивание, замещение каль-цитом, ломон-титом, хлори-том	Выщелачивание, замещение аду-ляром, монт-мориллонитом, реже гидрослю-дой и ломонти-том	Без из-менения	Замещена ломон-титом, монтмо-риллонитом; кар-бонат и мелко-зернистый кварц по стеклу и в прожилках	Замещен каль-цитом, хлю-ритом	Выщелачивание, развита адуляри-зация, ломонтиза-ция, хлоритизация, альбитизация, кар-бонатизация

Таблица IV

Характер замещения минералов-вкрапленников и основной массы в зоне пропилитизации

Обломки андезитового состава			Обломки базальтового состава		
основная масса	пироксен	плагиоклаз	основная масса	пироксен	плагиоклаз
Цеолитизация, эпидотизация, хлоритизация	Выщелачивание, хлоритизация, по краям зерен	Выщелачивание, альбитизация, ред-кие кристаллы апа-тита, эпидота	Окварцевание, кар-бонатизация, хлори-зация, пиритиза-ция, ломонтизация по трещинкам	Полностью выщело-чен, хлоритизирован, карбонатизирован	Встречается све-жий, чаще выще-лочен

Таблица V

Гидротермальные минералы, обнаруженные в керне Большебанного месторождения

Минерал	Характеристика минералов
Монтмориллонит	Мелкочешуйчатый агрегат светло-зеленого цвета, $N_g = 1,558$, $N_g - N_p = 0,025$
Кальцит	Ромбоэдрические кристаллы, $N_o = 1,658$, $N_e = 1,487$, удельный вес - 2,65, мелкозернистые агрегаты в прожилках
Хлорит	Зеленый тонко-волокнистый минерал с прямым погасанием, $N' = 1,630$
Ломонит	Призматические кристаллы белого цвета с совершенной спайностью в двух направлениях, $N_g = 1,514$, $N_p = 1,506$; $c:N_g = 36$, рентген № 1006 (см. табл. 32)
Кварц	Мелкозернистый, изометричной формы, тонкопризматический
Адуляр	Скелетное замещение плагиоклаза, водянопрозрачный
Альбит	Замещение плагиоклаза по трещинкам, $N_g = N_p$ Канадского бальзама, $N_p < N_p$ Канадского бальзама, рентген № 12/66 (см. табл. 31)
Эпидот	Таблитчатые кристаллы зеленого цвета $N_p = 1,672$
Пеннин	Зеленый лучистый минерал с низкой интерференционной окраской
Пирит	Мелкие кристаллы латунно-желтого цвета кубического габитуса
Пренит	Радиально-лучистые агрегаты, бесцветные с высокой интерференционной окраской, $N_g - N_p = 0,030$
Серицит	Мелкие бесцветные чешуйки по плагиоклазу, $N_g - N_p = 0,030$
Гидробиотит	Тонкочешуйчатые новообразования бурого цвета по первичному биотиту
Гидромусковит	Крупные прозрачные чешуйки по цветному минералу в ассоциации с эпидотом
Сфен	Округлые мелкозернистые агрегаты коричневатого цвета с точечной интерференцией высшего порядка
Лейкоксен	Комковатые агрегаты белесого цвета по ильмениту
Анальцим	Мелкие прозрачные кристаллы кубического габитуса, изотропный, $N = 1,480$

Таблица V (окончание)

Минерал	Характеристика минералов
Апатит	Длинно-призматические и бочонковидные кристаллы, бесцветные и слабо-зеленоватые
Шабазит	Таблитчатый, по плагиоклазу и в трещинках, $l''-''$, $c:Np = 0, + 2V = 40, Ng-Np = 0,005-0,006$
Эпистильбит (?)	Игольчатый, тонкопризматический
Десмин	Мелкопластинчатые агрегаты, прозрачные, $l''-''$, $c:Np = 2-5$, светопреломление низкое, $Ng = 1,501 \pm 0,002$, $Np = 1,491 \pm 0,002$, $Ng-Np = 0,010$
Флюорит	Мелкокристаллический октаэдрического габитуса, прозрачный, изотропный, $N = 1,435$
Ангидрит	Таблитчатые кристаллы белого цвета, удельный вес 2,88, $Ng = 1,615$, $Np = 1,572$
Родохрозит (?)	Тонкоигольчатые кристаллы канифольного цвета
Гематит	Тонкопластинчатые агрегаты бурого цвета по стеклу
Томсонит	Лучистые агрегаты белого цвета, $Ng = b, Ng = 1,528$; $Np = 1,515$
Халькопирит	Сплошные прожилковые агрегаты в ассоциации с пиритом и уплощенные зерна бронзового цвета со следами растворения
Бассанит	Сплошной агрегат слабо-зеленоватого цвета в прожилке, удельный вес - 2,77, погасание прямое, $Ng = 1,615$, $Np = 1,572$
Циркон (?)	Мелко-призматические прозрачные кристаллы

Примечание. 1. Порядок расположения минералов соответствует степени развития их в керне. 2. Показатели двупреломления определены с точностью $\pm 0,002$

Таблица VI

Гидротермальные минералы, обнаруженные в керне Среднепаратунского месторождения

Образец	Характеристика минералов
Кальцит	Мелкозернистые агрегаты, выполняющие прожилки и замещающие стекло и минералы, а также мелкие прозрачные кристаллы ромбоэдрического габитуса в полостях и порах, часто в ассоциации с ломонитом, эпидотом, десмином, $N_o = 1,658$, $N_e = 1,487$
Хлорит	Тонкочешуйчатый агрегат зеленого цвета по стеклу и длиноволокнистый с прямым погасанием по цветным минералам и по трещинкам, $N_m = 1,573 \pm 0,003$
Кварц	Изометрические мелкие зерна по стеклу, гребенчатый в трещинках и порах, тонкопризматические кристаллики горного хрусталя размером 2-3 мм. в пустотках в ассоциации с фишашково-зеленым эпидотом и таблитчатым ломонитом
Эпидот I	Длиннопризматические крупные кристаллы фишашково-зеленого цвета, $N_g = 1,745$, $N_p = 1,721$, $c : N_p = 1-20$ (сильно железистый по Винчеллу, 1956)
Эпидот II	Мелкозернистые агрегаты светло-зеленого цвета. Зерна зачастую изометричной округлой формы развиты по плагиоклазам и стеклу
Ломонит	Таблитчатые и радиально-лучистые, изредка изометричные, кристаллы белого цвета развиты в трещинках, порах, по плагиоклазу и стеклу, $N_g = 1,513$, $N_p = 1,506$, $c : N_g = 20$; рентген № 22/66
Альбит	Скелетные водяно-прозрачные новообразования по плагиоклазу. Светопреломление чуть ниже андезина, двупреломление слабое.
Десмин	Мелкотаблитчатые кристаллы коричневатого цвета, в полостях выщелачивания и в трещинках ассоциирует с кальцитом, $N_g = 1,499$; $N_p = 1,487$, $l \text{ " "}$, $c : N_g = 0-30$
Селаданит	Тонкочешуйчатый агрегат травяно-зеленого цвета развивается по стеклу, изредка по пироксенам
Пренит	Радиально-лучистые агрегаты тонкопризматических кристаллов слабо-желтоватого цвета; встречается в ассоциации с эпидотом и ломонитом в порах и трещинках, $N_g = 1,674$, $N_m = 1,652$, $N_p = 1,642$, $l \text{ " "}$, $c : N_p = 19$

Таблица VI (окончание)

Образец	Характеристика минералов
Гематит	Тонкие пленочки буроватого цвета по зернам пироксенов, иногда вокруг рудного и эпидота; тонкая пигментация гематита наблюдается по ломониту и десмину
Монтмориллонит	Мелкочешуйчатые образования светло-зеленого цвета, плеохроизм слабый, $N_m = 1,559$
Морденит	Тонкоигольчатые паутинообразные агрегаты белого цвета, очень слабо анизотропные, $N_g = 1,475, N_g - N_p = 0,002$
Томсонит	Редкие сноповидные агрегаты тонкопризматических кристаллов белого цвета, $N_g = 1,533, N_p = 1,513, N_g - N_p = 0,020, N_m = b$
Ангидрит	Агрегаты мелких зерен слабо-зеленоватого цвета; спайность совершенная в двух направлениях под углом 90° , $N_g = 1,614, N_p = 1,569, a : N_g = 0-3$; развит в нижних частях разреза на глубине ниже 1000 м
Серцит	Мелкочешуйчатые прозрачные новообразования с сильным двупреломлением развит по плагиоклазу и стеклу
Пирит	Кубические кристаллики и мелкозернистые агрегаты латунно-желтого цвета в прожилках и по породе
Вайрацит	Мелкоагрегатные образования белого цвета, развитые в виде тонких пленочек по трещинкам, $N_g = 1,501, N_p = 1,498, N_g - N_p = 0,003$
Медь самородная	Мелкозернистые и пленочные образования медно-красного цвета в тонких трещинках и порах в ассоциации с эпидотом
Халькопирит	Эмульсионная вкрапленность в мелкозернистом агрегатном пирите
Галенит	Мельчайшие зерна свинцово-серого цвета; отмечен В.В. Петровой

Примечание. 1. Определение показателей преломления проводилось в иммерсионных жидкостях с точностью до $\pm 0,002$. 2. Минералы расположены в порядке уменьшения встречаемости в кернах

Таблица VII

Результаты объемно-весовых измерений экспериментальных образцов (Паужетское месторождение)

Образец	Глубина, режим	Вес, г	Изменение веса, %	Объемный вес, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %
Дацит, обр. 5/0	30 м, А	$\frac{28,3612}{28,3716}$	-0,036	-	-	-
Дацит, обр. 5/0	160 м, В	$\frac{36,0525}{35,2438}$	-2,21	-	$\frac{2,39}{2,49}$	-
Андезитодацит	160 м, Д	$\frac{32,9163}{32,1827}$	-2,23	$\frac{2,29}{2,30}$	$\frac{2,39}{2,45}$	$\frac{4,2}{6,2}$
Андезит, обр. 6/х	160 м, В	$\frac{12,2710}{12,1511}$	-0,98	$\frac{2,65}{2,70}$	$\frac{2,75}{2,80}$	$\frac{3,6}{0,7}$
Андезит, обр. 23/66	"	$\frac{40,2905}{39,6630}$	-1,56	-	-	-
Андезит, обр. 23/66	320 м, С	$\frac{39,6681}{38,9373}$	-1,89	$\frac{2,70}{2,82}$	$\frac{2,79}{2,84}$	$\frac{3,2}{0,7}$
Базальт, обр. 22/66	30 м, А	$\frac{18,6125}{18,5927}$	-1,10	-	-	-
Базальт, обр. 22/66	160 м, В	$\frac{49,2802}{49,1871}$	-0,19	$\frac{2,75}{2,78}$	$\frac{2,80}{2,81}$	$\frac{1,8}{1,1}$
Базальт, обр. 22/66	320 м, С	$\frac{46,9475}{46,8478}$	-0,21	$\frac{2,75}{2,55}$	$\frac{2,80}{2,61}$	$\frac{1,8}{2,3}$
Базальт, обр. КМ-13	160 м, В	$\frac{21,5112}{20,3210}$	-5,53	$\frac{1,91}{1,79}$	$\frac{2,33}{2,01}$	$\frac{18,0}{10,9}$
Обсидиан	"	$\frac{29,4901}{27,4282}$	-7,00	-	-	-
Обсидиан	320 м, С	$\frac{29,0835}{27,2971}$	-6,14	$\frac{2,32}{2,36}$	$\frac{2,33}{2,40}$	$\frac{0,5}{1,7}$
Кальцит (исландский шпат)	160 м, В	$\frac{15,7294}{15,273}$	-0,013	-	-	-
Кальцит мелкозернистый, травленный	"	$\frac{11,6107}{11,5113}$	-0,85	-	-	-

Таблица VII (окончание)

Образец	Глубина, режим	Вес, г	Изменение веса, %	Объемный вес, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %
Кальцит мелкозернистый, нетравленный	"	<u>6,6112</u>	-1,06			
		<u>6,5421</u>				
Микроклин	30 м, А	<u>25,6734</u> 25,6735	без изменения			
Микроклин	160 м, В	<u>10,0201</u> 10,0304	+0,10			
Микроклин	160 м, Д	<u>22,1217</u> 22,1415	+0,09			
Лабрадор	160 м, В	<u>7,5722</u> 7,5692	-0,053			
Лабрадор	160 м, Д	<u>6,7720</u> 6,7641	-0,12			
Альбит	160 м, В	<u>6,7278</u> 6,6681				
Альбит	160 м, Д	<u>5,6402</u> 5,6337				
Альбит	320 м, С	<u>22,6837</u> 22,6624	-0,12			
Пирит неполнопропорционированный	160 м, В	<u>11,2701</u> 11,2832				
Гипс	30 м, А	<u>33,4251</u> 24,4012	-26,99			
Авгит	160 м, В	<u>22,8107</u> 22,7339				
Диспсид	"	<u>18,3600</u> 18,3536				
Экстатит	"	<u>6,5782</u> 6,5782				
Анальцим	160 м, Д	<u>4,4553</u> 5,4568				

Примечание. Здесь и в других аналогичных таблицах - в числителе указаны данные до эксперимента, в знаменателе - после эксперимента; знаки +, - обозначают направленность изменения веса образца

Таблица VIII

Результаты объемно-весовых измерений экспериментальных образцов (Большебанное месторождение)

Образец	Вес, г	Изменение веса, %	Объемный вес, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %
Липарито- лацит	<u>12,1615</u>	-0,46	<u>2,64</u>	<u>2,74</u>	<u>3,7</u>
	12,1057		2,47	2,50	1,2
Базальт, обр. 22/66	<u>25,0141</u>	-0,09	<u>2,75</u>	<u>2,80</u>	<u>1,8</u>
	24,9895		2,76	2,80	2,1
Базальт, обр. 7	<u>7,4048</u>	-0,16	<u>2,16</u>	<u>2,77</u>	<u>22,0</u>
	7,3936		2,15	2,76	22,1
Обсидиан	<u>13,2190</u>	-2,60	<u>2,32</u>	<u>2,33</u>	<u>0,5</u>
	12,8684		2,28	2,40	5,0
Пемза	<u>7,3578</u>	-1,50	<u>0,83</u>		
	7,2462		0,84		
Лабрадор	<u>7,0499</u>	-0,007			
	7,0428				
Альбит	<u>24,7399</u>	+0,018			
	24,7446				
Микроклин	<u>39,9612</u>	+0,014			
	39,9666				
Кварц	<u>10,8061</u>	без изме- нения			
	10,8059				
Кальцит мелкозер- нистый	<u>4,5409</u>	+0,02			
	4,5418				
Диопсид	<u>23,0154</u>	-0,007			
	23,0137				
Роговая об- манка	<u>7,6551</u>	-0,01			
	7,6539				
Экстатит	<u>4,6723</u>	-0,02			
	4,6712				

Таблица IX

Результаты весовых измерений экспериментальных образцов (Среднепаратунское месторождение)

Образец	Вес, г	Изменение веса, %
Пемза	<u>7,3578</u>	-35,40
	4,7520	
Липарит	<u>9,0329</u>	-0,005
	9,0324	
Базальт	<u>2,7384</u>	+0,20
	2,7443	
Обсидиан	<u>8,7247</u>	-0,54
	8,6773	
Кальцит (исландский шпат)	<u>22,1461</u>	+0,005
	22,1474	
Кварц	<u>12,7918</u>	без изменения
	12,7918	
Лабрадор	<u>4,6277</u>	+0,02
	4,6297	
Альбит	<u>6,9758</u>	+0,024
	6,9775	
Микроклин	<u>6,4575</u>	без изменения
	6,4573	
Роговая обманка	<u>6,3083</u>	-0,015
	6,3073	
Анальцит	<u>8,2819</u>	ничтожно мало
	8,2807	

ОГЛАВЛЕНИЕ

	ВВЕДЕНИЕ	3
Часть I	ОБЪЕКТЫ ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РА- БОТ. ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД И ХИМИЗМ ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ	7
Глава I.	Общая характеристика экспериментальных месторождений гидротерм	-
	Паужетское месторождение гидротерм	8
	Большебанное месторождение гидротерм	24
	Среднепаратунское месторождение гидротерм	35
Часть II	ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ	41
Глава II.	Методика экспериментов	-
	Характеристика экспериментальных образцов пород и ми- нералов	46
Глава III.	Эксперименты в природных гидротермальных растворах Эксперименты в хлоридно-натриевых растворах (Паужет- ское месторождение гидротерм)	50
	Изменение экспериментальных образцов пород под воз- действием природных гидротерм натриево-гидрокарбо- нато-хлоридно-сульфатного состава (Большебанное мес- торожение гидротерм)	73
	Изменение экспериментальных образцов пород под воз- действием природных гидротерм натриево-кальциево- хлоридно-сульфатного состава (Среднепаратунское мес- торожение)	80
	Изменение обсидиана под воздействием природных гид- ротермальных растворов	84
Глава IV.	Устойчивость минералов в гидротермальных растворах	90
Глава V.	Характеристика новообразованных минералов и условия современного гидротермального минералообразования . .	102
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	145
	ЛИТЕРАТУРА	148
	ПРИЛОЖЕНИЕ	156

Геннадий Александрович КАРПОВ

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СКВАЖИНАХ**

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом вулканологии Дальневосточного научного центра

Редактор издательства *О.А. Харнас*. Художник *Н.В. Илларионова*
Художественный редактор *С.А. Ливяк*. Технический редактор *Е.К. Полукарлова*

Подписано к печати 6/VIII - 1976 г. Т - 15213. Усл. печ. л. 10,75+вкл.-0,375
Уч.-изд. л. 12,3. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1050 экз.
Тип зак. 1296. Цена 1 р. 20 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 20 к.

1963