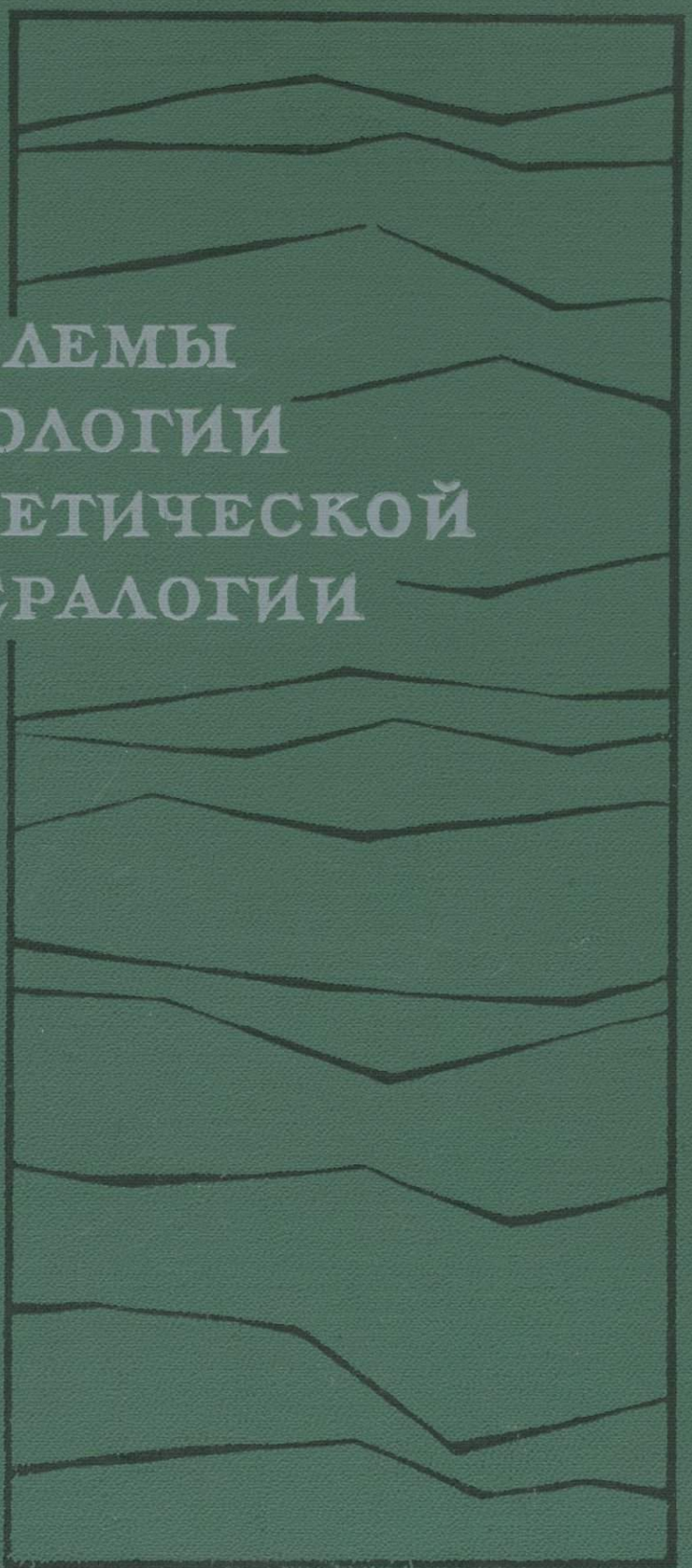
Проблемы петрологии и генетической минералогии



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

SIBERIAN BRANCH

INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

PROBLEMS OF PETROLOGY AND GENETIC MINERALOGY

Sobolev's volume II



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1970

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Том II

Посвящается 60-летию академика В. С. СОБОЛЕВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1970

Библиотека Геологического института Академии Наук Арм. ССР

УДК 552.1 : 549.0

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ. Т. II. ИЗД-ВО «НАУКА», 1970 г.

Сборник включает статьи, посвященные различным аспектам исследования метаморфических процессов, осуществляющихся в самых широких диапазонах изменения $P - T$-параметров. Серия статей касается процессов образования эклогитов и глаукофановых сланцев, вторичной калишпатизации и альбитизации в областях молодого и современного вулканизма Курило-Камчатской зоны. Значительное место отводится вопросам генетической минералогии и кристаллохимии: изучению особенностей химизма и условий образования силикатных минералов, теории изоморфизма в классе силикатов и др. Особый раздел посвящен баро- и термометрическим исследованиям.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик Ю. А. КУЗНЕЦОВ

РЕДКОЛЛЕГИЯ СБОРНИКА:

Н. Л. ДОБРЕЦОВ (ученый секретарь),
Ю. А. ДОЛГОВ, А. М. ДЫМКИН, В. В. ЗОЛОТУХИН, В. П. КОСТЮК,
Ю. А. КУЗНЕЦОВ, Г. В. ПИНУС, В. В. ХЛЕСТОВ

2-9-2
431-69(II)

I.

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ГОЛУБЫХ СЛАНЦЕВ ИЗ СЕРПЕНТИНИТОВ В КАЛИФОРНИЙСКИХ БЕРЕГОВЫХ ХРЕБТАХ И ДИСКУССИЯ О ТЕКТОНИКЕ ГОЛУБЫХ СЛАНЦЕВ

У. Г. ЭРНСТ

Институт геофизики и планетарной физики Калифорнийского университета, Лос-Анжелес, США

ВВЕДЕНИЕ

Пожалуй, теперь признано широкое распространение специфических низкотемпературных метаморфических толщ; составляющие их типы пород известны в собирательном смысле как глаукофановые сланцы, хотя они включают также другие минеральные ассоциации, не характеризующиеся присутствием натровых амфиболов. Типичные глаукофан-сланцевые толщи локализованы на окаймлении континентов или расположены вдоль островных дуг, в любом случае приурочены к линейным подвижным поясам, как продемонстрировано, например, Ван дер Пласом (Van der Plas, 1959), Миаширо (Miyashiro, 1961) и Добрецовым и др. (1966). Почти в каждой такой толще исходные породы классифицируются как эвгеосинклинальные, и первоначально они состояли главным образом из основных вулканических пород, обломочных осадков «первого цикла» и подчиненных кремнистых пород. Серпентинизированные ультраосновные породы являются единственными типами плутонов, которые встречаются в таких толщах; преимущественно это «холодные» или альпинотипные интрузии, содержащие включения глаукофановых сланцев, амфиболитов и эклогитов. Замечательно также, что в каждой действительно хорошо изученной глаукофан-сланцевой толще тектоническое уменьшение ширины выходов в плане и утолщение хорошо фиксируются благодаря детальному картированию надвигов, часто покровных — например, в Альпах, Северной Калифорнии, на о-ве Сикоку, Целебес (Сулавеси), в Новой Каледонии, Венесуэле и т. д.; многие такие пояса обнаруживают также следы больших сдвигово-сбросовых движений.

Генезис этих интересных метаморфических пород объясняется различными авторами либо специальными физическими условиями (Barth et al., 1939; Miyashiro, Banno, 1958), либо метасоматозом (Taliaferro, 1943; Korzhinskii, 1959). Большое значение имеет факт, что многие глаукофановые сланцы обладают валовым составом, неотличимым от состава базальтов, граувакк и кремнистых, чередующихся с лавами осад-

ков, и подобным составу более обычных метаморфических пород, таких как зеленые сланцы, амфиболиты, слюдяные сланцы и т. д. (Ernst, 1963_1). По крайней мере для этих глаукофановых сланцев, где метасоматоз можно скинуть со счета, особые физические условия (условия глаукофан-сланцевой или голубосланцевой фации) кажутся необходимыми, чтобы объяснить специфическую минералогию — с фазовыми ассоциациями, обнаруживающими тесное приближение к химическому равновесию. Диагностические минералы и ассоциации включают жадеитовый пироксен + кварц (De Roever, 1955; Bloxam, 1956, 1959, 1960; Seki, 1960; McKee, 1962_1; Lorenzoni, 1963; Coleman, 1965), метаморфический арагонит (Coleman, Lee, 1962; McKee, 1962_2; Ernst, 1965), лавсонит+ + кварц (De Roever, 1947; Seki, 1958; Coleman, Lee, 1963; Ghent, 1965; Bearth, 1966), глаукофан (Ernst, 1963_3) и ассоциации натрового амфибола с кальций-алюминиевым силикатом или полиморфами $CaCO_3$ (Ernst, 1963_1). Экспериментальное изучение фазовых равновесий парагенезисов жадеит ± кварц (Robertson et al., 1957; Birch, Le Comte, 1960), арагонита (Jamieson, 1953; Clark, 1957), лавсонит ± кварц (Newton, Kennedy, 1963; Crawford, Fyfe, 1965) и полиморфизма натровых амфиболов (Ernst, 1963_3) показывает, что для стабилизации этих минералов требуются высокие давления и относительно низкие температуры. Глаукофан *сам по себе* может, понятно, кристаллизоваться при низких давлениях даже при высоких температурах в породах, валовой состав которых обогащен Na и Mg относительно Al и дефицитен в отношении Ca, что продемонстрировано экспериментальным синтезом (Ernst, 1961). Однако в этой ситуации следует ожидать появления полиморфной модификации «глаукофан I», имеющей большой молярный объем, и, как установлено, эта разновидность не обнаружена в природе. Таким образом, мы можем заключить вслед за Миаширо (Miyashiro, 1961), что высокие давления и низкие температуры характеризуют метаморфические пояса голубосланцевой фации.

Основываясь на изотопном фракционировании кислорода в сосуществующих минералах, которое является функцией температуры, но не зависит от давления, и учитывая экспериментально определенные P—T-кривые приведенных выше фазовых равновесий, Эрнст и Секи (Ernst, Seki, 1967, рис. 1) продемонстрировали, что физические условия голубосланцевой фации метаморфизма пород, обнажающихся теперь in situ в Береговых хребтах Калифорнии, приблизительно 200—300° С и 6,5—8 *кбар* общего давления. Эти авторы определили также, что перекристаллизация внешнего метаморфического пояса Японии, соответствующая промежуточным условиям голубосланцевой — зеленосланцевой фации, происходила при температурах порядка 250—400° С и давлениях 5—7 *кбар*. Если общее давление, сопровождающее метаморфизм, было существенно литостатическим, то соответствующая глубина метаморфизма в Калифорнии и Японии для ныне наблюдаемой прогрессивно-метаморфической последовательности будет 18—22 и 14—20 *км* соответственно. Ранее (Ernst, 1965, стр. 909) были обсуждены трудности, связанные с представлениями о тектонических сверхдавлениях (перегрузках), т. е. давлениях, которые значительно превосходят давление нагрузки. В основном две независимые линии доказательств аргументируют против таких сверхдавлений: 1) наблюдаемые сопротивления (strengths) кристаллов в деформируемой области континентальной коры менее 100 *бар*, 2) экспериментально определенные сопротивления минералов и пород незначительны при условиях геологически приемлемой скорости нагрузки и (или) в присутствии водного флюида. Другие глаукофан-сланцевые толщи имеют минеральные парагенезисы, подобные таковым в Калифорнии и Японии (Hutton, 1940; De Roever, 1947, 1955; Brouwer, Egeler, 1952; Dengo, 1953; Bearth, 1959; De Roever, Nijhuis, 1963; Coleman,

1967; Landis, Coombs, 1967), так что, вероятно, подобные низкие геотермальные градиенты (порядка 10—12° С/*км*) преобладали во время типичного метаморфического процесса голубосланцевой фации.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Какого рода тектоническая обстановка будет обеспечивать этот Р—Т-режим? В более ранней статье (Ernst, 1965, фиг. 7) для Калифорнийского голубосланцевого пояса было высказано предположение, что осадки и вулканические продукты накапливались до максимальной мощности 25—30 *км* в симатическом желобе (ensimatic trench — глубоководной впадине, заложенной на океаническом основании) у края континента. Было также обращено внимание на существование современных (невыполненных осадками) океанических впадин, примыкающих к глаукофано-сланцевым толщам, например, на всем протяжении Индонезии и вдоль побережья Японии, Вест-Индии и Центральной Америки; пространственная ассоциация оказывается слишком частой, чтобы быть случайной. Новые палеомагнитные доказательства, поддерживающие концепцию о расширении (spreading) морского дна, были представлены Вайном (Vine, 1966), который обнаружил, что интенсивности и полярности (polarities) магнитных аномалий расположены симметрично по сторонам срединноокеанических хребтов. Молодой возраст океанического дна, определенный по стратиграфическим, радиометрическим и палеонтологическим данным (Engel, 1963), высокие тепловые потоки вблизи срединноокеанических хребтов (в среднем 338 единиц = 1,82 $\mu кал/см^2$) и низкие тепловые потоки в желобах (в среднем 21 единица = 0,99 $\mu кал/см^2$), по сообщению Ли и Уеда (Lee, Uyeda, 1965),— все эти данные предполагают, что конвекционные ячейки (в мантии) непрерывно направлены вверх в средней части глубоководного океанического бассейна и увлекаются вниз вблизи краев континента (Hess, 1962, 1965; Dietz, 1963, 1966). Сжатие и латеральное «волочение» (drag) океанической коры вблизи краев континента может привести к образованию структурного желоба в океанической коре, который, возможно, будет заполняться обломками с континента так же быстро, как он был заложен. Вследствие взаимодействия между конвекционной ячейкой в мантии (плюс перекрывающая, но пассивная океаническая кора) и континентальной плитой движения вдоль зоны смятия, наклоненной под углами 30—45°, будут служить причиной утолщения эвгеосинклинальной призмы и ее базальтового основания благодаря «задавливанию» континентальной плитой. Видимо, относительно холодный материал вовлекается на значительную глубину, тектонически утолщается и нагружается перекрывающей сиалической корой, что объясняет высокое литостатическое давление и низкие температуры. Быстрота и неустойчивость этого процесса объясняются тем, что резкая (сильная) деформация внезапно прекращает локальную перекристаллизацию, пока нормальный геотермический режим не будет установлен.

Гипотетические взаимоотношения этой тектонической модели иллюстрируются рис. 1, который показывает, как могут быть понижены изотермы во время метаморфизма, чтобы обеспечить подходящие Р—Т-условия. Это не означает, что такая тектоническая модель объясняет все характерные черты различных поясов голубых сланцев; очевидно, в определенных аспектах каждый из них отличается от других. Рис. 1 иллюстрирует схематическую тектоническую структуру (каркас), общие особенности этих специфических толщ [1].

[1] После представления этой статьи мое внимание было привлечено к тому (И. Секи, личное сообщение), что А. Миаширо раньше предложил подобную тектоническую модель в своей книге: *A. Miyashiro.* «Metamorphic rocks and metamorphic belts». Tokyo, Jwanami Publ. Co., p. 414 (японск.).

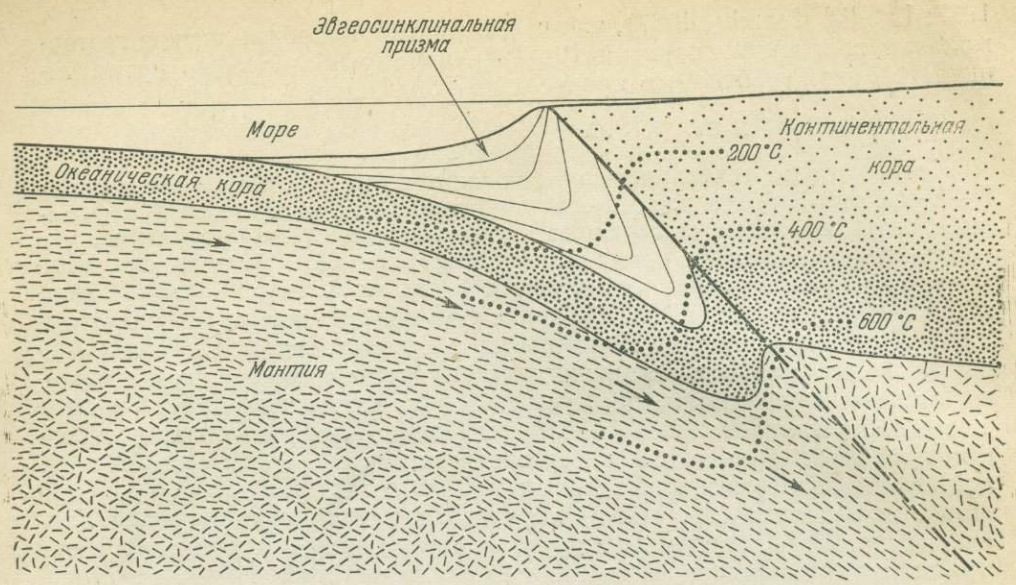


Рис. 1. Пробная (предварительная) модель для погруженного, выполненного осадками эксиматического трога на краю континента. Предполагается экстенсивная перекристаллизация на большой глубине. Изотермы понижены в осевой части тектонически утолщенной эвгеосинклинальной призмы. Взаимоотношения между изотермами и глубиной согласуются с оценками *P—T*-условий, достигнутых при метаморфизме фации голубых сланцев (Ernst, Seki, 1967)

Можно ожидать, что глаукофановые сланцы и связанные с ними метаморфические породы образуются в деформированной осадочной (плюс вулканические породы) массе, где изотермы были очень сильно понижены.

Подстилающий базальтовый субстрат также будет подвержен высоким давлениям при умеренной температуре, и вблизи поверхности мантии могут образоваться эклогитовые породы. По направлению к краям трога, где утолщение будет меньше, будут образовываться более обычные типы метаморфических пород — как в симатическом троге, так и в океанической коре. Вследствие отклонения от изостатического баланса флуктуации в интенсивности и (или) в направлении конвекционных течений в верхней мантии, возможно, будут причиной сглаживания (уничтожения) трога и, соответственно, быстрого подъема. Гидратация материала мантии будет происходить главным образом в эту стадию вследствие поступления флюидов через зону, где мантия и кора сдвоены (надвинуты). Частично серпентинизированные ранее образованные плутоны низкой плотности будут в виде диапиров интрудировать в деформированную эвгеосинклинальную толщу, вынося тектонические включения основания и материала коры.

Остальная часть этой статьи посвящена минералогии и химизму шести таких включений, ассоциирующих с серпентинитами Калифорнийских Береговых хребтов. Все эти тектонические включения являются голубыми сланцами, так что представляет некоторый интерес определить, могли ли они перекристаллизовываться при обычной совокупности физических условий и каков механизм распределения элементов (равновесный или нет). Обнаруживают ли эти включения отличия от сланцев, обнажающихся in situ в той же самой толще, можно будет ответить только после дальнейшей работы.

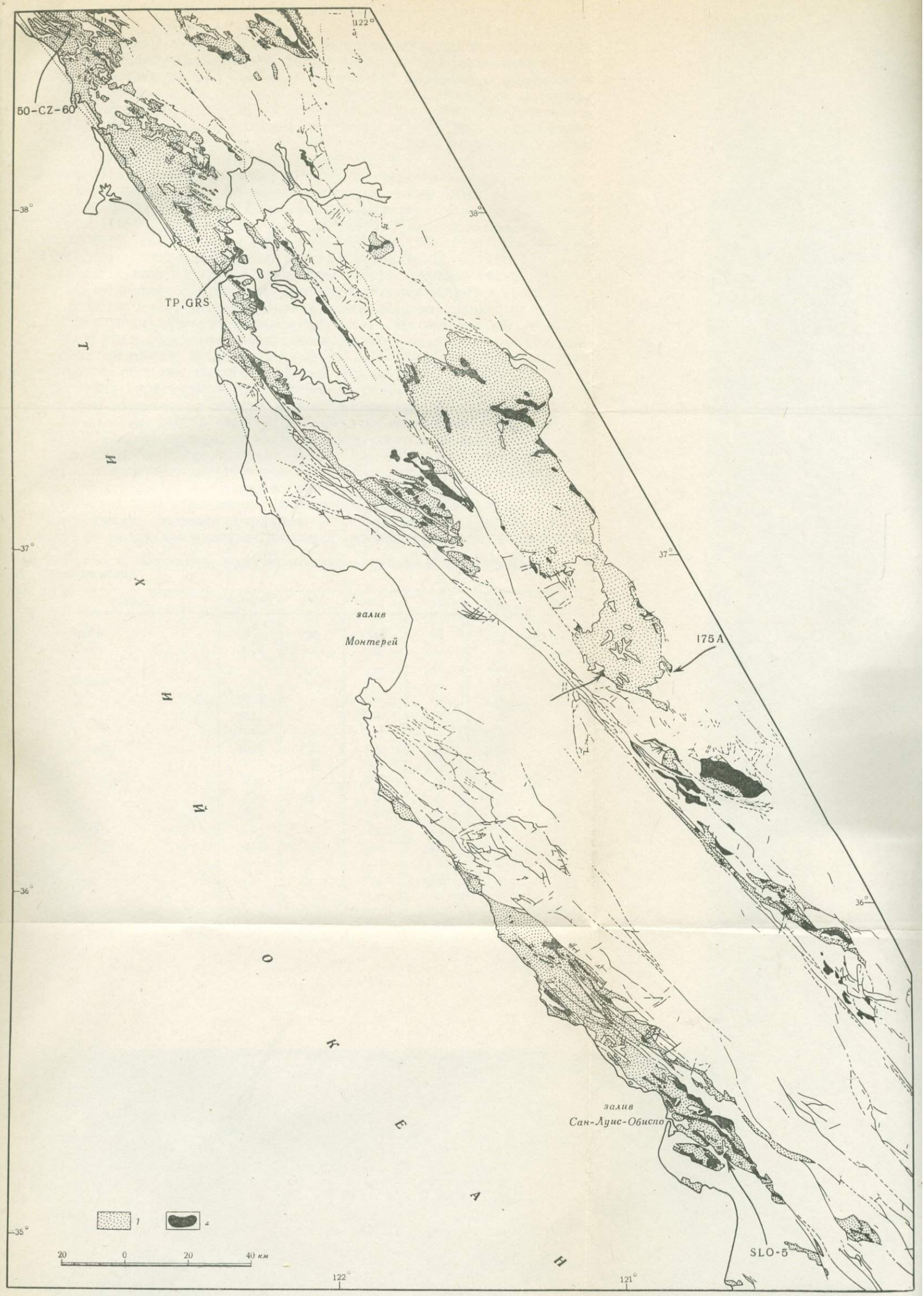


Рис. 2. Местонахождение исследованных тектонических включений в Калифорнийских Береговых хребтах (упрощенная геология — на основе серии карт масштаба 1 : 250 000 Калифорнийского горного управления)

1 — сланцы францисканской группы; *2* — серпентиниты

ПЕТРОГРАФИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Метаморфизм фации голубых сланцев в Калифорнии приурочен к породам францисканской группы. Детальные описания региональной геологии и метаморфизма имеются в работах Талиаферро (Taliaferro, 1943), Коулмена и Ли (Coleman, Lee, 1963), Бэйли (Bailey et al., 1964), Эрнста (Ernst, 1965) и не будут обсуждаться здесь. Минералогические и химические данные представлены для шести включений в калифорнийских серпентинитах. Обр. № 50-CZ-60 — из Казадеро; информация о нем собрана и опубликована Ли и др. (Lee et al., 1966). Все другие данные — новые. Образцы под номерами TP и GRS представляют собой различные включения из тех же серпентинитов, обнажающихся на п-ове Тибурон. Обр. № 159 и 175A были собраны из ультраосновных тел вблизи Паноче Пасс (Panoche Pass) и Литтл Паноче Пасс соответственно. Обр. SLO-5 был найден в подобном плутоне вблизи Сан Луис Обиспо (San Luis Obispo). Местонахождения исследованных пород указаны на рис. 2, который отражает широкое площадное распространение таких тектонических обломков; однако они редко встречаются погруженными непосредственно в серпентиниты. Включения сконцентрированы в результате эрозии в топографически пониженных местах. Их первоначальное включение в ультраосновных телах обычно обнаруживается благодаря присутствию оторочек актинолита±хлорита или талька, которые частично облекают обломки голубых сланцев. Кроме того, эти тектонические включения характеризуются значительно более крупнозернистым обликом, чем волокнистые сланцы, метаморфизованные in situ.

Модальный состав шести тектонических включений представлен в табл. 1. Породы листоваты (foliated), и некоторые из них обнаруживают заметную неоднородность по составу, так что микрометрический анализ дает в лучшем случае полуколичественное представление о валовом составе пород. Но это неважно для настоящего изучения, потому что присутствие фаз и их состав, а не пропорции являются интенсивными переменными, которые отражают $P-T$-условия рекристаллизации. Судя по модальному составу, большинство образцов достаточно близки

Таблица 1. **Модальный состав тектонических включений из калифорнийских серпентинитов**

Состав	50-CZ-60	TP	GRS	159	175A	SLO-5
Глаукофан	16,7	91	23	69	54	58
Актинолит	20,7	—	32	—	—	—
Лавсонит	—	—	—	12	Сл.	35
Пумпеллиит	0,1	—	—	—	—	—
Эпидот	19,9	—	—	—	18	—
Гранат	11,2	—	—	2	4	1
Эгирин	—	—	—	—	Сл.	—
Белая слюда	16,3	5	16	3	13	1
Хлорит	7,4	3	11	5	5	Сл.
Стильпномелан	Сл.	—	Сл.	1	—	—
Сфен	7,1	1	6	8	5	4
Рутил	0,1	—	—	—	—	—
Арагонит	—	—	12	—	1	—
Апатит	0,5	—	—	Сл.	—	—
Пирит	—	—	—	—	Сл.	—
Магнетит	—	Сл.	Сл.	Сл.	»	1
Кварц	—	—	—	—	—	Сл.
Число шлифов	4	1	4	1	2	1

к метабазальтам или представляют основные породы, несколько недосыщенные SiO_2; ни один из образцов не содержит плагиоклаза, и только один содержит следы свободного кварца. Отношение Na/Ca в этих породах различается значительно, как указывают сильные колебания в содержании Na-амфиболов и Ca-содержащих фаз. Среди образцов, собранных для исследования, петрографические доказательства химического неравновесия отсутствовали, исключая единичные случаи.

Обр. 50-CZ-60. Ли и др. (Lee et al., 1966) описали эту породу как содержащую порфиробластический гранат до 1,5 *мм* в диаметре, погруженный в игольчатую основную массу из актинолита, глаукофана и белой слюды. Два амфибола образуют цельные индивидуальные призмы длиной несколько десятков миллиметров или неправильные сростки. По крайней мере часть хлорита замещает гранат и некоторые призмы актинолита; тонкозернистый пумпеллиит псевдоморфно замещает эпидот вблизи жил.

Обр. TP. Это очень тонкозернистый, сильно листоватый с линейной ориентировкой сланец, со средним размером иглоподобных кристаллов глаукофана приблизительно 0,02×0,11 *мм*. Подчиненное количество чешуек хлорита и белой слюды подчеркивает листоватость, редкие зерна сфена рассеяны в образце. Зональность минералов и структуры замещения в целом отсутствуют.

Обр. GRS. Переслаивающиеся пластинки и пластинчатые агрегаты белой слюды и хлорита, лежащие в плоскости сланцеватости, имеют размер зерен 0,1×0,3 *мм*. Актинолит и арагонит образуют большие гипидиоморфные зерна, размером примерно 1×2 *мм*. Призмы актинолита обнаруживают лоскутные (раздерганные) ограничения и частичное замещение тонкозернистым голубым амфиболом; однако индивидуальные вытянутые иглы актинолита и глаукофана в основной массе (в среднем 0,02×0,12 *мм*) ассоциируют в отчетливом структурном равновесии. Обычное нахождение сфена, особенно в актинолитовых порфиробластах, предполагает первоначальное присутствие до перекристаллизации титанистого кальциевого амфибола.

Обр. 159. За исключением редких эвгедральных зерен граната диаметром до 0,6 *мм*, эта порода представляет равномернозернистый полосчатый (листоватый) сланец, состоящий преимущественно из амфибола; длина зерен от ~0,04 до 0,15 *мм*. Гранаты превращены в хлорит вдоль трещин и по краям зерен; неправильные пучки и жилки стильпномелана также указывают на незначительное более позднее замещение и, возможно, окисление.

Обр. 175A. Этот сланец содержит редкие округлые скопления пирита диаметром до 0,5 *мм* и несколько более обычные порфиробласты граната диаметром 1,0 *мм*. Эти фазы погружены в среднезернистую гипидиоморфнозернистую массу глаукофана, эпидота, белой слюды и хлорита при среднем размере зерен около 0,3 *мм*. Гранаты обнаруживают частичное замещение хлоритом, а эпидот является зональным — от безжелезистого ядра к обогащенной железом кайме.

Обр. SLO-5. Расположенные примерно цепочками, таблитчатые кристаллы лавсонита (средний размер около 0,1×0,3 *мм*) погружены в основную массу почти чистого глаукофана и сфена. Голубой амфибол иглоподобный, ориентирован в плоскости слоистости, и размер его зерен колеблется от 0,02×0,15 до 0,2×1,2 *мм*. Изолированные идиоморфные зерна граната и магнетита диаметром до 0,4 *мм* также присутствуют в этой породе. Никаких доказательств зональности зерен или замещения в минералах не отмечено.

Из приведенного описания видно, что хотя химическое равновесие между амфиболами, слоистыми силикатами и сфеном, возможно, достигается, эпидот и гранаты не участвуют полностью в равновесии, на

что указывает их зональность и структуры замещения. Таким образом, изучение распределения элементов должно быть сфокусировано исключительно на обменном равновесии между глаукофаном, актинолитом, белой слюдой и хлоритом.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Химические анализы и атомные количества глаукофана, белой слюды, хлорита и актинолита из обр. № 50-CZ-60 (Lee et al., 1966) представлены в табл. 2. В дополнение к анализам, приведенным в таблице, эти исследователи определили также составы ассоциирующих эпидота, граната, апатита и пумпеллиита. В табл. 3—7 представлены 15 анализов сосуществующих фаз из других тектонических включений. Составы двух белых слюд (обр. TP-2 и GRS-1) были ранее опубликованы Эрнстом (Ernst, 1963_3). Анализы, представленные в табл. 2—7, выполнены весовым методом, исключая обр. № 159- Gl, 159-Ghl, 159-Ms и SLO-5 Ms. Составы этих последних минералов были определены электронным микроанализатором с использованием графической интерполяции между наиболее сходными по составу стандартами, анализированными весовым методом. Электронный микроанализ не дает пока возможности определить содержание воды или отношение окисного железа к закисному. Если предположить типичное содержание H_2O^+ 2,2, 4,5 и 12,5 вес.% для глаукофана, белой слюды и хлорита соответственно, то для четырех микропроб средняя сумма окислов равна 100±0,6 вес.%. Железо представлено как FeO, но, несомненно, в каждом образце некоторая часть его трехвалентна. Структурные формулы были рассчитаны при разных предположениях (т. е. все железо как Fe^{2+}, все железо как Fe^{3+}, эквивалентные атомные пропорции окисного и закисного ионов), но наиболее удовлетворительное приближение было получено при суммировании катионных пропорций минералов, анализированных весовыми методами, и присваивании среднего отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} пробам на электронном микроанализаторе. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в пяти

Таблица 2. **Составы сосуществующих фаз из обр. 50-CZ-60, Казадеро, Калифорния**

Окислы	Глаукофан	Белая слюда	Хлорит	Актинолит	Координация	Катион	Глаукофан	Белая слюда	Хлорит	Актинолит
SiO_2	55,04	50,24	27,54	54,04	IV	Si	7,796	3,398	2,863	7,787
Al_2O_3	8,98	25,72	18,96	2,79		Al	0,204	0,602	1,137	0,213
TiO_2	0,22	0,27	0,09	0,11						
Fe_2O_3	2,83	0,27	1,22	2,10	VI	Al	1,294	1,449	1,185	0,260
FeO	11,62	3,07	24,36	11,79		Ti	0,024	0,014	0,010	0,012
MgO	9,55	3,69	15,62	14,46		Fe^{3+}	0,301	0,014	0,095	0,228
MnO	0,12	0,01	0,43	0,21		Fe^{2+}	1,375	0,173	2,116	1,420
CaO	3,58	0,00	0,08	10,36		Mg	2,017	0,372	2,428	3,105
BaO	—	1,45	—	—		Mn	0,013	0,000	0,037	0,026
Na_2O	5,50	0,45	0,14	1,52	VI—	Ca	0,545	0,000	0,009	1,598
K_2O	0,05	10,39	0,08	0,09	—VII—	Ba	—	0,039	—	—
H_2O^+	1,99	4,44	11,20	2,02	—XII	Na	1,506	0,059	0,028	0,424
H_2O^-	0,00	0,02	0,06	0,04		K	0,008	0,898	0,010	0,017
F	0,01	0,00	—	—						
Другие составляющие	0,08	0,15	0,25	0,06	Сумма анионов		24	12	18	24
Сумма . .	99,57	100,17	100,03	99,59						

Химик-аналитик В. С. Смит.

Таблица 3. Составы сосуществующих фаз из обр. ТР, п-ов Тибурон, Калифорния

Окислы	Глаукофан, ТР-1	Белая слюда, ТР-2
SiO_2	58,04	50,60
Al_2O_3	10,31	25,19
TiO_2	0,66	0,51
Fe_2O_3	2,89	2,06
FeO	6,12	0,76
MgO	11,71	5,54
MnO	0,07	Сл.
CaO	1,37	0,07
BaO	—	0,008
Na_2O	6,97	0,93
K_2O	0,02	9,36
H_2O^+	1,98	4,42
H_2O^-	0,00	0,32
F	0,02	0,06
CO_2	0,00	—
Другие составляющие	0,01	0,00
Сумма . . .	200,17	99,80
Химик-аналитик	Х. Б. Виик	Х. Асари

Координация	Катион	Глаукофан, ТР-1	Белая слюда, ТР-2
IV	Si	7,880	3,380
	Al	0,120	0,620
VI	Al	1,529	1,363
	Ti	0,068	0,026
	Fe^{3+}	0,295	0,104
	Fe^{2+}	0,695	0,043
	Mg	2,368	0,551
VI—VIII—XII	Mn	0,008	0,000
	Ca	0,199	0,005
	Ba	—	0,000
	Na	1,833	0,120
	K	0,003	0,797
Сумма анионов		24	12

Таблица 4. Составы сосуществующих фаз из обр. GRS, п-ов Тибурон, Калифорния

Окислы	Глаукофан, GRS-4	Глаукофан, исправленный, за вычетом 14,4% актинолита	Белая слюда, GRS-1	Хлорит, GRS-2	Актинолит, GRS-5	Актинолит, исправленный, за вычетом 10,8% глаукофана	Арагонит, GRS-3
SiO_2	56,75	56,80	50,45	30,65	56,18	56,13	3,55
Al_2O_3	7,85	8,45	25,77	17,23	4,65	4,18	0,64
TiO_2	0,32	0,34	0,12	0,09	0,19	0,17	0,06
Fe_2O_3	2,22	2,34	0,99	1,72	1,52	1,41	0,16
FeO	7,63	7,65	1,60	14,11	7,49	7,46	0,55
MgO	12,69	11,85	5,02	23,47	17,01	17,61	0,75
MnO	0,13	0,09	0,05	0,39	0,32	0,35	0,01
CaO	3,66	2,73	0,29	0,54	8,58	9,27	50,76
BaO	—	—	0,32	—	—	—	0,00
SrO	—	—	—	—	—	—	0,64
Na_2O	5,64	6,30	0,56	0,20	2,18	1,64	0,44
K_2O	0,10	0,08	10,11	0,00	0,18	0,19	0,00
H_2O^+	2,05	2,05	4,29	10,82	2,07	2,07	0,55
H_2O^-	0,00	0,00	0,09	1,24	0,05	0,05	0,00
F	0,03	0,03	0,00	0,01	0,04	0,04	—
CO_2	0,00	0,00	—	0,00	0,00	0,00	41,37
Другие составляющие:	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,39
Сумма	99,07	98,71	99,70	100,47	100,46	100,57	99,87
Химик-аналитик	Х. Б. Виик		С. О. Ингамелс	Х. Б. Виик			Х. Б. Виик, П. О. Стаммер

Таблица 4 (окончание)

Координация	Катион	Глаукофан, GRS-4	Белая слюда, GRS-1	Хлорит, GRS-2	Актинолит, GRS-5	Арагонит, GRS-3
IV	Si	7,922	3,383	3,029	7,782	—
	Al	0,078	0,617	0,971	0,218	—
VI	Al	1,311	1,419	1,035	0,465	—
	Ti	0,036	0,006	0,007	0,017	—
	Fe^{3+}	0,245	0,050	0,128	0,147	0,009
	Fe^{2+}	0,892	0,090	1,166	0,864	0,033
	Mg	2,462	0,501	3,455	3,637	0,079
VI—VIII—XII	Mn	0,011	0,003	0,033	0,041	0,000
	Ca	0,408	0,021	0,057	1,376	3,848
	Ba	—	0,008	—	—	0,000
	Sr	—	—	—	—	0,026
	Na	1,702	0,073	0,039	0,440	—
	K	0,014	0,865	0,00	0,033	—
Сумма анионов		24	12	18	24	12

Таблица 5. **Составы сосуществующих фаз из обр. 159, Паноче Пасс, Калифорния**

Окислы	Глаукофан, 159-Gl	Белая слюда, 159-Ms	Хлорит, 159-Chl
SiO_2	54,98	51,69	28,80
Al_2O_3	11,00	26,41	17,23
TiO_2	0,12	0,25	0,12
FeO*	16,01	3,53	24,74
MgO	8,35	3,42	15,47
MnO	0,09	0,02	0,48
CaO	1,63	0,06	0,04
Na_2O	5,99	0,25	0,05
K_2O	0,03	10,19	0,03
Сумма . .	98,20	95,82	86,96

Химик-аналитик У. Г. Эрнст.

Координация	Катион	Глаукофан, 159-Gl	Белая слюда, 159-Ms	Хлорит, 159-Chl
IV	Si	7,688	3,427	3,028
	Al	0,312	0,573	0,972
VI	Al	1,500	1,490	1,162
	Ti	0,013	0,012	0,009
	Fe^{3+}	0,401	0,082	0,149
	Fe^{2+}	1,470	0,114	2,026
	Mg	1,739	0,338	2,423
VI—VIII—XII	Mn	0,011	0,001	0,043
	Ca	0,244	0,004	0,004
	Na	1,622	0,032	0,008
	K	0,005	0,862	0,004
Сумма анионов		24	12	18

* Все железо принято как закисное; для оценки отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} см. текст.

условных «опорных» анализах глаукофана равно 0,273, в четырех белых слюдах — 0,720 и в трех хлоритах — 0,0734.

Все шесть изученных натровых амфибола являются собственно глаукофанами, по терминологии, использованной Миаширо (Miyashiro, 1957); отношение $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ в анализированных образцах колеблется от 0,227 в обр. TP-1 до 0,484 в обр. SLO-5Gl и отношение $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al^{VI}$ — от 0,084 в обр. SLO-5Gl до 0,261 в обр. 175A-Gl.

Два кальциевых амфибола имеют составы, промежуточные между актинолитом и сине-зеленой роговой обманкой: см. например, пределы,

Таблица 6. **Составы сосуществующих фаз из обр. 175A, Литтл Паноче Пасс, Калифорния**

Окислы	Глаукофан, 175A-Gl	Белая слюда, 175A-Ms	Белая слюда, исправленная, за вычетом 3,3% арагонита	Хлорит, 175A-Chl
SiO_2	55,19	47,49	49,10	27,95
Al_2O_3	9,94	25,40	26,26	19,84
TiO_2	0,11	0,54	0,56	0,16
Fe_2O_3	4,63	2,32	2,40	1,77
FeO	9,21	1,67	1,73	18,84
MgO	9,75	3,39	3,51	18,67
MnO	0,16	0,03	0,03	0,52
CaO	1,69	1,96	0,10	0,49
Na_2O	6,57	0,71	0,73	0,18
K_2O	0,19	9,81	10,14	0,23
H_2O^+	2,19	3,99	4,13	10,07
H_2O^-	0,32	0,73	0,75	0,69
CO_2	—	1,47	0,00	—
Другие составляющие	0,04	0,06	0,06	0,02
Сумма	99,99	99,57	99,50	99,43

Химик-аналитик С. Имаи

Координация	Катион	Глаукофан, 175A-Gl	Белая слюда, 175A-Ms	Хлорит, 175A-Chl
IV	Si	7,741	3,330	2,835
	Al	0,259	0,670	1,165
VI	Al	1,384	1,429	1,206
	Ti	0,012	0,029	0,012
	Fe^{3+}	0,489	0,123	0,135
	Fe^{2+}	1,080	0,098	1,597
	Mg	2,037	0,355	2,820
VI—VIII—XII	Mn	0,019	0,002	0,044
	Ca	0,254	0,007	0,053
	Na	1,785	0,096	0,035
	K	0,034	0,877	0,030
Сумма анионов		24	12	18

Таблица 7. **Составы сосуществующих фаз из обр. SLO-5, Сан Луис Обиспо, Калифорния**

Окислы	Глаукофан, SLO-5 Gl	Белая слюда, SLO-5 Ms
SiO_2	55,36	52,89
Al_2O_3	12,16	25,41
TiO_2	0,45	0,11
Fe_2O_3	1,56	—
FeO	12,11	2,62*
MgO	7,23	3,80
MnO	0,16	0,05
CaO	1,02	0,02
Na_2O	6,75	0,26
K_2O	0,15	11,01
H_2O^+	2,34	—
H_2O^-	0,29	—
Другие составляющие	0,32	—
Сумма . . .	99,90	96,17
Химик-аналитик	С. Имаи	У. Г. Эрнст

Координация	Катион	Глаукофан, SLO-5Gl	Белая слюда SLO-5Ms
IV	Si	7,792	3,494
	Al	0,208	0,506
VI	Al	1,809	1,472
	Ti	0,047	0,006
	Fe^{3+}	0,165	0,060
	Fe^{2+}	1,425	0,084
	Mg	1,516	0,374
VI—VIII—XII	Mn	0,019	0,003
	Ca	0,154	0,002
	Na	1,841	0,033
	K	0,027	0,928
Сумма анионов		24	12

* Все железо принято как закисное; для оценки отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} см. текст.

приведенные Халлимондом (Hallimond, 1943). Они содержат меньше Si и Ca, чем члены серии тремолит-ферротремолит, и более правильно их описывать как Na-Al-актинолиты.

Четыре анализированных хлорита обнаруживают промежуточные значения железистости и отношения Al/Si и являются пикнохлоритами согласно номенклатуре Хея (Hey, 1954).

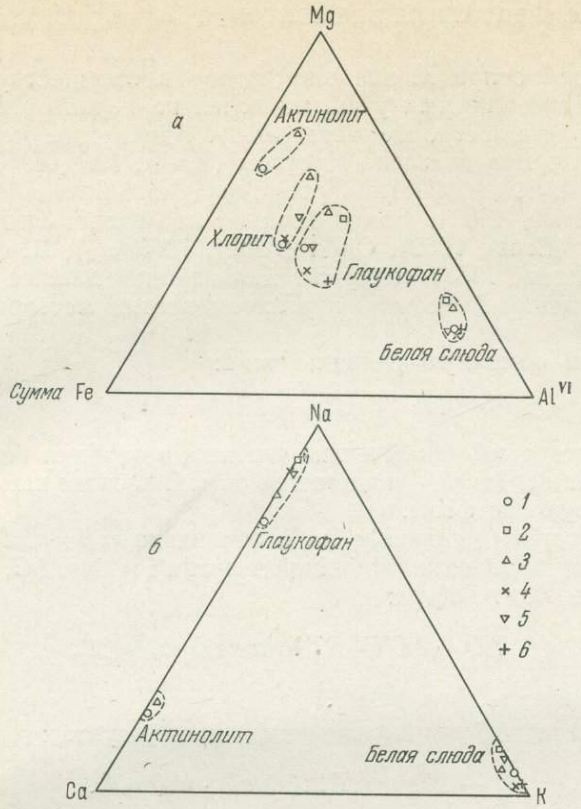


Рис. 3. Соотношения катионов в анализированных сосуществующих минералах из тектонических включений

а — Mg — $Fe_{сум}$—Al^{VI}; *б* — Ca — Na — K. Образцы: *1*—50—CZ-60; *2*—TP; *3*—GRS; *4*—159; *5*—175A; *6* — SLO-5

Шесть исследованных белых слюд имеют высокое содержание Si, низкое Al и несут ощутимые количества железа и магния. Такие слоистые силикаты, известные в собирательном смысле как фенгиты, характерны для низкотемпературных метаморфических пород (Tilley, 1926; Lambert, 1959; Van der Plas, 1959 и др.).

Пропорции Mg, Fe, Al в шестерной координации, Na, Ca и K для анализированных силикатов представлены на рис. 3, который демонстрирует примерно равную общую железистость анализированных минералов, но заметно различные содержания Al^{VI}, характеризующего несколько минеральных групп. В отношении больших катионов указано, что действительный разрыв смесимости между глаукофаном и актинолитом небольшой, а белая слюда — преимущественно калиевая (поскольку Na, Ca и K являются второстепенными составляющими в хлоритах, эти катионные пропорции в хлоритах на рис. 3 не показаны).

Арагонит обр. GRS является относительно чистым кальциевым карбонатом. Mg, Fe и Sr присутствуют только в незначительных количествах. Содержание Si, Al, Na и других компонентов (главным образом P_2O_5) предполагает контаминацию одной или более силикатными фазами, но петрографически в иммерсионном препарате анализированного материала наблюдались только следы белой слюды; никаких включений рентгеновским дифрактометром не было обнаружено. При расчете катионных пропорций в карбонате эти составляющие были игнорированы.

ТЕОРИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Равновесное распределение элементов в сосуществующих фазах было исследовано многими учеными вслед за первой работой Рамберга и Де Вope (Ramberg, De Vore, 1951). Адекватное краткое изложение теории было представлено Кретцом (Kretz, 1959, 1960, 1961), Мюллером (Mueller, 1960, 1961), Бартоломе (Bartholomé, 1962) и Макинтайром (McIntire, 1963). Более поздние исследования Крейга (Craig, 1964), Эрнста (Ernst, 1962), Олби (Albee, 1965 [1, 2]), Шмуз и Коффман (Schmus, Koffman, 1967) содержат дальнейшие данные об особенностях распределения элементов в разновидностях метеоритов и земных пород.

Рассмотрим обменную реакцию типа:

$$l\,\mathrm{A_I} + m\,\mathrm{B_{II}} = l\,\mathrm{B_I} + m\mathrm{A_{II}}, \tag{1}$$

где A и B — отдельные химические частицы в реакции (например, ионы железа и магния), l и m — количества обмениваемых катионов, I и II — две сосуществующие фазы.

Разделим теперь уравнение на l, обозначив $m/l=n$. Для этой реакции рассмотрим изменение свободной энергии Гиббса, ΔG, используя изотерму реакции Вант-Гоффа:

$$\Delta G = \Delta G^0 + RT \ln (a_\mathrm{B}/a_\mathrm{A})_\mathrm{I} (a_\mathrm{A}/a_\mathrm{B})^n_\mathrm{II}, \tag{2}$$

где $(a_\mathrm{A})_\mathrm{I}$ — активность A в фазе I.

При равновесии $\Delta G = 0$ выражение (2) преобразуется:

$$-\Delta G^0 = RT \ln (a_\mathrm{B}/a_\mathrm{A}) \cdot (a_\mathrm{A}/a_\mathrm{B})^n_\mathrm{II}. \tag{3}$$

Предполагая, что коэффициенты активности равны 1, мы можем заменить активности мольными долями или концентрациями катионов X_A и X_B. Константа распределения K_D может быть выражена через величину стандартного изменения свободной энергии Гиббса в обменной реакции распределения:

$$l^{-\Delta G^0/RT} = K_D = (X_\mathrm{B}/X_\mathrm{A})_\mathrm{I} (X_\mathrm{A}/X_\mathrm{B})^n_\mathrm{II}. \tag{4}$$

Когда компонент B приближается к бесконечному разбавлению, выражение (4) преобразуется:

$$K_{ND} = (X_\mathrm{B})_\mathrm{I}/(X_\mathrm{B})_\mathrm{II}, \tag{5}$$

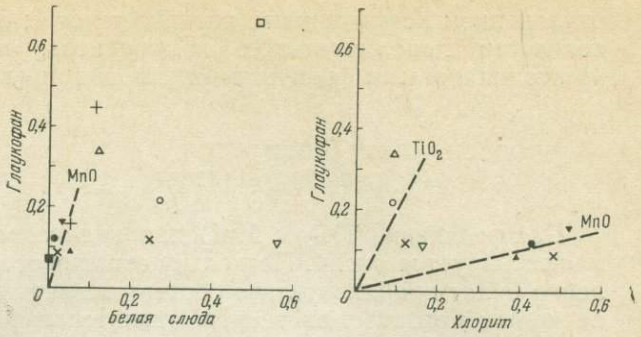
т. е. в выражение закона распределения Нернста. (Показатель «n» равен 1 в разбавленных водных растворах при условии, если обмен происходит ион за ион.) Дифференцируя (4) при постоянной температуре и давлении, получаем соотношения:

$$(\partial \ln K/\partial T)_P = \Delta H^0/RT^2 \text{ и } (\partial \ln K/\partial P)_T = \frac{-\Delta V^0}{RT}. \tag{6}$$

Очевидно, что константа распределения может сколь угодно близко приближаться к 1 при высокой температуре, следовательно, фракционирование здесь будет менее резко выражено. Однако вариации в общем давлении не должны значительно влиять на K_D вследствие незначительного изменения объема ΔV° в обменной реакции. Перепишем выражение уравнения (4):

$$K_D (X_\mathrm{A}/X_\mathrm{B})_\mathrm{I} = (X_\mathrm{A}/X_\mathrm{B})^n_\mathrm{II}.$$

Это уравнение определяет прямую линию, если отложить $\log (X_\mathrm{A}/X_\mathrm{B})_\mathrm{I}$ по абсциссе и $\log (X_\mathrm{A}/X_\mathrm{B})_\mathrm{II}$ по ординате. Когда $(X_\mathrm{A}/X_\mathrm{B})_\mathrm{I}$ равно 1, горизон-



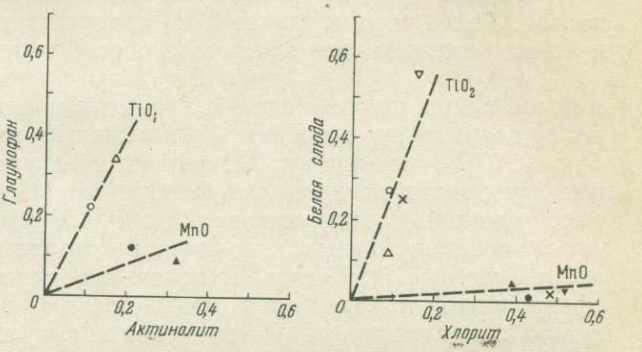


Рис. 4. Содержание (в вес.%) TiO_2 и MnO в анализированных сосуществующих минералах из тектонических включений. Пунктирные линии соответствуют визуально оцененной картине распределения Нернста (закон бесконечного разбавления)

Обозначения для TiO_2 соответствуют фиг. 3; залитые значки MnO

тальное пересечение указывает численную величину K_D; наклон линии дает численную величину n.

Когда конфигурационная энтропия смещения A и B в каждой фазе максимальна, тогда обменные реакции можно считать замещением катион за катион, следовательно l и m (отсюда и n) равны 1. С другой стороны, если катионы частично или полностью упорядочены в различных структурных позициях, тогда обменное равновесие становится более сложным и может включать два или более катиона, упорядоченных в специфических позициях одной фазы, которые обменены в виде *единичных количеств* на эквивалентное число катионов в двух или более позициях в другой фазе. Так, равновесное распределение между оливином и бедным кальцием пироксеном было рассмотрено Рамбергом и Де-Воре (Ramberg, De Vore, 1951) в виде:

$$FeSi_{0,5}O_2 + MgSiO_3 = MgSi_{0,5}O_2 + FeSiO_3.$$

В противоположность этому, Бартоломе (Bartholomé, 1962) написал:

$$Fe_2SiO_4 + 2\,MgSiO_3 = Mg_2SiO_4 + 2\,FeSiO_3.$$

В первом случае $n=1$, во втором $n=2$. Анализ природных ассоциаций дает величину n, промежуточную между 1 и 2, возможно, потому, что бедные кальцием пироксены обнаруживают упорядочение катионов (Morimoto et al., 1960), так же как и оливины. Как установил Мюллер (Mueller, 1962), слоистые, цепочечные и ленточные силикаты обладают различными структурными позициями, к которым приспосабливаются рассматриваемые катионы, и потому величины K_D являются сложной функцией распределений внутри решетки, которые в свою очередь зависят от отношений упорядочивания — разупорядочивания.

Отклонение тщательно анализированных минеральных пар от прямой линии в логарифмическом масштабе может быть вызвано: 1) недостаточным химическим равновесием в сосуществующих фазах; 2) заметным

отклонением коэффициента активности от 1; 3) присутствием различных количеств дополнительных компонентов, которые влияют на K_D; 4) неодинаковыми физическими условиями (для разных пар).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

Распределение TiO_2 и MnO для анализированных минеральных пар иллюстрируется рис. 4. Поскольку это второстепенные окислы, распределение будет приблизительно соответствовать закону Нернста для бесконечно разбавленных растворов. Значительный разброс данных — результат большой процентной ошибки анализов для второстепенных компонентов. Более того, в случае TiO_2 присутствие включений сфена в «очищенном» минеральном препарате способствует неопределенности.

Очевидно, что TiO_2 концентрируется преимущественно в глаукофане и белой слюде по сравнению с хлоритом и актинолитом. Для двух актинолит-хлоритовых ассоциаций кальциевый амфибол содержит немного больше TiO_2, чем хлорит. Однако из представленных данных не совсем ясно, как титан распределен между сосуществующими глаукофаном и белой слюдой. В этом отношении обр. 159 дает более надежные результаты, поскольку фазы были проанализированы электронным микроанализатором и, следовательно, исключено случайное влияние включений сфена; в этой породе белая слюда больше концентрирует TiO_2 по сравнению с глаукофаном. Распределение марганца противоположно распределению TiO_2 и более систематично. В каждой изученной породе содержание MnO в различных минералах повышалось в следующем порядке: хлорит > актинолит > глаукофан > белая слюда.

В некоторой степени эти соотношения могут быть объяснены использованием величины соответствующих структурных позиций, занимаемых катионами. Ti занимает октаэдрические позиции как в ленточных (сдвоенно-цепочечных), так и слоистых силикатах. Наоборот, Mn концентрируется, по крайней мере частично, в позиции M_4 или восьмерной координации в амфиболах, зато он находится в основном в шестерной координации в белых слюдах и хлоритах. Средний размер этих позиций по опубликованным структурным анализам дан в табл. 8; к сожалению, кристаллоструктурный анализ еще не проведен для алюминиевых амфиболов с полнотой, нужной для настоящего исследования. Белая слюда

Таблица 8. **Усредненные расстояния металл — кислород для соответствующих кристаллических структур**

Минерал	Расстояние металл-кислород, Å	
	$VI_{ср}$	$VIII_{ср}$
Актинолит (Zussman, 1955)	2,12	2,52
Магнезиорибекит (Whittaker, 1949)	2,10	2,54
Хлорит (Steinfink, 1958; Brown, Bailey, 1963) . .	2,03—2,05	—
Мусковит (Radoslovich, 1960)	1,95	—

обладает наименьшей среди рассматриваемых минералов структурной позицией, участвующей в обменной реакции, поэтому белая слюда наиболее сильно концентрирует Ti^{4+} (ионный радиус 0,68 Å) в сравнении с другими фазами и обеднена большим ионом Mn (ионный радиус 0,80 Å). Однако из рассмотрения *только* величины позиций трудно понять причину обогащения марганцем хлорита по сравнению с амфиболами, так как эти сдвоенно-цепочечные силикаты обладают бóльшими позициями в шестерной и восьмерной координациях.

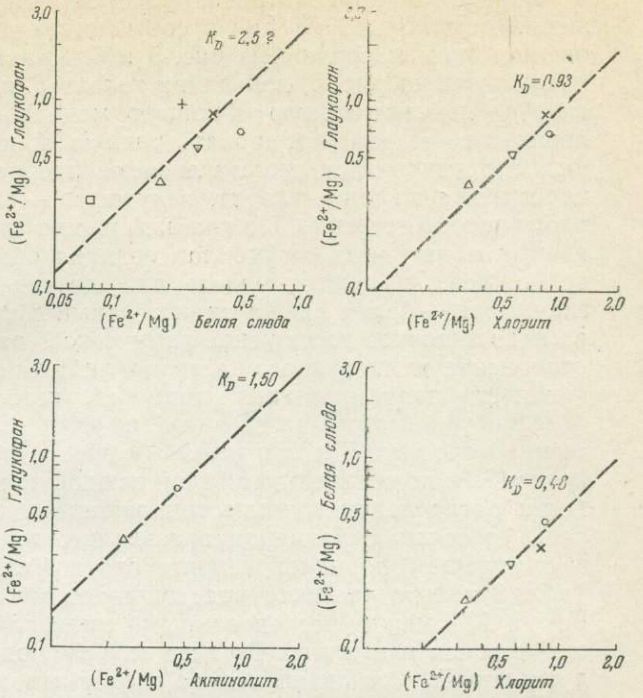


Рис. 5. Отношения железа к магнию (железистость) анализированных сосуществующих минералов из тектонических включений. Пунктирные линии и величина K_D соответствуют визуально оцененной картине распределения Вант-Гоффа (закон действующих масс), полагая $n=1$ только в целях сравнения; модель типа «ион за ион» может быть действительна для равновесия глаукофан—актинолит

Обозначения образцов соответствуют фиг. 3

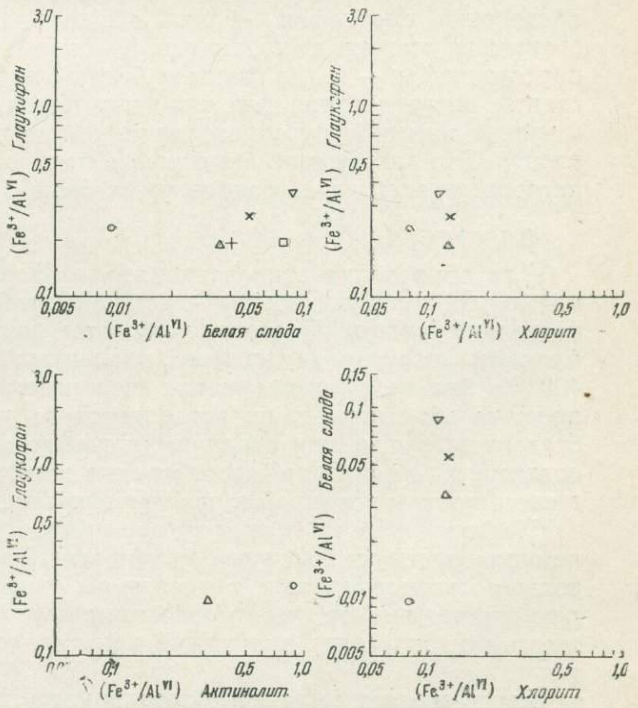


Рис. 6. Отношения трехвалентного железа (Fe^{3+}) к шестерному алюминию (Al^{VI}) в анализированных сосуществующих минералах из тектонических включений. Разбросанный характер данных не позволяет провести даже предварительные кривые распределения

Обозначения образцов соответствуют фиг. 3

Обратимся к рассмотрению распределения главных элементов. Отношения Fe^{2+}/Mg и Fe^{3+}/Al^{VI} в сосуществующих фазах нанесены в логарифмическом масштабе на рис. 5 и 6. Кривая распределения при $n=1$, показанная на рис. 5, добавлена *только для сопоставления* и не указывает на действительную обменную модель. Данные слишком малочисленны, чтобы демонстрировать точную природу обменных реакций, но рис. 5 предполагает систематическое распределение Fe^{2+} и Mg между парами глаукофан — хлорит, глаукофан — актинолит и белая слюда — хлорит соответственно. По крайней мере в случае сосуществующих кальциевых и натровых амфиболов реакция обмена «ион за ион» кажется возможной. Обменная модель для других фаз еще неясна. Для пар глаукофан — белая слюда значительный разброс точек указывает либо на недостаточное достижение химического равновесия, либо на заметное *отклонение от идеального раствора, либо на присутствие различающихся* количеств дополнительных примесей, которые влияют на K_D, или на перекристаллизацию разных тектонических включений при разных физических условиях. Тем не менее из рис. 5 видно, что глаукофан богаче ионом Fe^{2+} по сравнению с белой слюдой во всех шести породах. Особенности распределения, иллюстрированные рис. 5, могут быть сопоставлены со средним размером октаэдрических позиций, который меняется в следующем порядке: хлорит≈глаукофан>актинолит>белая слюда. Табл. 8 только частично поддерживает это заключение. Распределение Fe^{3+} и Al^{VI} между исследованными минералами (см. рис. 6) в наибольшей степени изменчиво. Во всех случаях, однако, амфиболы концентрируют ион Fe^{3+} по сравнению со слоистыми силикатами.

При более раннем минералогическом изучении голубых сланцев из Восточного Сикоку (Ernst, 1964) приводилось сравнение обменных реакций $Fe^{2+}=Mg$ для сосуществующих пар глаукофан — белая слюда и белая слюда — хлорит из этих двух удаленных районов. При предположении замещения «ион за ион» анализы минералов из калифорнийских тектонических включений дают величину K_D, равную 2,5 и 0,48 для распределений глаукофан — белая слюда и белая слюда — хлорит; для сравнения укажем, что величины K_D равны, соответственно, 2 и 0,75 для пар глаукофан — белая слюда и белая слюда — хлорит из Сикоку. Константы распределения для японских пород ближе к 1, отражая более высокую температуру образования, чем температура исследованных образцов. Это заключение было также получено из рассмотрения фазовой петрологии этих двух сравниваемых толщ (Ernst, Seki, 1967).

ДИСКУССИЯ

Для объяснения отклонения анализированных минеральных пар от прямой линии в логарифмическом масштабе может быть предложено несколько причин. Поскольку образцы пород являются экзотическими блоками, собранными из мест, удаленных на площади более чем на 400 *км* (но не сдвиговыми или надвиговыми движениями), наиболее простым объяснением представляется то, что эти включения перекристаллизовывались при различных физических условиях. Это заключение согласуется с различной зернистостью этих пород, и оно также возможно в свете постулированной выше тектонической гипотезы.

Наблюдаемые распределения элементов по величине K_D дальше от 1, чем для пород из внешнего метаморфического пояса Японии, следовательно, метаморфические температуры должны быть ниже, чем те, которые достигались при метаморфизме в восточном Сикоку. Очевидно, все шесть тектонических включений кристаллизовались в условиях земной коры.

Автор желает выразить благодарность Калифорнийскому Университету в Лос-Анжелесе и Национальному научному фонду (субсидия GP-5058) за финансовую поддержку этой работы.

ELEMENT PARTITIONING IN BLUESCHIST TECTONIC INCLUSIONS FROM SERPENTINITES, CALIFORNIA COAST RANGES AND A DISCUSSION OF BLUESCHIST TECTONICS

W. G. ERNST

SUMMARY

A tentative tectonic model is presented which relates the localization of blueschist facies metamorphism to a rapidly subsiding and filling ensimatic trench marginal to the continent. The hypothesized tectogene probably is maintained because of sea floor spreading, which in turn most likely results from convection in the suboceanic mantle. Underthrusting of the continental plate by oceanic crust is a consequence of this model, and would result in tectonic thickening and deformation of the eugeosynclinal prism, and in the depressed isotherms and elevated pressures characteristic of blueschist metamorphism. The disturbed zone of decoupling between mantle and oceanic crust would provide access for fluids and would facilitate the rise of hydrated mantle material through the crust; such ultramafics should contain tectonic inclusions of both basement and ensimatic trench rocks.

Coexisting glaucophane, white mica, chlorite, actinolite and aragonite from five glaucophane schist inclusions from serpentinites have been chemically analyzed; data for a sixth tectonic block presented by Lee and others (1966) also have been included in this study. Element distribution suggests systematic fractionation but considerable scatter, and it is concluded that these inclusions recrystallized under differing physical conditions. Derived equilibrium constants indicate that temperatures prevailing during blueschist metamorphism of eastern Shikoku in situ schists exceeded those attending recrystallization of the California Coast Ranges tectonic blocks.

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Карта метаморфических фаций СССР, 1 : 7 500 000. Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1966.

Albee A. L. Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages.— J. Geol., 1965_1, **73**, p. 155—164.

Albee A. L. Phase equilibria in three assemblages of kyanite-zone pelitic schists Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont.— J. Petrol., 1965_2, **6**. p. 246—301.

Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California.— Calif. Div. Mines Bull., 1964, **183**.

Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin, 1939.

Bartholome P. Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines.— Petrological studies: a volume in honour of Buddington. N. Y., Longmans, 1962.

Bearth P. Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1959, **39**, p. 267—286.

Bearth P. Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine der Westalpen.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1966, **46**, p. 13—23.

Birch F., LeComte P. Temperature-pressure plane for albite composition.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, p. 209—217.

Bloxam T. W. Jadeite-bearing metagraywackes in California.— Amer. Mineralogist, 1956, **41**, p. 488—496.

Bloxam T. W. Glaucophane-schists and associated rocks near Valley Ford, California.— Amer. J. Sci., 1959, **257**, p. 95—112.

Bloxam T. W. Jadeite-rocks and glaucophate-schists from Angel Island San Francisco Bay, California.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, p. 555—573.

Brouwer H. A., Egeler C. G. The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustres nappe of Corsica. Verhandel. Koninkl. nederl. Acad. wet Afd. natuurkunde, 1952, **48**, p. 1—71.

Brown B. E., Bailey S. W. Chlorite polytypism. II. Crystal structure of a one-layer Cr-chlorite.— Amer. Mineralogist, 1963, **48**, p. 42—61.
Clark S. P. A note on calcite-aragonite equilibrium.— Amer. Mineralogist, 1957, **42**, p. 564—566.
Coleman R. G. Composition of jadeitic pyroxene from the California metagraywackes.— U. S. Geol. Survey Profess Paper, 1965, **525-C**, p. 25—34.
Coleman R. G. Glaucophane schists from California and New Caledonia.— Tectonophysics, 1967, **4**, N 4-6.
Coleman R. G., Lee D. E. Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California.— Amer. J. Sci., 1962, **260**, p. 577—595.
Coleman R. G., Lee D. E. Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California.— J. Petrol., 1963, **4**, p. 260—301.
Craig H. Petrological and compositional relationships in meteorites. Isotopic and cosmic chemistry. Amsterdam, North-Holland Publ. Co, 1964.
Crawford W. A., Fyfe W. S. Lawsonite equilibria.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, p. 262—270.
Dengo G. Geology of the Caracas region, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, **64**, p. 7—40
De Roever W. P. Igneous and metamorphic rocks in Eastern Celebes. Geological exploration in the Island of Celebes. Amsterdam, North Holland Publ. Co, 1947.
De Roever W. P. Genesis of jadeite by low-grade metamorphism.— Amer. J. Sci., 1955, **253**, p. 283—298.
De Roever W. P., Nijhuis H. J. Plurifacial alpine metamorphism in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane.— Geol. Rundschau, 1963, **53**, p. 324—336.
Dietz R. S. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building.— J. Geol., 1963, **71**, p. 314—333.
Dietz R. S. Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises.— Amer. J. Sci., 1966, **264**, p. 177—193.
Engel A. E. J. Geologic evolution of North America.— Science, 1963, **140**, № 3563, p. 143—152.
Ernst W. G. Stability relations of glaucophane.— Amer. J. Sci., 1961, **259**, p. 735—765.
Ernst W. G. Petrogenesis of glaucophane schists.— J. Petrol. 1963_1, **4**, p. 1—30.
Ernst W. G. Polymorphism in alkali amphiboles.— Amer. Mineralogist, 1963_2, **48**, p. 241—260.
Ernst W. G. Significance of phengitic micas from low-grade schists.— Amer. Mineralogist, 1963_3, **48**, p. 1357—1373.
Ernst W. G. Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, **28**, p. 1631—1668.
Ernst W. G. Mineral parageneses in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, p. 879—914.
Ernst W. G., Seki Y. Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes.— Tectonophys., 1967, **4**, № 4—6.
Ghent E. D. Glaucophane-schist facies metamorphism in the Black Butte area, Northern Coast Ranges, California.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, p. 385—400.
Hallimond A. F. On the graphical representation of the calciferous amphiboles.— Amer. Mineralogist, 1943, **28**, p. 65—89.
Hess H. H. History of ocean basins: Petrological studies: a volume in honouer of Buddington. N. Y. Longmans, 1962.
Hess H. H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor: Submarine Geology and Geophysics. London, Butterworths, 1965.
Hey M. H. A new review of the chlorites.— Mineral. Mag., 1954, **30**, p. 277—292.
Hutton C. O. Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago.— N. Z. Dept Scient and Industr. Res., Geol. Mem., 1940, № 5.
Jamieson J. C. Phase equilibria in the system calcite-aragonite.— J. Chem. Phys., 1953, **21**, p. 1385—1390.
Korzhinskii D. S. Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. N. Y., Consultants Bur., 1959.
Kretz R. Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of Southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.— J. Geol., 1959, **67**, p. 371—402.
Kretz R. The distribution of certain elements among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles, and biotites in skarns.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, **20**, p. 161—191.
Kretz R. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet.— J. Geol., 1961, **69**, p. 361—387.
Lambert R. S. J. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1959, **63**, p. 553—588.
Landis C. A., Coombs D. S. Metamorphic belts and orogenesis in Southern New Zealand.— Tectonophysics, 1967, **4**, № 4—6.

Lee D. E., Coleman R. G., Bastron H., Smith V. C. A two amphibole glaucophane schist in the Franciscan Formation Cazadero area, Sonoma County, California.— U. S. Geol. Survey Profess. Paper 550-C, 1966, p. 148—157.

Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data.— Terrestrial Heat Flow.— Amer. Geophys. Union, Monogr., 1965, N 8.

Lorenzoni S. Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, affioranti nel gruppo montuosu d'Ambin (Alpi Cozie).— Ricerca scient. 1963, An. 33, III-A, **3**, p. 1059—1066.

McIntire W. L. Trace element partition coefficients — a review of theory and applications to geology.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, **27**, p. 1209—1264.

McKee B. Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in Central California.— Amer. J. Sci., 1962_1, **260**, p. 596—610.

McKee B. Aragonite in the Franciscan rocks of the Pacheco Pass area, California.— Amer. Mineralogist, 1962_2, **47**, p. 379—387.

Miyashiro A. The chemistry, optics, and genesis of the alkali-amphiboles.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. II, 1957, pt 1, p. 57—83.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, **2**, p. 277—311.

Miyashiro A., Banno S. Nature of glaucophanitic metamorphism.— Amer. J. Sci., 1958, **256**, p. 97—110.

Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. The crystal structures of clinoenstatite and pigeonite.— Z. Kristallogr., 1960, **114**, p. 120—157.

Mueller R. F. Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, p. 449—497.

Mueller R. F. Analysis of relations among Mg, Fe and Mn in certain metamorphic minerals.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, **25**, p. 267—296.

Mueller R. F. Energetics of certain silicate solid solutions.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, **26**, p. 581—598.

Newton R. C., Kennedy G. C. Some equilibrium reactions in the join $CaAl_2Si_2O_8$—H_2O.— J. Geophys. Res., 1963, **68**, p. 2967—2984.

Radoslovich E. W. The structure of muscovite, $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$.— Acta crystallogr., 1960, **13**, p. 919—932.

Ramberg H., De Vore G. W. The distribution of Fe^{2+} and Mg^{2+} in coexisting olivines and pyroxenes.— J. Geol., 1951, **59**, p. 193—210.

Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. F. Experimental determination of jadeite stability relations to 25,000 *bars*.— Amer. J. Sci., 1957, **255**, p. 115—137.

Schmus W. R., Koffman D. M. Equilibration temperatures of iron and magnesium in chondritic meteorites.— Science, 1967, **155**, N 3765, p. 1009—1011.

Seki Y. Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan.— Japan. J. Geol. and Geog., 1958, **29**, p. 233—258.

Seki Y. Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, p. 705—715.

Steinfink H. The crystal structure of chlorite. I. A monoclinic polymorph.— Acta crystallogr., 1958, **11**, p. 191—195.

Taliaferro N. L. Franciscan-Knoxville problem. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, **27**, p. 109—219.

Tilley C. E. Some mineralogical transformations in crystalline schists.— Mineral. Mag., 1926, **21**, p. 34—46.

Van der Plas L. Petrology of the Northern Adula region, Switzerland (with particular reference to glaucophane-bearing rocks).— Leidse geol. meded., 1959, **24**, p. 415—602.

Vine F. J. Spreading of the ocean floor: new evidence.— Science, 1966, **154**, N 3755.

Whittaker E. J. W. The structure of Bolivian crocidolite.— Acta crystallogr., 1949, **2**, p. 312—317.

Zussman J. The crystal structure of an actinolite.— Acta crystallogr., 1955, 8, p. 301—308.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАУКОФАНА И ЛАВСОНИТА

В. П. ДЕ РОВЕР
Амстердамский университет, Нидерланды

Вашему вниманию представляется статья, написанная в честь шестидесятилетия моего выдающегося коллеги, академика В. С. Соболева. Поэтому мною выбрана такая тема, которая затрагивает наши общие интересы, несмотря на имеющийся риск оказаться недостаточно сведущим по данному предмету в современной русской литературе. Мною выбрана проблема, касающаяся генезиса глаукофана и лавсонита — минералов, которым свойственны своеобразные термодинамические условия образования.

В этой статье рассматриваются особенности распространения в природе глаукофана и лавсонита, минеральные парагенезисы с этими минералами в перидотитах и серпентинитах, специфичность физико-химических условий их происхождения. Особое внимание уделяется проблеме давления при метаморфизме.

Автор выражает благодарность профессору доктору В. Г. Эхлерсу, профессору доктору Дж. Хосперсу, доктору Ун Инг Суну, мистеру Х. Хелмерсу и своему сыну мистеру Е. В. Ф. Де Ровер за критическое обсуждение настоящей статьи в рукописи.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Более 20 лет назад автор собирал литературные данные о глаукофане и обычно сопутствующем ему лавсоните. Распределение этих минералов в породах мира хорошо иллюстрирует карта, составленная ван дер Пласом (van der Plas, 1959); дополнительный список проявлений составлен де Ровером (De Roever, 1965, стр. 935). Некоторые интересные новые месторождения лавсонита были недавно описаны в Венесуэле Сайдерсом (Seiders, 1962, стр. 125—136), в Новой Гвинее Д. Верхофштадом (Verhofstad, 1966), на северо-западной Камчатке Н. Добрецовым и Л. Пономаревой (Добрецов, Пономарева, 1965; Пономарева, Добрецов, 1966). Другие проявления лавсонита в СССР (среди них лавсонитовая минерализация Урала, описанная В. Н. Лодочниковым) описаны Н. Л. Добрецовым, В. В. Ревердатто, В. С. Соболевым, Н. В. Соболевым, Е. Н. Ушаковой и В. В. Хлестовым (Dobretsov et al., 1966). Наконец, ромбовидные и прямоугольные (в шлифах) псевдоморфозы по лавсониту (?) были недавно описаны на о-ве Груа, Западная Франция (Cogné et al., 1966, стр. 45).

Широко распространенные находки глаукофана в постпалеозойских орогенических поясах представляют полную противоположность редкости этого минерала в домезозойских породах (Eskola, 1929; Schürmann, 1951; De Roever, 1956_1, 1965; van der Plas, 1959). Лавсонит обнаруживает еще большую связь с породами молодого возраста (De Roever, 1956_1, 1965; van der Plas, 1959); многие петрографы никогда не отмечали

этот минерал в практических исследованиях, тогда как он может быть даже более обычным, чем эпидот, например, в низкотемпературных метаморфических породах большей части о-ва Целебес или Сулавеси, Индонезия (De Roever, 1947).

Находки лавсонита существенно ограничены постпалеозойскими метаморфическими поясами. Примечательной особенностью его развития в природе является отсутствие находок этого минерала (или их редкость) в Швейцарии и в Австрийских Альпах, в Бетических Кордильерах, в Южной Испании и (так же, как глаукофана) в большей части горных цепей Анд. Это тем более удивительно, что лавсонит является широко распространенным минералом в западной части Альп, на Корсике и соседних мелких островах и в Калабрии (Южная Италия). По мнению автора, эти особенности в распространении лавсонита могут иметь важное геотектоническое значение в отношении генезиса горной системы Альп; однако важность этого обстоятельства еще не понята.

Ограничение большинства проявлений глаукофана и в еще большей степени — лавсонита постпалеозойскими метаморфическими поясами отнюдь не означает, что эти минералы образовывались в природе только в течение постпалеозойских этапов метаморфизма, так как герцинские или более древние глаукофан и лавсонит могут также быть найдены и внутри более молодых орогенических поясов (Bianchi, Dal Piaz, 1963; Van der Kaaden, в печати). В подавляющем большинстве случаев, однако, мы можем связывать их с продуктами метаморфизма постпалеозойского возраста (встречающимися как в постпалеозойских, так и домезозойских породах).

Предпочтительное распрастранение лавсонита и глаукофана среди постпалеозойских орогенических поясов, по-видимому, обусловлено не только одними различиями в уровне эрозионного среза между орогеническими поясами разного возраста, ибо в более древних поясах также развиты породы низких ступеней метаморфизма, но без глаукофана и лавсонита (De Roever, 1965).

В двух предыдущих работах автор (De Roever, Nijhuis, 1964; De Roever, 1965) значительное внимание уделил вопросу о разнице в возрасте между глаукофаном и другими метаморфическими минералами, встречающимися в одном и том же месте [для такого метаморфизма, проявившегося в одном месте, Биннс (Binns, 1964, стр. 302) предложил использовать название «монотипический»]. Было сделано заключение, что образование глаукофана и лавсонита в постпалеозойских орогенических поясах обычно ограничивается относительно ранними этапами метаморфической эволюции этих поясов. За кристаллизацией этих минералов, как правило, следует метаморфизм низкотемпературных фаций метаморфической серии «типа Барроу», таких как зеленосланцевая фация и (или) альбит-эпидот-амфиболитовая фация, и (или) низкотемпературная субфация амфиболитовой фации [«плюрифациальный» метаморфизм по номенклатуре фаций Файфа и Тернера (Fyfe, Teurner, 1966)]. Обращалось внимание также на то, что в характере метаморфизма и в составе минеральных ассоциаций древних орогенических поясов проявляются некоторые необратимые изменения по сравнению с более молодыми. Однако разница между орогеническими поясами различного возраста ограничена лишь ранними стадиями метаморфизма в каждом поясе (см. по данному поводу ниже, а также Zwart, 1966). Тенденция к образованию в течение ранних стадий все более низкотемпературных фаций, характеризуемых вместе с тем все более высокими давлениями, проявляется прогрессивно с уменьшением крутизны геотермального градиента в земной коре. Поэтому становится понятной причина предпочтительной приуроченности лавсонита и глаукофана именно к постпалеозойским орогеническим поясам.

Однако в конце докембрия, например, температура на глубине 10—20 *км* могла быть не более чем на несколько десятков градусов выше, чем в настоящее время. Поэтому эффект необратимого уменьшения количества радиоактивного тепла может особенно не приниматься во внимание при сравнении герцинской и альпийской орогений. В свете сказанного становятся понятными находки герцинских лавсонитов[1] на Урале и в Западной Франции.

Но подобные находки все же единичны, что может быть, вероятно, объяснено с других позиций (Zwart, 1966). Цварт, например, утверждает, что орогенические пояса Европы обычно содержат только одну фациальную серию, по терминологии Миаширо (Miyashiro, 1961). Он придает особое значение разнице между альпийской орогенией и герцинской орогенией различных районов Европы (исключая, по мнению автора, Урал). Первая характеризуется редкостью гранитов, метаморфизмом при больших давлениях, небольшими температурными градиентами и широкими метаморфическими зонами. Вторая же обнаруживает обильные проявления интрузивного гранитоидного батолитового магматизма, метаморфизм низких давлений, высокие геотермальные градиенты и маломощные метаморфические зоны. Цварт (Zwart, 1966) полагает, что каледонский орогенический пояс Европы снова должен характеризоваться метаморфизмом, осуществлявшимся при высоких давлениях, тогда как андалузит-кордиеритовые породы фациальных серий свекофенидов и финской Карелии, видимо, опять отвечают пониженным давлениям. Другое отличие состоит в большом количестве офиолитов и ультраосновных пород в альпийских орогенических зонах и в важной роли покровных надвиговых тектонических структур. Эти особенности также свойственны и каледонским горным системам (эти идеи впервые высказывались на лекции, прочитанной в Королевском голландском горногеологическом обществе в Гааге, 28 октября 1966 г.). Цварт полагает, что имеется два типа орогенов, которые встречаются или отдельно друг от друга, более или менее чередуясь во времени, или, как в большинстве орогенических зон Тихоокеанского кольца, присутствуют совместно в пределах одного пояса (Miyashiro, 1961, см. также ниже). Циклическая смена этих двух типов орогенеза — с локальными исключениями из данного правила — может хорошо объяснить редкость герцинских проявлений лавсонита и глаукофана. Сказанное не находится в противоречии с ранним утверждением автора об уменьшении радиоактивного тепла, так как глаукофан и лавсонит очень редки или вообще отсутствуют в каледонских и докембрийских метаморфических поясах; о возможности уменьшения крутизны геотермального грациента в разное время — в разной степени (при сопоставлении разновозрастных метаморфических поясов) уже упоминалось в работах автора (De Roever, 1956_1).

Если два типа метаморфизма проявляются в параллельных зонах внутри одного метаморфического пояса с асимметричным профилем, таком как, например, многие орогенические зоны Тихоокеанского горного кольца (Miyashiro, 1961; De Roever, 1965; подстрочное примечание на стр. 937), то возникает важный вопрос: одновременны они или разновременны. Возрастная близость может быть в этом случае подсказана более или менее параллельным расположением зон с различными тепловыми потоками в Северной Японии (Uyeda, Hôrai, 1964; Yasui, Watanabe, 1965; Takeuchi, Uyeda, 1965; Ernst, 1965; стр. 906). Однако, с другой стороны, существуют факты, доказывающие разный возраст метаморфизма: в Бетических Кордильерах, в Южной Испании, кристаллиза-

[1] Возраст лавсонит-глаукофанового метаморфизма, в частности, даже псевдоморфоз по лавсониту на Южном Урале, оказывается более древним, около 400—450 млн. лет (*В. И. Ленных*. «Труды II Уральского петрогр. совещания». Т. II. Изд-во «Недра», 1963).— *Прим. ред.*

ция глаукофана следовала за метаморфизмом альбит-эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации (плюрифациальный метаморфизм, см. De Roever, Nijhuis, 1964); некоторые кристаллы плагиоклаза здесь в составе известковистой брекчии имеют альбитовое ядро и анортитовые оторочки (Nijhuis, 1964).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СВЯЗЬ С АЛЬПИНОТИПНЫМИ ГИПЕРБАЗИТАМИ

По Цварту, характерной чертой альпийской орогении Европы является прямая или косвенная связь между распространенностью гипербазитов и офиолитов, с одной стороны, и областями проявления метаморфизма высоких давлений, с другой. Можно напомнить в связи с этим, что обычная приуроченность гипербазитов к глаукофансодержащим породам часто использовалась для доказательства контактово-метаморфического или контактово-метасоматического происхождения последних (Ransome, 1894; Suzuki, 1934; Diehl, 1938, стр. 389; Taliaferro, 1943; Schürmann, 1953; Chesterman, 1960); с этим выводом не соглашается большинство современных исследователей (см., например, Ernst, 1964, стр. 1632, 1965, стр. 880—881).

Другое соотношение между этими двумя группами пород отмечалось Н. Л. Добрецовым (1964) на основании изучения жадеитовых пород и ассоциирующих с ними глаукофановых сланцев. На основании своих исследований жадеитовых тел, локализованных в гипербазитах Западных Саян, Полярного Урала, Казахстана, Н. Л. Добрецов заключил, что: 1) жадеитовые породы и ассоциирующие с ними глаукофановые сланцы представляют собой специфическую формацию зон глубинных разломов (линеаментов); 2) необходимо выделять специальный тип метаморфизма — «локальный» метаморфизм (высоких давлений) зон глубинных разломов, который отличается от обычного «регионального» метаморфизма, обусловленного погружением. Н. Л. Добрецов также заключил, что значительное возрастание давления в зонах разломов имело своей причиной стресс. В отношении этого следует напомнить, что еще автор настоящей статьи выдвигал гипотезу об образовании тел альпинотипных гипербазитов посредством тектонической транспортировки в верхние горизонты земной коры фрагментов верхней мантии (De Roever, 1957). С аналогичными взглядами, иногда совершенно независимо, выступали также и другие исследователи (Rost, 1959; Colin, 1962, стр. 50 и 59; Ragan, 1963; Misch, 1963, 1966; Coleman, 1963; Boyd, MacGregor, 1964; Pamić, 1964; Dallwitz et al., 1966). Следует вместе с тем отметить, что и Эрнст (Ernst, 1965, стр. 906) тоже пришел к подобному выводу для ультраосновных тел в глаукофан- и лавсонитсодержащих породах Францисканской Калифорнии. Однако оба — и автор настоящей статьи и Эрнст — не проводили тем не менее прямой генетической связи между глаукофановыми породами и высокими стрессовыми давлениями, которые, вероятно, играли важную роль во время формирования тел гипербазитов, как это было показано, например, для районов Турции Когулу (Cogulu, 1965, стр. 130—131): «Внедрение гипербазитов во вмещающие породы происходило в значительной степени механически (отсутствует контактовый метаморфизм, все контакты имеют тектоническую природу); в процессе длительного подъема серпентинитов... до уровня неглубинных зон земной коры могут локально возникать условия повышенных давлений при невысокой температуре. В этом случае легко можно понять роль гипербазитов и ассоциирующих с ними пород фации глаукофановых сланцев».

Данная гипотеза, так же как выводы Николаса (Nicolas, 1966) и Виалона (Vialon, 1966), которые сравнимы с мнением Н. Л. Добрецова, обсуждаются в заключительной части этой статьи.

Для объяснения развития герцинской глаукофановой минерализации, натрового пироксена и псевдоморфоз по лавсониту на о-ве Груа, в Западной Франции, которые обычно не ассоциируют с гипербазитами, был предложен механизм, подобный гипотезе Н. Л. Добрецова (Cogné et al., 1966; сравн. Cogné, 1960, стр. 132). Было показано, в частности, что эти минералы встречаются в пограничной зоне между двумя различными в тектоническом отношении областями. «Именно на границе между ними, среди герцинской суперструктуры, синметаморфическая расслоенность наиболее сильно проявлена либо вследствие давления нагрузки и послойного скольжения верхних складчатых серий по нижележащим породам, либо вследствие неизбежной структурной дисгармонии между двумя пачками пород при тектонических движениях. Именно здесь глаукофановая фация исключительно развита ...Именно рассланцовка, вызванная стрессом, свойственна проявлению этого типа метаморфизма; она находится в связи с динамической эволюцией внутри празинитовых фаций». Если границу между указанными двумя тектонически различными областями рассматривать как продолжение глубинного разлома (Peive, 1960, стр. 282), то гипотеза Н. Л. Добрецова вполне подходит для этого случая.

По мнению автора, соображения Н. Л. Добрецова следует приветствовать, так как они легко объясняют генезис ряда месторождений глаукофана и жадеита, близко ассоциирующих с гипербазитами и (или) с телами эклогитов. К их числу могут быть отнесены месторождения глаукофана в домезозойских орогенических поясах. Гипотеза Н. Л. Добрецова хорошо применима и для менее очевидных случаев, таких как на о-ве Груа и др.

Глаукофан и лавсонит, однако, также широко распространены и на о-ве Целебес (Gisolf, 1917; Koperberg, 1929; Brouwer, 1934; De Roever, 1947, 1950, 1956_2), на соседнем о-ве Кабасна (De Roever, 1947), в Западных Альпах и на Корсике. Это может означать, что здесь мы имеем дело с региональным метаморфизмом (см. ниже, а также Nicolas, 1966, в другой интерпретации). Блейк и Гент (Blake, Ghent, 1965; Ghent, 1965) недавно также подчеркнули региональный характер развития глаукофановых сланцев в сев. части Калифорнии (см. также McKee, 1962; Essene et al., 1965). В связи со сказанным было бы интересно установить применимость гипотезы Н. Л. Добрецова к таким региональным проявлениям лавсонит-глаукофанового метаморфизма (по данному поводу см. заключительный раздел настоящей статьи).

СООТНОШЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ

Следует рассмотреть вопрос, являлось ли давление в случае большинства процессов регионального глаукофан-лавсонитового метаморфизма давлением нагрузки или к нему прибавлялись тектонические перегрузки, что предполагается Н. Л. Добрецовым для зон глубинных разломов. Здесь мы неизбежно столкнемся с трудной проблемой количественной оценки температуры и давления, существовавших во время образования глаукофана и лавсонита. По этой проблеме в современной литературе существуют противоречивые мнения.

Отсутствие достоверных результатов экспериментального изучения метаморфических реакций в обстановке повышенных давлений можно наглядно продемонстрировать данными различных авторов по положению тройной точки в системе Al_2SiO_5:

	T, °C	*P*, *кбар*
Хитаров и др. (Khitarov et al., 1954) . . .	390	9
Балл (Bell, 1963)	300±50	8±0,5
Винклер (Winkler, 1965)	570±10	7,5
Хольм и Клеппа (Holm, Kleppa, 1966) . . .	430±65	509±1,0
Вейлл (Weill, 1966)	~410	~2,4
Ньютон (Newton, 1966)	400—650	2,5—5,5
Файф и Тернер (Fyfe, Turner, 1966)	430—480	2—2,5
Альтхаус (Althaus, 1967)	595±10	6,6±0,4

Ньютон подчеркнул ограниченную точность предшествующих экспериментов вследствие большой неопределенности в оценке давлений на приборах типа наковальни Бриджмена. Мацушима и соавторы (Matsushima et al., 1967) также заключили, что результаты исследования на аппарате типа «поршень — наковальня» не являются надежными и что «...в геологически интересной области между 500 и 600° С ранее допускавшееся кианит-силлиманитовое равновесие должно быть при давлениях по крайней мере вдвое более высоких, чем предполагалось».

Область устойчивости глаукофана и близких по составу амфиболов изучалась Эрнстом (Ernst, 1961, 1963$_2$). Так как часть исследований была проведена на аппарате «поршень—наковальня», этот автор воздерживается от построения *P—T*-диаграммы по экспериментальным данным, приведенным ниже. Из статьи Эрнста (Ernst, 1961, стр. 735) мы можем процитировать, что «ни стресс, ни высокие давления не являются необходимыми для синтеза глаукофана, но вместе с тем объем элементарной ячейки кристаллической решетки у синтетического материала несколько больше, чем у природного глаукофана». Более поздняя статья Эрнста (Ernst, 1963$_2$) содержит очень важный вывод о том, что синтетические амфиболы, соответствующие составам глаукофана и кроссита, имеют две полиморфные модификации, устойчивые при низких или при высоких давлениях. Приведенное выше заключение касается, очевидно, лишь полиморфа, устойчивого при низких давлениях, тогда как все природные глаукофаны и кросситы относятся к модификации, образующейся при высоком давлении. Для чистого синтетического $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ переход между двумя полиморфными разновидностями происходит в зоне около 3 *кбар* шириной, проходящей через точки в 300° при 2,5 *кбар* и в 800° С при 17,5 *кбар*. В этой зоне глаукофан характеризуется промежуточными значениями объема элементарной ячейки. Образование природного глаукофана, соответствующего полиморфной модификации, устойчивой при высоких давлениях, должно осуществляться при давлениях не менее 4 *кбар* при 300° С, при 7 *кбар* при 400° С, но лишь при 1 *кбар* при 200° С.

Вопрос о глаукофане как индикаторе высоких давлений, очевидно, не может с определенностью ставиться без учета состава минерала. Природные глаукофаны, однако, обычно характеризуются примесью железа, так что менее надежные параметры, приводимые Эрнстом на фиг. 4 (Ernst, 1963$_2$) для синтетического кроссита состава $Na_2Mg_{1,5}Fe^{2+}{}_{1,5}Al_{1,0}Fe^{3+}{}_{1,0}Si_8O_{22}(OH)_2$, основанные только на экспериментальных данных, т. е. параметры амфибола, промежуточного между глаукофаном и собственно кросситом, более применимы к природным минералам. Для *P—T*-поля устойчивости этого синтетического амфибола кросситового состава Эрнст получил верхнюю границу, проходящую через точки с параметрами: 200° С—7,5 *кбар*; 300° С—10,5 *кбар*; 400° С—13,5 *кбар*. Таким образом, природные кросситы, по составу приближающиеся к синтетическим кросситам Эрнста, должны рассматриваться как подлинные минералы высоких давлений. При высоких температурах область устой-

чивости кроссита должна быть ограничена еще более высокими давлениями. Это находится в соответствии со взглядами автора настоящей статьи, который только кроссит, в противоположность глаукофану, считает минералом, образующимся в течение наиболее низких ступеней глаукофанового метаморфизма. Если для глаукофана с заметной примесью железа мы примем значения, промежуточные между теми, которые были установлены для состава $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ и для упомянутого синтетического амфибола кросситового состава, то получатся следующие цифры: 200° С—4—4,5 *кбар*; 300° С—7—7,5 *кбар*; 400° С—10—10,5 *кбар*, соответствующие параметрам верхней границы поля устойчивости (природного) «глаукофана». Эти цифры являются уже достаточно высокими (по давлению).

По мнению автора, кроссит принадлежит (например, в темных каймах вокруг пироксена) к числу натровых амфиболов, образующихся в процессе низкотемпературного глаукофанового метаморфизма (De Roever, 1956_2, стр. 391). Он, несомненно, является минералом высоких давлений, возникающим при наиболее низкотемпературном метаморфизме в условиях фации глаукофановых сланцев. Даже допуская возможность ошибки в оценке давления в пределах 2,5 *кбар* (Ernst, 1963_2, фиг. 4), мы тем не менее все же получим давление не менее 5 *кбар* при 200° С для верхней границы *P—T*-области устойчивости кроссита. Тщательное измерение параметров кристаллической решетки в кросситах, образованных в течение наиболее низкотемпературного глаукофанового метаморфизма, может дать в этом смысле ценную информацию (сравн. Ernst, 1964). Дальнейшее и более надежно обоснованное разграничение полей устойчивости различных полиморфов кроссита и железосодержащего глаукофана было бы также весьма желательно.

Все изложенные рассуждения касались только минимальных давлений, необходимых для синтеза натровых амфиболов, если во всех случаях мы имели дело с полиморфными модификациями высоких давлений. При отсутствии других доказательств того, что полиморфы низких давлений встречаются в природе, можно было бы принять во внимание в качестве достаточно показательных примеров 15 глаукофанов и кросситов, исследованных Эрнстом (Ernst, 1963_2), и три дополнительных образца из зеленых сланцев (Ernst, 1964).

Поскольку все эти минералы принадлежат к полиморфам высоких давлений, из этого могло следовать, что кроссит, так же как и глаукофан, с заметным содержанием железа требует для своего образования в качестве стабильной фазы значительного давления.

С точки зрения автора, этот важный результат не был достаточно подчеркнут Эрнстом. Некоторые из его высказываний в последних работах даже вводят в заблуждение. Например: «Таким образом, хотя образование глаукофана самого по себе не является показателем физических условий метаморфизма, специфическая полиморфная разновидность ограничивает возможные *P—T*-условия перекристаллизации (1963_1, стр. 12), а также: «Глаукофан сам по себе устойчив в широких пределах физических условий...» (1964, стр. 1632). Подобным же образом можно было бы использовать термин «кианит» для двух или более разновидностей Al_2SiO_5! Очевидно, Эрнст хотел подчеркнуть, что полиморфная разновидность низкого давления с трудом отличается от разновидности высокого давления и, следовательно, все же в будущем может быть найдена в природе. Однако, с точки зрения автора, выражение «собственно глаукофан» всегда лучше применять к природному минералу и не следует так же называть одну из его полиморфных разновидностей, которая известна только как искусственный продукт. Следовательно, применение названия «глаукофан» к тому минералу, который является его искусственной полиморфной разновидностью, по-видимому, явилось одной из причин путаницы.

Расчеты, касающиеся пределов устойчивости лавсонита, недавно даны Крауфордом и Файфом (Crawford, Fyfe, 1965; см. также Essene et al., 1965, фиг. 1). Согласно этим расчетам, для образования лавсонита требуется давление приблизительно 4,5—5 *кбар* при 200° С, 5—5,5 *кбар* при 300° С, 5,5—6 *кбар* при 400° С и более высокое давление при 500° С. Эти давления более низкие, чем давления, полученные выше для кроссита и глаукофана с заметным количеством железа. Это, возможно, находится в согласии с появлением лавсонита до глаукофана, что наблюдалось Макки (McKee, 1962) в Центральной Калифорнии (см. также Coombs, $1960_{1,2}$, Winkler, 1965, стр. 147). Ввиду приблизительного равенства минимальных давлений, необходимых для образования лавсонита, железосодержащего глаукофана и кроссита, по-видимому, нет большого смысла вводить лавсонит-глаукофановую фацию (Winkler, 1965) или фацию глаукофан-лавсонитовых сланцев (Fyfe, Turner, 1966) вместо первоначальной фации глаукофановых сланцев Эскола. Исключение могло быть сделано, если введение таких названий фаций (содержащих названия обоих минералов — глаукофана и лавсонита) означало бы сравнение также серий ассоциаций с лавсонитом, но без глаукофана, аналогичных обнаруженным Макки. В этом случае присутствие или глаукофана (кроссита), или лавсонита, или обоих минералов было бы критическим для фации. В любом другом случае автор не видит никаких здравых аргументов для произвольного выделения из фации глаукофановых сланцев Эскола глаукофан-зеленосланцевой фации (Winkler, 1965) или серий ассоциаций, содержащих глаукофан, но без лавсонита. Многие полагают, что это более правильно, поскольку появление глаукофана в этих парагенезисах, как говорят, указывает на переход в сторону фации глаукофановых сланцев или фации глаукофан-лавсонитовых сланцев (Fyfe et al., 1958, стр. 228; Turner, Verhoogen, 1960, стр. 543; Fyfe, Turner, 1966).

Что касается температуры образования глаукофана и лавсонита, то современная путаница может быть хорошо проиллюстрирована сравнением представлений Винклера (Winkler, 1965, стр. 149), дающего от 350 до 430 или 450° С для своей лавсонит-глаукофановой фации, с последними оценками (200—300° С) для пород Францисканской формации из Калифорнии, сделанными Эрнстом (1965), и данных других исследователей (Essene et al., 1965) — от 150 до 300° С. Мы очень нуждаемся в более надежных критериях для определения температур, имевших место при метаморфизме. Ненадежность температур метаморфизма не дает возможности дальнейшей оценки минимальных давлений, имеющих место при образовании лавсонита и глаукофана с заметным содержанием железа. Давление 4—5 *кбар* при 200° С предварительно можно принять в качестве приблизительной нижней границы для обоих минералов, но это значение может оказаться все же ненадежным.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СПЕЦИФИЧЕСКИХ *P* — *T*-ОТНОШЕНИЙ

Винклер предполагал, что процесс образования глаукофана и лавсонита обусловлен региональным метаморфизмом погружения (см. также Coombs, 1961), что он не связан ни со складчатостью, ни с глубинными интрузиями (Winkler, 1965, стр. 4). Таким образом, давление могло быть обусловлено только давлением нагрузки осадков геосинклинали. Этим допущениям противоречат различные наблюдения, многие из которых могут быть проиллюстрированы. Так, например, Элленберг (Ellenberger, 1963) описал псевдоморфозы по лавсониту из метаморфических пород геоантиклинали Ванойз во Французских Альпах, где метаморфизм под давлением, обусловленным лишь погребенными осадками, не был бы возможен. Лефевр и Мичард (Lefèvre, Michard, 1965) описали

жадеит, глаукофан и лавсонит из окрестностей Аксеглио в Западных Альпах, где трудно представить покров больше 5 *км* мощностью (определяющий литостатическое давление около 1,5 *кбар*). Автор настоящей статьи обнаружил такие простирания складок в породах, включающих лавсонит из Юго-Восточного Целебеса, которые указывают, что складчатость начиналась всегда раньше, до образования этого минерала (De Roever, 1950, стр. 1457; 1956_2, стр. 388).

Кажется, что «покровная геосинклиналь» (геосинклиналь надвинутых слоев) Элленбергера (Ellenberger, 1952, 1958) лучше объясняет вышележащие покровы, которые могли дополнять давление нагрузки, необходимое для образования минеральных ассоциаций фации глаукофановых сланцев. Нигли (Niggli, 1966) в этом отношении говорит о погребенной тектонике в связи с образованием надвигов Альп.

Вопрос относительно того, обеспечит ли тектоническое погребение под большим количеством покровов достаточное давление нагрузки или же тектоническое сверхдавление (возрастание давления, поддерживаемое массой пород под направленным стрессом, см., например, Sobolev, 1960; Birch, 1955; De Roever, 1956_1, стр. 127; Clark, 1961; Coleman, Lee, 1962), является также важным. Вспомним дискуссию по поводу объяснения высоких давлений Н. Л. Добрецовым, изложенную раньше. Следует также обсудить, могут ли глаукофан и лавсонит образоваться под влиянием тектонического сверхдавления в сочетании с обычным давлением нагрузки в отсутствие тектонического погребения под сверхлежащими покровами. Установленное нами минимальное давление 4—5 *кбар* для образования лавсонита, железистого глаукофана и кроссита теперь может быть дополнено данными, имеющими отношение к образованию арагонита и жадеита с кварцем. В большей части современной литературы по этим вопросам указывается, что необходимо давление по крайней мере 8 *кбар*. Однако необходимы эксперименты по выяснению условий равновесия жадеитового пироксена более сложного состава в присутствии кварца.

Можно отметить, что одно из важных предположений о тектоническом сверхдавлении несколько лет назад было введено в американской и английской литературе, главным образом на основании работы Харда (Heard, 1963), выполненной с мрамором. Однако с недавних пор это предположение используется в нескольких работах, написанных во Франции (см. ниже). Для краткого резюме положения читатель отсылается к статье Бойда (Boyd, 1964, стр. 15), из которой может быть процитировано следующее: «Хард показал, что при уменьшении скорости напряжения (деформации) в значительной степени уменьшается прочность в экспериментах при относительно высоких температурах. Прочность мрамора «ЮЛ» при 500° С уменьшается от приблизительно 2 до 0,5 *кбар*, когда скорость деформации уменьшается от 10^{-1} до 10^{-7} в 1 *сек*. Хард установил, что прочность мрамора «ЮЛ» при этой температуре была бы порядка 10^{-6} *кбар* при умеренной скорости геологической деформации в 10^{-14} в секунду. Если более твердые породы проявляли бы пропорциональное уменьшение, тектоническое сверхдавление не могло быть значительным в течение метаморфизма, за исключением необычных условий высокого давления и низкой температуры. Тем не менее вопрос неопределенен, поскольку включает большие экстраполяции».

С точки зрения автора, имеется ряд доказательств, показывающих, что образование характерных минералов глаукофановых сланцев связано со значительным сверхдавлением тектонического происхождения, в частности, сверхдавлением флюида. По-видимому, температура в 500° С, указанная выше, слишком высока для образования характерных минералов фации глаукофановых сланцев, поскольку это потребовало бы чрезвычайно высоких давлений. При 300° С — температуре согласно

расчетам Эрнста (Ernst, 1965) и Эссена с соавторами (Essene et al., 1965) еще весьма высокой — и при той же «умеренной скорости геологической деформации», опыты Харда показывают, что прочность мрамора «ЮЛ» была бы не порядка 10^{-6} *кбар*, а 0,07—0,6 *кбар*. При 200° С эти значения будут уже заметно выше. Николас (Nicolas, 1966, стр. 262), который описал район с глаукофаном и жадеитом в Западных Альпах, также подчеркнул низкие температуры метаморфизма в процессе образования этих минералов и подобным же образом предполагал вероятность значительного тектонического сверхдавления.

Кроме того, по-видимому, мрамор лишь с трудом можно сопоставлять с другими породами ввиду легкости двойникования в кальците.

Более того, что также отмечено Хардом, скорости геологической деформации могут очень широко отклоняться от предположительных значений, это базируется на геодезических измерениях Вайтена (Whitten, 1956) вдоль разлома Сан-Андрюс. В таких сейсмических зонах высокий стресс может возникать внезапно, как, например, вблизи местных препятствий при отдаче, сопровождающей землетрясения.

Кроме того, думают, что одно лишь присутствие (например, в породах Францисканской формации, Калифорния) древних трещин, заполненных лавсонитом, глаукофаном, арагонитом или другими минералами (например, Brothers, 1954, стр. 625; Essene et al., 1965, стр. 697), дает очень важный аргумент в пользу возможности существования значительного сверхдавления тектонического происхождения. По-видимому, наличие похожих жил, образованных при сжатии или растяжении (Griggs, Handin, 1960, стр. 348—361; Heard, 1960, стр. 206—212), представляет обычное явление в породах фации глаукофановых сланцев, которое показывает сравнительно низкую ступень метаморфизма, аналогично жилам в других породах регионального метаморфизма низких ступеней (De Roever, 1940, стр. 73—74; табл. V, фиг. 1). Синкинематическая кристаллизация сравниваемых минералов, слагающих жилу и соответствующих паракристаллической формации жил (предпосылка для настоящего аргумента), была подчеркнута Мишем (Misch, 1962), который также считал, что трещины не были открытыми свыше молекулярных размеров благодаря непрерывному росту минералов внутрь стенок. В рассматриваемом случае трещины растяжения были образованы под радиально направленным (к центру Земли) давлением нагрузки, которое, согласно большинству американских исследователей метаморфизма Францисканской формации, достигало 8 *кбар* (соответствуя глубине около 30 *км*). Породы, в которых трещины растяжения могли быть образованы на такой глубине, под такими односторонними давлениями нагрузки, несомненно, должны были обладать большой прочностью в момент трещинообразования. Автор считает, что в таком случае прочность боковых пород в момент образования трещин могла быть достаточно большой, чтобы предполагать возможность значительного тектонического сверхдавления (случай 1). Также возможно и даже более вероятно, что давление нагрузки никогда не достигает 8 *кбар*, но бывает значительно меньше (случай 2). В обоих случаях давление флюида могло достигнуть 8 *кбар*, если жилы не соединялись с земной поверхностью. Эти давления флюида существовали в жилах не в самый момент растяжения трещин, но лишь впоследствии, т. е. после того, как флюиды мгновенно заполняли вновь образованные каналы (сравн. Griggs, Handin, 1960, стр. 351). В случае 1, только что упомянутом, давление флюида могло быть следствием давления нагрузки, которое оказывают вышележащие породы.

В случае 2, с другой стороны, давление флюида могло превышать в значительных размерах давление нагрузки; это, несомненно, должно быть приписано влиянию одностороннего стресса, который, очевидно, достигал величины порядка 8 *кбар*. В последнем случае такие трещины

сжатия или растяжения могли быть образованы в присутствии одностороннего давления порядка 8 *кбар* или более, так что в момент образования трещин породы могли иметь большую прочность. Из этого следует, что аналогичное одностороннее давление могло создавать значительное тектоническое сверхдавление при образовании трещин, выполненных лавсонитом, глаукофаном, арагонитом и т. д., что свидетельствует о возможности существования значительного флюидного сверхдавления тектонического происхождения.

К тому же тектоническое погребение под пачкой покровов толщиной около 15—30 *км*, теперь эрродированных вновь, трудно принять с геологической точки зрения (сравн. Rutland, 1965, чьи высказывания оцениваются несколько ниже; см. также Lefèvre, Michard, 1965). Николас пришел к сходным заключениям для района в Западных Альпах: «...необходима нагрузка пород мощностью более чем 30 *км*, чтобы допустить кристаллизацию жадеита, что является невероятным, согласно настоящему состоянию наших знаний по району» (Nicolas, 1966, стр. 30). Можно отметить, что часть Калифорнии, в которой глаукофан и лавсонит были найдены, как и любая грауваккова толща, очень неблагоприятна для структурного изучения этого вопроса.

Обычное отсутствие или редкость структурных признаков тектонического влияния во многих низкотемпературных породах фации глаукофановых сланцев было использовано Винклером (Winkler, 1965) в качестве аргумента против предположения тектонического сверхдавления. Во-первых, можно отметить, что породы при внимательном рассмотрении могут иметь некоторые структурные признаки тектонического влияния (паракристаллические трещины, упомянутые выше). Замечание Винклера относится к недеформированному облику таких пород; для них автор данной статьи в работе 1947 г. по востоку центрального Целебеса ввел название лавсонит-глаукофановой субформации вместо субфации лавсонит-глаукофановых сланцев. Однако наличие тектонического сверхдавления не означает, что обсуждаемые породы подвергаются деформации, почти одновременной с осадкообразованием, если предел прочности рассматриваемых пород не достигается (De Roever, 1965, стр. 940). В этом отношении интересно следующее высказывание Николаса: «...причина и результат, стресс и деформация, слишком легко смешиваются. Эта путаница понятна, ибо мы очень часто оцениваем стресс только посредством деформаций, сопровождающих его. Но нельзя забывать, что деформация также обусловлена компетентностью окружающей среды... ориентированный стресс может развиваться, не вызывая заметной деформации, в то время как деформация устанавливается только после того, когда достигается определенный порог, и часто вызывает прекращение действия стресса» (De Roever, 1966, стр. 30). Автор настоящей статьи склонен вообще аннулировать предположение Винклера: серпентинитовые массивы Калифорнии, например, согласно не только общей гипотезе автора (De Roever, 1957; см. выше), но и мнению Эрнста (Ernst, 1965, стр. 906), могут представлять гидратированный материал мантии, тектонически перемещенный вверх вдоль зон смятия. Таким образом, в течение и, вполне вероятно, также после размещения серпентинитов значительный стресс мог создаваться массой вмещающих пород. Тектоническое сверхдавление могло развивать интенсивное смятие, особенно в недеформированных породах вблизи этих зон (сравн. с зонами глубинных разломов Н. Л. Добрецова). Здесь, как и в других аналогичных случаях, мы будем иметь дело с необычными условиями высокого давления и низкой температуры, приведенными в обзоре Бойда (Boyd, 1964) как возможное исключение из общего правила. Здесь мы не имеем дело с «достаточной скоростью геологической деформации порядка 10^{-14} в секунду», ведь постоянная деформация часто бывает незначи-

тельной, в то время как очень мощный стресс, вызывающий паракристаллическое трещинообразование, зафиксированное наличием многочисленных синкинематических жил с характерными минералами фации глаукофановых сланцев, вероятно, был прерывистым, в частности, внезапно возникал аналогично процессам брекчирования в современных сейсмических зонах. Отсюда можно ожидать, что условия, приближающиеся к условиям, требуемым для устойчивого образования метаморфического арагонита и жадеит-кварцевых ассоциаций, действительно существуют!

По-видимому, одна трудность препятствует этому ходу рассуждений: известно, что кристаллы глаукофана и кроссита обычно обнаруживают правильную, неслучайную (без флуктуаций) зональность. Поскольку изменения P—T-условий в процессе образования амфиболов хорошо отражены в их составе, очевидно, что изменения в давлении также должны быть правильными, неслучайными. Это трудно согласовать с допущением внезапно образованного большого сверхдавления. Таким образом, можно прийти все же к заключению, что сверхдавление никогда не имело важного значения. Если глубина метаморфизма не была чрезмерной, из этого может следовать, что давления были значительно ниже, чем показано выше. По-видимому, это не исключено, с точки зрения надежности в определении таких давлений, как показано ранее для Al_2SiO_5. С другой стороны, возможность высокой прочности, сопутствующая возможности значительного сверхдавления, обусловлена не только скоростью деформации, но также и температурой. Если температура была сравнительно низкой, внезапное возникновение стресса для обеспечения сравнительно высокой прочности маловероятна, так же как и значительное сверхдавление. Следовательно, во время движения вдоль главной зоны разлома (рассматривая его как один непрерывный процесс) сверхдавление может добавляться (прилагаться) более постепенно и закономерно, так что оно не обнаруживает значительных вариаций. Автор предпочитает такое объяснение.

Подобный довод может быть применен для объяснения образования глаукофана и лавсонита в области границ между надвинутыми слоями (толщами). Следовательно, другая важная проблема касается вопроса, имели глаукофан и лавсонит в случае более регионального распространения действительно региональное или псевдорегиональное распространение, встречаясь особенно часто вдоль более или менее узких зон сильного тектонического сжатия, как описано в статье Николаса (Nicolas, 1966, стр. 122). Николас говорит о поверхностях механического несогласия, таких, как плоскости контакта с основанием или пограничной зоной массива лерцолитов Ланцо (Nicolas, 1966, стр. 264). На карте он также отмечает специальные зоны с глаукофаном внутри празинитов. Здесь понятие «глубинные разломы», возможно, применимо не во всех отношениях, хотя основная идея существенно не меняется.

Может быть задан вопрос, достаточно ли для образования глаукофана и лавсонита давления нагрузки осадочного происхождения в комбинации со значительным сверхдавлением тектонического происхождения (при отсутствии тектонического захоронения). Во многих случаях, когда согласно соответствующей литературе покровные структуры неправдоподобны, это предположение кажется пока лучшим предложенным объяснением.

Однако, если последнее предположение и правильно, в участках, содержащих надвинутые слои, мы сталкиваемся с проблемой: обусловлено ли давление во время образования глаукофана и лавсонита, встречающихся в таких районах, комбинацией тектонического захоронения и сверхдавления тектонического происхождения, как предположил Николас (Nicolas, 1966, стр. 264), или, возможно, в большом числе случаев

сверхдавлением тектонического происхождения в геосинклинальной обстановке без какой-либо важной роли тектонического захоронения, как предложил Виалон (Vialon, 1966, стр. 273, 274, 278, 282). Виалон описал смежный с Западными Альпами район. Его аргумент может быть интересен в следующем отношении. Он подчеркивает, что между верхними и нижними частями надвига в толще «блестящих сланцев» фактически нет различия в степени метаморфизма. Следовательно, можно сделать вывод, что мощная перекрывающая серия была уничтожена эрозией. Но поскольку время такой эрозии очень ограничено, Виалон был склонен предположить, что глаукофан образовался раньше. Он заключил (Vialon, 1966, стр. 282): «Если допустить существование древних и глубоких разломов ...возобновившаяся активность глубоких разломов влечет за собой метаморфизм в этом сооружении, которое совершенно скрыто «геосинклинальными» отложениями. Кристаллизация, направляемая развивающимися структурами, здесь может происходить только при высоком давлении и низкой температуре, характерных для геосинклинальной обстановки... В этой связи рождается концепция о существенной фазе альпийского метаморфизма, одновременной с эмбриональными движениями и приуроченной к трогам (глубинным прогибам) осадконакопления, где преобладают высокие давления и низкий температурный градиент... Только после этих первоначальных событий происходило частичное осушение, поднятие бассейна и надвигание его на внешнюю сторону цепи. Форланд в таком случае в свою очередь подвергся метаморфизму, если он был захоронен под покровом достаточной мощности... Все это, без сомнения, не больше, чем предположение, геопоэзия...» Интересная геопоэзия, без сомнения. В самом деле, можно предположить, что в процессе одной орогении глаукофан образовывался в разное время, на разной стадии, как только что описано, и после тектонического захоронения.

Из обсуждения всех этих вопросов и мнений, по-видимому, выясняется новая картина ранних фаз метаморфизма в глаукофансодержащих орогенических поясах. Массы альпинотипных перидотитов и серпентинитов были транспортированы из верхней мантии в их современное положение надвигом и в соответствии с хессовским «механизмом арбузных семян» (Hess, 1955, стр. 402). В определенных, более или менее узких зонах поясов стрессовые усилия, равные или сравнимые с усилиями, проявляющимися в многостадийном внедрении таких ультрамафических масс, могут создавать значительное сверхдавление. Такие перегрузки были отчасти флюидным сверхдавлением тектонического происхождения. Вместе с температурой и давлением нагрузки оно играло решающую роль в образовании глаукофана и лавсонита. Это должно иметь место в связи с ранними стадиями движения в процессе геосинклинального прогибания, а также при надвигании, которое создало серию покровов. В последнем случае надвигание должно частично иметь связь с более ранним образованием разломов, связанным с первыми стадиями внедрения ультраосновных масс, а частично совсем не зависеть от этого внедрения. В случае более регионального появления глаукофан и лавсонит, возможно, могут более или менее концентрироваться в зонах сильного тектонического сжатия.

Читатель может заметить, что такая картина является только развитием идей Н. Л. Добрецова, Когулю, Николаса и Виалона, цитированных выше. Будущие исследования должны показать, близко ли это к истине или нет. В любом случае, однако, представляется, что сверхдавление тектонического происхождения — излюбленная концепция академика В. С. Соболева — является значительно более важным в образовании глаукофансодержащих и родственных пород, чем допускается в большей части литературы.

SOME PROBLEMS CONCERNING THE ORIGIN OF GLAUCOPHANE AND LAWSONITE

W. P. DE ROEVER

SUMMARY

Available experimental and X-ray data indicate that common natural iron-bearing glaucophane requires considerable pressure for its formation, as does lawsonite. These minerals are not formed by mere sedimentary burial; in many instances there seems to have been a genetic connection with the emplacement of masses of alpin-type ultramafica. The presence of paracrystalline fractures filled by characheristic minerals of the glaucophane schist facies is indicative of the possible existence of considerable overpressure of tectonic origin during their formation; strain was often negligible and temperature was low, implying the possibility if high strength. A new picture of the early phases of metamorphism in glaucophane-bearing orogenic belts seems to emerge (cf. Dobretsov, Cogulu, Nicolas, Vialon): in certain more or less narrow zones of these belts, stresses equal or comparable to those involved in the multistage tectonic emplacement of mantle-derived masses of ultramafics, may have given rise to considerable overpressure; such overpressure was in part fluid overpressure of tectonic origin; together with load pressure, it played a decisive role in the formation of glaucophane and lawsonite; this took place in connection with early stages of the movement within the geosynclinal setting, as well as during overthrusting which produced a pile of nappes. In the case of more regional occurence of glaucophane and lawsonite, these minerals may be more or less restricted to zones of strong overpressure. A number of other problems are also touched upon.

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 14». Изд-во «Наука», 1964.

Добрецов Н. Л., Пономарева Д. Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1965, **160**, № 1.

Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Жадеитсодержащие и другие миндалины в метаэффузивах Северо-Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1966, **167**, № 3.

Althaus E. The triple point andalusite-sillimanite-kyanite.— Contr. Min. and Petrol., 1967, **16**, N 1.

Bell P. Aluminium silicate system: experimental determination of the triple point.— Science, 1963, **139**.

Bianchi A., dal Piaz G. Gli inclusi di «micascisti eclogitici» della Zona Sesia nella Formazione Porfiritica Permiana della Zona del Canavese fra Biella ed Oropa.— Giorn. geol. (Bologna), 1963, **31**, 2, p. 39—76.

Binns R. A. Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales.— J. Geol. Soc. Australia, 1964, **11**, p. 283—330.

Birch F. Physics of the crust.— Geol. Soc. Ameirca Spec. Paper, **62**, 1955, p. 101—117.

Blake M. C. Jr., Ghent E. D. Regional glaucophane-schist-facies metamorphism in the northern Coast Ranges of California.— Geol. Soc. America Spec. Papers, **82**, 1965, p. 241.

Boyd F. R. Geological aspects of high-pressure research.— Science, 1964, № 3627, p. 13—20.

Boyd F. R., MacGregor I. D. Ultramafic rocks.— Annual Rept Director Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1964, **63**, p. 152—156.

Brothers R. N. Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, California.— Amer. J. Sci., 1954, **252**, p. 614—626.

Brouwer H. A. Geologische onderzoekingen op het eiland Celebes.— Verhandel geol. mijnbouwk. Genootsch. Nederl. en Kol., Geol. ser., 1934, **10**, p. 39—217.

Chesterman C. W. Intrusive ultrabasic rocks and their metamorphic relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino County, California.— Rep. 21-st Internat. Geol. Congr., 1960, **13**, p. 208—215.
Clark S. P. Jr. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite.— Amer. J. Sci., 1961, **259**, p. 641—650.
Cogné J. Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille.— Mém. expl. Carte géol. détaillée France, 1960.
Cogné J., Jeannette D., Rutland M. L'Ile de Groix. Etude structurale d'une serie metamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale.— Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, 1966, **19**, p. 41—95.
Cogulu E. Remarques sur les schistes à glaucophane et lawsonite de la région de Mihaliççik (Turquie).— Arch. sci. Soc. phys. et histoire natur. Genève, 1965, **18**, p. 126—131.
Coleman R. G. In Geological Survey research 1963. Summary of investigations.— U. S. Geol. Survey Profess. Paper, 1963, **475-A**, p. 139—140.
Coleman R. G., Lee D. E. Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California.— Amer. J. Sci., 1962, **260**, p. 577—595.
Colin H. J. Geologische Untersuchungen im Raume Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (SW Anatolien).— Bull. Mineral. Res. and Explor. Inst. Turkey, 1962, **59**, p. 19—61.
Coombs D. S. Lawsonite metagraywackes in New Zealand.— Amer. Mineralogist, 1960_1, **45**, p. 454—455.
Coombs D. S. Lower grade mineral facies in New Zealand.— Rept 21-st Internat. Geol. Congr., 1960_2, **13**, p. 339—351.
Coombs D. S. Some recent work in the lower grades of metamorphism.— Austral. J. Sci., 1961, **24**, p. 203—215.
Crawford W. A., Fyfe W. S. Lawsonite equilibria.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, p. 262—270.
Dallwitz W. B., Green D. H., Thomspon J. E. Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua.— J. Petrol., 1966, **7**, p. 375—403.
De Roever W. P. Geological investigations in the southwestern Moetis region (Netherlands Timor).— Geol. Exp. Univ. Amsterdam to the Lesser Sunda Islands under leadership of H. A. Brouwer. Amsterdam, Noord-Hollandsche Uitgevers Mij., 1940, **2**, p. 97—344.
De Roever W. P. Igneous and metamorphic rocks in eastern Central Celebes.— Geol. Exp. in the island of Celebes under the leadership of H. A. Brouwer. Amsterdam, North-Holland Publ. Co., 1947, p. 65—173.
De Roever W. P. Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists from South East Celebes, and on the origin of glaucophane-bearing rocks.— Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet., 1950, **53**, p. 1455—1465.
De Roever W. P. Tectonic conclusions from the distribution of the metamorphic facies in the island of Kabaena, near Celebes.— Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 1953, **2**, p. 71—81.
De Roever W. P. Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism.— Geol. en mijnbouw, 1956_1, **18**, p. 123—127.
De Roever W. P. Some additional data on the crystalline schists of the Rumbia and Mendoke Mountains, South East Celebes.— Verhandl. Koninkl. nederl. geol. mijnbouwk. Genootsch. Geol. Ser., 1956_2, **16**, p. 385—393.
De Roever W. P. Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?— Geol. Rundschau, 1957, **46**, p. 137—146.
De Roever W. P. On the cause of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of different age.— Geol. Rundschau, 1965, **54**, p. 933—943.
De Roever W. P., Nijhuis H. J. Plurifacial alpine metamorphism in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane.— Geol. Rundschau, 1964, **53**, p. 324—336.
Diehl E. A. Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien).— Schweiz. Mineral. und Petr. Mitt., 1938, 18, p. 214—403.
Dobretsov N. L. The jadeite rocks as indicators of high pressure in the Earth's crust.— Internat. Geol. Congr. Rept 22-nd Sess. India, 1964, Abstr., p. 231—232.
Dobretsov N. L., Reverdatto V. V., Sobolev V. S. et al. Distribution of regional metamorphism facies in U. S. S. R.— Internat. Geol. Rev., 1966, **8**, p. 1335—1346.
Ellenberger F. Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise.— Compt. Rend. Soc. géol. France, 1952, p. 318—321.
Ellenberger F. Étude géologique du Pays de Vanoise. Mém. expl. Carte géol. détaillée France, 1958.
Ellenberger F. La Vanoise, un géanticlinal métamorphique.— Livre à la mèmoire du Prof. P. Fallot, 1936, v. **2**, p. 383—393.
Ernst W. G. Stability relations of glaucophane.— Amer. J. Sci., 1961, **259**, p. 735—765.
Ernst W. G. Petrogenesis of glaucophane schists.— J. Petrol., 1963_1, **4**, p. 1—30.
Ernst W. G. Polymorphism in alkali amphiboles.— Amer. Mineralogist, 1963_3, **48**, p. 241—260.

Ernst W. G. Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, **28**, p. 1631—1668.
Ernst W. G. Mineral parageneses in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, p. 879—914.
Eskola P. Om mineralfacies.— Geol. fören i Stockh. Förhandl., 1929, **51**, 157—172.
Essene E. J., Fyfe W. S., Turner F. J. Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks, California.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1965, **11**, p. 695—704.
Fyfe W. S., Turner F. J. Reappraisal of the metamorphic facies concept.— Contribs. Mineral. and Petrogr., 1966, **12**, p. 354—364.
Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies.— Mem. Geol. Soc. America, 1958, **73**.
Ghent E. D. Glaucophane-schist facies metamorphism in the Black Butte area, northern Coast Ranges, California.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, p. 385—400.
Gisolf W. F. Microscopisch onderzoek van de gesteenten der Midden-Celebes-verzameling van E. C. Abendanon. In: E. C. *Abendanon.* Geol. en geogr. doorkruisingen van Midden-Celebes (1909—1910), Leiden, Brill, 1917, **3**, p. 1017—1382.
Griggs D., Handin J. Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes.— Mem. Geol. Soc. America, 1960, **79**, p. 347—364.
Heard H. C. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure.— Mem. Geol. Soc. America, 1960, **79**, p. 193—226.
Heard H. C. Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble.— J. Geol., 1963, **71**, p. 162—195.
Hess H. H. Serpentines, orogeny, and epeirogeny.— Geol. Soc. America Spec. Papers, 1955, **62**, p. 391—407.
Holm J. L., Kleppa O. J. The thermodynamic properties of the aluminum silicates.— Amer. Mineralogist, 1966, **51**, p. 1608—1622.
Khitarov N. I., Pugin V. A., Pin Chao, Slutskii A. B. Relations between andalusite, kyanite and sillimanite at moderate temperatures and pressures.— Geochemistry (Engl., transl. of Geokhimiya), 1963, **3**, p. 235—244.
Koperberg M. Bouwstoffen voor de geologie van de residentie Manado. 3. Poso, Todjo.— Jaarb. Mijnw. Nederl. Indië, 1929, **57**, Verh. 2, p. 283—446.
Lefèvre R., Michard A. La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie).— Bull. Soc. franç. Mineral. Cristallogr., 1965, **88**, p. 664—677.
Matsushima S., Kennedy G. C., Akella J., Haygarth J. A study of equilibrium relations in the systems Al_2O_3—SiO_2—H_2O and Al_2O_3—H_2O.— Amer. J. Sci., 1967, **265**, p. 28—44.
McKee B. Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in Central California.— Amer. J. Sci., 1962, **260**, p. 596—610.
Misch P. New criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 1962, **68**, p. 44—45.
Misch P. Geotectonic interpretation of mid-Cretaceous thrust faults in northwestern Cascade Mountains.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, **44**, p. 211—212.
Misch P. Tectonic evolution of the Northern Cascades in Washington State.— Canad. Inst. Min. Met. Spec., 1966, **8**, p. 101—148.
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, **2**, p. 277—311.
Newton R. C. Kyanite-andalusite equilibrium from 700° to 800° C.— Science, 1966, **3732**, p. 170—172.
Nicolas A. I. Etude petrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). II. Le complèxe Ophiolites-Schistes Lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. Fac. Sci. Nantes, 1966.
Niggli E. History of temperature and pressure conditions in the Swiss Alps in Neozoic times.— U. U. G. G., 1966, Chronicle, **63**, p. 56—57.
Nijhuis H. J. Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrin, SE Spain. Thesis, Univ. Amsterdam, 1964.
Pamić J. Igneous and tectonic structures in ultramafics of the central parts of Bosnian serpentinite zone.— Inst. Géol. Sarajevo, Geol. glasnik, 1964, **2**.
Peive A. V. Fractures and their role in the structure and development of the Earth's crust.— Report 21-st Internat. Geol. Congr., 1960, **18**, p. 280—286.
Ragan D. M. Emplacement of the Twin Sisters dunite, Washington.— Amer. J. Sci., 1963, **261**, p. 549—565.
Ransome F. L. The geology of Angel Island.— Bull. Dept. Geol. Univ. California, 1894, **1**, p. 193—234.
Rost F. Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten.— Freiberger. Forschungsh., 1959, C, **58**, p. 28—65.
Rutland R. W. R. Tectonic overpressures. Controls of metamorphism W. S. Pitcher, G. W. Flinn (Eds). Edinburgh and London, Oliver and Boyd, 1965, p. 119—139.

Schürmann H. M. E. Beiträge zur Glaukophanfrage.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1951, 49—68.
Schürmann H. M. E. Beiträge zur Glaukophanfrage (2).— Neues Jahrb. Min. Abh., 1953, 85, p. 303—394.
Seiders V. M. Geology of Central Miranda, Venezuela. Dept Geol. Princeton Univ. Direccion de Geologia, Venezuela, 1962.
Sobolev V. S. Role of high pressure in metamorphism.— Rept 21-st Internat. Geol. Congr., 1960, **14**, p. 72—82.
Suzuki J. On some soda-pyroxene and- amphibole bearing quartz schists from Hokkaido.— J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., 1934, **2(4)**, p. 339—353.
Takeuchi H., Uyeda S. A possibility of present-day regional metamorphism.— Tectonophysics, 1965, **2**, p. 59—68.
Talioferro N. L. Franciscan-Knoxville problem.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, **27**, p. 109—219.
Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology.— N. Y. Toronto, London, McGraw-Hill, 1960.
Uyeda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan.— J. Geophys. Res., 1964, **69**, p. 2121—2141.
Van der Kaaden G. The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. Maden Tetkik ve Arama Bull (in press).
Van der Plas L. Petrology of the Northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks).— Leidse geol. meded., 1959, **24**, 418—598; also thesis Univ. Leiden.
Verhofstad J. Glaucophanitic stone implements from West New Guinea (West Irian).— Geol. en mijnbouw, 1966, **45**, p. 291—300.
Vialon P. Étude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes Cottiennes internes, Italie.— Trav. Lab. géol. Fac. sci., Grenoble, Mém., 1966, **4**.
Weill D. F. Stability relations in the Al_2O_3—SiO_2 system calculated from solubilities in the Al_2O_3—SiO_2—Na_3AlF_6 system.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, **30**, p. 223—237.
Whitten C. A. Crustal movement in California and Nevada.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, **37**, p. 393—398.
Winkler H. G. F. Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin, Heidelberg, N. Y., Springer-Verlag, 1965.
Yasui M., Watanabe T. Terrestrial heat flow in the Japan Sea.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1965, **43**, p. 549—563.

ПИРОКСЕНЫ В ГОЛУБОСЛАНЦЕВОЙ ФАЦИИ КАЛИФОРНИИ

Р. Г. КОУЛМЕН, ДЖ. Р. КЛАРК

Геологическая служба США, Менло Парк, Калифорния

ВВЕДЕНИЕ

Теперь определенно установлено, что голубосланцевая метаморфическая фация характеризуется в общем относительно высокими давлениями и низкими температурами по сравнению с другими фациями. Можно ожидать, что физическая и химическая характеристика пироксенов, образующихся в такой обстановке, будет несколько отличаться от таковой пироксенов, кристаллизующихся в обстановке, где влияние температуры преобладает над давлением. Жадеитовые пироксены и близкие к ним типы образуются при двух различных геологических процессах, являющихся частью глаукофан-сланцевого метаморфизма: 1) региональный метаморфизм граувакк, базальтов и метачертов [1] приводит к широкому распространению пироксена, близкого к жадеиту, омфацита и акмитового пироксена соответственно; 2) локальные концентрации чистого жадеита встречаются в виде мономинеральных тел и жил в метасоматически измененных тектонических включениях, в сланцеватых (перемятых) серпентинитах. Предполагается, что такое образование чистого жадеита в сланцевых серпентинитах одновременно с голубосланцевым метаморфизмом окружающих граувакк и вулканитов Францисканской формации (Coleman, 1961). Целью этой статьи является сопоставление вариаций состава и физических свойств пироксенов с типами пород.

Всесторонняя дискуссия о геологии францисканских голубых сланцев дана Бэйли и другими (Bailey et al., 1964).

ПЕТРОЛОГИЯ

Несмотря на свой щелочной характер, пироксены в голубых сланцах соответствуют широкому интервалу составов, характеризующих следующие типы пород, в которых они кристаллизовались: метаграувакки, метачерты, метабазальты и серпентиниты.

Метаграувакки. Метаграувакки и глинистые сланцы являются наиболее обычным типом пород в пределах Францисканской голубосланцевой толщи, и поэтому ассоциирующие жадеитовые пироксены — наиболее обычные разновидности. Метаграувакки характеризуются отсутствием четких плоскостных текстур и в поле выглядят как неметаморфизованные граувакки. Характерной минеральной ассоциацией является: кварц-жадеитовый пироксен-лавсонит-мусковит, с переменными количествами глаукофана, арагонит-кальцита, хлорита и альбита. Менее метаморфизованные породы с валовым составом, эквивалентным таковому в жадеитсодержащих метаграувакках, содержат ассоциацию кварц—мусковит—хлорит—альбит—лавсонит—арагонит. Хотя жадеитовый пироксен

[1] Здесь и дальше «метачерт» — метаморфизованная кремнистая порода («*черт*» — . *chert*).— *Прим. ред.*

содержит 70—90 мол.% жадеитового компонента, отсутствие чистого конечного члена, жадеита $NaAlSi_2O_6$, указывает, что кварц+альбит еще устойчивы и что давление ниже линии реакции альбит→жадеит+кварц.

Метачерты (кремнистые породы). Хотя метачерты дают более эффективные метаморфические образцы среди голубых сланцев Калифорнии, они составляют только небольшую часть (менее 1%) общего разреза францисканской серии. Метачерты характеризуются очень тонкой полосчатостью (прослои 0,5—10,0 *мм*) и резко изменяются по составу от одного прослоя к другому. Для этих пород характерными пироксенами являются эгирин и эгирин-авгит, а обычно ассоциирующие минералы представлены кварцем, гранатом, кроссит-рибекитом, стильпномеланом, диритом (deerite) и белой слюдой. В нашем распоряжении имеется слишком мало анализов, чтобы оценить возможные пределы колебания состава пироксенов, хотя содержание жадеитового компонента, вероятно, меньше 20 мол.%. Прерывистый характер выходов чертов затрудняет прослеживание каких-либо взаимоотношений между составом пироксенов и степенью метаморфизма.

Метабазальты. Продукты метаморфизма в метабазальтах имеют больше значения для обсуждения и легче распознаются, чем в других типах пород, потому что первоначальные магматические минералы метабазальтов наименее устойчивы в процессе метаморфизма. Метабазальты классифицированы как тип II, тип III и тип IV (Coleman, Lee, 1963). Тип II метабазальтов содержит омфацит, богатый эгириновым компонентом (более 30 мол.%), который ассоциирует с глаукофаном, лавсонитом, пумпеллиитом, белой слюдой модификации 1M, хлоритом и арагонитом. В типе II метабазальтов сохраняются изверженные структуры и текстуры, но порода полностью перекристаллизована. Тип III метабазальтов имеет ту же минеральную ассоциацию, что и тип II, но более крупные кристаллы и характеризуется хорошо развитой метаморфической структурой промежуточного типа. Пироксен, обычный в типе III метабазальтов, представлен омфацитом, имеющим состав, почти идентичный составу омфацитов из типа IV (эклогитов). В типе IV метабазальтов минеральные ассоциации включают гранат, глаукофан, эпидот и белую слюду. Омфацит опять же является наиболее обычным пироксеном, появляющимся как в эклогитах, так и глаукофановых сланцах, и имеет относительно постоянный состав: около 35 мол.% жадеита и 50 мол.% диопсида; остальные 15 мол.% варьируют широко. Калифорнийские эклогиты, по существу, принадлежат к голубосланцевой фации (Coleman et al., 1965), потому что эклогиты иногда переслаиваются с глаукофановыми сланцами без признаков ретроградных взаимоотношений.

Серпентиниты. Нахождение пироксена, близкого к чистому жадеиту $NaAlSi_2O_6$, ограничено телами перемятых серпентинитов во Францисканской формации, но эти жадеиты не ассоциируют с кварцем. Наиболее крупное известное месторождение жадеита в Калифорнийских Береговых хребтах содержится в серпентинитовом массиве Нью-Идриа; меньшие по размерам находки жадеита указываются в серпентинитовых массивах, локализованных в других местах (Coleman, 1961). Для жадеитовых пород Нью-Идриа установлены два различных генетических типа: 1) тектонические включения альбит-кроссит-пироксеновых сланцев, содержащих жадеит как составляющий минерал или в секущих жилках; эгирин является обычным акцессорным минералом в этих сланцах; 2) стручкоподобные (podlike) тела, характеризующиеся центральным ядром из жадеитового пироксена, окруженного кальций-силикатной оторочкой. Жилы в сланцах содержат чистый белый жадеит, ассоциирующий с альбитом и анальцимом, в то время как стручкоподобные тела (линзы) содержат темно-зеленый, почти мономинеральный жадеи-

товый пироксен, окруженный оторочкой, содержащей пектолит, гидрогранат, томсонит и сфен. В составе белого жадеита в жилах из тектонических включений — 97 мол.% собственно жадеитовой молекулы, а в темно-зеленой разновидности из сланцев и линз — 100—75 мол.% жадеита. В обоих случаях имел место интенсивный метасоматический обмен с окружающими серпентинитами, так что первоначальные породы, содержащие жадеит, приобрели необычный химический состав, недосыщенный Si и обогащенный Na и Al. Присутствие чистого жадеита здесь имеет место при давлениях выше линии реакции жадеит⇄нефелин+альбит. Таким образом, поле фации голубых сланцев лежит между кривыми разложения чистого жадеита и чистого альбита.

МИНЕРАЛОГИЯ

Минералогическое обсуждение основано на изучении 14 анализированных пироксенов из калифорнийских голубосланцевых толщ; данные для наиболее представительных образцов приведены в табл. 1—4. В настоящее время нет пригодных анализов для образцов из метачертов. Коулменом описаны жадеиты и жадеитовые пироксены из серпентинитов (Coleman, 1961), жадеитовые пироксены из метаграувакк (Coleman, 1965) и омфациты из метабазальтов (Coleman et al., 1965). Некоторые представленные здесь данные являются все же новыми, а именно, неко-

Таблица 1. **Результаты химических анализов пироксенов из пород голубосланцевой фации, США, Калифорния**

Окислы	Серпентиниты, Клиа-Крик, район Нью-Идриа, округ Сан-Бенито		Метаграувакки, о-в Ангела, залив Сан-Франциско	Метабазальты	
				Уорд Крик, округ Сонома	о-в Тибурон, округ Каунти
	жадеит, R-1854 (1)	жадеитовый пироксен, R-1853 (2)	жадеитовый пироксен, B-48 (3)	эгириновый пироксен, 15-Cz-60 (4)	омфацит, 100-RGC-58 (5)
SiO_2	59,06	56,54	59,20	51,8	54,3
Al_2O_3	24,62	18,38	21,94	11,2	10,0
TiO_2	0,08	0,44	0,50	2,8	0,20
Fe_2O_3	0,41	5,67	1,42	11,3	3,5
V_2O_3	—	—	0,09	—	—
FeO	0,18	1,05	0,64	2,4	3,2
MnO	0,03	0,10	0,03	0,11	0,02
MgO	0,17	1,44	1,04	3,6	8,2
CaO	0,35	2,69	1,14	5,1	13,3
Na_2O	14,95	13,00	13,70	9,6	6,8
K_2O	0,01	0,03	0,08	0,38	0,02
H_2O^+	0,07	0,20	0,00	1,9	0,12
H_2O^-	0,03	0,05	0,05		0,06
Прочее	—	0,01	0,04	—	—
Сумма	99,96	99,60	99,87	100,2	99,7

1 — аналитик Е. Н. Ослунд, Университет Миннесота (Coleman, 1961, табл. 1, колонка 2); 2 — аналитик Е. Н. Ослунд, Университет Миннесота (Coleman, 1961, табл. 1, колонка 3); 3 — аналитики Р. Е. Ставенс, А. А. Ходос, С. Т. Найл, А. К. Беттига и Е. Годижн, Геологическая служба США (Coleman, 1965, табл. 1, обр. 1); определены другие элементы (в %): ZrO_2—0,009; Cr_2O_3—0,010; NiO — 0,004; BaO — 0,003; BeO — 0,0005; CoO — 0,0003; CuO — 0,002; PbO — 0,002; Sc_2O_3 — 0,008; Ag — 0,003; 4 — аналитики Л. Б. Битти, А. С. Беттига и У. У. Брэннок, Геологическая служба США (Coleman et al., 1965, табл. 5); 5 — аналитики Л. Б. Битти, А. С. Беттига и У. У. Брэннок, Геологическая служба США (Coleman et al., 1965, табл. 5).

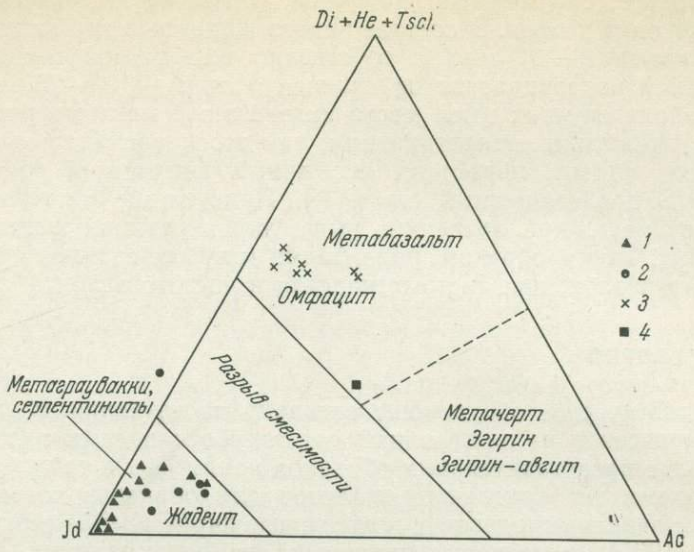


Рис. 1. Треугольная диаграмма, показывающая вариации состава пироксенов в величинах содержаний компонентов: жадеита (*Id*), эгирина (*Ac*) и диопсида (*Di*), плюс геденбергит (*He*), плюс чермакит (*Tsch*)

1 — жадеиты из метаграувакк; *2* — жадеиты из серпентинитов; *3* — омфациты из метабазальтов; *4* — эгириновые пироксены из метабазальтов

торые рентгеновские порошкограммы и константы решетки. Все экспериментальные работы были выполнены с особой тщательностью, чтобы получить и использовать только гомогенные, очищенные материалы.

Химизм. Результаты представительных химических анализов пироксенов даны в табл. 1 и расчет формул — в табл. 2. Формулы были выражены как $(M_2)(M_1)T_2O_6$, где M_2 — Ca и Na; M_1 — Mg, Al, Fe и Ti; T — Si и Al в тетраэдрической координации, дополняющий Si до 2 единиц. Чистые жадеиты фактически не содержат Al в тетраэдрической координации, эта особенность минералов высоких давлений была прокомментирована Томпсоном (Thompson, 1947), Йодером (Yoder, 1950) и другими [1]. Омфациты имеют несколько больше Al в тетраэдрической координации, а эгириновые пироксены, как оказывается, имеют наибольшее количество Al^{IV}, но максимальное количество Al^{IV} в любом из этих пироксенов не превышает 5% общего количества тетраэдрических катионов (Al+Si). Предполагается, что весь остальной Al находится в октаэдрической координации и включен в M_1-катионы. Сумма M_1-катионов варьирует и несколько превышает ожидаемую величину 1,00 для пироксенов из метабазальтов, а сумма M_2-катионов заметно меньше 1,00 для двух образцов. Эти вариации могут отражать трудности получения гомогенного материала в достаточно большом количестве для полного химического анализа.

Химические вариации среди этих калифорнийских пироксенов показаны на диаграмме состава (рис. 1), на которой указаны примерные поля для пироксенов из серпентинитов, метаграувакк и метабазальтов. Н. Л. Добрецов (1962) обсуждал пределы смесимости и средние составы жадеитовых пироксенов и заключил, что диопсид-жадеиты (ом-

[1] Особое внимание роли Al в четверной и шестерной координации с изменением давления было уделено в работах В. С. Соболева. См., например: «Введение в минералогию силикатов». Изд-во Львовск. ун-та, 1959.— *Прим. ред.*

фациты) отделены областью несмесимости от жадеитов. На его диаграмме разрыв смесимости попадает между 60 и 80 мол. % жадеита. Представленные точки составов калифорнийских пироксенов подтверждают наличие разрыва смесимости в природном ряду диопсид — жадеит, хотя на рис. 1 он находится между 45 и 75 мол.% жадеита.

Таблица 2. **Кристаллохимические формулы пироксенов из пород голубосланцевой фации, США, Калифорния**

Элемент	1*	2	3	4	5
Si	1,99	1,98	2,02	1,91	1,96
Al	0,01	0,02	—	0,09	0,04
ΣT-катионов	2,00	2,00	2,02	2,00	2,00
Al	0,97	0,74	0,88	0,40	0,39
Ti	—	0,01	0,01	0,08	0,01
Fe^{3+}	0,01	0,15	0,04	0,31	0,10
Mg	0,01	0,07	0,05	0,20	0,44
Fe^{2+}	—	0,03	0,02	0,07	0,10
ΣM_1-катионов	0,99	1,00	1,00	1,06	1,04
Na	0,98	0,88	0,90	0,69	0,48
Ca	0,01	0,10	0,04	0,20	0,51
K	—	—	—	0,01	—
ΣM_2-катионов	0,99	0,98	0,94	0,90	0,99
Пироксеновые компоненты (в %)					
Жадеит	98,0	73,5	87,5	37,3	37,5
Акмит	1,0	15,0	3,7	33,3	9,5
Диопсид + геденбергит + чермакит	1,0	11,5	8,8	29,4	53,0

* Номера соответствуют номерам в табл. 1.

Примечание. Расчет основан на 6 кислородах в формульной единице (M_2) (M_1) T_2O_6, где M_1 — катионы в октаэдрической координации; M_2 — большие катионы в тетраэдрической координации, сумма которых равна 2, т. е. при необходимости дополняется Al.

Рентгеноструктурные исследования. Порошкограммы были получены на дифрактометре для тех же пироксенов, которые описаны в табл. 1 и 2. Использовано CuKα-излучение вместе с внутренним стандартом либо LiF, либо CaF_2. Наблюденные пики индексированы и приведены в табл. 3 для пяти представительных пироксенов. Параметры ячейки получены по методу наименьших квадратов из данных рентгеновских порошкограмм (Evans et al., 1963) и даны в табл. 4. Как и следовало ожидать, объем ячейки эгириновых пироксенов и омфацитов заметно больше, чем жадеитов и близких к жадеиту пироксенов.

Кристаллическая структура жадеита была недавно исследована Превиттом и Бурнхэмом (Prewitt, Burnham, 1966); пространственная группа симметрии жадеита *C2/c* и структура аналогична структуре, установленной для диопсида Уорреном и Брегтом (Warren, Bragg, 1928). Однако рентгеновские дифракционные фотографии монокристаллов семи калифорнийских омфацитов (Coleman, et al., 1965) обнаружили слабые рефлексы, явно противоречащие симметрии *C2/c* (так как имели *hkl* с $h+k=2n+1$ и *hol* с $l=2n+1$).

Обработка структур одного из этих омфацитов была выполнена в пространственной группе *P2* (Clark, Papike, 1966) и продемонстрировала, что кристалл имеет упорядоченное расположение катионов с идеали-

Таблица 3. **Рентгеновские дифрактограммы* для пироксенов (*C2/c*) из пород фации голубых сланцев, США**

hkl	Серпентиниты				Метаграувакки		Метабазальты			
	жадеит, R-1854		жадеитовый пироксен, R-1853		жадеитовый пироксен, B-48		эгиринбвый пироксен, 15-C-60		омфацит, 100-RGC-58	
	$d_{набл.}$, Å	*I*	$d_{набл.}$, Å	*I*	$d_{набл.}$, Å	*I*	$d_{набл.}$, Å	*I*	$d_{набл.}$, Å	*I*
110	6,22	15	6,27	10	6,20	30	6,31	55	6,38	15
200	4,50	5								
$\bar{1}11$	4,35	5								
020	4,29	45	4,32	15	4,31	20	4,35	25	4,40	40
021	3,250	5	3,266	5	3,263	5	3,34	10	3,317	10
220	3,104	30	3,124	10	3,117	15	3,163	20	3,179	100
$\bar{2}21$	2,922	75	2,934	70	2,931	95	2,954	35	2,970	100
310 }	2,831	100	2,845	100	2,841	100	2,880	100	2,893	90
$\bar{3}11$ }							2,860	70	2,872	35
$\bar{2}02$	2,527	2							2,541	35
$\bar{1}31$ }	2,490	20	2,501	35	2,497	30	2,515	20	2,521	15
002 }										
221	2,417	25	2,431	25	2,427	30	2,453	20	2,474	50
311	2,206	10	2,214	15	2,214	10	2,259	5	2,258	15
112,022	2,161	5	2,168	10	2,168	10	2,183	5	2,193	5
330,$\bar{3}31$	2,069	30	2,079	15	2,076	20	2,106	20	2,112	60
$\bar{4}21$	2,046	10			2,055	10	2,086	20	2,082	15
$\bar{4}02$	1,993	2	2,003	5	2,001	5 }	1,998	15	2,014	20
0,41	1,968	15	1,979	10	1,978	10 }				
202					1,953	2				
$\bar{1}32$	1,930	2								
$\bar{2}41$	1,887	5	1,899	2	1,896	5				
$\bar{5}11$	1,839	2			1,846	2				
$\bar{4}22$					1,815	2				
510,132	1,761	10	1,770	5	1,767	10	1,795	10	1,799	25
150	1,684	10	1,697	5	1,693	10	1,718	15	1,726	40
$\bar{3}13$,312	1,651	2	1,658	2	1,657	5				
042,$\bar{1}51$	1,624	5							1,659	2
$\bar{2}23$	1,611	5	1,616	5	1,615	2			1,626	2
$\bar{5}31$	1,572	20	1,581	10	1,579	15	1,598	15	1,602	30
440	1,552	15	1,559	5	1,558	5	1,583	15	1,588	30
530									1,555	2
600 }	1,499	10	1,505	5	1,505	5			1,529	10
$\bar{6}02$ }										
350	1,488	10							1,525	20

* Излучение CuK 1,5418 Å или CuK 1,5404 Å; использованы внутренние стандарты LiF или CaF. Индексирование основано на величинах, рассчитанных из параметров решетки, данных в табл. 4, при сопоставлении с фотографиями монокристаллов и рассчитанными интенсивностями. Дифрактограммы для жадеитового и эгиринового пироксена содержат немного пиков, не относящихся к пироксену; некоторые были идентифицированы как, возможно, относящиеся к сфену и кварцу. Поэтому вариациям в интенсивностях (высота пика) не следует придавать большого значения.

зированной формулой: $Na_{0,5}Ca_{0,5}(Mg, Fe^{2+})_{0,5}(Al, Fe^{3+})_{0,5}Si_2O_6$. Позиция катионов M_2, которая занимается натрием в жадеите, расщепляется на четыре различные кристаллографические позиции в *P2*-омфаците, и то же происходит с M_1-позицией, которую занимает Al в жадеите. Ни *P2*-симметрия, ни упорядочивание катионов не могут быть обнаружены только из рассмотрения порошкограмм, поскольку рефлексы, противоречащие *C2/c*-симметрии, очень слабые и не появляются на порошкограммах. Попытка структурной классификации клинопироксенов на основании порошкограмм была предпринята И. В. Гинзбург и

Г. А. Сидоренко (1964) без изучения монокристаллов, и исходные предположения этой классификации неправильны.

Наконец, нужно сказать о предварительном изучении монокристалла жадеитового пироксена из тектонического блока в Вэлли Форд, Калифорния. Рентгенограмма монокристалла обнаруживает присутствие двух фаз, экспериментально идентифицированных как жадеит и амфибол, сосуществующие в кристалле, который предполагается представительным и из гомогенного образца. Оптическое изучение показало сильную дисперсию и более низкое двупреломление, чем для чистого жадеита, но присутствие двух фаз не было обнаружено. Дальнейшее изучение продолжается, но необходимо учитывать, что, возможно, жадеитовый пироксен, найденный в поле, в действительности представляет сосуществование двух минералов, а не чистый жадеит.

Оптические и физические свойства. Оптические измерения были сделаны в Na-свете, а показатели преломления иммерсионных жидкостей контролировались с помощью рефрактометра Аббе. Предполагается, что достоверность показателей преломления пироксенов ±0,003, хотя точные и воспроизводимые оптические определения были затруднены из-за постметаморфической деформации кристаллов, вызывающей пятнистое (облачное) погасание. Увеличение показателя преломления от жадеита к омфациту (табл. 4), вероятно, обусловлено главным образом замещением Al на Fe^{3+} в структуре пироксена. Эгириновый пироксен имеет показатель преломления, близкий к показателю омфацита, хотя его порошкограмма остается такой же, как у жадеита.

При измерении этих пироксенов обнаружены также неустойчивые (незакономерные) колебания угла оптических осей и угла погасания

Таблица 4. **Параметры решетки* и оптические данные для пироксенов из пород фации голубых сланцев США, Калифорния**

Константы	Серпентиниты		Метаграувакки	Метабазальты	
	жадеит ***, R-1854	жадеитовый пироксен, R-1853	жадеитовый пироксен, B-48	эгириновый пироксен, 15-CZ-60	омфацит 100-RGC-58
Пространственная группа	*C2/c*	*C2/c*	*C2/c*	*C2/c*	*P2*
a (Å)	9,437±6	9,486±6	9,488±6	9,58±2	9,596±6
b (Å)	8,574±6	8,622±6	8,616±6	8,75±2	8,771±6
c (Å)	5,225±6	5,241±4	5,240±4	5,36±5	5,265±6
β	107°35′±5°	107°35′±5°	107°32′±5°	107°01′±10°	106°56′±5°
Объем решетки, $Å^3$	403,0	408,6	407,6	425,3	423,9
Удельный вес (набл.)	3,33	3,33	3,32	3,30	3,34
*Np***	1,654	1,679	1,670	1,677	1,682
Nm	1,656	1,681	1,671	1,679	1,689
Ng	1,666	1,685	1,678	1,685	1,705
$2V_{набл}$, °	70	64	60—68	74	69
$Z\wedge c$, °	35	38	40	49	48
Дисперсия	Нет	Сильная	Сильная	Сильная	Слабая

* Параметры решетки получены путем обработки данных порошкограмм по методу наименьших квадратов с использованием расчетной программы Эванса и др. (Evans et al, 1963), исключая величины для омфацита, которые были взяты по измерениям в монокристалле. Полученная ошибка относится к последней цифре, т. е. 9,437±6 означает 9,437—0,006Å.

** Показатели преломления измерены при 25° С, используя Na-свет; ошибки оценены как +0,003.

*** Параметры решеток (Prewitt, Burnham, 1966) для жадеита состава $(Na_{0,98}\ Ca_{0,02})(Al_{0,99}Mg_{0,01})(Si_{1,99}\ Fe^{3+}_{0,01})\ O_6$ с планшета Санта Рита Пик, район Нью-Идриа, Калифорния, соответствуют: $a = 0,418 \pm \pm 0,001$; $b = 8,562 \pm 0,002$, $c = 5,219 \pm 0,001$ Å, $\beta = 107,58 \pm 0,001°$, $V = 401,20 \pm 0,15 Å^3$.

cNg. Уже была отмечена сильная дисперсия и низкое двупреломление жадеитового пироксена из метаграувакк и предположена возможная причина этого. Жадеитовые пироксены из метаграувакк характеризуются проявлением таких оптических аномалий, что предыдущие исследователи неправильно идентифицировали пироксен как клиноцоизит.

Удельные веса (см. табл. 4) показывают небольшие изменения от жадеита к омфациту, потому что одновременно увеличивается и масса и объем, и, таким образом, плотность остается приблизительно постоянной.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Жадеит, жадеитовый пироксен, омфацит и эгирин-авгит являются характерными пироксенами голубосланцевого метаморфизма высокого давления в Калифорнии. Даже несмотря на, по-видимому, уникальное широкое распространение арагонита, калифорнийский голубосланцевый метаморфизм обнаруживает замечательное подобие по минеральным ассоциациям с районами голубых сланцев во всем мире. Предыдущие описания и обсуждения чистых жадеитовых пород из Бирмы (Bleeck, 1907; Lacroix, 1930), Японии (Iwao, 1953; Seki, Shido, 1959; Chihara, 1960), Китая (Schüller, 1961) и Гватемалы (Foshag, 1957) сделали ясным, что чистые жадеиты образуются в серпентинитах, ассоциирующих с голубыми сланцами.

Сведения о местонахождении и геологической ситуации месторождений чистого жадеита в серпентинитовых телах в СССР, подобные таковым в Калифорнии, Бирме и Японии, были недавно суммированы Н. Л. Добрецовым (1964). Серпентиниты Борусского массива в Западных Саянах в СССР включают метасоматически измененные лейкократовые включения, которые содержат чистый жадеит. Серпентинитовые тела окружены здесь породами амфиболитовой (и зеленосланцевой) фаций, ассоциирующих с подчиненными голубыми сланцами (Добрецов, 1963). В ультраосновном массиве Пай-Ер, Полярный Урал, СССР, чистый жадеит содержится в метасоматически переработанных габбро и альбититах внутри серпентинитов, тесно ассоциирующих с голубыми сланцами и эклогитоподобными породами (Морковкина, 1960). Кентерлаусский серпентинитовый массив в Прибалхашье, СССР, содержит тектонические включения метасоматически измененных лейкократовых пород, содержащих чистый жадеит, которые ассоциируют с голубыми сланцами (Москалева, 1962; Добрецов, Пономарева, 1965). Как можно было предвидеть, эти серпентинитовые массы, содержащие жадеит, принадлежат узким протяженным поясам метаморфизма высоких давлений, включающих и голубые сланцы (Добрецов и др., 1966). Теперь остается мало сомнений, что чистые жадеиты ограничены в своем распространении недосыщенными SiO_2, метасоматически измененными массами, которые содержатся в серпентинитах. Метасоматическое изменение и серпентинизация одновременны с тектоническими процессами, сопровождающими голубосланцевый метаморфизм.

Жадеитовые пироксены, сосуществующие с кварцем в метаграувакках в этих узких голубосланцевых метаморфических поясах, были впервые открыты Де Ровером (De Roever, 1955) в Восточном Целебесе (Сулавеси), за этим последовало сообщение Блоксема (Bloxam, 1956) о подобной находке в Калифорнии. Позже Секи и Шидо (Seki, Shido, 1959; Seki, 1960) обнаружили жадеитовый пироксен в метаграувакках метаморфических поясов Санбагава и Камуикотан в Японии. Находки глаукофановых сланцев давно известны в Западных Альпах, но лишь недавно жадеитовый пироксен был описан (Lorenzoni, 1963; Lefevre, Michard,

1965) из метаграувакк и метариолитов, в особенности во внешнем обрамлении Пеннинской зоны (Bearth, 1966). Жадеитовый пироксен этих метаграувакк является не чистым $NaAlSi_2O_6$, а содержит более 10% других пироксеновых компонентов и сосуществует с кварцем вместе с лавсонитом, глаукофаном, альбитом и белой слюдой. Омфациты (хлоромеланиты) и эгириновые пироксены были найдены в голубых сланцах в голубосланцевых поясах высоких давлений, и, как в Калифорнии, омфацит обычно приурочен к породам базальтового состава (Bearth, 1959; Чесноков, 1959; Iwasaki, 1960). Коулмен (Coleman, 1965) объяснил взаимоотношения между (обычными) эклогитами и глаукофансланцевыми эклогитами разницей в их генезисе. Омфациты из голубосланцевых эклогитов сосуществуют с гранатом, содержащим менее 20% пиропа, и богаче жадеитом по сравнению с эклогитами, образованными в других условиях температур и давлений.

Экспериментальные работы с чистым жадеитом оставляют мало сомнений в том, что его образованию должны способствовать высокие давления. Кристаллизация жадеита в недосыщенной SiO_2 среде в серпентинитах может быть представлена реакцией:

$$\underset{\text{нефелин}}{NaAlSiO_4} + \underset{\text{альбит}}{NaAlSi_3O_8} = 2\,\underset{\text{жадеит}}{NaAlSi_2O_6}. \qquad (1)$$

Равновесная кривая (см. рис. 1) для реакции (1) определена по экспериментальным результатам Робертсона и других (Robertson et al., 1957). Хотя расчетная кривая из термохимических данных Келли и других (Kelly et al., 1953) не совпадает с экспериментальной кривой, результаты по обоим методам указывают, что кристаллизация чистого жадеита в недосыщенной SiO_2 среде в серпентинитах термодинамически возможна в P—T-условиях, ожидаемых в земной коре. Поскольку при образовании жадеита в серпентинитах присутствует вода с переменной активностью, в тесной ассоциации с жадеитом может присутствовать анальцим (Coleman, 1961; Добрецов, 1964). Если парциальное давление воды равно общему давлению, поле устойчивости анальцима очень большое (рис. 2). Если же парциальное давление воды становится ниже общего давления, поле устойчивости жадеита расширяется, а поле анальцима, наоборот, сокращается (Добрецов, 1966).

Для жадеитовых пироксенов в метаграувакках, реакция

$$\underset{\text{альбит}}{NaAlSi_3O_8} = \underset{\text{жадеит}}{NaAlSi_2O_6} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} \qquad (2)$$

представляет наилучшее приближение к природным условиям. Так как ни один жадеитовый пироксен из метаграувакк не соответствует чистому жадеиту в равновесии с кварцем (Coleman, 1965; Bloxam, 1956; Lefevre, Michard, 1965; Lorenzoni, 1963), разложение чистого альбита с образованием жадеита с кварцем играет роль верхнего предела (по давлению) фации голубых сланцев в соответствии с равновесной кривой реакции (2) (рис. 3). Коулмен (Coleman, 1965) предположил, что вхождение значительных количеств других компонентов будет понижать давление, необходимое для образования жадеитового пироксена в равновесии с кварцем (см. рис. 3). При предположении, что образование жадеитовых пироксенов в серпентинитах и метаграувакках одновременно, маловероятно, чтобы P — T-условия изменялись в широких пределах, и, следовательно, снижение давления, необходимого согласно равновесной линии реакции (2) при вхождении твердого раствора в пироксен, лежит между кривыми кальцит⇄арагонит и альбит→жадеит+кварц.

Экспериментальное изучение Куширо (Kushiro, 1965) разреза диопсид — альбит показывает, что 10—20 мол.% твердого раствора диопсида в жадеите производит только небольшое понижение кривой равно-

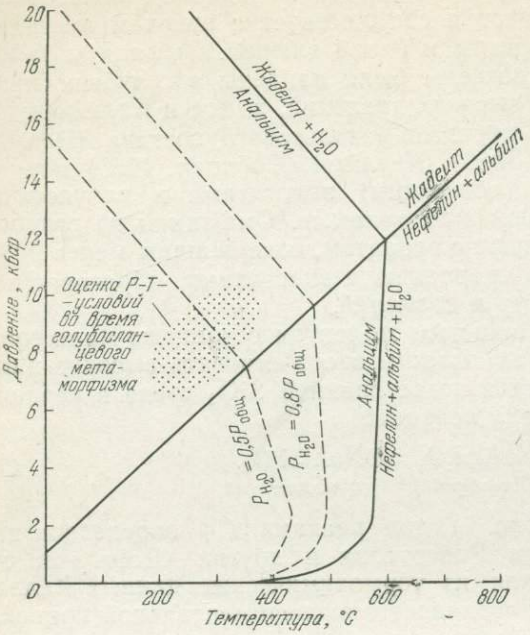


Рис. 2. Диаграмма «давление—температура», показывающая равновесные кривые, определенные экспериментально и на основе термодинамических расчетов. Приведены реакции, которые могут характеризовать обстановку недосыщенности SiO_2, в которой образуется жадеит из лейкократовых масс в серпентинитах. Кривая нефелин+альбит→жадеит, по Robertson et al. (1957); кривая нефелин+альбит+H_2O анальцим, по Yoder (1954); кривая анальцим→→жадеит+H_2O, по Griggs, Kennedy (1956). Добрецов (1966) рассчитал эффект понижения парциального давления воды на обе анальцимовые кривые, и его расчеты при $P_{H_2O}=0{,}8\ P_{общ}$ и $P_{H_2O}=0{,}5\ P_{общ}$ показаны пунктирными линиями

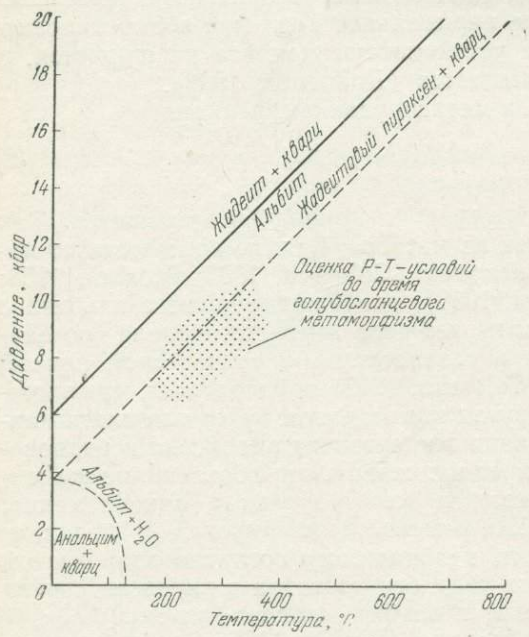


Рис. 3. Диаграмма «давление—температура», показывающая равновесные кривые, определенные экспериментально по термодинамическим расчетам и петрографическим доказательствам. Приведены реакции, которые могут характеризовать пересыщенную SiO_2 обстановку, в которой образуется жадеит в метаграувакках. Реакция альбит→жадеит+кварц взята из экспериментальной работы Birch, Le Comte (1960), а пунктирная линия, соответствующая жадеитовым пироксенам (нечистому жадеиту)+кварц, проведена согласно петрографическим наблюдениям (Coleman, 1965). Для реакции анальцим + кварц→альбит+H_2O скомбинированы экспериментальная работа Хемли (Hemley, 1966) и работа Campbell, Fyfe (1965), и полученная оценка проведена пунктирной кривой. Более низкая температура, показанная для реакции анальцим+кварц→альбит+$+H_2O$, по неопубликованным данным Хемли

весия жадеитовый пироксен+кварц. С другой стороны, экспериментальная работа Ньютона (R. C. Newton, Чикагский университет, устное сообщение, 1967 г.) показывает, что жадеитовый пироксен состава Id_{82} $Ac_{14}Di_4$ в равновесии с кварцем имеет кривую устойчивости примерно на 1 *кбар* ниже, чем для чистого жадеита с кварцем.

Условия температур и давлений голубосланцевого метаморфизма были оценены различными методами (Ernst, Seki, 1967; Coleman, 1967), и они в общем согласуются в том, что температура, вероятно, колебалась от 200 до 300° С и давление — от 6 до 9 *кбар*. Температура была оценена по температурной кривой фракционирования O^{18}/O^{16} для кварц-карбонатной пары из голубых сланцев района Казадеро (H. P. Taylor, Калифорнийский технологический институт, устное сообщение, 1966 г.). Когда в равновесии с пироксеном присутствует арагонит, тогда минимальное давление может быть оценено независимо, а так как чистый жадеит+кварц в природе не известны, то максимальное давление фиксировано реакцией (2). В серпентинитах при предполагаемой одновременности метаморфизма присутствие чистого жадеита фиксирует нижний предел по кривой разложения *1* на рис. 2.

Отсутствие ассоциации кварц+чистый жадеит в голубосланцевой фации указывает, что условия давлений — температур, достаточных в течение метаморфизма, являются геологически приемлемыми. Дальнейшие экспериментальные работы в отношении эффекта замещений в жадеитовых пироксенах могут дать более точную оценку условий давлений — температур в течение метаморфизма.

Мы рады поблагодарить некоторых наших коллег из Геологической службы США за помощь в этом исследовании: Маргарэт Е. Холл, Вашингтон, за ее помощь в работе с рентгенограммами и при очистке материала; Терри Е. Кларк, Менло Парк, Калифорния, за предоставленные минералогические данные и Дж. Дж. Пэпайк, Вашингтон, за дружескую дискуссию во время приготовления статьи. Е. Н. Розебум, Вашингтон, воспользовался нашими интерпретациями в своем тщательном обзоре. Мы также считаем себя обязанными доктору Джорджу Швитцеру, Национальный музей США, за предоставление двух анализированных образцов из Клиа-Крик, Нью-Идриа, Калифорния.

PYROXENES IN THE BLUESCHIST FACIES OF CALIFORNIA

R. G. COLEMAN, J. R. CLARK

SUMMARY

Blueschist metamorphism of Franciscan Formation in California has produced characteristic pyroxenes as related to their host rock. Pure end-member jadeite is restricted to metasomatized leucocratic masses within serpentinite. Jadeitic pyroxene (jd. 70—90) coexists with quartz in metagraywackes, and omphacite or acmitic pyroxene are present in the metabasalts. Metacherts are characterized by acmitic pyroxenes and contain neither jadeite nor omphacite.

Chemical, optical, and X-ray parameters of the pyroxenes from representative rocks demonstrate strong variations related to rock composition. The jadeites have a space-group symmetry of C2/c, whereas the presence

of weak reflections in these omphacites is incompaticle with this symmetry group, and structural refinement shows the true space group to be $P2$.

Experimental work indicates that at the pressure — temperature conditions of the blueschist metamorphism, jadeite and compositionally related pyroxenes are favored by high pressure. The contemporaneous metamorphism demands a similar pressure-temperature environment for the pyroxenes from different rock types, and thus in the silica-deficient environment of the serpentinites pure jadeites form, whereas in other rock types where excess silica is present, only jadeitic pyroxene and omphacite are stable.

ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Некоторые кристаллохимические особенности пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаеграммам. Минералы СССР.— Труды Мин. музея АН СССР, 1964, **15**.

Добрецов Н. Л. Пределы смесимости и средний состав жадеитовых пироксенов.— Докл. АН СССР, 1962, **146**, № 3.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хребта Борус (Зап. Саяны).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 15.

Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— В кн. «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. Доклады сов. геологов по XXII сессии МГК. Проблема 16». Изд-во «Наука», 1964.

Добрецов Н. Л. Парциальное давление H_2O и CO_2 в метаморфических системах.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 6.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика полярно-уральских и прибалхашских жадеитовых пород.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1965, № 3.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации регионального метаморфизма в СССР (объяснительная записка к карте метаморфических фаций СССР м-ба 1 : 7 500 000). Новосибирск, СО, изд-во «Наука», 1966.

Морковкина В. Ф. Жадеитовые породы в ультраосновных породах Полярного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.

Москалева В. Н. К минералогии Прибалхашских жадеитов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, **91**, вып. 1.

Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале.— Изв. высш. учебн. завед., серия Геология и разведка, 1959, № 4.

Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California.— Calif. Div. Mines Bull., 1964, **183**.

Bearth P. Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1959, **39**.

Bearth P. Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine der Westalpen.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1966, **46**, N 1, p. 13—23.

Birch A. F., LeComte P. Temperature-pressure plane for albite composition.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, N 3.

Bleeck A. W. G. Die Jadeitlagerstatten in Upper Burma.— Z. prakt. Geol., 1907, **15**, p. 341—365.

Bloxam T. W. Jadeite-bearing metagrauwackes in California.— Amer. Mineralogist, 1956. **41**, p. 488—496.

Campbell A. S., Fyfe W. S. Analcime-albite equilibria.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, N 9, p. 807—816.

Chinara K. Jadeite (Hisui) from Aomi, Kotaki district, Niigata prefecture.— Niigata-Ken Bunkazai Univ. Rept, Spec., 1960, vol., № 6, p. 35—78.

Clark J. R., Papike J. J. Eclogitic pyroxenes, ordered with P2 symmetry.— Science, 1966, **154**, N 3752, p. 1003—1004.

Coleman R. G. Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California — J. Petrol., 1961, 2, p. 209—247.

Coleman R. G. Composition of jadeitic pyroxene from the California metagraywackes.— U. S. Geol. Survey Profess. Papers, 1965, 525-C, p. 25—34.

Coleman R. G. Glaucophane schists from California and New Caledonia.— Tectonophysics, 1967, **4**, № 4—6.

Coleman R. G., Lee D. E. Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California.— J. Petrol., 1963, **4**, № 2.

Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites — their differences and similarities.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, p. 483—508.

De Roever W. R. Genesis of jadeite by low-grade metamorphism.— Amer. J. Sci., 1955, **253**, p. 283—298.

Ernst W G., Seki Y. Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawe metamorphic terranes.— Tectonophysics, 1967, **4**, № 4—6.

Evans H. T. Jr., Appleman D. E., Handwerker D. S. The leastsquares refinement of crystal unit cells with powder diffraction data by an automatic computer indexing method (Abstr.). Amer. Crystallogr. Assoc. Ann. Mig., Cambridge, Mass. Program and Abstracts, 1963, **E-10**, p. 42—43.

Foshag W. F. Mineralogical studies on Guatemalan jade.— Smithsonian Misc. Collect., 1957, **135**, № 5.

Griggs D. T., Kennedy G. C. A simple apparatus for high pressures and temperatures.— Amer. J. Sci., 1956, **254**, № 12.

Hemley J. J. The stability limit of analcite-quartz at 1000 bars total pressure (Abstr.). Geol. Soc. America, 78th Ann. Mtg., Kansas City, Program, 1966, p. 77.

Iwao Sh. Albitite and associated jadeite rocks from Kotaki district, Japan; a study in ceramic raw material.— Japan Geol. Survey Rept, 1953, № 153.

Iwasaki M. Clinopyroxene intermediate between jadeite and aegirin from Suberi-dani, Tokusima Prefecture, Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1960, **66**, N 776, p. 334—340.

Kelly K. K., Todd S. S., Orr R. L., King E. G., Bonnickson K. R. Thermodynamic properties of sodium-aluminum and potassium-aluminum silicates.— U. S. Bur. Mines Rept. Invest., 1953, № 4955.

Kushiro I. Clinopyroxene solid solutions at high pressures.— Annual Rept Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1965, **64**, p. 112—117.

Lacroix A. La jadeite de Birmanie—les roches qu'elle constitute ou qui l'accompagnent; composition et origine.— Bull. Soc. franç. minéral., 1930, **53**, p. 216—254.

Lefevre R., Michard A. La jadeite dans le metamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpen cottiennes, Italie). Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1965, **88**, № 4, p. 664—667.

Lorenzoni S. Jadeite-gastaldite-bearing metagraywackes in the massif of Ambin (Cottian Alps).— Ricerca scient. 1963, pt. 2 an. 33.

Prewitt C. T., Burnham C. W. The crystal structure of jadeite, $NaAlSi_2O_6$.— Amer. Mineralogist, 1966, **51**, p. 956—975.

Robertson E. C., Brich A. F., MacDonald G. J. F. Experimental determination of jadeite stability relations to 25.000 bars.— Amer. J. Sci., 1957, **255**, p. 115—137.

Schüller A. Schichangit, ein Epi-Metaleukophyr-Pyroxenit (Plagioklas-Hornblende-Jadeitit) als Randfazies ehemaliger leukophyrischer Gange in Serpentin und Gabbro.— Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull., 1961, **40**, p. 429—453.

Seki Y. Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, p. 705—715.

Seki Y., Shido F. Finding of jadeite from the Sanbagawa and Kamuikotan metamorphic belts. Japan.— Proc. Japan. Acad., 1959, **35**, p. 137—138.

Thompson J. B. Jr. Role of aluminum in rock-forming silicates (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. Amer., 1947, **58**, № 12, pt 2.

Warren B. E., Bragg W. L. The structure of diopside, $CaMg(SiO_3)_2$.— Z. Kristallogr., 1928, **69**, p. 168—193.

Yoder H. S. Jr. The jadeite problem; Pt I and II.— Amer. J. Sci., 1950, **248**, p. 225—248, 312—334.

Yoder H. S. Jr. Zeolites.— Annual Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Year Book, 1954, **54**.

ЭКЛОГИТЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ КАЗАХСТАНА, ТЯНЬ-ШАНЯ, ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ГЕНЕЗИС

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, Н. В. СОБОЛЕВ

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Комплексное изучение эклогитов, находящихся в различной геологической ситуации, должно дать новые факты для решения эклогитовой проблемы. Наряду с эклогитами, известными в качестве ксенолитов в кимберлитах и базальтоидах — несомненными отторженцами глубоких слоев земной коры и мантии, генезис других эклогитов в земной коре, более широко распространенных, еще далеко не ясен. Одним из первых в Советском Союзе на проблему эклогитов обратил внимание В. С. Соболев (1949, 1955, 1960, 1964). Настоящая работа также проведена по инициативе и при консультации В. С. Соболева.

В последние годы установлено довольно широкое развитие эклогитов среди метаморфических поясов определенного типа, причем можно предполагать, что первоначально эклогитов в этих поясах было больше, так как они нередко сохраняются здесь только в виде реликтов (Добрецов и др., 1965; Маракушев, 1965). Одним из таких типичных и в то же время своеобразных примеров являются эклогиты в докембрийских метаморфических толщах Казахстана, Южного Урала и Тянь-Шаня, изучавшиеся авторами в течение 1964—1966 гг. Были обнаружены новые выходы эклогитов в актюзской серии Северного Тянь-Шаня и в Чарском поясе в Восточном Казахстане. В ранее известных и изученных комплексах — в Кокчетавском массиве, Макбальском поднятии и максютовском комплексе Южного Урала — авторы обнаружили много общих черт, позволяющих говорить об общности генезиса всех этих эклогитов.

Большая часть метаморфических комплексов с эклогитами располагается в пределах Кокчетав-Улутау-Макбал-Актюзской дуги, возможно, единой в рифее и представляющей краевую часть метаморфического основания рифейско-нижнепалеозойской геосинклинали (рис. 1). Максютовский и уфалейский комплексы на Урале относятся к основанию Уральской геосинклинали, а находки в Чарском поясе — к метаморфическому основанию Зайсанской герцинской геосинклинали, но даже эти удаленные породы обнаруживают определенные связи и генетическое родство.

Настоящая статья представляет собой краткое изложение новых данных, полученных нами для этих эклогитов, и попытку суммировать все разрозненные данные по эклогитам огромного и геологически сложного района для решения проблемы происхождения эклогитов в метаморфических комплексах.

КОКЧЕТАВ-АКТЮЗСКИЙ ПОЯС

Здесь эклогиты обнаружены в большинстве метаморфических комплексов краевой части метаморфического основания геосинклинали и образуют, по-видимому, почти непрерывную зону метаморфических пород

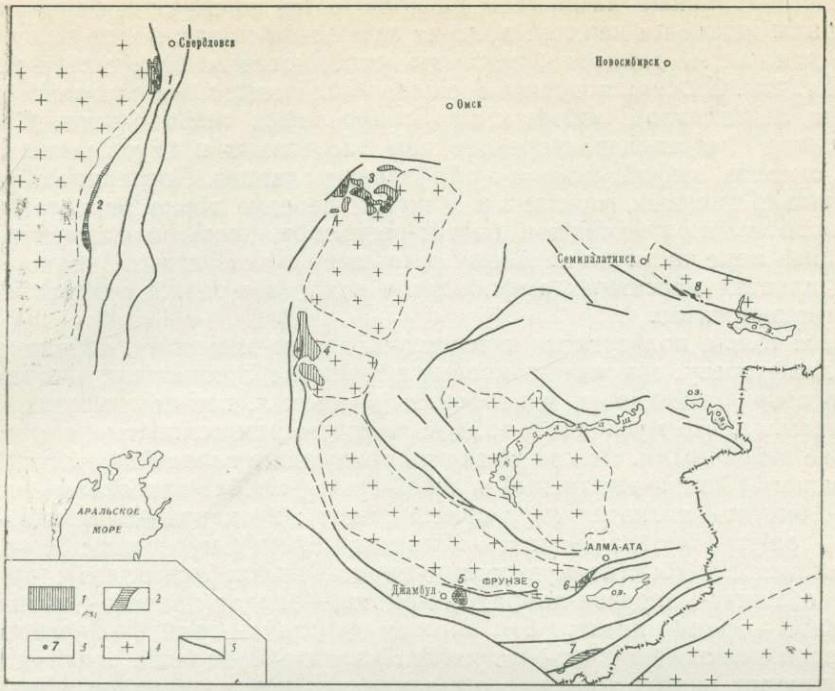


Рис. 1. Схема распространения метаморфических комплексов с эклогитами на Урале, в Казахстане, Тянь-Шане

1 — гнейсовые комплексы с эклогитами; *2* — сланцевые комплексы с эклогитами; *3* — места находок эклогитов; *4* — неглубоко залегающий фундамент платформенного типа (на Русской платформе и в срединных массивах); *5* — крупные зоны разломов (типа глубинных), трассированные, как правило, гипербазитовыми поясами. Цифрами на схеме обозначаются: *1* — Уфалейский массив (верхний и нижний комплексы); *2* — максютовский комплекс; *3* — зерендинская серия Кокчетавского массива; *4* — нижняя серия Улутау; *5* — киргизская серия (нижняя и верхняя часть) Макбальского выступа; *6* — актюзская серия; *7* — атбашинская серия; *8* — эклогиты и глаукофановые сланцы в гипербазитах Чарского пояса

с эклогитами, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток на расстоянии около 1500 *км*. Отдельные участки этой зоны обнажаются в следующих блоках: 1) Кокчетавский массив (зерендинская серия); 2) Улутау (отдельные находки эклогитов, по устному сообщению И. А. Ефимова); 3) Макбальский выступ северо-западной части Киргизского хребта; 4) актюзская серия — краевая часть Муюн-Кумского массива. На продолжении актюзской серии в хребте Заилийский Алатау также можно ожидать находки эклогитов. Среди обнажающихся метаморфических комплексов с эклогитами можно выделить два типа: 1) высокотемпературные гнейсовые комплексы (зерендинская и актюзская серии); 2) более низкотемпературные сланцевые толщи (киргизская серия Макбальского выступа).

Актюзский район. Эклогиты обнаружены нами совместно с А. Бакировым в 1965 г. на правом берегу р. Малый Кемин в виде нескольких цепочек линз на расстоянии около 3 *км* вверх по течению от пос. Актюз. Наличие здесь эклогитов было предположено нами заранее, исходя из геологии и отчета Актюзской партии (описания В. Киселева, 1961 г.). Эклогиты и гранатовые амфиболиты образуют линзовидные тела и будины в гнейсовой толще актюзской серии, представляющей наиболее древнюю толщу дорифейского фундамента Северного Тянь-Шаня (Королев, 1962; Белькова, Огнев, 1964). Возраст ее — предположительно архей или нижний протерозой.

Исследованные нами тела располагаются преимущественно вблизи границы нижней и верхней подсвит актюзской свиты, но, по более поздним данным А. Бакирова, эклогиты встречаются во всех частях разреза этой свиты. Нижняя подсвита сложена «аплитовидными плагиогнейсами» (типа лептинитов), мигматитами с прослоями амфиболитов. Средняя подсвита представлена чередованием биотитовых и двуслюдяных гнейсов, сланцев, амфиболитов и амфиболовых сланцев. Последние образуют несколько мощных горизонтов и пачек, нередко тонко переслаиваются с биотитовыми гнейсами и биотит-роговообманковыми сланцами и по крайней мере частично не имеют отношения к эклогитам. Однако в мощных пластах массивных амфиболитов возможно также присутствие реликтов эклогитов.

Вся толща подверглась интенсивному и, по-видимому, неоднократному диафторезу, затушевывающему первичные ассоциации. Отбрасывая явно вторичный хлорит и карбонат (в жилках, псевдоморфозах и пр.) и учитывая, что мусковит и эпидот, частично или полностью, могут быть также вторичными, можно выделить следующие главнейшие ассоциации в толще: 1) кварц+калиевый полевой шпат+альбит-олигоклаз+альмандин+биотит+магнетит (мусковит±эпидот); 2) кварц+олигоклаз-андезин+гранат+биотит+эпидот+магнетит+сфен(±мусковит); 3) кварц+ +силлиманит+биотит(мусковит)+пирит+альбит(олигоклаз); 4) роговая обманка+андезин-лабрадор+биотит+эпидот(цоизит)+магнетит+ +кварц+сфен+апатит; 5) роговая обманка+гранат+плагиоклаз+ +кварц+слюда±эпидот+магнетит. В этом районе была описана также ассоциация дистен+роговая обманка+плагиоклаз+эпидот (Белькова, Огнев, 1964), которая, как и пятая ассоциация, образовалась, вероятно, за счет эклогитов.

Эклогиты и гранатовые амфиболиты в актюзской свите образуют, как правило, цепочки линз, реже изолированные тела. Максимальный размер линз 500×50 *м*, обычно встречаются тела размером в первые десятки метров. Эклогиты в Актюзском районе представляют по существу реликты, сохраняясь лишь в центре наиболее крупных тел. Они дают все переходы к гранатовым амфиболитам и цоизит-амфиболитовым сланцам (см. ниже). Нередко эти породы зонально распределены: самые низкотемпературные и сланцеватые породы находятся во внешней части тела.

Наименее измененные эклогиты состоят из омфацита, граната, роговой обманки и рутила, замещаемого сфеном и ильменитом (см. табл. 1, № 1). Составы граната и пироксена из такой породы приведены в табл. 2 (обр. 534-в). Пироксен содержит около 30% жадеита и 10% эгирина. Гранат — альмандин (f=80%) с высоким содержанием Ca-компонента (26,7%) с составом (в %): пироп 14,2; альмандин 58,5; спессартин 0,6; гроссуляр 23,2; андрадит 3,0; уваровит 0,5. Такой состав характерен для гранатов низкотемпературных эклогитов, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами (Н. В. Соболев, 1964; Coleman et al., 1965). Однако гранаты такого состава встречены и в высокотемпературных комплексах, в частности, гранат с f=79% и с 24,2% Ca-компонента в ассоциации с эгирин-жадеит-диопсидовым пироксеном описан в гнейсовом комплексе Норвегии (Eskola, 1921).

Наименьшая сохранность в актюзских эклогитах характерна для пироксена. В большинстве образцов он замещен агрегатом роговой обманки и плагиоклаза. В первой стадии замещения вместо первичного омфацита образуется вторичный пироксен с врастками кислого плагиоклаза или симплектит пироксен+плагиоклаз, но чаще наблюдаются псевдоморфозы тонкозернистой массы, состоящей при большом увеличении в основном из плагиоклаза и зеленой роговой обманки. При перекристаллизации тонкозернистый агрегат переходит в симплектитовое срастание роговой обманки и плагиоклаза, сохраняющих нередко псевдоморфные

очертания по пироксену. Химический анализ щелочей в таком агрегате роговой обманки и плагиоклаза показывает их содержание очень близкое пироксену; Na_2O — 4,71 и K_2O — 0,37 вес.%. Количество граната в таких псевдоморфных гранатовых амфиболитах по сравнению с эклогитами почти не меняется. При дальнейшей амфиболизации количество граната уменьшается и образуется кварц-амфибол-плагиоклазовая гипидиоморфнозернистая (или пойкилитовая, с крупными ситовидными зернами роговой обманки) масса с округлыми и разъеденными зернами граната, примесью биотита, иногда эпидота. Крайним случаем такого преобразования являются безгранатовые амфиболиты, аналогичные четвертой ассоциации. В других случаях образуется почти бесплагиоклазовая гранат-роговообманковая порода с цоизитом, кварцем, биотитом. Она тяготеет к более низкотемпературным ассоциациям, к которым можно также отнести ассоциации: натровый сине-зеленый амфибол+гранат+эпидот+альбит+кварц+биотит+карбонат или эпидот+биотит+ +кальцит+хлорит+альбит+рудный+кварц с отчетливыми псевдоморфозами кальцита и хлорита по роговой обманке.

В целом актюзские эклогиты и сама актюзская свита очень сходны с зерендинской серией и эклогитами Кокчетавского массива. Западнее актюзской свиты с эклогитами в бассейне р. Малый Кемин обнажаются зеленокаменные породы основного состава, иногда с реликтами габброидных структур, относимые также к докембрию (куперлисайская свита). Генетические и возрастные соотношения ее с актюзской свитой недостаточно выяснены (Белькова, Огнев, 1964; Королев, 1962). Абсолютный возраст двух образцов актюзских эклогитов (сильно амфиболизированных), определенный Л. В. Фирсовым К-Ar методом,— 510 и 525 млн. лет, гранатового амфиболита по эклогиту — 476 млн. лет. Однако возраст вмещающих гнейсов и сланцев — 350 и 220 млн. лет. Все эти цифры, по нашему мнению, относятся к различным этапам диафтореза. Во всяком случае возраст эклогитов не моложе 525 млн. лет.

Кокчетавский массив. Эклогиты Кокчетавского массива впервые были описаны М. А. Абдулкабировой (1946), а затем детально изучались И. Ф. Трусовой (1956), И. А. Ефимовым (1961, 1962, 1964) и при геологической съемке О. М. Розеном. В 1964 г. авторы данной статьи провели здесь дополнительные исследования. В результате всех этих работ было установлено, что эклогиты Кокчетавского массива приурочены к нижним частям разреза зерендинской серии архейского или нижнепротерозойского возраста (рис. 2). По И. А. Ефимову, это «эклогитовая формация», которая примерно соответствует двум нижним свитам — жолдыбайской и берлыкской — по О. М. Розену. Выше залегают «надэклогитовая серия», по И. А. Ефимову, или даулетская и уялинская свиты, по О. М. Розену. Эти две части разреза существенно различаются по составу пород и степени метаморфизма. Вмещающая эклогиты толща сложена гранат-биотитовыми сланцами и гнейсами с дистеном и (или) силлиманитом, слюдяными гранито-гнейсами (или «фельдшпатизированными гнейсами», по И. Ф. Трусовой и О. М. Розену), гранат-дистен-мусковитовыми и другими сланцами, образовавшимися при диафторезе. Изредка встречаются карбонатные породы и «скарноиды» (см. ниже), более характерные для верхней части разреза, которая, судя также по присутствию кварцитов и тонкому переслаиванию пород, носит более отчетливый первично-осадочный характер. И. А. Ефимов (1964) обнаружил в составе эклогитсодержащей толщи чарнокиты и вместе с О. М. Розеном (1966) отметил также наличие гиперстеновых гнейсов и «пироксеновых гранулитов».

Однако несмотря на детальное изучение зерендинской серии и эклогитов, различные авторы подчеркивали разные особенности эклогитов и пришли к прямо противоположным выводам о их генезисе. М. А. Абдулкабирова считала их результатом метаморфизма основных интрузий, но

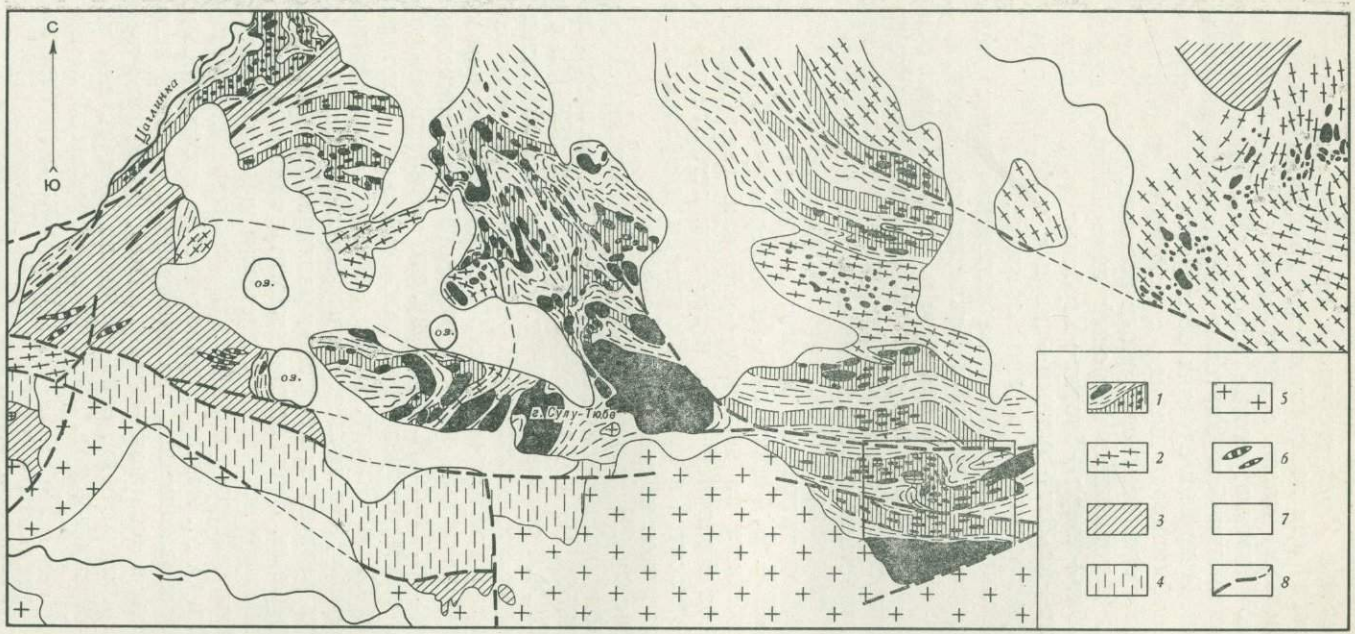


Рис. 2. Геологическая схема части Кокчетавского массива (с использованием материалов О. М. Розена, И. А. Ефимова и авторов)

Зерендинская серия: *1* — тела эклогитов в гранат-дистеновых и других сланцах и пачки пород, насыщенные телами эклогитов, *2* — гранито-гнейсы, *3* — верхняя, надэклогитная формация (даулетская и уялинская свиты), *4* — кварциты; *5* — гранитоиды Зерендинского массива (палеозой); *6* — дайки гранодиорит-порфиров с гранатом; *7* — четвертичные отложения; *8* — разломы, прослеженные и предполагаемые под четвертичными отложениями. В рамку заключен участок Энбек-Берлык

не привела веских обоснований. Позже И. Ф. Трусова и О. М. Розен пришли к выводу, что эклогиты Кокчетавского района образовались в результате регионального метаморфизма первично-осадочных пород типа мергелей. Они подчеркивали определенную стратиграфическую приуроченность эклогитовых тел и ассоциацию их с некоторыми карбонатными породами. И. А. Ефимов, наоборот, считал, что во вмещающей эклогиты толще отсутствует какая-либо стратификация, эклогиты расположены хаотически, в виде роев тел, рассеянных в массе гранито-гнейсов и сланцев. В то же время он убедительно показал, что многие дистеновые и другие сланцы являются результатом диафтореза и метасоматоза эклогитов и что при метаморфизме карбонатных пород зерендинской серии образуются «скарноиды», а не эклогиты. Использовав также находку пироповых серпентинитов у оз. Кумды-Куль (Ефимов, 1961), данные абсолютного возраста (см. ниже) и неверную трактовку строения земной коры по сейсмическим данным в районе Кокчетавского массива, он пришел к выводу, что эклогиты здесь являются отторженцами мантии, выступ которой предполагался им в этом районе, и были вынесены вместе с гнейсами «при поднятии материкового хребта, проходящего через Кокчетав, Улутау, Киргизский хребет» (Ефимов, 1964).

Распространение эклогитов в пределах наиболее обнаженного и изученного участка зерендинской серии показано на рис. 2 на основании сводки результатов предыдущих исследователей и наших. Из рис. 2 видно, что эклогиты образуют отдельные крупные, почти изометричные тела размером до 1—2 *км* (например, в районе горы Сулу-Тюбе), рои мелких тел без какой-либо правильной ориентировки, а также правильные пластообразные тела и цепочки линз, которые можно рассматривать как будинированные пласты. При этом довольно четко устанавливается, что рои с хаотическим расположением тел возникают либо в участках интенсивного диафтореза и выщелачивания (например, на участке по р. Чаглинка, где эклогиты интенсивно замещаются кварц-мусковит-гранатовыми ассоциациями), либо в гранито-гнейсах (участки Уялы, Солдат-Куль), где тела эклогитов также интенсивно изменены и почти нацело амфиболизированы. Таким образом, «хаотическое» расположение тел эклогитов можно связать с более поздней переработкой толщи.

В участках, слабо затронутых диафторезом, форма тел эклогитов и их расположение более правильные, эклогиты здесь пластообразные (участки Энбек-Берлык, Кулет и др.). Прекрасным примером этого является карта одного из участков, опубликованная в работе Д. П. Виноградова и В. Т. Кушева (1967). В то же время здесь встречаются крупные, почти изометричные тела. Это противоречит выводам как И. А. Ефимова, так и И. Ф. Трусовой и О. М. Розена, но хорошо согласуется с выводами М. А. Абдулкабировой.

Наиболее важным, как нам кажется, в понимании генезиса эклогитов Кокчетавского массива является участок Энбек-Берлык (см. на рис. 2). Здесь обнажаются тонкополосчатые розовато-серые дистеновые плагиогнейсы и сланцы (кварц+дистен+биотит(+мусковит)±олигоклаз± ±альмандин) с прослоями дистен-биотитовых кварцитов, обнаруживающих достаточно доказательств метаосадочного происхождения. Местами эти сланцы интенсивно мусковитизированы. Они содержат многочисленные будинированные пласты и линзы основных пород различного минерального состава, вытянутые согласно с простиранием вмещающих сланцев и гнейсов и подчеркивающие крупную флексурообразную складку. Среди основных пород можно выделить: 1) эклогитизированные габбродиабазы и друзиты; 2) кварцевые эклогиты с мелкозернистым омфацитом; 3) гиперстенсодержащие породы; 4) продукты более позднего диафтореза и метасоматоза (амфиболиты, дистен-альмандин-кварцевые

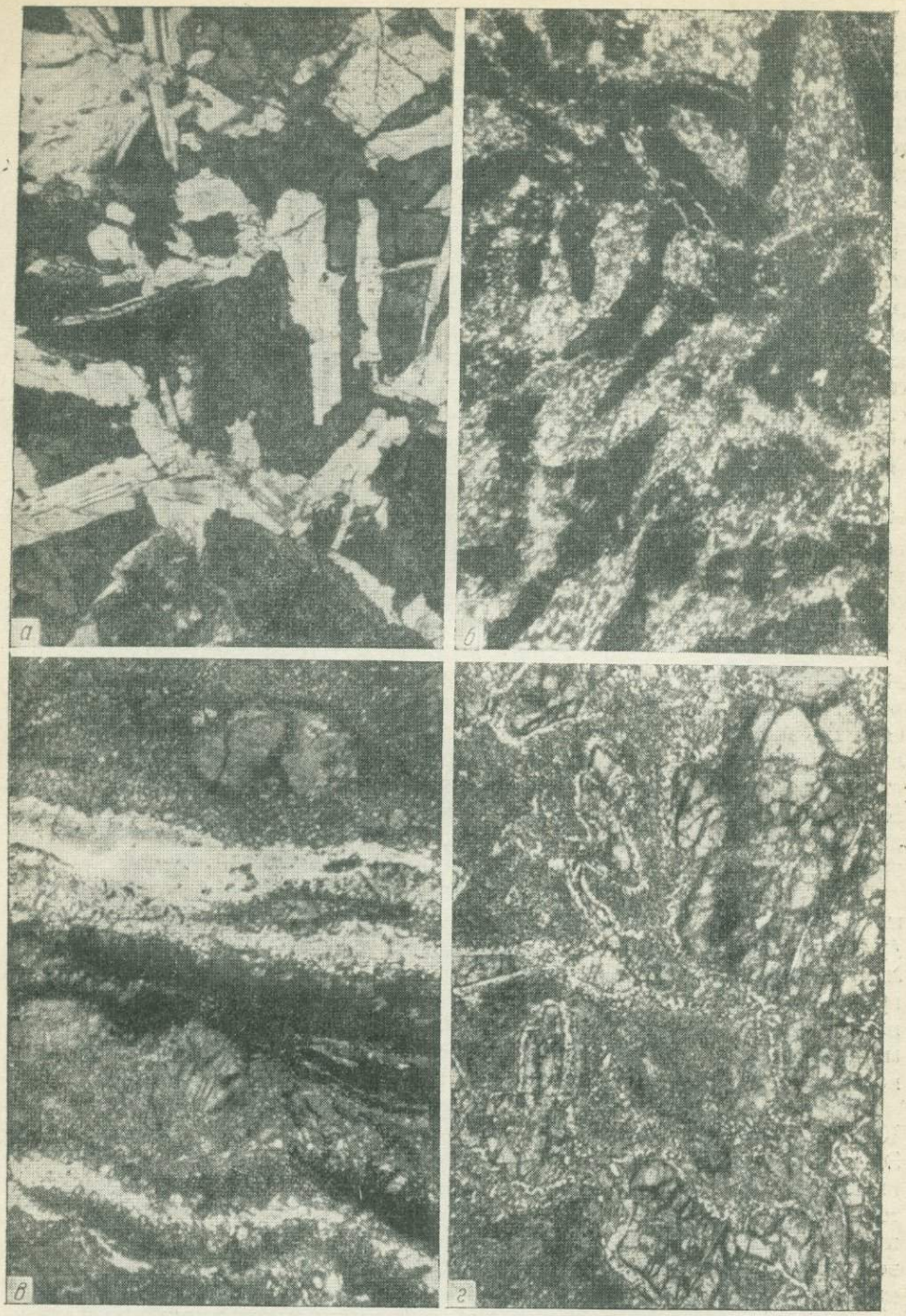


Рис. 3. Эклогитизация массивных габбро-диабазов участка Энбек-Берлык

а — типичная офитовая структура с крупными лейстами лабрадора и гранатовой каймой на контакте плагиоклаза и авгита; *б* — замещение плагиоклаза гранатом (темное) с появлением мелкозернистого омфацита; *в* — полосчатая эклогитизированная порода; *г* — бесплагиоклазовый кварцсодержащий эклогит. Ширина поля зрения 2 *мм*

породы и др.). Явно преобладают первые две группы пород, связанные постепенными переходами. Они образуют не менее 10 будинированных пластов мощностью до 30—50 *м*, отдельные мелкие и более крупные линзы, а на высоте 496,2 обнажается крупное (0,5×1,5 *км*) тело эклогитизированных габброидов и друзитов и продуктов их изменения, в том числе различных амфиболитов и плагиоклаз-жедритовых пород.

В центральной части участка, прямо по простиранию отдельных тел можно проследить переходы массивных габбро-диабазов с начальными стадиями эклогитизации в полосчатые гранатизированные габбро и друзиты, которые, в свою очередь, тесно связаны с бесплагиоклазовыми эклогитами. Фотографии четырех шлифов иллюстрируют разные стадии таких превращений; видна типичная офитовая структура с крупными лейстами лабрадора и частично измененного авгита (рис. 3, *а*). На контакте плагиоклаза и авгита развивается кайма, состоящая в основном из граната и зеленой роговой обманки, местами вторичного мелкозернистого зеленоватого омфацита, примеси биотита и кварца. В полностью замещенных зернах пироксена наблюдается зональное распределение этих продуктов: снаружи, явно замещая плагиоклаз,— гранат, затем амфибол, в центре — омфацит или биотит. Наблюдается также приуроченность скоплений граната и биотита к крупным зернам магнетита. Отдельные каемки различаются, одни состоят почти целиком из роговой обманки, другие — из граната. На рис. 3, *б* очертания первичных зерен плагиоклаза еще видны, но они замещены гранатом с примесью кварца и кислого плагиоклаза, плагиоклаз сохраняется только в виде реликтов. Здесь уже видно появление мелкозернистого омфацита. Широко распространены также полосчатые породы аналогичного состава, которые обнаруживают явные следы предшествующего катаклаза, когда вдоль полос перетертого первичного плагиоклаза и разложенного деформированного авгита развивается та же кристаллическая кайма граната, пироксена и плагиоклаза (см. рис. 3, *в*). Наконец, порода на рис. 3, *г* представляет уже бесплагиоклазовый эклогит, довольно богатый кварцем. Только местами между зернами кварца и граната наблюдаются тонкие пленки альбита. Гранат образует более крупные зерна, но нередко обнаруживает не свойственные ему прямоугольные очертания или цепочки кристаллов, видимо, повторяющих прямоугольные очертания первичных лейст плагиоклаза. Преобладающую часть породы слагают мелкозернистые агрегаты омфацита с примесью роговой обманки, кварца, иногда биотита, причем эти примеси концентрируются преимущественно в краевой части скоплений пироксена. Местами присутствуют четкие симплектитовые сростки роговой обманки и омфацита с примесью кварца. Таким образом, наиболее вероятно, что омфацит здесь равновесен с роговой обманкой и представляет результат дальнейшего развития процесса эклогитизации и перекристаллизации первичных каемчатых агрегатов, а не результат дробления, перетирания и замещения крупных первичных зерен омфацита, как считал И. А. Ефимов.

Наконец, на участке Энбек-Берлык встречены гиперстеновые породы, которые были описаны О. М. Розеном (1966) под названием «гиперстеновые гранулиты», а И. А. Ефимовым отмечены как «габбро-нориты». Это массивные, существенно пироксеновые породы, состоящие в основном из гиперстена (f=41—48%) и диопсида (Ng=1,707—1,708, $2V$=54—58°), с подчиненным количеством основного плагиоклаза (80—90% An), биотита, акцессорных — рутила, сфена и ильменита. Этот «двупироксеновый гранулит», или «габбро-норит», приближается к ультраосновным породам (хотя SiO_2=50—53%). По мнению О. М. Розена, эти породы имеют секущие контакты по отношению к вмещающим сланцам. В них также развивается гранат (на контакте пироксенов и плагиоклаза), и порода переходит в собственно «друзит», по номенклатуре И. А. Ефимова. Дру-

гая гиперстеновая порода, описанная О. М. Розеном, еще ближе к ультраосновным породам и состоит в основном из антофиллита и кордиерита лишь с небольшой примесью гиперстена и основного плагиоклаза, а также ставролита, рутила и магнетита.

Таким образом, по крайней мере описанные эклогиты и эклогитоподобные породы участка Энбек-Берлык образовались за счет метаморфизма габброидных пород. По нашему мнению, эти габброиды внедрились в процессе метаморфизма зерендинской серии, осуществлявшегося при высоком давлении. Первично-магматическим происхождением объясняется присутствие более высокотемпературных ассоциаций с гиперстеном. Такие гиперстеновые породы, аналогичные энбек-берлыкским, а также чарнокиты (содержащие ассоциацию гиперстен+калиевый полевой шпат) были отмечены И. А. Ефимовым и Г. Н. Байдашвили (Розен, 1966) в восточной части Кокчетавского массива, юго-западнее Щучинска. Все они, возможно, представляют такие же первично-интрузивные тела, а не реликты пород гранулитовой фации, слагавшей, по мнению И. Ф. Трусовой (1956), всю площадь зерендинской серии. По данным И. А. Ефимова, возраст друзитов и эклогитизированных габбро на участке Энбек-Берлык 650—700 млн. лет, возраст эклогитов и вмещающих гнейсов по К-Ar методу 450—750 млн. лет. Дополнительные определения Л. В. Фирсова (К-Ar методом) дают для эклогита Энбек-Берлык 645 млн. лет, Сулу-Тюбе — 597 млн. лет, для вмещающих мусковитизированных сланцев — 470 и 460 млн. лет. Четыре определения по Rb-Sr методу дают для гнейсов и сланцев возраст 1000—1300 млн. лет. Цифры возраста эклогитов по свинцу, полученные методом изохрон (Соботович и др., 1968), дают очень большой разброс — от 900 млн. до 2,3 млрд. лет и не могут, по нашему мнению, быть использованы для уточнения их генезиса. Наиболее вероятный возраст образования эклогитов и одновременного метаморфизма вмещающих гнейсов — около 1300 млн. лет. Первый этап диафтореза близок по возрасту (800 млн. лет) к вышележащей боровской серии эвгеосинклинального характера, содержащей метаморфизированные пласты основных пород и сопоставляемой с киргизской серией Макбальского поднятия.

Однако это не снимает вопроса о несколько ином происхождении массивных однородных эклогитов, иногда с порфировидным гранатом, развитым в районе Сулу-Тюбе, Кумды-Куль, Кулет и др. И здесь форма и соотношение тел, а также химический состав, близкий к платобазальтам, что подчеркнул И. А. Ефимов (1964), резко противоречат «мергелевой» гипотезе образования эклогитов и свидетельствуют о их тесной связи с базальтовой магмой. Весьма показательными здесь являются также находки пироповых серпентинитов и тальк-пироповых пород (Кумды-Куль, Даулет). На участке Кумды-Куль пироповые серпентиниты в виде тела 30×15 *м* включены в более крупное тело эклогитов и, таким образом, генетически с ним связаны. По нашему мнению, порфировидные эклогиты и связанные с ними пироповые перидотиты могли прямо кристаллизоваться из сухой высокотемпературной магмы, внедрившейся в процессе метаморфизма зерендинской серии. Во всяком случае несомненно, что условия метаморфизма в зерендинской серии были неоднородны, еще более неоднородно было проявление постэклогитового диафтореза. В связи с этим интересен факт, что в зерендинской серии известны все три полиморфные модификации — силлиманит, дистен, андалузит. В первичных высокотемпературных сланцах и гнейсах встречаются либо дистен с силлиманитом, либо только дистен, редко силлиманит. Дистен здесь нередко игольчатый и плохо отличается от силлиманита. Другой дистен характерен для более низкотемпературных диафторитов — гранат-дистен-мусковитовых сланцев. Наконец, андалузит встречается только вблизи контактов с более молодым зерендинским гранитным ба-

Таблица 1. **Состав эклогитов и некоторых типов основных пород**

№ пп	Порода	Количество анализов	Коэффициент	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	Эклогиты: Актюз (обр. 534-в)	1		44,10	4,00	13,01	5,64	14,21	0,24	6,44	8,98	2,96	0,30
2	Киргизский хребет, Макбал (Ефимов, 1964)	4	$\bar{x}$	48,53	2,94	14,69	3,75	11,91	0,19	6,03	7,95	2,54	0,80
3	Северный Казахстан (Ефимов, 1964)	6	$\bar{x}$	48,00	2,42	13,28	2,33	13,30	0,22	5,32	11,49	2,08	0,31
4	Южный Урал, тип 1	8	$\bar{x}$	50,00	1,27	16,04	2,64	7,86	0,18	6,44	10,08	3,97	0,50
			s	0,90	0,22	2,01	1,18	1,50	0,10	1,48	1,46	0,70	0 38
5	Южный Урал, тип 2	7	$\bar{x}$	47,73	4,02	13,63	5,04	9,28	0,15	6,19	8,52	3,02	0,33
			s	1,42	0,76	1,07	1,24	1,44	0,12	0,66	1,43	0,77	0,11
6	Эклогитовый сланец	1		61,40	0,85	16,56	4,85	5,49	0,17	1,04	0,82	8,33	0,04
7	Кварц-гранат-жадеитовая порода, Южный Урал	1		71,90	0,57	11,80	1,94	2,76	0,06	1,42	2,45	7,04	0,18
8	Траппы древних платформ (Кутолин, наст. сб. т. I)	258	$\bar{x}$	49,22	1,48	15,18	3,18	9,32	0,20	6,22	10,47	2,22	0,75
			s	2,04	0,75	1,42	1,72	1,80	0,09	1,33	1,17	0,59	0,43
9	Океанические толеитовые базальты (Кутолин, наст. сб. т. I)	110	$\bar{x}$	49,15	2,09	15,09	3,35	7,56	0,17	7,75	10,61	2,23	0,30
			s	1,33	0,52	1,04	1,36	1,28	0,02	1,23	0,70	0,40	0,15
10	Эклогиты метаморфические	37	$\bar{x}$	48,90	1,47	15,22	3,69	8,13	0,13	8,38	11,26	2,42	0,39
			s	2,56	1,26	2,86	1,79	3,21	0,12	2,62	2,27	0,80	0,30

Примечание. $\bar{x}$ — среднее арифметическое; s — среднее квадратическое отклонение.

толитом и имеет явно контактовое происхождение. Следовательно, образование эклогитов в Кокчетавском массиве происходило при температурах и давлениях вблизи линии равновесия дистен — силлиманит. Для ассоциации калиевый полевой шпат+силлиманит (дистен), известной здесь, это может соответствовать температурам порядка 700° С и давлениям не ниже 10 *кбар*. Пироповые перидотиты и ассоциирующие с ними эклогиты соответствуют более высоким температурам и давлениям.

Наконец, в связи с «мергелевой» гипотезой образования эклогитов необходимо упомянуть «скарноиды». Они состоят из кальциевого пироксена, богатого алюминием, и граната, промежуточного между гроссуляром и альмандином, подчиненных плагиоклаза и кальцита. Результаты анализов граната и пироксена приведены в табл. 2. Они, возможно, генетически связаны с карбонатными породами. И те и другие породы приурочены, по мнению большинства исследователей и нашим наблюдениям, к верхним частям разреза, хотя И. Ф. Трусова (1956) соответствующие горизонты помещает, наоборот, в основании разреза. Они не связаны с эклогитами, но, судя по составу граната (с $f=70\%$ и содержанием 40% Са-компонента, по материалам И. А. Ефимова) и самой ассоциации, также образуются при повышенных давлениях и температурах.

Интересно сопоставить материалы по составу самих эклогитов с данными по средним составам базальтов (табл. 1). Наряду с эклогитами Актюза и Кокчетавского массива, охарактеризованными выше, здесь приводятся также данные по эклогитам Южного Урала. Из приведенных анализов видно, что составы эклогитов в общем хорошо сопоставимы со средними данными В. А. Кутолина (см. том I настоящего сборника) по траппам древних платформ (см. табл. 1, № 8) и по толеитовым базальтам океанической толеит-базальтовой формации (см. табл. 1, № 9), а также со средними цифрами по эклогитам метаморфических комплексов, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами.

Макбальское поднятие Киргизского хребта. Хотя этот район географически и тектонически близок к Актюзскому, геологическая ситуация нахождения здесь эклогитов иная. Они располагаются в более низкотемпературной сланцевой хорошо стратифицированной толще, выделенной под названием киргизской, или макбальской, серии. По мнению специалистов, занимающихся докембрием Тянь-Шаня (Королев, 1962; Киселев, Королев, 1964; Белькова, Огнев, 1964), киргизская серия также относится к дорифейскому фундаменту, но является более молодой, чем актюзская, и сопоставляется, по нашему мнению, с боровской серией Кокчетавского массива. Это подтверждается и составом пород, и степенью метаморфизма.

Эклогиты Макбальского поднятия довольно детально изучались И. Е. Медведевой (1960). В отношении их генезиса высказаны две различные точки зрения — образование за счет мергелей (Медведева, 1960) или ксенолитов мантии (Ефимов, 1964); но точка зрения И. А. Ефимова, основанная на ограниченных наблюдениях и аналогии с Кокчетавским массивом, здесь совершенно не выдерживает критики. Вмещающие породы киргизской серии, разделенные по литологическому составу на ряд свит (Медведева, 1960; Киселев, Королев, 1964), представлены в основном метаморфизованными осадочными породами — кварцитами, кварцито-сланцами, графитистыми сланцами, доломитовыми и карбонатными (первично-мергелистыми) сланцами.

Характер залегания в них эклогитов и связанных с ними пород (амфиболитов и др.) иллюстрируется рис. 4 и 5. Все эклогиты в той или иной степени изменены и замещаются амфиболитами или гранат-мусковит-хлоритовыми сланцами, поэтому истинные размеры и форма тел эклогитов определяются с трудом. Как и в Актюзе, собственно эклогиты здесь



Рис. 4. Геологическая схема северной части Макбальского поднятия

1 — эклогиты и гранатовые амфиболиты; *2* — дайки диабазов; *3* — гранат-хлорит-слюдяные сланцы; *4* — кварциты; *5* — метаосадочные сланцы (графитистые, карбонатные и др.); *6* — зеленокаменные метагаббро; *7* — карбонатные породы; *8* — разломы, прослеженные и предполагаемые; *9* — элементы залегания

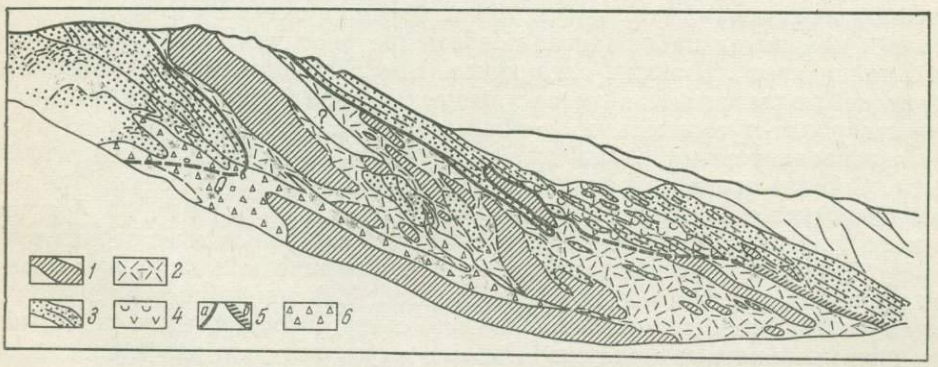


Рис. 5. Разрез киргизской серии на Киргизском хребте по руч. Каинды

1 — эклогиты и массивные амфиболиты; *2* — гранат-хлорит-слюдяные сланцы; *3* — кварциты; *4* — брекчированные карбонатные сланцы; *5* — контуры предполагаемой первичной линзы эклогитов (*а*), брекчирование (*б*); *6* — делювиальные осыпи

представляют по существу реликты. У большинства исследователей не вызывает сомнения, что амфиболиты и массивные гранат-слюдяные породы образовались за счет эклогитов, однако окружающие их гранат-мусковит-хлоритовые сланцы большинство авторов относит к метаморфизованным парапородам. Поскольку такие же ассоциации развиваются в виде оторочек и участков внутри эклогитов, грубочешуйчатые гранат-слюдяные сланцы насыщены многочисленными реликтовыми останцами эклогитов и амфиболитов и эти сланцы не обнаруживают четкой полосчатости, мы предполагаем, что такие сланцы образовались в основном за счет эклогитов при интенсивном метасоматозе типа глубинного выщелачивания. Объединяя все эти породы (см. рис. 4), мы получаем линзы с расщепляющимися пластовыми ответвлениями и отдельные пласты, типичные для пластовых залежей. Линзы достигают 0,5—1,0 *км* в поперечнике. Строение одной из таких изолированных линз со сложной брекчированной верхней поверхностью видно на рис. 5, представляющем зарисовку с фотографии левого борта руч. Каинды, аналогично рис. 3 в работе И. А. Ефимова (1964). Из сравнения этих рисунков видна различная интерпретация наблюдений разными авторами. Но остается несомненным, по результатам всех авторов, картировавших Макбал, что линзы с эклогитами встречаются не только в основании разреза, как считал И. А. Ефимов, но и вверх по разрезу, нередко образуют правильные согласные пласты и приурочены в основном к контакту между нижней слюдяно-кварцитовой частью (макбальская свита) и верхней карбонатно-осадочной частью разреза (ачикташская+каиндинская свиты). Соответственно эта часть разреза с грубочешуйчатыми гранат-слюдяными сланцами, эклогитами и амфиболитами была выделена в нельдинскую свиту (Николаев, 1952; Киселев, Королев, 1964). Но линзы с эклогитами и особенно мелкие тела и будинированные пласты эклогитов встречаются также в кварцитах макбальской свиты и карбонатных породах ачикташской свиты.

Пластовый характер многих выходов, пространственная ассоциация с карбонатными породами (ачикташская свита), отсутствие интрузивных контактов и реликтов структур изверженных пород позволили И. Е. Медведевой предположить, что эклогиты образовались за счет первично-осадочных пород типа мергелей. Однако при их изучении нами (а также по данным Х. Лемма, проводившего здесь геологическую съемку) на водоразделе руч. Каинды и Тюякарын обнаружены небольшие (1—2 *м* мощностью) явно секущие тела и апофизы крупных тел эклогитов. На контакте в кварцитах наблюдается обогащение биотитом.

Важно отметить также следующее. Вверх по разрезу в киргизской серии наблюдается явная метаморфическая зональность со сменой фации ставролит-мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовой) типичными зеленосланцевыми (актинолит-эпидотовая ступень) в каиндинской свите. Соответственно в каиндинской свите присутствуют линзы зеленокаменных альбит-эпидот-актинолитовых пород, аналогичные по форме линзам эклогитов (см. рис. 4), которые содержат реликтовые структуры габбро. В верхней части встречаются и явно секущие дайкообразные тела тех же пород, отмечаемые И. Е. Медведевой. Наконец, в составе вмещающей толщи, особенно в ачикташской свите, нередки тонкослоистые слюдяно-карбонатные сланцы (кварц+мусковит+хлорит+кальцит± ±альбит), которые и представляют, по нашему мнению, результат метаморфизма мергелей и других смешанно-карбонатных образований. Карбонатные породы встречаются в самых нижних частях разреза, но нигде прогрессивной их декарбонатизации не наблюдается.

Все это вместе взятое приводит к выводу, что и в Макбальском районе эклогиты образовались за счет основных пород или сами являются магматическими интрузивными залежами.

Слабо измененные эклогиты состоят из граната, омфацита, рутила с примесью кварца и амфибола. По первичному составу И. Е. Медведева (1960) различает более железистые (и титанистые) эклогиты с ярко-розовым гранатом ($f=75\%$) и зеленым омфацитом и маложелезистые эклогиты с бледно-розовым гранатом ($f=60\%$) и почти бесцветным омфацитом. К сожалению, приведенные ею анализы пироксенов и гранатов неудовлетворительны из-за ошибок в определении Fe^{3+}, Al и щелочей. Характерно, что структура даже первичных эклогитов заметно колеблется. Здесь, в отличие от Кокчетавского массива, преобладают мелкозернистые разности. В некоторых из них наблюдаются очень мелкие изометричные зерна граната, располагающиеся цепочками и рисующие отчетливую призматическую мозаику, как в эклогитах Энбек-Берлык, образовавшихся при эклогитизации плагиоклазовых пород. Но в большинстве случаев гранат образует изометричные, хорошо окристаллизованные зерна, иногда порфировидные. Нередко они концентрируются в виде полос и жил.

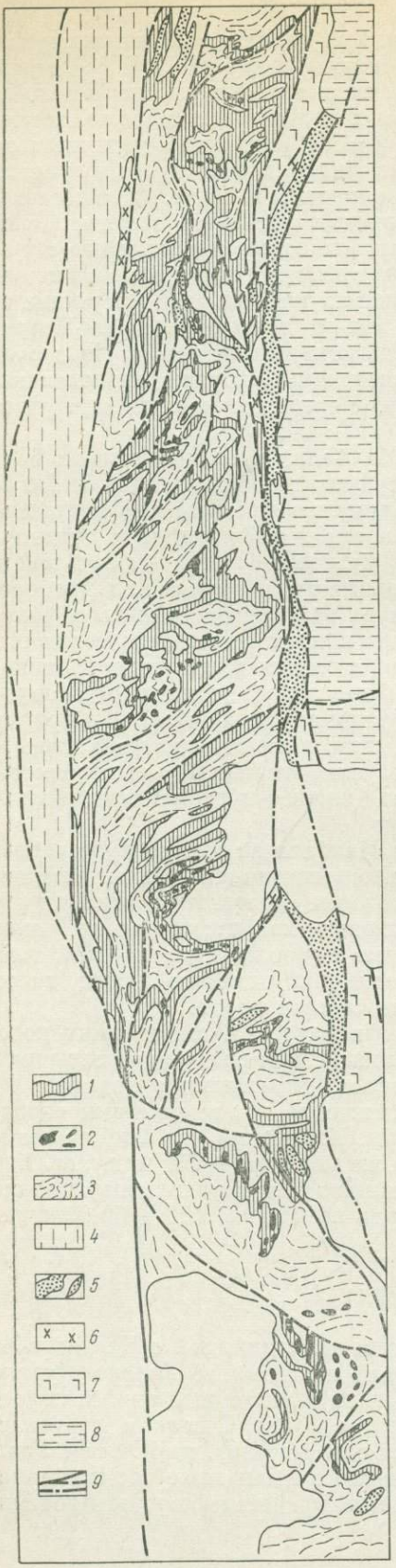
Вторичные изменения эклогитов Макбала, в соответствии с более низкотемпературным обликом толщи, существенно отличаются от Актюзского и Кокчетавского районов. Большинство эклогитов превращается в ассоциацию гранат+голубовато-зеленоватый амфибол (типа актинолитовой роговой обманки)+цоизит+мусковит+кварц+сфен±альбит. Иногда образуются почти мономинеральные амфиболовые или, наоборот, цоизитовые породы. Альбит присутствует не всегда и обычно образует «фон» для амфибола и цоизита. Нередко при увеличении его количества амфибол исчезает, гранат остается лишь в реликтах, и появляется типичная зелено-сланцевая ассоциация: альбит+хлорит+эпидот+мусковит+ +кварц±гранат. Кроме этого, для Макбала характерно образование гранат-глаукофановых пород по эклогитам, хотя они найдены лишь на отдельных участках. Здесь иногда образуется вторичный мелкозернистый омфацит: гранат+глаукофан+цоизит+кварц+мусковит±актинолитовая роговая обманка±альбит±омфацит.

Вторичные ассоциации в эклогитах Макбала по температуре хорошо соответствуют степени метаморфизма прогрессивно измененных вмещающих пород из нижней части разреза, которые содержат ассоциации гранат+ставролит+биотит, гранат+мусковит+кварц±хлоритоид, диопсид+кальцит+доломит и соответствуют ставролит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фации. И. Е. Медведева отмечает также дистен (силлиманита нет), хотя он редок из-за состава пород.

Абсолютный возраст эклогитов, амфиболитов и вмещающих пород определенный К-Ar методом Л. В. Фирсовым, дает следующие пары цифр (первая — эклогит или амфиболит, вторая — вмещающая порода): 690 и 450, 400 и 480, 330 и 530 млн. лет. Характерно, что вмещающие породы дают и более древние, и молодые цифры. Измененный габбро-диабаз из верхней части толщи дает цифру того же порядка — 570 млн. лет. Учитывая более поздние вторичные изменения во всех породах, возраст эклогитов и метаморфизм вмещающих пород не моложе 650—700 млн. лет.

ЮЖНОУРАЛЬСКИЕ И ДРУГИЕ ЭКЛОГИТЫ

Другой протяженной зоной с эклогитами, сравнимой с Кокчетав-Актюзской, является зона метаморфических пород вдоль Главного уральского разлома (см. рис. 1). Здесь эклогиты и связанные с ними породы известны во многих пунктах на Полярном Урале, Северном и Среднем Урале (Пай-Ер, бассейн Хулги, Уфалейский массив), на Южном Урале (Добрецов и др., 1966). Возможным аналогом или даже продолжением этой зоны на Тянь-Шане являются метаморфические породы Атбашин-



ского хребта (Бакиров, 1963), где известны гранат-глаукофановые породы, образовавшиеся, вероятно, по эклогитам. Эти метаморфические комплексы с эклогитами представляют краевую часть метаморфического основания герцинской эвгеосинклинали. Эклогиты здесь известны как в гнейсовых комплексах (нижний структурный этаж основания, например, Полярный Урал), так и в слабее метаморфизированных сланцевых комплексах. В Уфалейском массиве, судя по данным Г. М. Виноградской (1964) и А. П. Казака (1964), эклогиты известны одновременно и в нижнем, гнейсовом, и в верхнем, сланцевом, комплексах. В целом для Урала более характерно присутствие эклогитов в сланцевых комплексах, где они тесно ассоциируют с глаукофановыми сланцами. В качестве типичного, хорошо изученного, к тому же наиболее близкого к Кокчетавскому району примера рассмотрим максютовский комплекс на Южном Урале (рис. 6).

Эклогиты максютовского комплекса. Эти эклогиты и сам комплекс, обнаруживающий много общего с Макбалом, изучались наиболее детально В. И. Ленных ($1963_{1,2}$, 1966), дополнительные сведения имеются в работах Б. В. Чеснокова (1959, 1961, 1963), А. П. Казака (1964) и получены также нами в процессе полевых и камеральных работ. Строение максютовского комплекса и распространение в нем эклогитов показано на рис. 6. Максютовский комплекс ме-

Рис. 6. Геологическая схема максютовского комплекса, Южный Урал

1—3 — максютовский комплекс Rf_1: *1* — пачки пород с преобладанием метабазитов, *2* — тела эклогитов и апоэклогитовых пород, *3* — метаосадочные сланцы и кварциты; *4* — суванякский комплекс, Rf_3: *5* — серпентиниты; *6* — габбро; *7—8* — породы Магнитогорского синклинория: *7* — эффузивы S—D; *8* — осадочные породы; *9* — разломы, прослеженные и предполагаемые (пунктир), в том числе под покровом кайнозойских отложений

таморфических пород приурочен к шовному антиклинорию хребта Урал-Тау и является здесь наиболее древним, однако в соседних районах аналогичная толща располагается стратиграфически выше более древнего гнейсового комплекса (Уфалей и др.). С востока максютовский комплекс поясом гипербазитов отделен от Магнитогорского синклинория, сложенного породами ордовика, силура и девона. К западу располагается суванякский комплекс слабо метаморфизованных (в зеленосланцевой фации) первично-осадочных пород, который, вероятно, залегает стратиграфически выше максютовского комплекса, хотя контакты их в большинстве случаев тектонические. Суванякский и максютовский комплексы сопоставляются с почти неметаморфизованными терригенно-карбонатными толщами рифея западного склона Южного Урала — бурзянской, юрматинской и каратауской сериями. Вероятнее всего, максютовский комплекс коррелируется с нижней, бурзянской, серией, возраст которой по геохронологическим данным (Гаррис, 1964) определяется как нижнерифейский (1650—1350 млн. лет). Многие авторы (Чесноков, 1963; Ленных, 1963_2) сопоставляют эклогиты максютовского комплекса с кусинским комплексом титаноносных габбро в бурзянской серии, возраст которой порядка 1370 млн. лет. Однако возраст слюд из эклогитов и сланцев с глаукофаном или лавсонитом, эгирин-жадеитом по К-Ar методу — от 380 до 435 млн. лет, что соответствует возрасту зеленосланцевого диафтореза толщи, одновременному с главной каледонской орогенией Южного Урала (Ленных, 1963_1).

Преобладающими породами максютовского комплекса являются, как и в Макбальском районе, кварциты и метапелитовые слюдяные, графитистые и другие сланцы, несомненно, первично-осадочного происхождения. По литологическому составу здесь также выделяются четыре свиты. Породы свит претерпели интенсивный и неоднократный диафторез, поэтому петрографическая их характеристика долгое время была противоречивой. Основываясь на детальных работах В. И. Ленных и наших наблюдениях, можно выделить следующие главнейшие первичные ассоциации в толще: 1) кварц+белая слюда+гранат+глаукофановый амфибол ± хлормеланит ± графит; 2) кварц + белая слюда + глаукофан + +хлормеланит±хлоритоид; 3) кварц+белая слюда+глаукофан+клиноцоизит±графит; 4) кварц+белая слюда+гранат+хлоритоид+альбит; 5) кварц+белая слюда+дистен; 6) кварц+белая слюда+альбит+лавсонит; 7) кварц+парагонит±альбит; 8) кварц+гранат+жадеит±мусковит±графит. Они характеризуют условия, переходные от лавсонит-глаукофановой фации к фации дистеновых сланцев (гранат-глаукофановая субфация), т. е. по температуре сопоставимы с породами Макбальского поднятия, но давление должно быть несколько выше.

Распространение эклогитов, показанное на рис. 6, иллюстрирует приуроченность их к центральной части полосы максютовского комплекса и тесную связь с горизонтами зеленокаменных пород, выделяемых иногда как аралбаевская свита (подсвита). Локализация эклогитов и более высокотемпературных сланцев в центре зоны связана главным образом с зональным проявлением более позднего зеленосланцевого диафтореза. Этот диафторез был наиболее интенсивным в краевых приразломных частях зоны, где полностью уничтожены первичные ассоциации. Однако нельзя исключить возможность и первичной метаморфической зональности.

Непосредственные переходы эклогитов и глаукофанизированных эклогитов в зеленые сланцы наблюдались во многих случаях. В зеленокаменных породах, образующих мощные пласты, также нередки реликты глаукофана и граната. Цепочки тел эклогитов по простиранию сменяются пластами зеленокаменных пород и приурочены в основном, как и зеленокаменные породы, к средней части разреза.

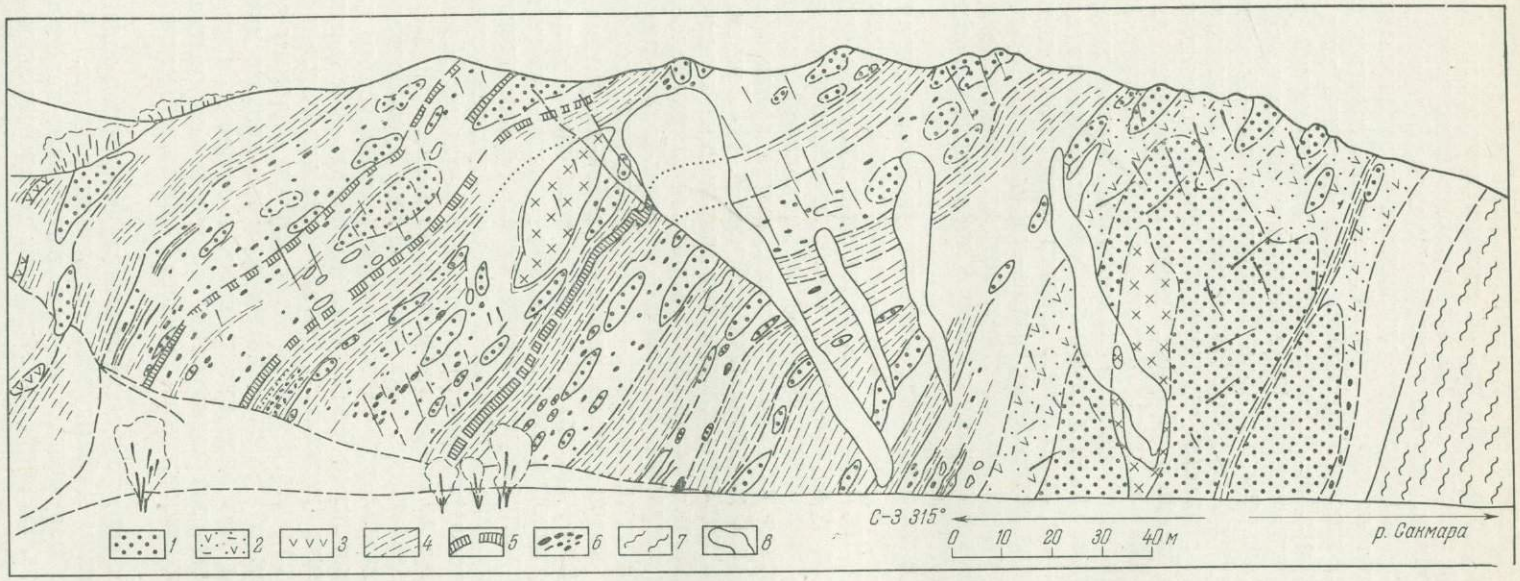


Рис. 7. Разрез максютовского комплекса по р. Сакмаре, выше пос. Караяново

1 — эклогиты и гранат-глаукофановые породы; *2* — зеленокаменно измененные эклогиты; *3* — зеленокаменные породы; *4* — метаосадочные сланцы (с графитом и др.); *5* — маркирующие горизонты кварцитов; *6* — мелкие будины эклогитов (и скопления граната); *7* — слюдяные кварциты юмагузинской свиты; *8* — делювий

Таблица 2. **Состав гранатов (1) и пироксенов (2) из эклогитов и сходных пород (в вес.%)**

Окислы	Актюз, 534-в		Южный Урал				Кокчетав		Эклогитовые сланцы Южного Урала, 516-2		«Скарноиды» 92-44	
			3-Чес		2-Чес		66-13	657				
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO_2	38,08	53,32	38,44	55,60	38,16	55,60	41,47	52,07	41,26	57,80	38,50	48,15
TiO_2	0,60	1,12	1,06	0,22	0,64	0,45	0,30	0,73	0,38	0,67	0,76	0,36
Al_2O_3	20,72	8,69	22,10	12,37	22,05	10,24	20,21	10,25	19,92	19,77	18,84	3,61
Cr_2O_3	0,10	0,19	—	0,01	—	0,01	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	2,25	7,27	2,60	2,93	2,65	4,48	2,95	3,39	2,00	2,11	4,08	2,68
FeO	25,13	3,95	25,15	3,12	21,52	2,28	17,76	5,07	24,38	1,58	16,33	14,30
MnO	0,13	0,05	0,42	0,03	0,34	0,06	0,35	0,09	0,77	—	1,91	0,62
MgO	3,61	7,82	1,70	6,17	2,90	6,73	6,70	9,42	2,22	2,02	2,70	7,70
CaO	9,31	11,73	10,80	12,08	11,64	12,20	9,87	14,93	8,17	8,33	15,40	20,87
Na_2O	—	5,36	—	6,93	—	6,38	0,30	3,93	—	12,72	0,32	0,60
K_2O	—	0,19	—	0,06	—	0,10	0,25	0,14	—	—	0,29	0,28
H_2O	—	0,60	—	0,80	—	0,60	0,14	0,45	—	0,20	0,29	1,18
Сумма	100,09	100,19	99,28	100,32	99,90	100,13	100,30	100,47	99,10	100,20	99,42	100,4

Образцы: 534-в новые данные 3-Чес, 2-Чес, 516-2 — по В. И. Ленных (1966); 66-13; 657; 92-44 — по И. А. Ефимову (1964).

Разрез типичной полосы с телами эклогитов виден на рис. 7. Сами эклогиты редко образуют крупные линзы мощностью до 100 *м*. Чаще они образуют пласты мощностью 10—70 *м*, цепочки тел и мелкие линзы. При этом, как правило, интенсивно проявлено выщелачивание с замещением эклогитов кварц-гранат-мусковитовыми породами. По-видимому, мы имеем тот же случай, что и в Макбальском районе, в Чаглинском участке Кокчетавского массива и др., когда более крупные тела и линзы эклогитов как бы растворены в массе амфибол-гранат-слюдяных и гранат-слюдяных сланцев при интенсивном метасоматозе типа глубинного выщелачивания. Этому способствует также интенсивная деформация тел эклогитов. Многие пластовые тела эклогитов смяты в сложные складки, как правило, будинированы. На разрезе рис. 7 видны также небольшие линзы энстатитовых и форстерит-энстатитовых пород внутри или в подошве крупных плитообразных залежей эклогитов.

Все эклогиты максютовского комплекса, как правило, интенсивно глаукофанизированы. Первичные эклогиты состоят из граната, моноклинного пироксена и рутила, в некоторых породах первичной можно считать также роговую обманку типа каринтина. По особенностям состава как Б. В. Чесноков (1963), так и В. И. Ленных (1966) выделяют два главных типа эклогитов. Первый тип — маложелезистые эклогиты с пониженным содержанием TiO_2, в состав которых входит бесцветный или слабо окрашенный пироксен диопсид-жадеитового ряда, второй тип — железистые, богатые TiO_2 эклогиты, с зеленым или темно-зеленым пироксеном, богатым эгириновым компонентом. Как следует из средних данных табл. 1, эклогиты первого типа отличаются несколько повышенным содержанием SiO_2 и Al_2O_3 и пониженной железистостью от второго. Разница эта, однако, недостаточно четко выражена, так как, по данным В. И. Ленных (1966) и нашим наблюдениям, среди эклогитов второго типа, залегающих преимущественно в виде крупных пластовых тел, наблюдаются переходные разности к первому типу. Очень интересны случаи смены высокотитанистых более железистых эклогитов висячего бока плитообразных залежей малотитанистыми, что свидетельствует о дифференциации первичных интрузий в магматическую стадию (Ленных, 1966). Резуль-

таты химических анализов типичных пироксенов и ассоциирующих гранатов для рассматриваемых типов эклогитов представлены в табл. 2.

Эклогиты первого типа образуют крупные дайкообразные тела и отдельные будины и по морфологии тел, как отмечает В. И. Ленных (1966), отличаются от эклогитов второго типа.

Большой интерес представляют редко встречающиеся в районе так называемые «эклогитовые сланцы» (Чесноков, 1963) и кварц-гранат-жадеитовые породы (Ленных, 1966). По своему химическому составу (см. табл. 1) они сильно отличаются от рассмотренных двух типов эклогитов прежде всего резко повышенным содержанием SiO_2 и Na_2O. Следует отметить, что ассоциация гранат — жадеит — кварц установлена впервые (Ленных, 1966) для метаморфических пород. Анализы граната и пироксена из кварц-гранат-жадеитовой породы приведены в табл. 2 (№ 516-2). В. И. Ленных (1966) также впервые установил в эклогитах максютовского комплекса пироксены промежуточного диопсид-жадеитового состава с содержанием 50—60% жадеита.

Составы гранатов колеблются в довольно широком интервале, в основном по железистости, от 65 до 90%, причем наиболее железистые разности характерны для глаукофанизированных эклогитов. Результаты химических анализов наиболее типичных пар гранат — пироксен для первого и второго типов эклогитов приведены по данным В. И. Ленных (1966) в табл. 2, соответственно № 3-Чес и 2-Чес. Составы гранатов из эклогитов максютовского комплекса по железистости не укладываются в пределы поля составов гранатов эклогитов глаукофан-сланцевых комплексов, выделенных эмпирически (Smulikowski, 1964; Coleman et al., 1965), а частично перекрываются составами гранатов из эклогитов гнейсовых комплексов, что видно из сопоставления их с гранатами актюзских и кокчетавских эклогитов.

Исключительно интересна и необычна по составу порода, обнаруженная нами в непосредственной связи с эклогитами по р. Сакмаре (см. рис. 6). Она состоит из пироксена, граната, лавсонита, мусковита, альбита, цоизита. Гранат этой породы, как показали его физические константы: $N=1{,}775$, $a_0=11{,}650$ $кX$, относится к очень редкой разновидности альмандин-гроссуляровых гранатов с содержанием кальциевого компонента около 55% и $f=95$—100%. Присутствие лавсонита в этой породе свидетельствует о повышенных давлениях и низких температурах при ее образовании или диафторезе.

Приведенный материал, несомненно, доказывает, что эклогиты в максютовском комплексе сформировались за счет основных пород, образующих дайки и силлы, иногда расслоенные залежи. По составу пород, в частности повышенной титанистости, характеру дифференциации они сопоставляются, как мы отметили выше, с кусинскими габбро нижнерифейского возраста. Однако здесь, как и в других районах, остается неясным вопрос: образовались ли они при региональном метаморфизме первичных габбро или непосредственно кристаллизовались как эклогиты из базальтовой магмы, внедрившейся в момент максимальского метаморфизма.

Чарский пояс. В заключение этого обзора об эклогитах следует упомянуть об эклогитах и ассоциирующих с ними породах, которые были обнаружены и изучены нами в центральной части Чарского гипербазитового пояса около дер. Лазаревка. Здесь в серпентинитах были встречены наряду с другими породами включения массивных амфиболитов и гранатовых амфиболитов округлой или линзообразной формы. В одном из тел гранатовых амфиболитов были обнаружены реликты эклогитов. Эклогит состоит из омфацита, граната, рутила и переменного количества кварца, эпидота, мусковита и актинолитовой роговой обманки, замещающих пироксен и гранат. Гранат, судя по константам, содержит около

15% пиропового и 25% кальциевого компонента. Аналогичный гранат встречается в гранатовых амфиболитах (без пироксена). При интенсивном диафторезе гранат тоже исчезает и возникает типичная зеленосланцевая ассоциация (актинолит+слюда+эпидот+кварц+альбит).

Хотя эклогиты Лазаревки заключены в серпентинитах, они, несомненно, являются тектоническими отторженцами фундамента Зайсанской геосинклинали. По своему составу, высокой железистости граната, характеру изменений, тесной ассоциации с метаморфическими (в том числе глаукофановыми) сланцами они аналогичны описанным выше эклогитам южноуральского или макбальского типа. Абсолютный возраст двух образцов (эклогит и гранатовый амфиболит), определенный К-Ar методом Л. В. Фирсовым, 477 и 545 млн. лет. Ближайшим аналогом этих пород могут служить некоторые гранатовые амфиболиты в Кыстав-Курчумском антиклинории Южного Алтая, где обнажается метаморфическое основание Зайсанской геосинклинали предположительно докембрийского возраста (цифры абсолютного возраста от 600 до 220 млн. лет, по Р. К. Григайтис, 1967).

ВЫВОДЫ И ДИСКУССИЯ

1. Все описанные эклогиты являются докембрийскими (возраст свыше 550 млн. лет) и относятся к метаморфическому основанию рифейско-палеозойских геосинклиналей. Возрастные соотношения несколько меняются для различных складчатых поясов (Актюз-Кокчетавская дуга, Урал-Тау, Чарский пояс), но основные закономерности сохраняются. Во всех случаях эклогиты приурочены к краевым шовным зонам, отделявшим в соответствующие периоды эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны. Вероятно, они синхронны по времени ранней стадии развития геосинклиналей, а именно стадии наиболее глубокого прогибания шовных трогов.

2. Можно предполагать, что высокие давления, необходимые для стабильной кристаллизации эклогитов (особенно высокотемпературных первичных ассоциаций), создавались комбинированным действием указанного глубокого погружения порядка 20 *км*, надвигания континентального блока миогеосинклинальной зоны (см. гипотезу Эрнста в его статье в настоящем сборнике) и вызываемого этим тектонического сдавливания. Однако температурная обстановка в гнейсовых комплексах типа кокчетавских, вероятно, представлявших догеосинклинальный фундамент, и в сланцевых комплексах типа максютовского, соответствующих основанию эвгеосинклинального разреза, существенно различалась. Но и в том и другом случае первичные эклогиты, насколько можно судить без учета наложений диафтореза, были примерно одинаковые во всех комплексах. Иногда сходные и, по-видимому, одновременные эклогиты присутствуют в нижнем (гнейсовом) и верхнем (сланцевом) комплексах в одном (Уфалейский массив) или в рядом расположенных районах (Макбал и Актюз).

3. Все эклогиты являются по существу реликтами. Они не только интенсивно замещаются при более позднем наложенном диафторезе, но изменены даже во вмещающих породах, слабо затронутых диафторезом, обнаруживая первоначальное неравновесие с окружающими породами и стремление прийти к состоянию, соответствующему степени метаморфизма вмещающих пород. Более того, сама эклогитизация, например, в Энбек-Берлык, выглядит как регрессивный процесс. Эти две особенности эклогитов — присутствие их в различных комплексах, от высокотемпературных гнейсовых до низкотемпературных сланцевых, и обычное несоответствие степени метаморфизма эклогитов и окружающих пород —

являются основными противоречиями в проблеме эклогитов. Большинство исследователей описанных эклогитов прибегали к предположению, что эклогиты представляют реликты пород эклогитовой фации, ранее регионально распространенных во всем районе. Но это предположение кажется нам сомнительным, так как во многих местах, например в Кокчетавском массиве, Макбале, вмещающие породы не обнаруживают диафторического облика и являются прогрессивно метаморфизованными породами (сланцами, гнейсами, мигматитами).

4. По исходному составу все описанные эклогиты, несомненно, соответствуют основным базальтоидным породам. Это подтверждается, в частности, сравнением средних составов эклогитов из разных районов и средних составов базальтоидов и эклогитов, прямыми переходами (район Энбек-Берлык), явлениями дифференциации и сложным составом многих эклогитовых тел. «Мергелевая», а также «мантийная» гипотезы в изученных примерах кажутся нам гораздо менее обоснованными.

5. С учетом изложенного мы предлагаем следующую гипотезу образования эклогитов. В глубоко погруженные части геосинклинального трога и его основание, находящиеся под высоким давлением, внедрилась высокотемпературная базальтоидная магма. В одних случаях, при повышенных температурах или недостаточно высоком давлении, магма кристаллизовалась как габброиды или эклогитоподобные породы, которые затем при охлаждении и понижении температуры превращались в эклогиты, как мы это имеем в районе Энбек-Берлык. Этим объясняется регрессивный характер таких превращений. В других случаях, особенно в низкотемпературных сланцевых комплексах высокого давления, магма могла сразу кристаллизоваться как эклогит, который затем при охлаждении подвергался интенсивному «автодиафторезу», пока не приходил в равновесие с окружающими породами. Наконец, для эклогитов, тесно связанных с гипербазитами, возможен механизм, который предложили Эссен, Файф, Тернер (Essene et al., 1963) для калифорнийских эклогитов, а именно — образование эклогитов на контакте с ультраосновной магмой, внедренной в условиях высоких давлений во время глаукофанового метаморфизма. Таким образом, эклогиты оказываются особой магматической формацией высоких давлений.

6. Разница в условиях в гнейсовых и сланцевых комплексах обусловила и разницу в характере диафтореза эклогитов. Главное значение имеют следующие типы диафтореза: 1) превращение в гранатовые амфиболиты и амфиболиты (*а* — высокотемпературные, с основным плагиоклазом; *б* — низкотемпературные, с цоизитом и альбитом); 2) превращение в гранат-глаукофановые породы; типы 1-*б* и 2 характерны для сланцевых комплексов и могут различаться между собой режимом Na и Ca, но во многих случаях идут практически изохимически, т. е. разница между типами 1 и 2 обусловлена и давлением, более высоким в типе 2; 3) метасоматоз типа «глубинного выщелачивания» (образование кварц-мусковит-гранатовых пород и т. д.; в высокотемпературном подтипе характерно также образование пород с биотитом); этот процесс идет с интенсивным выносом Na и Ca и связан с кварцитовидным характером вмещающих пород, как правило, недосыщенных Na и Ca; но могут быть и другие причины этого процесса. Эти вопросы требуют специального обсуждения.

ECLOGITES IN METAMORPHIC COMPLEXES OF THE KAZAKHSTAN, TYAN-SHAN, SOUTHERN URALS AND THEIR GENESIS

N. L. DOBRETSOV, N. V. SOBOLEV

SUMMARY

New data on eclogites of the Kazakhstan, Tyan — Shan, Southern Urals are listed in the paper. New finds of eclogites in Aktyuz series in the Northern Tyan — Shan and Charsk ultrabasic belt of Eastern Kazakhstan are also described. A lot of general peculiarities which allowed to speak of the similarities in eclogites genesis are found in the earlier and currently studied complexes such as Kokchetav massif, Makbal uplift, and Maksyutov complex. All the eclogites described are Precambrian (more than 550 m. y.) related to the metamorphic basement of Riphean — Paleozoic geosynclines. All the eclogites investigated are similar to basalts in their chemical composition. The mechanism of eclogite formation (at least, part of the eclogites studied) by direct intrusion of the basalt magma under high pressure in deep submerged parts of the geosyncline trough is suggested.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулкабирова М. А. Эклогиты Кокчетавского района.— Вестн. Каз. фил. АН СССР, 1946, № 2.

Абдулкабирова М. А. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Изд-во АН Каз. ССР, 1949.

Бакиров А. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Ат-Башинского хребта.— В кн. «Вопросы стратиграфии нижнего палеозоя Киргизии». Изд-во АН Кирг. ССР, 1963.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. Изд-во «Недра», 1964.

Виноградов Д. П., Кушев В. Т. Микроструктурные особенности эклогитов.— В кн. «Деформации и структуры докембрийских толщ». Изд-во «Наука», 1967.

Виноградская Г. М. Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, **119**.

Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 3». Изд-во «Наука», 1964.

Григайтис Р. К. Происхождение амфиболитов Южного Алтая. Изд-во «Недра», 1967.

Добрецов Н. Л., Арнаутов Н. В., Пономарева Л. Г. К геохимии глаукофанового метаморфизма.— Геохимия, 1967, № 8.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР.— Геол. и геофиз., 1965, № 4.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.

Ефимов И. А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских отложениях Кокчетавского массива.— Труды КазИМС, 1961, вып. 5.

Ефимов И. А. Об эклогитах Кокчетавской области, как возможных источниках получения рутила.— Изв. АН Каз. ССР, 1962, № 3.

Ефимов И. А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана.— В кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Изд-во «Наука», 1964.

Казак А. Л. Закономерности размещения и условия образования метаморфических рутилоносных пород Южного Урала. Автореф. канд. дисс., 1964.

Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта.— В кн. «Материалы по геологии Тянь-Шаня». Изд-во АН Кирг. ССР, 1964.

Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня.— В кн. «Материалы по геологии Тянь-Шаня». Вып. 3. Изд-во АН Кирг. ССР, 1962.

Ленных В. И. О возрасте метаморфических пород зоны Урал-Тау по данным калий-аргонового метода.— В кн. «Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». Изд-во АН СССР, 1963_1.

Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса.— В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Госгеолтехиздат, 1963_2.

Ленных В. И. Путеводитель Урал-Таусской экскурсии. Уфа, 1966.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.

Медведева И. Е. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Тянь-Шань).— Изв. высш. учебн. завед. серия Геология и разведка, 1960, № 11.

Николаев В. А. Средняя Азия.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1952, вып. 1.

Розен О. М. Гиперстеновые гранулиты в докембрии Кокчетавского массива.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, **95**, вып. 5.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.

Соболев В. С. О роли давления при метаморфизме.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.

Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 14». Изд-во АН УССР, 1960.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.

Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ефимов И. А. О возрасте и происхождении эклогитов Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан).— Геол. и геофиз., 1968, № 7.

Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива.— Сов. геол., 1956, сб. 51.

Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале.— Изв. высш. учебн. завед., серия Геология и разведка, 1959, № 4.

Чесноков Б. В. Изменение состава гранатов при метаморфизме эклогитов Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 7.

Чесноков Б. В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение.— В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Госгеолтехиздат, 1963.

Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, p. 483—508.

Escola P. On the eclogites of Norway. Vid. Selskab. skr.— Mat.-Natur. Kl., 1921, № 8.

Essene E. I., Fyfe W. S., Turner F. I. Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks, California.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1963, **11**, p. 695—704.

Smulikowski K. An attempt at eclogite classification.— Bull. Acad. polon. sci. Ser. géol. géogr., 1964, **12**, p. 27—33.

ГРАНАТЫ ИЗ ЭКЛОГИТОВ СНЕЖНИЦКИХ ГОР (ВОСТОЧНЫЕ СУДЕТЫ)

Н. БАКУН-ЧУБАРОВА
Институт геологических наук Польской академии наук, Варшава

ВВЕДЕНИЕ

Химический состав гранатов из эклогитов является весьма переменным. Связано это с различием первичного материала эклогитовых пород и переменными условиями их кристаллизации.

Цель моих исследований по химизму гранатов из эклогитов Снежницких гор в Судетах — проверить, насколько пригодны химический состав гранатов и содержание в них рассеянных элементов группы железа в качестве геохимических индикаторов петрогенезиса эклогитов.

Благодарю проф. К. Смуликовского за консультации и доступ к его научным материалам. Я также благодарна проф. А. Полянскому за ценные замечания, относящиеся к этой статье.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЛОГИТОВ

Эклогиты образуют очень мелкие, но весьма разнообразные петрографически и минералогически включения среди кристаллических толщ гнейсов Снежницких гор. Петрология этих эклогитов подробно разработана Смуликовским (Smulikowski, $1960_{1,2}$, 1962, 1963, $1964_{1,2}$, 1965). Занимаясь гранатами, я использовала главным образом последнюю статью автора, в которой синтезированы все его исследования в области петрологии эклогитов.

Снежницкие эклогиты принадлежат к трем литологическим сериям пород и представляют восемь петрографических типов.

Большинство эклогитов относится к литологической серии обыкновенных эклогитов без плагиоклазов, в которой К. Смуликовский выделил пять петрографических типов. Порфиробластовые эклогиты *типа A* из Войтувки состоят из очень мелкокристаллической цоизит-омфацит-гранатовой основной массы и крупных порфиробластов каринтина более поздней генерации.

В состав равномерно мелкозернистых, массивных эклогитов *типа B* из Белиц и из обнажений на юго-восточном склоне горы Сушицы вблизи Нова Моравы, кроме граната и омфацита, могут входить в подчиненных количествах каринтин, цоизит и светлая слюда. Эклогиты *типа C*, отличающиеся параллельной текстурой, выступают в обнажениях в местности Мендзыгуж и во внешних и периферических зонах эклогитовой линзы вблизи Нова Веси. Породы эти состоят из параллельных прослойков граната, омфацита и кварца. Каринтин, кианит и светлая слюда являются в них обычно минералами второстепенными. В эклогитах этого типа из северных обнажений Мендзыгужа найдены также первичные карбонаты. Эклогиты *типа D*, находящиеся исключительно в обнажении в Нова Веси, имеют тоже параллельную текстуру,

но в них присутствуют большие, чем в *типе С*, количества каринтина и гораздо меньшие — кварца, кианита, цоизита и светлой слюды. Последние минералы в эклогитах *типа D* могут вообще отсутствовать. Неравномернозернистые, массивные эклогиты *типа E* с северо-западного склона горы Черницы отличаются неравномерным содержанием темно-красного, богатого включениями граната поздней генерации, червеобразной коррозией омфацита, обилием минералов титана и апатита, а также отсутствием кварца и кианита.

Породы эклогит-каринтиновой литологической серии выступают вблизи Страхоцина. Большинство эклогитов этой серии содержит первичный олигоклаз, каринтин, кварц, часто кианит, цоизит и светлую слюду. В этой серии выделено два петрографических типа эклогитов. Порфиробластовый *тип F*, нередко обогащенный цоизитом, содержит меньше каринтина, образующего крупные пойкилобласты, по сравнению с *типом G*, более богатым мелкими, изометричными зернами каринтина.

В эклогит-гранулитовой литологической серии Стары Геральтува присутствуют тонкие прослои мелкозернистого эклогита *типа H*, который имеет параллельную текстуру и содержит, кроме типоморфных минералов, кварц, олигоклаз, биотит, иногда микропертит. Порода эта лишена каринтина, цоизита и светлой слюды. Эклогитовые гранулиты богаче, чем эклогиты *типа H*, полевыми шпатами и кварцем.

По К. Смуликовскому, большинство снежницких эклогитов образовалось за счет осадочного первичного материала, состоящего главным образом из железисто-доломитовых мергелей с прослойками кварцевых псаммит-пелитовых алевролитов. Этот автор не исключает, однако, возможности второстепенного участия в первичном материале эклогитов базальтовых туфов и туффитов. Гипотеза автора основана на петрографических исследованиях и полевых геологических наблюдениях (*тип С* Мендзыгужа, *F* и *G* Страхоцина, *B* — со склона горы Сушицы и *H* — из местности Стары Геральтув), а иногда только на петрографических аналогиях (*тип A* — Войтувки, *B* — Белиц и *C* — Нова Веси). Главными доказательствами осадочного характера первичного материала большинства снежницких эклогитов является согласный характер включений этих пород в геральтувских гнейсах, присутствие парагнейсовых прослоев в эклогитовых телах и нахождение в некоторых эклогитах первичных карбонатов. Основной магматический материал сыграл, вероятно, главную роль только в генезисе эклогитов *типа D* — Нова Веси и *E* — со склона горы Черницы.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранаты выделялись из фракции эклогитов 0,06—0,08 *мм* на изодинамическом сепараторе, а затем многократно очищались в жидкости Клеричи и под бинокуляром. С помощью этих методов не удалось, однако, совершенно очистить от включений некоторые гранаты из эклогитов эклогит-каринтиновой литологической серии.

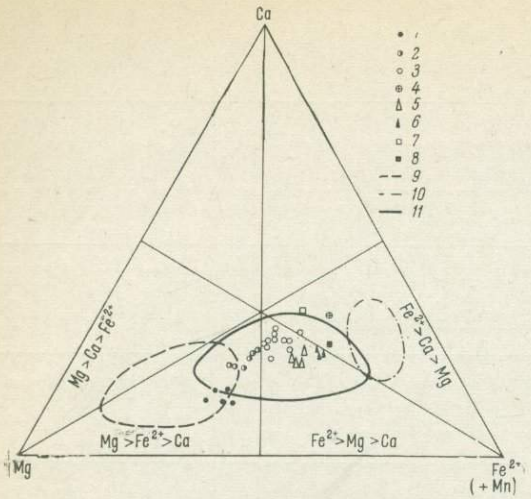
Определения содержаний главных элементов в гранатах проводились ускоренными методами по Шапиро и Бранноку (Shapiro, Brannock, 1956), Райхену и Фагею (Reichen, Fahez, 1962), Паттону и Ридеру (Patton, Reeder, 1956) с широким применением комплексометрии и колориметрии. Результаты химических анализов сведены в табл. 1, содержащей также физические константы некоторых гранатов, т. е. показатели преломления света n_D и параметры элементарных ячеек a_0.

Содержания рассеянных элементов группы железа в эклогитах и выделенных из них гранатах определялись методами спектрального эмис-

Таблица 1. Химический состав (в вес. %) и некоторые физические константы гранатов из эклогитов Снежницких гор

Литологическая серия	№ образца	Местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Показатель преломления (n_D)	Параметры ячейки, a_0, кХ
Эклогитов обыкновенных (лишенных плагиоклазов	1—5	Нова Весь, центральная зона эклогитовой линзы	40,59	0,10	22,51	2,34	14,22	0,31	15,02	4,72	99,81	1,753	11,520
			40,75	0,20	22,53	1,08	14,69	0,36	14,19	5,82	99,60	1,754	11,523
			40,65	0,10	22,98	—	17,04	0,33	14,61	4,73	99,99	1,757	11,510
			40,35	0,20	22,58	0,30	18,40	0,41	13,50	4,15	99,89	1,761	11,496
			40,88	0,20	22,15	0,83	16,60	0,39	12,97	5,80	99,82	1,756	11,522
	6—8	Нова Весь, внешние зоны эклогитовой линзы	40,46	0,30	22,85	—	16,10	0,35	12,40	7,75	100,21	1,756	11,550
			40,24	0,18	22,80	—	16,94	0,32	11,25	8,52	100,25	1,759	11,560
			39,95	0,40	22,60	—	17,20	0,42	10,40	9,05	100,02	1,760	11,560
	9,10	Нова Весь, контактные с гнейсом зоны эклогитовой линзы	39,70	0,43	21,80	1,15	17,70	0,40	9,65	9,40	100,13	1,761	11,575
			39,65	0,36	22,10	0,40	17,70	0,44	9,30	9,90	99,85	1,763	11,564
	11—13	Мендзыгуж, южные обнажения	40,50	0,35	22,90	—	16,30	0,32	12,25	7,77	100,39	1,759	
			39,70	0,48	21,80	0,93	17,28	0,40	10,30	8,85	99,74	1,766	
			39,75	0,20	22,50	—	19,01	0,44	9,91	8,25	100,06	1,765	
	14,15	Мендзыгуж, северные обнажения	40,25	0,07	22,90	—	17,15	0,37	11,85	7,58	100,17	1,758	
			39,98	0,08	22,60	—	17,60	0,36	9,93	9,54	100,09	1,762	
	16,17	Белице	39,75	0,32	22,50	—	18,29	0,39	9,03	9,97	100,25	1,764	
			39,75	0,22	22,55	—	17,55	0,43	8,70	11,10	100,30	1,763	
	18,19	Нова Морава, склон горы	39,65	0,30	22,40	—	17,90	0,43	8,97	10,33	99,98	1,761	
			39,35	0,27	22,00	0,40	20,15	0,40	8,45	9,10	100,12	1,769	
	20	Сушицы	39,40	0,35	22,20	—	20,00	0,39	7,37	10,60	100,31	1,768	
	21,22	Войтувка	39,50	0,18	22,00	0,50	18,96	0,44	8,42	9,79	99,79	1,765	
			39,55	0,25	22,18	—	19,42	0,39	8,27	9,80	99,86	1,766	
	23*	Склон горы Черницы	38,30	0,78	21,05	1,10	21,34	0,40	5,13	11,80	99,90	1,798—1,803	
Эклогит-карынтинитовая	24—30	Страхоцин	39,30	0,37	22,29	—	20,87	0,49	8,70	7,74	99,76	1,768	
			39,28	0,37	22,10	0,20	20,64	0,48	8,72	7,98	99,77	1,768	
			39,15	0,43	21,50	0,90	22,10	0,57	8,20	7,28	100,13	1,772	
			39,10	0,48	21,60	0,50	21,10	0,58	7,65	8,70	99,71	1,771	
			38,50	0,58	21,30	1,10	22,98	0,49	6,91	8,38	100,24	1,773	
			38,60	0,68	21,30	0,84	22,10	0,49	6,75	8,95	99,71	1,773	
			38,55	0,72	21,40	0,70	22,51	0,63	6,72	8,53	99,76	1,775	
Эклогит-гранулитовая	31,32	Стары Геральтув	39,15	0,38	21,80	0,40	18,75	0,43	6,50	12,49	99,90	1,768	
			38,45	0,58	21,50	0,55	23,50	0,50	5,90	9,30	100,28	1,778	

* Из материалов К. Смуликовского.



Состав гранатов из эклогитов Снежницких гор

Серия эклогитов обыкновенная: *1* — альмандин-пироповые гранаты; *2* — гроссуляр-альмандин-пироповые гранаты; *3* — гроссуляр-пироп-альмандиновые гранаты, *4* — пироп-гроссуляр-альмандиновые гранаты; серия эклогит-каринтинитовая: *5* — гроссуляр-пироп-альмандиновые гранаты из эклогитов типа *F*, *6* гроссуляр-пироп-альмандиновые гранаты из эклогитов типа *G*; серия эклогит-гранулитовая: *7* — пироп-гроссуляр-альмандиновый гранат из эклогита типа *H*, *8* — пироп-гроссуляр-альмандиновый гранат из эклогитового гранулита. Поля гранатов из трех генетических групп эклогитов, по Смуликовскому (Smulikowski, 1965): *9* — из эклогитов, связанных с ультрабазитами, *10* — из эклогитов, образовавшихся за счет эффузивных пород, излившихся в ранних стадиях развития геосинклиналей, *11* — из эклогитов, связанных с гнейсами и мигматитами

сионного анализа с помощью спектрографа ИСП-28. Результаты определений приводятся в табл. 3.

На основании химических анализов гранатов вычислялся их состав в молекулярных процентах содержаний пиропа, альмандина, гроссуляра, спессартина и андрадита. Состав гранатов изображен графически на рис. 1 и представлен в табл. 2, в которой также приводятся содержания кальциевой молекулы и общая железистость

$$\left(\frac{\Sigma\,\mathrm{Fe}}{\Sigma\,\mathrm{Fe}+\mathrm{Mg}}\ \text{атомн. \%}\right).$$

С целью исследования геохимических тенденций рассеянных элементов группы железа вычислялись для разных типов гранатов модифицированные параметры Малюги, т. е. количества атомов рассеянных элементов этой группы, пересчитанные на 1000 атомов железа (см. табл. 4).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНАТОВ

Содержание главных химических элементов в гранатах из эклогитов Снежницких гор весьма переменно. Это находит отражение в расположении проекционных точек исследованных гранатов в концентрационном треугольнике $Mg - Fe^{2+} - Ca$ (см. рисунок). Большинство точек попадает в определенное Смуликовским (Smulikowski, 1965) поле гранатов из III генетической группы эклогитов, связанной с гнейсами и мигматитами. Вне этого поля находятся некоторые гранаты из обыкновенных эклогитов *типа D* Нова Веси и *E* — со склона горы Черницы, а также гранат из эклогита *типа H* эклогит-гранулитовой серии.

На особенности химизма гранатов из эклогитов *типов D* и *E* обратил внимание Смуликовский (Smulikowski, 1965), согласно которому гранат из эклогита *типа D* Нова Веси по высокому содержанию магния близок к гранатам из I генетической группы эклогитов, связанной с ультрабазитами. Гранат *типа E*, в котором железо преобладает над магнием, химически сходен с гранатами из II генетической группы эклогитов, образовавшихся за счет эффузивных пород, излившихся в ранних стадиях развития геосинклиналей. Данные геохимических исследований эклогитов Нова Веси подтвердили максимальное содержание пиропа (до 55%) в гранатах из эклогитов *типа D* и выявили специфический характер ряда

гранатов из этого обнажения, проявившийся в переменном отношении пиропа к кальциевой молекуле при почти постоянном содержании альмандина.

Составы гранатов из обыкновенных эклогитов, чаще других встречающихся среди гнейсов Снежницких гор, являются самыми переменными. По отношению пиропа к альмандину и гроссуляру выделяются среди них четыре типа (табл. 2).

1) Альмандин-пироповые с максимальным содержанием пиропа (в среднем 51,5%), минимальным — кальциевой молекулы (13,3%) и самой малой железистостью (40,8%).

2) Гроссуляр-альмандин-пироповые с более высоким содержанием кальциевой молекулы (22%) и преобладанием пиропа (42,2%) над альмандином (35,0%).

3) Гроссуляр-пироп-альмандиновые, наиболее распространенные в различных типах снежницких эклогитов, отличающиеся преобладанием альмандина (39,2%) над пиропом (33,5%), большим содержанием кальциевой молекулы (26,5%) и высокой железистостью (54,2%).

4) Пироп-гроссуляр-альмандиновые с самым низким содержанием пиропа (20,2%), максимальным участием кальциевой молекулы (32,8%) и самой высокой железистостью (70,7%).

Гранат № 20 из эклогита *типа В* со склона горы Сушицы, несмотря на небольшое преобладание гроссуляра над пиропом, был присоединен к третьему типу.

Таблица 2 Состав гранатов из эклогитов Снежницких гор (в мол. %), средние арифметические значения ($\bar{x}$) и крайние величины ($x_{мин}$ и $x_{макс}$)

Литологическая серия	Тип гранатов	Петрографический тип эклогитов	Количество образцов	Пироп			Альмандин			Спессартин			Гроссуляр			Андрадит			Кальциевый компонент			Общая железистость		
				$\bar{x}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$	$\bar{x}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$	$\bar{x}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$	$\bar{x}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$	$\bar{x}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$	$\bar{x}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$	$\bar{x}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Эклогитов обыкновенных (лишенных платиноклазов)	Альмандин-пироповые	*D*	5	51,5	48,6	55,0	34,4	32,0	38,1	0,8	0,5	1,0	12,1	10,3	14,0	1,2		2,2	13,3	11,2	15,5	40,8	37,8	43,7
	Гроссуляр-альмандин-пироповые	*C*	6	42,2	38,7	45,6	35,0	33,2	36,6	0,7	0,6	0,9	21,6	20,2	24,4		—	2,7	22,0	20,2	24,4	45,4	41,2	49,8
	Гроссуляр-пироп-альмандиновые	*A*, *B*, *C*	11	33,5	27,8	37,0	39,2	36,8	42,5	0,9	0,8	0,9	25,9	22,2	29,8	0,7	—	3,2	26,5	22,2	29,8	54,2	49,9	60,4
Эклогит-каринтинитовая	Пироп-гроссуляр-альмандиновые	*E*	1	20,2			46,3			0,9			29,5			3,3			32,8			70,7		
	Гроссуляр-пироп-альмандиновые	*F*	4	31,7	29,4	33,2	45,3	43,9	47,4	1,2	1,1	1,2	20,7	17,6	22,6	1,1	—	2,5	21,8	20,1	24,0	59,5	57,4	61,5
		G	3	26,2	26,0	26,4	48,7	47,8	49,3	1,2	1,1	1,4	21,5	20,0	22,4	2,4	1,6	3,2	23,9	23,2	24,9	65,8	65,4	66,1
Эклогит-гранулитовая	Пироп-гроссуляр-альмандиновые	*H*	1	24,8			40,1			0,9			33,0			1,2			34,2			62,2		
			1	22,7			50,4			1,1			24,3			1,5			25,8			69,5		

Выделенные типы гранатов связаны с петрографическими типами снежницких эклогитов Смуликовского (Smulikowski, 1965). Альмандин-пироповые гранаты находятся исключительно в эклогитах *типа D* из Нова Веси, гроссуляр-альмандин-пироповые гранаты — в эклогитах *типа C* из Нова Веси и Мендзыгужа, а пироп-гроссуляр-альмандиновый гранат был выделен из эклогита *типа E* со склона горы Черницы. Гроссуляр-пироп-альмандиновые гранаты находятся в трех типах эклогитов: *A* — из Войтувки, *B* — из Белиц и со склона горы Сушицы и *C* — из Нова Веси и Мендзыгужа.

Исследованные граниты из обыкновенных эклогитов находятся в пределах широкого диапазона составов гранатов эклогитовой группы, в которой, по Н. В. Соболеву (1964), содержание пиропа меняется в границах 12—75%, а кальциевого компонента — 12—30%. Исключение составляет гранат из обр. № 23 с более высоким содержанием кальциевого компонента. Найденная Н. В. Соболевым зависимость между содержанием кальциевого компонента и железистостью проявляется также в гранатах из обыкновенных эклогитов. Увеличение роли кальциевого компонента от альмандин-пироповых к пироп-гроссуляр-альмандиновым гранатам сопровождается интенсивным увеличением железистости этих минералов. Содержание пиропа в большинстве исследованных гранатов находится в границах 30—55%, приведенных Коулменом и другими (Coleman et al., 1965) для гранатов из эклогитов, связанных с гнейсами и мигматитами. Более низкими, чем 30%, содержаниями пиропа, отличаются гранаты из обр. № 20 из эклогита *типа B* и № 23 из эклогита *типа E* со склона горы Черницы.

Гранаты из эклогитов местности Страхоцин, принадлежащих к эклогит-каринтинитовой литологической серии, являются гроссуляр-пироп-альмандиновыми. Они характеризуются высокой железистостью, средним, типичным для эклогитовых гранатов содержанием кальциевого компонента и низким содержанием пиропа. Химический состав гранатов этой серии связан с петрографическими типами эклогитов. Менее железисты гранаты из порфиробластовых эклогитов *типа F*, из равномернозернистых пород *типа G*, содержащих в среднем 26,2 мол. % пиропа.

Пироп-гроссуляр-альмандиновый гранат из эклогита *типа H*, принадлежащего к эклогит-гранулитовой литологической серии, отличается максимальным содержанием кальциевого компонента (34,2%), высокой железистостью (62,2%) и низким содержанием пиропа (24,8%). Гранат эклогитового гранулита из этой серии пород характеризуется очень высокой железистостью (69,5%) и низким содержанием пиропа (22,7%).

На основании того, что два образца гранатов из обыкновенных эклогитов, почти половина исследованных гранатов из эклогитов эклогит-каринтинитовой серии и гранат из эклогита *типа H* содержат менее чем 30 мол. % пиропа, можно предполагать, что пределы колебаний содержания пиропа в гранатах из эклогитов, связанных с гнейсами и мигматитами, указанные Коулменом и другими (Coleman et al., 1965), были определены схематично. Более определенным является, вероятно, приведенное Смуликовским (Smulikowski, 1965) поле составов гранатов из III генетической группы эклогитов (см. рисунок), включающее гранаты с содержанием пиропового компонента меньше 30% и не исключающее возможности перекрытия составов гранатов из разных генетических групп эклогитов.

Гранаты из эклогитов Снежницких гор концентрируют марганец, в большинстве исследованных образцов — кобальт и в некоторых — хром. В то же время они более бедны ванадием, титаном и особенно никелем по сравнению с породами, из которых выделялись (табл. 3).

Таблица 3. **Содержание рассеянных элементов группы железа в эклогитах и выделенных из них гранатах (в *г/т*)**

Литологическая серия	№ образца	Ti		V		Cr		Mn		Co		Ni	
		порода	гранат	порода	гранат	порода	гранат	порода	гранат	порода	гранат	порода	гранат
Эклогитов обыкновенных (лишенных плагиоклазов)	1	4000	600	190	50	880	630	1300	2400	50	115	340	42
	2	3700	1200	130	60	610	600	110	2800	45	100	250	40
	3	3600	600	220	80	700	500	1200	2600	45	110	290	40
	4	4000	1200	230	80	1200	740	1400	3200	58	110	380	65
	5	4100	1200	210	70	740	620	1300	3000	45	100	310	50
	6	5500	1800	200	90	400	360	1200	2700	37	97	300	17
	7	4400	1200	230	100	520	500	1300	4000	35	102	310	25
	8	5000	2400	200	100	360	480	1400	3300	40	100	220	12
	9	6400	2600	170	120	300	420	1300	3100	30	55	210	8
	10	3800	2200	200	100	300	390	1000	3400	28	70	180	6
	11	6400	2100	200	80	380	420	1300	2500	45	110	310	43
	12	4000	2900	230	90	300	400	1000	3100	40	75	170	15
	13	6500	1200	230	110	300	400	1300	3400	40	98	230	40
	14	2000	370	150	80	500	310	920	2850	110	112	510	29
	15	1800	500	210	73	700	350	1220	2800	95	103	400	20
	16	5900	1900	330	150	510	400	1230	2980	103	92	300	16
	17	5000	1300	320	225	470	410	1710	3320	100	120	250	21
	18	4000	1850	370	245	440	360	1280	3250	85	110	280	27
	19	7200	1580	380	140	380	250	1620	3120	100	95	450	20
	20	9200	2300	320	260	280	260	1190	3000	90	112	175	17
	21	3100	1080	320	90	220	90	1130	3400	98	75	195	11
	22	3600	1480	240	195	240	230	1560	2980	65	103	120	14
	23	38250	4750	320	210	19	35	1480	3120	83	70	320	15
Эклогит-каринтинитовая	24	6300	2200	230	74	330	150	1290	3840	65	56	100	10
	25	7000	2250	200	96	320	180	1070	3690	70	69	84	13
	26	10600	2650	300	85	3800	100	1290	4430	60	54	46	11
	27	8800	2940	310	72	310	105	1300	4510	46	51	27	9
	28	12100	3480	245	200	150	100	1200	3840	60	85	24	19
	29	15900	4130	210	130	410	145	1530	3750	78	70	108	13
	30	12600	4320	290	80	440	150	1500	4880	80	51	160	10
Эклогит-гранулитовая	31	4500	2300	29 (	190	220	250	670	3300	65	82	105	14
	32	8300	3500	320	135	20	30	1860	3900	78	70	23	13

Поскольку мнения разных исследователей о возможности вхождения титана в кристаллическую решетку типоморфных минералов эклогитов противоречивы, а в гранатах встречаются субмикроскопические включения рутила, роль титана обсуждаться не будет.

Гранаты из эклогитов *типа D* и *C*, обнаруживающие преобладание пиропа над альмандином, характеризуются следующим рядом содержаний рассеянных элементов группы железа: Mn>Cr>Co>V>Ni.

Гроссуляр-пироп-альмандиновые гранаты из серии обыкновенных эклогитов и из эклогит-каринтинитовой серии, так же как и пироп-гроссуляр-альмандиновый гранат из эклогита *типа H*, характеризуются более высоким содержанием ванадия и следующим рядом концентраций рассеянных элементов группы железа: Mn>Cr≥V>Co>Ni.

Пироп-гроссуляр-альмандиновые гранаты из эклогитов *типа E* и из эклогитового гранулита отличаются самым низким содержанием хрома, преобладающего только над никелем: Mn>V>Co>Cr>Ni.

Во всех исследованных гранатах выявляется характерное для этих минералов из эклогитов значительное преобладание кобальта над никелем (примерно пятикратное). Самым низким отношением Co/Ni=2,3 отличаются гранаты из эклогитов *типа D* с наиболее высоким содержанием пиропа. Гранаты из эклогитов, выступающих среди гнейсов Фихтельских гор, характеризуются более чем десятикратным преобладанием кобальта над никелем (Hahn-Weinheimer, Luecke, 1963), а гранаты из эклогитов, выступающих среди серпентинитов Рудных гор, Эрцгебирге (Lange, 1964), содержат почти одинаковые количества этих элементов (Co/Ni=1,2). По А. С. Дудыкиной (1959), гранаты из ультраосновных и основных пород характеризуются трехкратным преобладанием никеля над кобальтом. Гранаты из калифорнийских эклогитов, выступающих среди глаукофановых сланцев (Coleman et al., 1965) и принадлежащих ко II генетической группе этих пород, по К. Смуликовскому, характеризуются большим преобладанием кобальта над никелем. Отношение Co/Ni изменяется в них от — до >10.

Таблица 4. **Параметры Малюги* в гранатах из эклогитов Снежницких гор**

Литологическая серия	Тип гранатов	Количество образцов	Петрографический тип эклогитов	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni
Эклогитов обыкновенных (лишенных плагиоклазов)	Альмандин-пиропо-вые	5	*D*	8,4	0,56	5,0	21,3	1000	0,75	0,33
	Гроссуляр-альман-дин-пироповые	6	*C*	15,8	0,74	3,6	23,6	1000	0,71	0,21
	Гроссуляр-пироп-альмандиновые	11	*A, B, C*	13,0	1,16	2,4	22,0	1000	0,61	0,12
	Пироп-гроссуляр-альмандиновые	1	*E*	32,0	1,33	0,2	18,3	1000	0,38	0,08
Эклогит-каринтинитовая	Гроссуляр-пироп-альмандиновые	4	*F*	17,4	0,53	0,9	24,8	1000	0,33	0,06
		3	*G*	25,4	0,83	0,8	23,4	1000	0,36	0,07
Эклогит-гранулитовая	Пироп-гроссуляр-альмандиновые	1	*H*	17,9	1,39	1,8	22,4	1000	0,52	0,09
		1	Эклогитовый гранулит	22,1	0,80	0,2	21,4	1000	0,36	0,07

* Количество атомов рассеянных элементов группы железа, пересчитанное на 1000 атомов железа.

Параметры Малюги (табл. 4) сохраняют общий характер концентрационных рядов анализированных рассеянных элементов. Заслуживают внимания экстремальные величины некоторых параметров и их переменность. Параметр ванадия растет с уменьшением содержания пиропа и увеличением железистости гранатов из серии обыкновенных эклогитов. Обратные и интенсивнее выраженные тенденции проявляет хром. Кроме того, он характеризуется малыми параметрами в сильно железистых гранатах эклогит-каринтинитовой и эклогит-гранулитовой серий. Марганец не проявляет переменности при изменении содержания пиропа. Самыми высокими параметрами марганца характеризуются гранаты эклогит-каринтинитовой серии, и самыми низкими — гранат из эклогита *типа E*. Параметры кобальта и никеля уменьшаются вместе с уменьшением содержания пиропа в гранатах из серии обыкновенных эклогитов. Гранаты из эклогит-каринтинитовой и эклогит-гранулитовой серий характеризуются малыми параметрами этих элементов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Изменчивость петрографического облика и минерального состава снежницких эклогитов, которая, по мнению Смуликовского (Smulikowski, 1965), является следствием разнообразия первичного материала этих пород и в некоторой степени различных условий их метаморфического преобразования, отражается в изменчивости химического состава гранатов.

Наиболее распространенные в Снежницких горах эклогиты из серии бесплагиоклазовых обыкновенных эклогитов, к которым принадлежат пять петрографических типов этих пород, характеризуются самой большой переменностью химического состава гранатов. Альмандин-пироповые гранаты из эклогитов *типа D*, образовавшиеся, вероятно, за счет основных изверженных пород, отличаются самым высоким участием пиропа и самым низким — кальциевого компонента. Гроссуляр-альмандин-пироповые гранаты эклогитов *типа C* из Мендзыгужа, образовавшихся за счет железисто-доломитовых мергелей с прослойками кварцевых алевролитов, и из эклогитов *типа C* из местности Нова Веси характеризуются меньшим преобладанием пиропа над альмандином и кальциевым компонентом, чем альмандин-пироповые гранаты. Гроссуляр-пироп-альмандиновые гранаты из эклогитов *типа B* со склона горы Сушицы и *типа C* из Мендзыгужа, образовавшиеся, вероятно, за счет осадочных пород, а также из эклогитов *типа A* — Войтувки, *B* — Белиц и *C* — Нова Веси, характеризуются преобладанием альмандина над пиропом и значительным содержанием кальциевого компонента. Пироп-гроссуляр-альмандиновый гранат из эклогита *типа E* со склона горы Черницы, образовавшегося, вероятно, за счет основной изверженной жильной породы, отличается крайне малым в этой серии содержанием пиропа, но самым высоким содержанием альмандина и кальциевого компонента.

Гранаты из эклогитов *типа F* и *G* осадочного генезиса из эклогит-каринтинитовой серии вблизи Страхоцина характеризуются значительным преобладанием альмандина над пиропом, большей железистостью и малым участием кальциевого компонента. Пироп-гроссуляр-альмандиновые гранаты из эклогита *типа H* и эклогитового гранулита из эклогит-гранулитовой серии Стары Геральтува, которые образовались за счет алевролитовых осадков с прослойками, богатыми карбонатами кальция, магния и железа, характеризуются большой железистостью и значительным участием кальциевого компонента.

Гранаты из снежницких эклогитов, образовавшиеся, вероятно, за счет основных изверженных пород, находятся на краю поля составов гранатов из III генетической группы эклогитов в треугольнике $Mg—Fe^{2+}—Ca$ (см. рисунок). По составу они приближаются к гранатам из I и II генетической группы эклогитов, по К. Смуликовскому. Гранаты из эклогитов осадочного генезиса находятся в центре поля составов, иногда незначительно приближаясь к гранатам из II генетической группы этих пород.

Содержание рассеянных элементов группы железа — хрома, никеля и кобальта в гранатах из эклогитов осадочного генезиса более низкое, чем в гранатах из эклогитов, образовавшихся, вероятно, за счет изверженных пород. Марганец проявляет в гранитах противоречивые геохимические тенденции.

Заслуживает внимания содержание рассеянных элементов группы железа в гранате из эклогитов *типа E*, который крайне беден хромом, зато отличается высокими параметрами ванадия и титана и самым малым — марганца.

Химический состав гранатов и содержание в них рассеянных элементов группы железа может подтвердить осадочный генезис эклогитов

типа A из Войтувки, *B* из Белиц и *C* из периферических зон линзы в Нова Веси, для которых этот генезис предполагается на основании петрографических аналогий с другими месторождениями. Нельзя, однако, исключить участия основных изверженных пород в первичном материале некоторых эклогитов *типа C* из Нова Веси и из южных обнажений в местности Мендзыгуж, имея в виду большое содержание пиропа в гранатах и сходство концентрационных рядов рассеянных элементов группы железа с гранатами из пород *типа D*.

Большая железистость гранатов ($\geqslant 45\%$), невысокое содержание в них пиропа ($\leqslant 40\%$) и кальциевого компонента ($\geqslant 20\%$), большое содержание марганца, но малое хрома, кобальта и никеля, а также значительное преобладание кобальта над никелем могут, вероятно, играть роль геохимических индикаторов, подтверждающих осадочный генезис эклогитов в III генетической группе этих пород. Проведенное здесь сравнение концентраций рассеянных элементов группы железа в гранатах имеет максимальный характер. Общее статистическое определение концентрационных уровней рассеянных элементов группы железа в гранатах из эклогитов различного генезиса невозможно при современном, довольно ограниченном количестве выполненных во всем мире анализов, а также в связи с большими региональными различиями.

THE GARNETS FROM ECLOGITES OF SNIEZNIK MOUNTAINS

N. BAKUN-CZUBAROWA

SUMMARY

Analysis was made of 32 samples of garnets from eclogites found in the gneisses of the Snieznik Mountains. The garnets from the most usual normal eclogites without plagioclases are characterized by greatest differentiation. As suggested by the author, four groups of garnets can be distinguished among them: 1) almandine-pyrope garnets with maximum pyrope molecule content, minimum calcic molecule content and with lowest Fe/Fe+Mg ratio from the D type eclogites; 2) grossular-almandine-pyrope garnets with higher calcic molecule content and predominant pyrope over almandine from the C type eclogites; 3) grossular pyrope-almandine garnets, with predominant almandine over pyrope and with high Fe/Fe+Mg ratio, from the eclogites of A, B and C types; 4) pyrope-grossular-almandin garnets with the lowest pyrope content, maximum Fe/Fe+Mg ratio and with maximum calcic molecule content from E type eclogites. The eclogite garnets of F and G types from the eclogites-karinthinic series belong to a grossular-pyrope-almandine group and are characterized by high Fe/Fe+ +Mg ratio and by low pyrope content. The pyrope-grossular-almandine garnet from the H type eclogite from the eclogite-granulitic lithological series is characterized by maximal calcic molecule content, high Fe/Fe+ +Mg ratio and low pyrope content. Only D and E types of eclogites may be regarded as eclogites of basic magmatic origin; the other types were developed according to K. Smulikovski, from ferruginous-dolomitic marls laminated by silts. As geochemical indicators suggesting their sedimentary genesis can be probably used: high Fe/Fe+Mg ratio in garnets ($\geqslant 45\%$), no excess of purope ($\geqslant 40\%$) and calcic molecule ($\geqslant 20\%$) in the genetic group of eclogites occuring in gneisses and magmatites with high concentration of Mn and low Cr, Co, Ni content.

ЛИТЕРАТУРА

Дудыкина А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 38.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.

Bakun-Czubarowa N. Rare-earth elements contents in eclogites frim Nowa Sies in the region of Snieznik Klodzki.— Bull. Acad. polon. sci., ser. géol. géop., 1965, 13, № 13.

Coleman R. G. et al. Eclogites and eclogites: their differences and similarities.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, p. 483—508.

Hahn-Weinheimer P., Luecke W. Chemismus und Spurengehalte von eklogitischen Gesteinen und deren Granatphasen.— Neues Jb. Mineral. Monatsh., 1963, № 9/10.

Lange H. Die chemische Zusammensetzung von Granaten aus Metabasiten des Erzgebirges.— Geologie, 1964, **13**, H. 3.

Patton J., Reeder W. New indicator for titration of calcium with EDTA.— Analyt. Chem., 1956, **28**, p. 1016.

Reichen L. E., Fahez J. J. An improved method for the determination of FeO in rocks and minerals including garnet.— Bull. Geol. Surey America, 1961, 1144-B.

Shapiro L., Brannock W. W. Rapid analysis of silicate rocks.— Bull. Geol. Survey, America, 1956, 1036-C.

Smulikowski K. Evolution of the granite gneisses of the Snieznik Mts-East Sudetes.— Rept. Internat. Geol. Congr. XXI Sess. 1960_1, pt. XIV. Copenhagen.

Smulikowski K. Petrographical notes on some eclogites if the East Sudetes.— Bull. Acad. polon. sci., Ser. sci., géol. géogr., 1960_2, **8**.

Smulikowski K. Les éclogites et leur genèse au cours de mètamorphisme regional.— Conférences Acad. polon. sci. Centre Scient. Paris, 1962, fasc. 30.

Smulikowski K. Les éclogites et leurs transformations au milieu des gneiss du massif de Snieznik dans les Sudétes.— Bull. Soc. Géol. France, ser. 1-e, 1963, **5**, № 5.

Smulikowski K. An attempt at eclogite classification.— Bull. Acad. polon. sci., Ser. sci. géol. géogr., 1964_1, **12**, № 1.

Smulikowski K. Le problème des éclogites.— Geologia Sudetica, 1964_2, **1**.

Smulikowski K. Chemical differentiation of garnets and clinopyroxenes in eclogites.— Bull. Acad. polin, Sci. Ser. sci. géol. géogr., 1965, **13**, № 1.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ КАЛИШПАТИЗАЦИИ И АЛЬБИТИЗАЦИИ

С. И. НАБОКО

Институт вулканологии СО АН СССР

В 1953 г. в Минералогическом сборнике Львовского геологического общества появилась заинтересовавшая всех геологов статья В. С. Соболева и М. Ю. Фишкина «Метасоматическая зональность и процессы образования алунитов». Описанный случай неогенового метасоматизма на Береговском месторождении в Закарпатье особенно интересен в том отношении, что является почти полностью аналогичным современным метасоматическим образованиям на многочисленных гидротермальных месторождениях мира. Представления авторов о генезисе и физико-химических условиях минералообразования на Береговском месторождении подтверждаются и уточняются исследованиями на месторождениях современных гидротерм.

В. С. Соболев и М. Ю. Фишкин для сравнения с Береговским месторождением привлекли данные Стейнера по месторождению Вайракей в Новой Зеландии. В последнее время в связи с интенсивным во многих странах разбуриванием современных гидротермальных систем с целью энергетического использования перегретых вод расширились представления о характере современной формации метасоматитов и физико-химических параметрах минералообразования.

Для многих месторождений (Вайракей, Вайатапу в Новой Зеландии, Стимбоут в Неваде, Иеллоустонский Парк в Северной Америке, Солтон-Си в Калифорнии, Паужетка, Долина Гейзеров, Большой Банных на Камчатке, Горячий Пляж на Кунашире и др.), так же как и для Береговского месторождения, характерны проявления поверхностной зоны кислотного выщелачивания различной интенсивности с замещением исходных пород каолинитом, опалом, алунитом, с глубиной сменяющихся на монтмориллонит. Зона развития монтмориллонита, монтмориллонита с морденитом и анальцимом обычно развивается по кислым туфам и имеет различную мощность. Для современных гидротермальных систем типично развитие фельдшпатизации, проявляющейся в замещении плагиоклаза адуляром или альбитом, цеолитизации и окварцевания, вплоть до образования кварц-адуляровых пород. Зона фельдшпатизации и цеолитизации подстилается зоной пропилитизации, характер которой определяется в основном составом исходных пород.

Современная формация метасоматитов представляет собой определенный генетический тип и имеет аналогов в древних геологических формациях, к которым, вероятно, относится и Береговское месторождение, описанное В. С. Соболевым. Определяется она в областях современного вулканизма действием современных гидротермальных систем. Гидротермальные системы — это термопроявления с разнообразной гидротермальной деятельностью, приуроченные к определенным геологическим структурам. Они характеризуются высокими температурами, достигающими на глубинах сотен метров 200—300°, значительным выносом тепла (до 500 тыс. *ккал/сек*), аномальной плотностью теплового потока, превышающего в сотни раз показатели для Земли (Аверьев, 1966). Для них

характерна приуроченность к областям развития кислого вулканизма — экструзиям дацита и риолита, мощным толщам кислых туфов, включая спекшиеся туфы и игнимбриты, и локализация в вулканогенно-осадочных породах с водопроницаемым горизонтом пород, перекрытых водоупором, или же к зонам разлома в плотных породах.

Вопрос генезиса гидротермальных систем остается дискуссионным, особенно в части связи их с магматизмом — вулканизмом. Исходя из термодинамического анализа областей активного вулканизма, В. В. Аверьев (1966) считает возможным говорить, что кислый вулканизм и гидротермальная деятельность порождаются горячим эндогенным флюидом, представляя собой особый вид вулканизма. Подтверждается представление Н. Термье, Д. С. Коржинского о том, что существует поток просачивающихся растворов, которые вызывают метаморфизм пород, а ниже по разрезу расплавление с образованием коровых магм. Критерием этих процессов может быть появление ареальных экструзий и длительной разгрузки гидротерм.

Для нас очевидно, что в вулканических областях одновременно действуют активный вулканизм (базальтовый с дифференциатами) и гидротермальные системы. При активном вулканизме из глубин поступает силикатный расплав, и формируется вулканическая формация с околожерловой фацией измененных пород. Для проявления гидротермальных систем из глубин поступает эндогенный пар, внедряющийся в подземные воды с образованием гидротермальных растворов, и под действием их образуется формация метасоматитов. Развиваются они синхронно и определяются, вероятно, единым процессом выплавления и дегазации мантии.

Метасоматизм пород происходит под воздействием фильтрующихся химически активных поровых растворов, находящихся под активным влиянием глубинных гидротермальных растворов.

Оставляя нерешенными дискуссионные вопросы, в настоящем сообщении мы остановимся лишь на реальных условиях калишпатизации и альбитизации. Как уже было сказано, для всех месторождений современных гидротермальных систем, так же как и для Береговского месторождения, описанного В. С. Соболевым, характерна адуляризация и альбитизация.

На Паужетском месторождении (Камчатка) развитие фельдшпатизации проявляется особенно ярко. Исходные породы там свежие, четвертичные туфы андезито-дацитового состава различной структуры. Под действием современных гидротерм они интенсивно изменены. Наиболее интенсивная адуляризация развивается по псефитовым туфам с хорошими фильтрационными свойствами, перекрытым относительным водоупором, представленным на месторождении пелитовыми туфами. В случае отсутствия верхнего водоупора или в трещинных зонах в участках выхода на поверхность термальных вод и пароводяных струй адуляризация приближается почти к самой поверхности. Верхняя граница развития адуляра колеблется от 30 до 300 *м*, мощность зоны от 100 до 200 *м*. Для верхней границы зоны фельдшпатизации характерно развитие в пустотах выщелачивания плагиоклаза скелетных кристаллов адуляра. В более глубоких зонах наблюдается образование по плагиоклазу полных псевдоморфоз адуляра, адуляра с ломонтитом или адуляра с кальцитом. Иногда адуляр только частично замещает плагиоклаз; при этом незамещенные участки плагиоклаза остаются свежими. В зонах разлома и дробления пород возникают кварц-адуляровые метасоматиты с потерей структуры исходной породы; совместно с криптокристаллическим кварцем образуются мелкие ромбики адуляра, а по плагиоклазу — псевдоморфозы адуляра. Количество адуляра в окварцованных зонах Паужетки достигает 30%. В плотных спекшихся туфах дацита обнару-

живаются кварцевые жилки с адуляровыми оторочками, при этом адуляр часто имеет форму ромбиков.

Иногда, особенно в основании зоны калишпатизации, по плагиоклазу вместе с адуляром развивается альбит. С глубиной количество новообразований адуляра падает, а альбита увеличивается. Начальная стадия альбитизации плагиоклаза выражается в появлении пятен и каемок альбита, конечная — в развитии полной псеводморфозы по плагиоклазу альбита, альбита с ломонтитом или альбита с кальцитом. Судя по химическим анализам, в зоне развития адуляра наблюдается увеличение в породе содержания K_2O до 4,5% вместо 1,5% в свежем туфе. В зоне альбитизации привнос Na_2O в породу не имеет места. Na_2O для новообразованного альбита заимствуется из исходного плагиоклаза.

На месторождении Горячий Пляж (о-в Кунашир, Курильские о-ва) в местах выхода на поверхность термальных вод или пара новообразования адуляра фиксируются уже на глубине 4 *м* и распространяются до глубины 140 *м*. Верхняя граница адуляризации погружается от участков выхода термальных вод на северо-восток и на расстоянии 500 *м* фиксируется уже на глубине 120 *м*. Так же как и на Паужетке, в верхних частях зоны фельдшпатизации адуляр развивается в полостях полностью или частично выщелоченного плагиоклаза с образованием или скелетных кристаллов, или полных псевдоморфоз. Глубже он замещает плагиоклаз полностью или в ассоциации с ломонтитом или кальцитом. В липарите, как и на Паужетке, наблюдаются маломощные жилки кварца с адуляровыми оторочками. В плотных туфах верхнего горизонта зоны фельдшпатизации адуляр в виде мельчайших ромбиков рассеян в монтмориллонитизированной пелитовой массе. В приповерхностной зоне адуляризации туф резко обогащен K_2O (до 9% вместо 1% в свежем туфе) с потерей Na_2O (до 0,2% вместо 3,5%).

Альбитизация плагиоклаза на Горячем Пляже проявлена менее ярко, чем на Паужетке, однако также развивается по разрезу глубже адуляризации. Плагиоклаз приобретает пятнистую структуру за счет деанортизации.

На месторождении Вайракей (Новая Зеландия) развитие адуляра по плагиоклазу проявляется на глубинах 70—400 *м*. Над зоной фельдшпатизации развита цеолитизация (морденит, вайракит), выше аргиллизация (монтмориллонит) и на самой поверхности проявлено интенсивное кислотное выщелачивание. Исходные породы — риолитовый туф и игнимбриты. Адуляр замещает плагиоклаз, образуя скелетные кристаллы и полные псевдоморфозы. Судя по химическим анализам, в зоне фельдшпатизации, так же как и на камчатских месторождениях, в породе наблюдается резкое увеличение содержания K_2O (до 10% вместо 3% в свежем туфе) и уменьшение Na_2O (до 0,9% вместо 4,3%).

Альбит на Вайракей — более редкое явление, чем калиевый полевой шпат, однако в некоторых скважинах в кернах вместо морденита по плагиоклазу развит альбит.

На месторождении Вайатапу (Новая Зеландия) зоны альбитизации и калишпатизации повторяются по мере углубления скважин, и Стейнер (Steiner, 1963) это связывает с трещинной тектоникой. Образование калиевого полевого шпата вместе с пиритом приурочено к крутопадающим трещинам. Альбитизация плагиоклаза сопровождается образованием кальцита и вайракита.

На месторождении Стимбот (Невада) в керне скважин на глубинах 30—70 *м* преобладающими гидротермальными минералами являются калиевый полевой шпат и кварц. Ниже распространены хлорит, иллит-монтмориллонит; количество калиевого полевого шпата с глубиной уменьшается, а иллита увеличивается. В интервале 30—90 *м*, судя по химическим анализам, наблюдается максимальный привнос в породу K_2O и

вынос Na_2O (K_2O до 10,8% вместо 2,9% в свежей породе, Na_2O до 0,28% вместо 3,6%). В зоне фельдшпатизации с глубиной интенсивность замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом уменьшается; плагиоклаз замещается альбитом и иллитом. Сходная фельдшпатизация развивается и на других месторождениях современных гидротермальных систем. Гидротермальный калиевый полевой шпат современных метасоматитов очень сходен с береговским, описанным В. С. Соболевым и М. Ю. Фишкиным (1963). Он представлен водянопрозрачным адуляром, иногда с неясной решеткой; замещает часто полностью плагиоклаз — кристалл на кристалл. По показателю преломления ($Ng=1{,}519$, $Ng—Np=0{,}007$) он отвечает чистому калиевому полевому шпату. Отсутствие натрия определено и химическим путем. Угол оптических осей отрицательный и по многочисленным замерам на Паужетке и единичный — на Горячем Пляже не превышает 52°, спускаясь до 30°.

Гидротермальный альбит современных метасоматитов также довольно чистый, анортитовая молекула составляет от 2 до 5%. Альбит оптически положительный, угол оптических осей небольшой (45—50°); $Ng=1{,}526$, $Ng—Np=0{,}010$.

В зоне фельдшпатизации совместно с адуляром и альбитом на многих месторождениях развиты цеолиты — ломонтит и вайракит, кварц, кальцит, пирит, апатит, сфен, рутил, циркон, пренит, эпидот. Количество новообразованных минералов колеблется в широких пределах, достигая иногда полного замещения породы с потерей исходной структуры.

Судя по многочисленным химическим анализам гидротермально измененных пород, K и Na являются наиболее подвижными компонентами в современном метасоматическом процессе, однако ведут себя различно в зависимости от физико-химических условий процесса. В приповерхностной зоне вскипания и дегазации растворов (в зоне разлома и в пластах хорошо проницаемых пород) наблюдается максимальный привнос в породу калия с одновременным максимальным выносом натрия. Это хорошо видно по опробованиям многочисленных скважин, в том числе керна скв. № 3 на месторождении Горячий Пляж. В интервале 4—94 *м* в гидротермально измененной породе содержание K_2O повышается до 8,47%, а Na_2O падает до 0,49% (в свежих туфах до 1,5% K_2O, до 3,5% Na_2O). В этой зоне плагиоклазы полностью выщелочены и замещены адуляром.

В интервале глубин 108—140 *м* наблюдается привнос в породу калия, но вынос натрия менее значительный. Наконец, в интервале глубин 200—600 *м* содержание Na_2O в породе остается постоянным и равным таковому в исходной породе, количество же K_2O колеблется за счет его частичного выноса или привноса в породу (например, на глубинах 603—619 *м* в липаритах наблюдаются кварцевые жилки с адуляровыми оторочками). Судя по характеру замещения плагиоклаза, кальций в нижних зонах метасоматоза остается на месте, входя в кальцит и ломонтит, ассоциирующий с адуляром или альбитом, в зоне интенсивной адуляризации кальциевая молекула плагиоклаза полностью выщелачивается (табл. 1).

Таким образом, для метасоматизма в субвулканических условиях глубинности характерен привнос в породу калия с одновременным выносом натрия или сохранением первоначального его количества. Во всех случаях альбитизация развивается за счет натрия исходного плагиоклаза и скорее является процессом деанортизации.

Такое поведение натрия и калия определяется в основном их свойствами при изменении параметров кислотности — щелочности растворов и их температуры.

Калий в сравнении с натрием обладает более основными свойствами, или, иначе, у него выше электроположительность, т. е. ниже энер-

Таблица 1. **Содержание щелочей (в вес. %) в гидротермально измененных породах на месторождении Горячий Пляж, скв. № 3**

Глубина, *м*	Na_2O	K_2O	K_2O/Na_2O	Вторичные минералы
4	0,49	8,47	17,0	Адуляр (скелетные кристаллы, псевдоморфоза по плагиоклазу), монтмориллонит, морденит
19	1,84	4,23	2,8	
23	1,11	1,75	1,4	
49	0,99	6,49	6,5	
94	0,72	5,17	7,2	
108	2,54	3,27	1,3	Адуляр, редко альбит, монтмориллонит, морденит, анальцим
140	2,59	2,43	1,0	
200	2,79	0,95	0,3	Альбит (редко), монтмориллонит-иллит, морденит, анальцим
277	3,23	1,04	0,3	
281	3,49	0,88	0,3	
335	3,42	1,49	0,4	
371	3,16	1,15	0,4	
389	3,24	1,02	0,3	
425	3,47	0,71	0,2	
449	3,55	0,71	0,2	
488	3,39	0,63	0,2	
527	3,86	0,75	0,2	
536	4,55	0,55	0,1	
548	3,62	0,65	0,2	
561	4,67	0,71	0,2	
603	3,47	1,37	0,4	Монтмориллонит, иллит, гидрохлорит, жилки кварц-адулярового состава
619	4,16	1,62	0,4	

Аналитик Л. А. Бащарина.

гия ионизации. При повышении щелочности растворов должно происходить замещение более слабых оснований более сильными, т. е. замещение в плагиоклазе натрия на калий. Наиболее существенное изменение среды растворов в сторону повышения их щелочности происходит в приповерхностной зоне и зонах разлома — вскипание и дегазация растворов с потерей углекислоты. По расчетам и по непосредственным измерениям pH глубинные растворы на описываемых нами современных гидротермальных месторождениях имеют кислую реакцию за счет растворенной углекислоты. В этих условиях натровая молекула плагиоклаза устойчива, а калий не активен и происходит альбитизация плагиоклаза. Вблизи поверхности в хорошо проницаемых породах и в зонах разлома в связи с вскипанием и дегазацией растворов происходит ощелачивание их и охлаждение. Эти условия наиболее благоприятны для калиевого метасоматоза. Калий, как более сильное основание, в условиях ощелачивания растворов вытесняет натрий. Одновременно активность калия в зоне вскипания возрастает в связи с понижением температуры растворов. Как уже ранее подчеркивалось (Паужетские горячие воды на Камчатке, 1965), растворимость хлоридов калия по сравнению с хлоридами натрия при понижении температуры падает значительно резче. Таким образом, калиевый метасоматоз в гидротермальном процессе должен быть типичным для субвулканических условий глубинности. В табл. 2 приведены результаты химических анализов метасоматитов некоторых месторождений современных гидротерм, в том числе и Береговского, где ярко видно обогащение гидротермально измененных пород калием и обеднение натрием.

Должен представлять интерес состав реальных растворов, вызывающих калиевый метасоматоз. Мы однозначно доказываем, что минера-

Таблица 2. Состав гидротермально измененных пород на некоторых гидротермальных месторождениях (в вес. %)

Окислы	Стимбот (Невада), скв. 2				Стимбот, скв. 5		Вайракей (Новая Зеландия)		Паужетка (Камчатка)			Берегово (Закарпатье)		
	свежий гранодиорит	свежий андезит	измененная туфобрекчия		измененный гранодиорит		свежий игнимбрит	измененный туф	свежий игнимбрит	измененный туф, глуб. 42 *м*	окварцованный туф, глуб. 105 *м*	свежий липаритовый туф	измененный липаритовый туф	
SiO_2	65,6	59,3	62,5	70,2	81,0	69,9	73,47	69,20	66,56	60,89	84,94	73,70	76,88	74,74
TiO_2	0,5	0,62	0,58	0,46	0,16	0,3	0,29	0,51	0,36	0,67	0,12	0,08	0,31	0,16
Al_2O_3	16,5	16,8	18,0	12,7	9,6	14,6	14,56	14,40	16,25	15,14	5,98	14,89	11,75	9,59
Fe_2O_3	2,2	3,6	2,2	3,1	0,3	0	1,75	0,58	1,68	2,39	1,00	1,82	2,22	2,47
FeO	2,1	2,4	—	—	0,3		0,66	2,19	2,06	2,52	1,30	0,12	0,07	0,11
MgO	1,7	3,0	0,28	0,97	0,31	0,44	0,24	0,58	1,30	1,83	0,06	0,27	Сл.	0,12
CaO	3,2	6,7	1,1	1,3	0,45	0,93	1,36	1,00	4,13	4,33	0,56	0,76	»	0,23
MnO	0,06	0,20	0,01	0,06	0,0	0,01	0,09	0,10	0,09	0,05	0,04	0,01	—	0,03
Na_2O	3,6	3,6	1,5	0,28	0,66	2,4	4,31	0,93	4,29	2,06	1,19	4,58	0,19	3,73
K_2O	2,9	2,2	10,8	8,3	4,3	5,8	2,99	10,16	1,66	4,55	3,59	3,06	6,21	2,60
P_2O_5	0,15	0,16	0,08	0,17	—	0,07	0,09	0,08	—	—	—	—	Сл.	0,04
H_2O^-	0,05	0,60	2,3	1,7	1,3	1,2	0,44	0,14	0,10	0,61	0,04	0,33	2,18	1,48
H_2O^+	0,50						0,18	0,97	1,10	3,93	1,56			
S	—	—	1,0	0,73	1,5	3,6	0,02	0,15	0,09	0,30	—	—	—	—
CO_2	0,09	—	0,10	0,77	0,05	0,05	—	—	—	0,77	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,53
Сумма	99,2	99,2	100,5	100,7	99,9	99,3	99,95	100,99	99,67	100,02	99,94	99,62	99,81	99,83
K/Na	0,7	0,7	7,2	30,0	6,5	2,5	0,7	10,9	0,4	2,2	3,0	0,7	32,6	0,7
Вторичные минералы	Нет	Нет	Адуляр, иллит, кальцит, пирит	Адуляр иллит, кальцит, пирит, хлорит	Адуляр монтмориллонит, кальцит, пирит, кварц, иллит, гематит	Адуляр, монтмориллонит, альбит, пирит, хлорит, иллит	Нет	Адуляр, пренит, кварц сфен	Нет	Адуляр, кварц, ломонтит, сфен, апатит	Адуляр кварц, сфен	Нет	Адуляр и др.	Альбит и др.

Таблица 3. **Состав поровых растворов, отжатых из керна с развитием гидротермального полевого шпата и альбита на Паужетском месторождении**

Ионы	Поровые растворы								Свободные растворы, скв. Р-1
	скв. К-12						скв. Р-1, глуб. 122 *м*		
	г/л	экв. %	*г/л*	экв. %	*г/л*	экв. %	*г/л*	экв. %	*г/л*
Na^+	1,5191	49,21	1,5446	45,27	1,8020	46,67	1,6872	59,80	0,9486
K^+	0,0656	1,24	0,0471	0,80	0,0845	1,28	0,0260	0,54	0,0648
Ca^{2+}	1,2608	46,87	1,2805	43,05	1,5366	45,64	0,7600	30,98	0,0512
Mg^{2+}	0,0437	2,68	0,1965	10,88	0,1310	6,41	0,1297	8,68	0,0037
Сумма	2,8892	100	3,0687	100	3,5541	100	2,6029	100	1,0693
Cl^-	1,9836	41,65	1,9662	37,35	1,9990	33,56	1,9180	44,07	1,5377
SO_4^{2-}	3,5682	55,38	4,2907	60,23	5,3442	66,44	2,8224	47,92	0,0727
HCO_3^-	0,2440	2,97	0,2190	2,42	—	—	0,6000	8,01	0,0335
Сумма	5,7958	100	6,4759	100	7,3432	100	5,3404	100	1,6280
H_2SiO_3	0,5188	—	0,6485	—	0,5188	—	0,1297	—	0,2040
Об. мин.	9,2038	—	10,1931	—	11,4161	—	8,0730	—	2,9023
pH	9,1	—	9,5	—	6,1	—	9,8	—	8,2
Новообразованные минералы	Адуляр + ломонтит + монтмориллонит				Альбит + ломонтит + монтмориллонит + кальцит		Адуляр + ломонтит + кальцит + монтмориллонит		

лообразование и изменение пород, в частности на Паужетском месторождении, происходит под воздействием современных растворов, доступных исследованию. На Паужетке, как и на других аналогичных месторождениях, наиболее интенсивное минералообразование наблюдается в скважинах, пробуренных на наиболее высокотемпературных участках месторождения. На окраине месторождения, где прогрев пород незначительный, вторичные минералы или полностью отсутствуют, или изменение пород слабое. Кроме того, в последнее время экспериментальными работами на скважинах Паужетки непосредственно определяются физико-химические параметры устойчивости и растворения минералов путем опускания их и выдерживания в скважинах на различных глубинах (Г. Карпов). Установлено, что гидротермальное минералообразование в недрах современных гидротермальных систем на глубинах 0 — 2000 *м* происходит в интервале температур 100—300°.

Минералообразующие растворы до исследованных глубин водные, перегретые (до 200° на глубинах первых ста метров), малой концентрации (3—10 *г/л*), преимущественно натрово-хлоридные, относительно богатые K, Li, Cs, Rb, B, Si, NH_4, H_2S, CO_2. На глубине они имеют слабокислую реакцию за счет растворенной углекислоты, вблизи поверхности, в зоне дегазации — слабощелочную. Они сопровождаются вторичными поверхностными кислыми сульфатными растворами, образовавшимися за счет окисления H_2S, отделившегося из глубинных растворов в приповерхностной зоне при их дегазации.

Одновременно существует не менее трех типов растворов: свободные — пластовые и трещинные, поровые и конденсаты пара. Гидротермальное изменение пород происходит под влиянием химически активных подвижных поровых растворов. К сожалению, поровые растворы в участках современного минералообразования специально не изучались, и только нами проведено их первое выделение и анализ. Из данных анализа определяется, что состав и температура поровых растворов находятся под активным влиянием глубинных трещинных и пластовых гидротерм. На различных глубинах они, с одной стороны, имеют различную концентрацию, кислотность — щелочность и состав, а с другой, имеют сходный характер и с глубиной изменяются в одном направлении. Мы здесь приведем лишь составы поровых и трещинных растворов на уровне фельдшпатизации (табл. 3).

Таким образом, калишпатизация с привносом калия происходит под воздействием поровых растворов с щелочной реакцией (pH 9—10), причем натрий в растворах существенно (в десятки раз) преобладает над калием (табл. 4). Альбитизация происходит под воздействием слабокислых (pH 6) растворов, и хотя натрий в них имеет значительную концентрацию, привноса натрия в породу из раствора не происходит. Параметры реальных минералообразующих растворов, полученные прямыми измерениями, контролируют таковые, полученные по гомогенизации газово-жидких включений в минералах, в частности Береговского месторождения. Гомогенизация включений в кварце Береговского месторождения наступает при температуре 290—340° в одних случаях в газ, в других — в жидкость, восстанавливая обстановку вскипания минералообразующих растворов. Близость температуры гомогенизации включений в кварце и сфалерите к теоретической температуре для чистой воды указывает на низкую концентрацию палеоминералообразующих растворов (Брандыбура, 1966). По гомогенизации включений в кварце, сфалерите, алуните температура минералообразующих растворов на Береговском месторождении была 340—360°.

Таким образом, экспериментально для Береговского месторождения восстанавливаются физико-химические параметры минералообразования, близкие к таковым современных реальных гидротермальных

Таблица 4. **Содержание калия и натрия в растворах современных гидротермальных месторождений**

Место отбора	K_2O	Na_2O	K_2O/Na_2O	Общая минерализация	pH
Паужетка, скв. К=14					
Трещинные воды	0,1047	0,9862	0,10	3,4483	8,2
скв. К-1	0,0357	0,8594	0,04	2,9126	8,0
скв. К-7	0,0809	1,0164	0,08	3,3771	8,1
скв. К-5	0,0468	0,7928	0,07	2,6711	8,2
Поровые воды					
глуб. 122 *м*	0,0260	1,6872	0,01	8,0660	9,8—10,5
глуб. 142 *м*	0,0655	1,5191	0,04	—	—
глуб. 270 *м*	0,0845	1,8020	0,05	11,4160	6,1
	0,0656	1,5191	0,04	9,2038	9,1
	0,0471	1,5446	0,02	10,1931	9,5
	0,0845	1,8020	0,04	11,4161	6,1
Горячий Пляж (Кунашир)	0,2730	1,3388	0,18	4,4836	8
Долина Гейзеров (Камчатка)	0,0588	0,3698	0,16	1,7879	7,9
	0,0599	0,5972	0,10	2,1131	8,7
Вайракей (Новая Зеландия)	0,0599	0,5972	0,10	3,9441	8,6
Вайатапу (Новая Зеландия)	0,0590	0,7700	0,08	—	7,6
	0,0380	0,5350	0,07	—	8,8
Стимбот (Невада)	0,0780	0,6550	0,10	1,9500	8,8
	0,0740	0,6530	0,10	2,3560	7,9

растворов, и этим доказывается перспективность метода гомогенизации.

М. Ю. Фишкин (1966) выделил по Береговскому месторождению рудоносную формацию адуляровых метасоматитов; процессы калиевого метасоматоза связаны с золоторудной и полиметаллической минерализацией. В этом плане интересна рудная специализация современных адуляровых метасоматитов, в частности на Паужетке. Именно в этой зоне устанавливается присутствие Ag и других металлов. Зона вскипания и дегазации глубинных растворов в субвулканических условиях глубинности, определяющих изменение среды в сторону ощелачивания, увеличения концентрации растворов за счет потери растворителя и охлаждения растворов при парообразовании, наиболее благоприятна для привноса в породу K, Si и рудных металлов.

PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF HYDROTHERMAL FELDSPATISATION AND ALBITISATION

S. I. NABOKO

SUMMARY

Conditions of formation of adular and albite in the present hydrothermal systems are considered in the paper. The spread of adular and albite zone is located lower the section than zeolitisation zone, while albitisation is usually deeper than adularization. Adular and albite general-

ly replace primary plagioclase coexisting with zeolites (lomontite, vairakite), or calcite, quartz; in the upper part of the zone adularization is accompanied by lixiviation. Simultaneous potassium supply and sodium loss are characteristic of the process described. Adularisation takes place un der the influence of alkaline solutions (pH 9—10), but albitisation occurs under the influence of those alightly acidic solutions (pH ~ 6); in both cases, sodium in the solution is dozen — fold as high as potassium. The data obtained are compared with adularisation and albitisation conditions in ancient formations, in the Beregovo deposit of Transkarpatian, in particular.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн. «Современный вулканизм. Труды вулканолог. совещания». Т. I. Изд-во «Наука», 1966.

Брандыбура В. М. Температурный режим минералообразующих растворов неогеновых полиметаллических месторождений на примере Береговского и Беганьского.— В кн. «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Тезисы докладов на I сессии Закарпатского отд. Львовск. геол. об-ва». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966.

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

Паужетские горячие воды на Камчатке. Изд-во «Наука», 1965.

Соболев В. С., Фишкин М. Р. Метасоматическая зональность и процессы образования алунитов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.

Сигвалдсон Г. Е., Уайт Д. Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин (источник Стимбот, Невада).— В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». ИЛ, 1963.

Сигвалдсон Г. Е., Уайт Д. Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам буровых скважин G-S-5, G-S-7 (источники Стимбот, Невада).— В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». Изд-во «Мир», 1965.

Фишкин М. Ю. О проблеме адуляризации вулканических пород в связи с оруденением.— В кн. «Материалы к II конф. по околорудному метасоматизму». ВСЕГЕИ, 1966.

Steiner A. Hydrothermal alteration of Wairakei New Zealand.— Econ. Geol., 1953, 48, № 1.

Steiner A. The rock penetrated by drillholes in the Waiotapu Thermal Area, and their hydrothermal alteration, Waiotapu Geothermal field.— New Zealand department of Scientific and Industrial researdu, 1963. Bull. 155.

ХИМИЗМ ПОРОД ФАЦИИ ДИСТЕНОВЫХ СЛАНЦЕВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ ЗОЛОТА

(на примере участка рек Большой и Малый Ходокан, Витимо-Патомское нагорье)

К. Б. КЕПЕЖИНСКАС, Г. Н. АНОШИН, В. Г. ЦИМБАЛИСТ

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Метаморфические образования муйской и тепторгинской серий широко развиты в выступах древнепротерозойского фундамента Ленского золотоносного района, в частности в восточной части осевой зоны Витимо-Патомско-Нечерского антиклинория.

Породы этого комплекса изучены нами в бассейне рек Малый и Большой Ходокан, где они участвуют в строении Отуваловской синклинали (Жаднова, 1961) и представлены тремя свитами (снизу вверх): неруканской, пурпольской и медвежевской.

Вопросы стратиграфии, литологии, тектоники и металлогении Витимо-Патомского нагорья освещены в трудах геологов ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ИГУ и др. (Салоп, 1958; Головенок, 1960, 1964; Жаднова, 1961; Кондратенко, Стороженко, 1962; А. А. Стороженко, И. К. Стороженко, 1965 и др.), поэтому здесь соответствующие сведения приведены лишь в кратком виде, применительно к участку р. Ходокан.

Неруканская свита муйской серии нижнего протерозоя представлена различными кварц-альбит-хлорит-серицитовыми, кварц-хлорит-мусковит-магнетитовыми и реже кварц-хлорит-мусковит-биотитовыми и «углистыми» сланцами с тонкими (первые десятки сантиметров) прослоями метаморфизированных песчаников. Видимая мощность свиты 400—450 *м*. Эти отложения в верховьях р. Малый Ходокан и руч. Угольного прорваны гранитоидами Чуйско-Кодарского интрузивного комплекса Pt_1. В зоне контакта породы представлены роговиками.

Пурпольская свита тепторгинской серии среднего протерозоя сложена кварцитами, дистен-хлоритоидными породами и сланцами и метаморфизованными гравелитами. Мощность около 150—200 *м*. Образования пурпольской свиты с аркозами в основании и угловым несогласием в 10—15° ложатся на тонкообломочные отложения неруканской свиты и гранитоиды чуйско-кодарского комплекса.

Медвежевская свита тепторгинской серии Pt_2 представлена породами эффузивно-осадочного происхождения и состоит из чередования кварц-хлорит-слюдистых, кварц-хлорит-магнетитовых сланцев, линз кварцитов и пластовых тел и линз эпидиабазов и метаэффузивов; мощность $\sim$ 200 *м*.

На отложения описанных свит и гранитоиды чуйско-кодарского комплекса налегает толща нижней подсерии патомской серии Pt_3 с аркозовыми песчаниками и конгломератами в основании.

Среди жильных образований участка р. Ходокан выделяются жилы молочно-белого кварца, связанные непосредственно с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса, а также жилы, прожилки, линзы и обособления, часто согласные со слоистостью и сланцеватостью, состоящие либо из мономинерального кварца, либо из кварца в различных соче-

таниях с хлоритом, мусковитом, кальцитом и сульфидами, залегающие среди метаморфических пород указанных свит и представляющих, вероятно, продукты метаморфической дифференциации.

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Предшествующие исследователи тепторгинской серии в Патомском нагорье (Головенок, 1964; А. А. и И. К. Стороженко, 1965), исходя из геологических данных (в частности, наличия крупных косых серий потокового типа, знаков ряби и пр.), петрографии и метаморфизма толщи, пришли к выводу, что среднепротерозойский осадочный комплекс пород пурпольской свиты сформировался в результате перемыва продуктов площадной коры выветривания нижнепротерозойских образований. Сравнение химизма высокоглиноземистых сланцев тепторгинской серии со средним составом различных типов глин позволило им высказать предположение, что эти сланцы сформированы в результате прогрессивного метаморфизма глинистых отложений, близких к отложениям типа каолиновых глин. Метаморфические породы медвежевской свиты возникли в результате преобразования пород эффузивно-осадочной толщи.

Иных взглядов придерживается С. Б. Лобач-Жученко (1957), считая аналогичные породы Мамского района диафторитами, возникшими в результате ретроградного метаморфизма фации зеленых сланцев.

Кратко остановимся на вопросах петрографии и фациальной принадлежности метаморфической толщи.

Набор минералов в породах каждой из трех свит беден. Для *неруканской свиты* характерными минералами являются кварц (*Кв*), альбит (*Аб*), кальцит (*Ка*), хлорит (*Хл*), актинолит (*Акт*), биотит (*Би*), преимущественно в контактах с гранитоидами. В последнем случае нами отмечен ортит. Из акцессорных (*Акц*): турмалин, сфен, апатит; из рудных (*Рудн*): пирит, магнетит, титаномагнетит и гидроокислы железа. Основные ассоциации: 1) $Кв+Аб+Хл+Му+Би\pm Ка+Акц+Рудн$; 2) $Кв+Аб+Хл+Акт+Ка+Рудн$. Парагенезисы *пурпольской* свиты обусловлены сочетанием кварца, дистена (*Дист*), хлоритоида (*Хлд*), мусковита, хлорита и редко кальцита. Акцессорные и рудные те же, что и в неруканской свите. Основные ассоциации: 3) $Кв+Му+Хлд+Дист+Акц+Рудн$; 4) $Кв+Хл+Му+Хлд+Ка+Акц+Рудн$. Для пород *медвежевской* свиты характерно присутствие кварца, эпидота (*Эп*), актинолита, хлорита, мусковита, биотита, кальцита и альбита, акцессорных турмалина, апатита, циркона, монацита (редко), сфена, рудных — магнетита, титаномагнетита, пирита, редко малахита и азурита. Основные парагенезисы: 5) $Кв+Аб+Хл+Му+Би+Ка$; 6) $Кв+Аб+Хл+Эп+Акт+Ка$. В различных сочетаниях присутствуют также акцессорные и рудные минералы. Все остальные ассоциации, встречаемые в породах данного района, получаются путем вычитания одного или нескольких минералов из основных парагенезисов. Ни в одной из ассоциаций пирофиллит и парагонит не были обнаружены.

Образцы пород различных свит взяты из участков, находящихся в непосредственной близости (удаленных друг от друга не более 600—1000 *м*), что при отсутствии признаков выраженного контактового метаморфизма позволяет считать, что все породы метаморфизованы в одинаковых $P-T$-условиях. Это подтверждается наличием одинаковых парагенезисов в верхней и нижней свитах. Наблюдающиеся отличия парагенезисов обусловлены различиями состава исходных пород. Присутствие ассоциаций с дистеном среди высокоглиноземистых пород поз-

воляет отнести комплекс метаморфических пород по давлению к породам фации дистеновых кристаллических сланцев (Добрецов и др., 1965). Ассоциации, возникшие за счет основных пород, характеризуют верхнюю часть зеленосланцевой фации и аналогичны породам *Му-Хл-Эп-Ка*-субфации верхней части хлоритовой зоны района Коувалл или *Му-Хл-Эп-Акт*-субфации Новой Зеландии (McNamara, 1965).

Более поздние процессы преобразования метаморфических пород проявлены в целом слабо. Наиболее ярко они выражены в дистен-хлоритоидных породах, где видно замещение деформированных кристаллов дистена и хлоритоида кварц-серицитовым агрегатом и очень редко хлоритоида — хлоритом.

ХИМИЗМ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Сравнение химизма высокоглиноземистых метаморфических пород пурпольской свиты с разными типами глин, проведенное В. К. Головенком (1964), основано на сопоставлении средних значений их состава, причем породы предварительно не пересчитаны на «сухое» вещество. Во избежание этих ошибок в данной статье дистен-хлоритоидные породы и глины первоначально пересчитаны на «сухое» вещество (см. табл. 1, графы 4—6), а сравнение величин проведено с использованием t-критерия Стьюдента.

Каолиновые глины (см. табл. 1) оказываются богаче по среднему содержанию SiO_2, Al_2O_3, CaO и беднее магнием и особенно железом. Однако по наиболее характерным отношениям каолиновых глин K_2O/Na_2O ($\bar{x}_1=6{,}66$, $\sigma_1=9{,}41$) и SiO_2/Al_2O_3 ($\bar{x}_2=1{,}45$ и $\sigma_2=0{,}31$) в сравнении с метаморфическими породами пурпольской свиты ($\bar{x}_1=5{,}74$, $\sigma_1=2{,}97$; $\bar{x}_2=1{,}52$, $\sigma_2=0{,}44$) значимых различий нет (см. табл. 1, графа 5). Это дает основание утверждать, что исходные породы, за счет которых возникли высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты, несомненно, обладали чертами каолиновых глин. Поскольку геологические данные свидетельствуют о возникновении этих пород в результате метаморфизма продуктов переотложения древней коры выветривания (Головенок, 1964; А. А. и И. К. Стороженко, 1965), то существование глинистых осадков с широкими колебаниями основных компонентов (SiO_2, Al_2O_3, железа и пр.) не вызывает сомнений. Как видно из табл. 1, средний состав некоторых пестроцветных глин мезокайнозоя, соответствующих корам выветривания многих районов Западной Сибири (см. табл. 1, графа 6), идентичен среднему составу дистен-хлоритоидных пород и сланцев пурпольской свиты (значимые различия имеются лишь по $\overline{MgO}$ [1]). Нетрудно показать, что и дистен-хлоритоидные кварциты имеют аналоги среди песков и других продуктов выветривания кислых магматических пород. Таким образом, вполне вероятно, что высокоглиноземистая кварцит-сланцевая толща (пурпольская свита) возникла за счет метаморфизма продуктов переотложения коры выветривания без сколько-нибудь существенного привноса или выноса компонентов (за исключением H_2O и CO_2).

Ассоциации метаморфических пород медвежевской свиты, как указывалось, определяются сочетанием следующих главных минералов: кварца, альбита, хлорита, эпидота, актинолита, мусковита, кальцита и магнетита. Существенной составной частью являются сланцы, возникшие в результате метаморфизма диабазов и эффузивов основного состава, характеризующиеся следующим парагенезисом: *Кв+Хл+Эп+Акт+Акц+Рудн±Аб±Ка*. Сравнение их среднего состава с составом траппов древних платформ (см. табл. 1, графы 1 и 7) обнару-

[1] Здесь и далее черта обозначает среднее содержание соответствующего окисла.

Таблица 1. **Средние содержания (в числителе) и средние квадратические отклонения σ (в знаменателе) окислов (в вес. %) метаморфических пород района р. Ходокан и сравниваемых с ними каолиновых и пестроцветных глин и траппов древних платформ**

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	50,60	71,72	52,19	48,21	55,65	52,09	49,22
	11,01	8,91	11,72	6,92	4,01	5,90	2,04
TiO_2	1,12	0,55	1,10	1,21	1,02	1,26	1,48
	0,40	0,28	0,25	0,17	0,53	0,82	0,73
Al_2O_3	14,80	12,51	27,76	33,15	39,34	31,97	15,18
	2,60	4,90	8,07	5,02	4,87	3,92	1,42
Fe_2O_3	8,27	1,95	5,14	5,76	1,41	13,22	3,18
	3,71	2,21	3,36	3,53	1,12	5,01	1,72
FeO	3,68	4,40	7,22	8,13	—		9,32
	1,61	1,98	2,89	2,90			1,80
MnO	0,22	0,10	0,16	—	—	—	0,20
	0,12	0,13	0,22				0,09
MgO	6,00	1,98	0,81	0,93	0,50	0,48	6,22
	2,96	1,21	0,51	0,46	0,54	0,48	1,33
CaO	9,38	0,70	0,43	0,42	0,64	0,60	10,47
	5,20	1,06	0,27	0,25	0,39	0,47	1,17
Na_2O	2,30	1,00	0,38	0,42	0,29	—	2,22
	1,55	0,96	0,38	0,42	0,24		0,59
K_2O	0,57	2,24	1,56	1,62	1,14	—	0,75
	0,95	1,57	1,06	0,95	0,88		0,43
П. п. п.	3,26	2,94	2,98	—	—	—	—
	2,37	2,07	1,34				
Число образцов	15	32	23	17	39	12	258

1—4—породы района р. Ходокан*: *1* — *Кв+Хл+Эп+Акт+Акц+Рудн±Аб±Ка*-сланцы и метаэффузивы медвежевской свиты; *2* — *Кв+Хл+Му±Аб±Би+Акц+Рудн*-сланцы и кварциты всех трех свит (преобладают породы неруканской свиты); *3* — *Кв+Му+Хлд±Дист+Акц+Рудн*-сланцы, породы и кварциты пурпольской свиты; *4* — *Дист-Хлд* (*Кв, Му*)-сланцы и породы (без кварцитов) пурпольской свиты; 4—6 вес.% пересчитаны на «сухое» вещество и приведены к 100%. *5* — каолиновые глины («Справочное руководство по петрографии осадочных пород». Т. II. Госгеолтехиздат, 1958; «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин», 1957; «Неметаллические ископаемые СССР», 1941); *6* — пестроцветные и красноцветные глины мезозоя и кайнозоя Западной Сибири (Казаринов, 1958); *7* — траппы древних платформ.

* Включая 5 анализов А. А. и И. К. Стороженко (1965) и три анализа В. К. Головенка (1964).

живает удивительное сходство [1]. Значимое различие имеется $\overline{TiO_2}$, однако и по этому параметру они не отличаются от базальтов андезитовой формации, где $\overline{TiO_2}=1{,}04$ вес.%, а $\sigma_{TiO_2}=0{,}43$ для 255 анализов. Значимое различие наблюдается также и по среднему содержанию Fe_2O_3 и FeO, однако по среднему содержанию железа значимых различий нет, что говорит лишь о колеблющейся окислительно-восстановительной обстановке при формировании этих пород. Следовательно, также вполне вероятно, что и породы медвежевской свиты возникли за счет метаморфизма эффузивно-осадочных отложений без существенного привноса или выноса компонентов. К аналогичному выводу можно прийти и в отношении других ассоциаций, возникших в результате метаморфизма пород кислого состава (см. табл. 1, графа 2).

[1] Среднее содержание п. п. п. в этих траппах не превышало 3 вес.% (устное сообщение В. А. Кутолина) и сопоставимо с таковым в породах р. Ходокан; поэтому пересчет на «сухое» вещество не производился.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ БАССЕЙНА р. ХОДОКАН

На р. Ходокан известны золотые россыпи, поэтому вопросы происхождения золота, поиски его возможных коренных источников издавна привлекали внимание геологов.

В 1908 г. А. А. Демин, проводя маршрутные исследования в районе р. Ходокан, указал на основное значение пиритизированных сланцев и филлитов как источников питания золотых россыпей, однако не отрицал и значения кварцевых жил.

Т. П. Жаднова (1961) считает, что основным источником коренного золота являются кварц-хлорит-карбонатные жилы и пиритизированные кварц-хлорит-серицитовые сланцы, тяготеющие к тектоническим зонам. В золоте, добытом по р. Малый Ходокан, имеется большое количество срастаний золота с хлоритами и кварцем и отпечатки в нем карбонатов.

А. А. Стороженко и И. К. Стороженко (1965) высказали предположение, что часть рудного золота в пределах древнего выступа, вероятно, имеет нижнепротерозойский возраст и генетически связана с нижнепротерозойским магматизмом. Они также отметили возможность существования в пурпольской свите золота осадочного происхождения (среднепротерозойских золотоносных россыпей).

В. А. Буряк (1965), касаясь более обширной территории Ленского золотоносного района, отметил генетическую связь рудообразования с процессами регионального метаморфизма. По его наблюдениям, россыпи и коренные месторождения золота отмечены только в зоне проявления зеленосланцевого метаморфизма. В зонах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций золото, как правило, отсутствует. По мнению этого автора (Буряк и др., 1966), наиболее богаты золотом существенно кремнекислые породы (углистые серицит-кварцевые сланцы и алевролиты) и развитые в них кварцевые жилы. В кварц-кальцитовых и известковистых сланцах золото отсутствует.

Следует отметить, что ни одна из этих гипотез не базируется на детальном изучении распределения золота в метаморфических толщах с применением современных высокочувствительных аналитических методов. Во многих работах приводятся единичные данные по золоту в основном с использованием пробирного метода анализа, низкая чувствительность которого, конечно, не позволяет делать какие-либо определенные выводы.

В данной работе все анализы на золото выполнены спектрохимическим методом, разработанным на кафедре геохимии МГУ (Воскресенская и др., 1965) и усовершенствованным в лаборатории геохимии редких элементов Института геологии и геофизики СО АН СССР. Согласно Н. Т. Воскресенской и др., чувствительность метода из навески породы 10 *г* —0,001 *г/т*. Воспроизводимость метода ±40%. В лаборатории геохимии редких элементов чувствительность метода повышена до 0,0005 *г/т* из той же навески. Все анализы выполнялись из параллельных навесок. Расхождения между параллельными определениями золота не превышали 30%. Методика сравнения средних содержаний и дисперсий обычная (Урбах, 1964) и аналогична применявшейся нами ранее (Кепежинскас, 1965).

В табл. 2 приведены средние содержания и средние квадратические отклонения золота в породах р. Ходокан, а в табл. 3 даны аналогичные данные по другим районам и породам, использованные при сравнении.

Привлекает внимание повышенное среднее содержание золота в породах медвежевской свиты по сравнению с пурпольской и неруканской

Таблица 2. **Средние содержания (в числителе) и средние квадратические отклонения σ (в знаменателе) золота в породах района р. Ходокан**

№ группы	Au·10⁻⁷, вес. %	Число образцов	Породы или парагенезис
1	2,86 2,68	20*	Медвежевская свита
2	0,85 0,76	21	Пурпольская свита
3	0,79 1,25	18	Неруканская свита
4	2,60 2,84	11	*Кв*+*Хл*+*Эп*+*Акт*+*Акц*+*Рудн*±*Аб*±*Ка* (преимущественно медвежевская свита)
5	1,45 1,90	33	*Кв*+*Хл*+*Му*+*Акц*+*Рудн*±*Би*±*Аб* (преимущественно неруканская и медвежевская свиты)
6	0,89 0,88	14	*Кв*+*Му*+*Хлд*±*Дист*+*Акц*+*Рудн* (только пурпольская свита)
7	2,95 2,77	11	Метаэффузивы медвежевской свиты
8	2,74 2,55	9	*Кв*+*Хл*+*Му*+*Акц*+*Рудн*±(*Аб*, *Би*) (медвежевская свита)
9	0,77 0,43	7	То же (пурпольская свита)
10	0,79 1,25	18	То же (неруканская свита)
11	2,30 1,80	12	Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса
12	1,55 0,72	12	Кварцевые жилы, связанные непосредственно с гранитоидами этого комплекса
13	2,33 2,30	12**	Кварцевые жилы, линзы, обособления метаморфических толщ (преимущественно неруканской и медвежевской свит)
14	Не обн.	2	Известняки марьинской свиты

* Содержание Au $1{,}8\cdot10^{-6}$ и $6{,}4\cdot10^{-5}$, обнаруженное в миндалекаменном метаэффузиве и *Кв*+*Хл*+*Аб*+*Му*+*Би*-сланце в подсчет средних не включено.

** Значение Au $1{,}2\cdot10^{-6}$ в *Кв*+*Му*+*Хл*-жиле медвежевской свиты в подсчет средних не включено.

свитами. Применение соответствующих критериев показало, что породы медвежевской свиты (см. табл. 1, графа 1) значимо отличаются от пород пурпольской и неруканской (см. табл. 1, графы 2 и 3) свит повышенным средним содержанием и дисперсиями Au ($F=12{,}37$, $F_{01}=2{,}94$, $t=3{,}24$, $t_{01}=2{,}85$; $F=4{,}60$, $F_{01}=3{,}16$, $t=3{,}09$, $t_{01}=2{,}88$). Между породами пурпольской и неруканской свит значимых различий по $\overline{Au}$ не обнаружено ($t=1{,}25$, $t_{05}=2{,}08$), хотя имеются различия их дисперсий ($F=2{,}23$, $F_{05}=2{,}14$). Поскольку медвежевская свита представлена в основном двумя типами пород: вулканогенно-осадочными, превращенными в *Кв* + *Му*± (*Би, Аб*)-сланцы и метаморфизованными эффузивами (см. табл. 2, группы 8 и 7), то возникает вопрос, какая из этих групп пород обусловливает сравнительно высокое содержание $\overline{Au}$ свиты в целом. Сравнение показывает, что значимых различий средних содержаний и дисперсий $\overline{Au}$ в этих группах пород нет ($F=1{,}18$, $F_{05}=3{,}34$, $t=0{,}2$, $t_{05}=2{,}23$); т. е. высокое содержание Au присуще медвежевской свите вообще. Это подтверждается также сравнением *Кв*+*Хл*+*Му*±(*Аб*, *Би*)-ассоциаций медвежевской свиты (см. табл. 2, группа 8) с анало-

Таблица 3. **Средние содержания (в числителе) и средние квадратические отклонения σ (в знаменателе) золота в некоторых горных породах (использованы данные Ю. Г. Щербакова)**

Au·10⁻⁷, вес. %	Число образцов	Породы
10,9 / 8,1	19	Дифференциаты основного состава Анакитского и Скаергадского массива
6,38 / 4,34	14	Габбро Алтае-Саянской складчатой области
6,04 / 3,52	9	Диабазы Алтае-Саянской складчатой области
2,78 / 1,8	9	Габбро-диабазы (T_{1-2}) Западной Чукотки
5,0	8	Диабаз W-1 (международный стандарт)
2,0	86	Граниты
2,4	14	Гранодиориты
4,6	17	Гранит g-1 (международный стандарт)
1,7	10	Кварц из гранитов
2,2	52	Песчаники
1,54 / 0,60	12	Глинистые сланцы (Т) Западной Чукотки

гичными ассоциациями пурпольской и неруканской свит (группы 9 и 10). Первая (группа 8) значимо отличается от групп 9 и 10 повышенным средним содержанием и дисперсиями Au, в то время как между группами 9 и 10 значимых различий по Au нет.

В связи с этим представляет интерес попытка выяснить, обусловлены ли различия по Au только колебаниями первичного состава, за счет которого возникли *Кв + Хл + Му ± (Аб, Би)*-породы, или это связывается с изменениями условий накопления золота во времени (со стратиграфическим положением толщи).

Таблица 4. **Средние содержания (в числителе) и средние квадратические отклонения σ (в знаменателе) окислов (в вес. %) для *Кв+Хл+Му+Акц+Рудн ± ±(Аб, Ка, Би)*-ассоциаций медвежевской (8), пурпольской (9) и неруканской (10) свит**

№ ассоциации*	Число образцов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.
8	9	72,99	0,48	10,68	2,30	2,89	2,26	1,43	1,08	1,98	3,95
		9,71	0,30	4,72	1,10	1,10	1,04	1,62	1,10	1,27	3,05
9	7	77,50	0,43	10,78	2,63	4,52	0,67	0,22	0,27	1,50	1,58
		12,21	0,37	8,17	4,31	2,47	0,99	0,22	0,24	1,63	1,35
10	18	68,27	0,59	14,08	1,41	5,31	2,47	0,94	1,35	2,52	3,00
		6,86	0,21	1,88	0,52	1,87	1,56	2,10	1,00	1,62	1,34

* Номера ассоциаций соответствуют номерам групп в табл. 2.

В табл. 4 обнаруживаются значимые различия дисперсий по большинству окислов для сравниваемых групп, что, по-видимому, обусловлено значительными колебаниями количественного минерального состава. Однако сравнение средних показывает, что между группами 8 и 9 имеется значимое различие лишь по MgO ($t=2{,}95$, $t_{05}=2{,}15$), между группами 8—10 лишь по FeO ($t=3{,}60$, $t_{05}=2{,}06$), а между группами 9 и 10 (не различающимися по Au) по MgO ($t=2{,}85$, $t_{01}=2{,}81$), Na_2O ($t=4{,}0$, $t_{01}=3{,}06$) и п. п. п. ($t=2{,}51$, $t_{05}=2{,}07$).

Таким образом, полностью не отрицая влияния исходного состава на концентрацию Au в *Кв+Хл+Му±(Аб, Би, Ка)*-породах медвежевской свиты, мы склонны считать, что концентрация связана в основном со стратиграфическим положением свиты и переслаиванием пород с метаэффузивами основного состава.

Сравнение среднего содержания Au по определенным ассоциациям (см. табл. 2, группы 4—6), не обнаруживает значимых различий. Последние имеются лишь по дисперсиям.

Интересен вопрос поведения Au при метаморфизме в породах данного участка. Среди группы пород основного состава (см. табл. 3) можно найти породы, относительно мало измененные (габбро-диабазы T_{1-2} Западной Чукотки), среднее содержание золота в которых не отличается от содержания его в метаэффузивах медвежевской свиты и *Кв + +Хл+Эп+Акт*-ассоциаций (см. табл., соответственно группы 7 и 4), возникших за счет метаморфизма пород основного состава. Таким образом, изохимический характер метаморфизма в породах района р. Ходокан проявлен не только в отношении главных породообразующих окислов, но также и в отношении поведения Au. Можно предположить, что в процессе метаморфизма произошло лишь перераспределение Au в небольших объемах пород.

Следует отметить, что ни в одной из решенных задач не установлена значимая связь между содержанием Au и составом, кроме ложной корреляции MgO с Au, обнаруженной при корреляции состава всех пород с Au.

В отношении гранитоидов чуйско-кодарского комплекса, их жильных образований и кварцевых жил метаморфических толщ устанавливаются следующие закономерности.

Между указанными группами пород (группы 11, 12, 13) значимых различий по среднему содержанию Au не наблюдается. Среднее содержание золота в гранитоидах выше, чем в породах пурпольской ($t=$ $=3{,}08$, $t_{01}=2{,}95$) и неруканской ($t=2{,}96$, $t_{01}=2{,}77$) свит и значимо не отличается от такового в медвежевской свите ($t=0{,}56$, $t_{05}=2{,}15$).

Кварцевые жилы, связанные непосредственно с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса, содержат повышенное среднее содержание Au по сравнению с породами пурпольской ($t=2{,}60$, $t_{05}=2{,}04$) и неруканской ($t=2{,}11$, $t_{05}=2{,}07$) свит и значимо не отличаются по Au от пород медвежевской свиты ($t=2{,}07$, $t_{05}=2{,}12$). Аналогичная закономерность по среднему содержанию золота устанавливается и между кварцевыми жилами метаморфических толщ (группа 13) и породами медвежевской, пурпольской и неруканской свит (группы 1, 2, 3): $t'=0{,}7$, $t_{05}=2{,}07$; $t''\simeq 2{,}20$, $t_{05}=2{,}11$; $t'''\simeq 2{,}2$, $t_{05}=2{,}12$.

Средние содержания Au гранитоидов и кварцевых жил р. Ходокан сопоставимы с аналогичными породами других районов (см. табл. 2 и 3).

ВЫВОДЫ

1. Сравнение химизма метаморфических образований и предполагаемых исходных пород свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма прогрессивной стадии.

2. Изохимический характер метаморфизма выдерживается не только в отношении породообразующих окислов, но также и в отношении содержания золота.

3. Процессы метаморфизма в данном участке, по-видимому, влияли на перераспределение золота, однако это влияние не было сколько-нибудь значительным, так как отсутствуют промышленные концентрации золота в коренных породах.

4. Наиболее высокие концентрации золота наблюдаются в породах медвежевской свиты (где имеются содержания 10^{-5}% Au), гранитоидах чуйско-кодарского комплекса и жильных образованиях, связанных как с этим комплексом, так и с метаморфическими толщами, что указывает на возможную генетическую связь Au с кислым интрузивным магматизмом Pt_1 и со среднепротерозойским магматизмом основного состава.

5. Золотые россыпи р. Ходокан возникли, по-видимому, за счет перемыва пород медвежевской свиты, гранитоидов чуйско-кодарского комплекса и жильных образований с повышенным содержанием золота.

6. Наиболее перспективными в отношении поисков коренного золота следует считать области распространения пород медвежевской свиты.

CHEMICAL COMPOSITION OF ROCKS OF KYANITE SCHISTS FACIES AND DISTRIBUTION OF GOLD IN THEM (ON THE EXAMPLE OF THE KHODAKAN RIVER, VITIM-PATOM UPLAND).

K. B. KEPEZHINSKAS, G. N. ANOSHIN, V. G. TSIMBALIST

SUMMARY

New evidence obtained on the chemismus of kyanite schist facies rocks and their gold contents examplified by the upthrustions of the ancient Proterozoic basement of the Lena gold fields are given in the paper.

Comparison between the chemismus of the metamorphic formations and supposed rocks carried out with the aid of mathematical statistical methods showed the isochemical nature of progressive stage of metamorphism.

Consideration of about 100 spectrochemical analyses of gold contents shows that isochemical nature of metamorphism in the rocks from the Khodakan River is revealed not only in relation to the main rock-forming oxides but also in relation to the behaviour of Au. It may be suggested that in the process of metamorphism Au was only redestributed.

The highest gold concentrations are observed in meta — diabases with gold centents of the order of 10^{-5}, in granitoids of the Chuya-Kodar complex and in vein formations connected not only with this complex, but also with metamorphic beds which suggests possible genetic relation of the primary gold to magmatism of both acid and basic compositions.

ЛИТЕРАТУРА

Буряк В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье).— Докл. АН СССР, 1965, **163**, № 2.

Буряк В. А., Кащеева Т. В., Хмелевская И. М. О влиянии состава вмещающих пород на развитие докембрийского золотого оруденения (Патомское нагорье).— Докл. АН СССР, 1966, **169**, № 2.

Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Р., Ривкина Л. Л. Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах.— Ж. анал. хим., 1965, **20**, № 12.

Головенок В. К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— Докл. АН СССР, 1960, **133**, № 6.

Головенок В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, **97**.
Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР.— Геол. и геофиз., 1955, № 4.
Жаднова Т. П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья.— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Госнефтеиздат, 1958.
Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Изд-во «Наука», 1965.
Кондратенко А. К., Стороженко А. А. Некоторые особенности стратиграфии и литологии отложений пурпольской свиты северной и западной окраин Витимо-Патомского нагорья.— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 50.
Лобач-Жученко С. Б. О регрессивном метаморфизме пород кварцито-гнейсовой свиты мамской серии.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1957, вып. 7.
Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
Неметаллические ископаемые СССР. Т. 4. Изд-во АН СССР, 1941.
Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области.— В кн. «Труды Междуведомственного совещания по разработке унифиц. стратиг. схем Сибири». Изд-во АН СССР, 1958.
Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Госгеолтехиздат, 1958.
Стороженко А. А., Стороженко И. К. К вопросу о генезисе кварцитов и дистено-хлоритоидных пород пурпольской свиты тепторгинской серии (Витимо-Патомское нагорье).— Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63.
Урбах В. Ю. Биометрические методы. Изд-во «Наука», 1964.
McNamara M. The lower greenschist facies in the Scottish Highlands.— Geol. fören. förh., 1965, 87, pt. 3.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ ЗАКАРПАТЬЯ И ИХ РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ

М. Ю. ФИШКИН

Карпаты, один из старейших в Европе горнорудных районов, уже издавна привлекают внимание многих исследователей. Геологии и петрографии вулканических пород этого региона посвящено значительное число работ, при этом больше всего внимания уделялось изучению пород гор Матра в Венгрии, а также Восточной Словакии и Северной Румынии. Вулканические породы Закарпатской области УССР и особенно их связи с рудоносностью в досоветский период были изучены крайне слабо.

Для верхненеогеновой металлогенической эпохи внутрикарпатского орогена наиболее интересной и практически важной была тортон-сарматская фаза вулканизма, которая особенно интенсивно проявилась на внутренней — южной стороне вулканического пояса — окраинах Панинского срединного массива (Соболев и др., 1955). Здесь эффузивно-пирокластические и ассоциирующие с ними экструзивно-интрузивные комплексы андезитовой и липаритовой магмы слагают Земплин-Циблешскую (Сасин, 1964) структурно-металлогеническую зону с известными рудными районами восточной Словакии, Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии (Телькибаня, Баржень, Банская Штиявница, Бегань, Берегово, Вышково, Бая Маре, Циблеш и др.).

В пределах Советского Закарпатья газово-гидротермальная деятельность и связанная с ней рудная минерализация наиболее интенсивно проявились в Берегово-Беганьском и Вышковском рудных узлах и в ряде участков Выгорлат-Гутинского вулканического хребта. Эти районы рядом геологов объединяются в Чоп-Берегово-Вышковскую и Выгорлат-Гутинскую металлогенические зоны (рис. 1). Каждая из этих зон характеризуется своими геолого-структурными особенностями, возрастом и типом магматических комплексов, их структурой, рудной минерализацией и метасоматическими процессами, что дало возможность верхненеогеновые приповерхностные месторождения Закарпатья разделить на ряд групп, или типов (Фишкин, 1966$_{1, 2}$). Так, если для южной и более древней (сар-

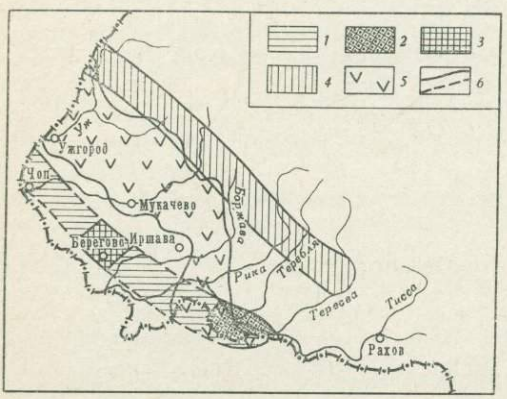


Рис. 1. Схема структурно-металлогенических зон Закарпатья (по Б. В. Мерличу)

1 — Чоп-Берегово-Вышковская зона; *2* — Вышковский рудный узел; *3* — Береговский рудный узел; *4* — зона внутреннего антиклинального поднятия; *5* — Выгорлат-Гутинская зона (вулканическая гряда); *6* — предполагаемые границы зон

матской) Берегово-Вышковской зоны характерны полиметаллические (Берегово, реже Вышково), баритовые и барит-полиметаллические (Бегань, Берегово), ртутные и реже ртутно-полиметаллические (Вышково), алунитовые (Бегань, Берегово), каолиновые и каолин-гидрослюдистые (Берегово, Квасово) месторождения, связанные с лейкократовыми липаритовыми экструзиями (Берегово) и интрузиями гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов (Вышково), то для северной (плиоценовой) Выгорлат-Гутинской зоны полиметаллическая минерализация совсем не характерна, и здесь встречаются ртутные, ртутно-висмут-теллуристые, алунитовые и каолиновые рудопроявления, формирование которых контролировалось жерлами вулканов.

Общей закономерностью для всех типов рудной минерализации и метасоматоза указанных зон является пространственная и генетическая связь их с наиболее дифференцированными поздними и более кислыми проявлениями эффузивного и экструзивно-интрузивного приповерхностного магматизма. Можно уверенно́ говорить, что процессы рудообразования и связанного с ним метасоматоза являются результатом длительной эволюции магматического очага.

Формирование близповерхностных месторождений Закарпатья, как и других районов внутрикарпатской вулканической зоны, сопровождалось интенсивным метасоматозом вмещающих пород. При этом устанавливается прямая связь между интенсивностью изменения вмещающих пород и рудоотложением, характером изменения и типом рудной минерализации, зональностью метасоматоза и оруденения.

Для Закарпатской верхнетретичной металлогенической провинции можно выделить следующие рудоносные метасоматические формации: 1) пропилитовую с полиметаллическим оруденением (Вышково, Берегово); 2) альбит-адуляровых, кварц-адуляровых, адуляр-гидрослюдистых и кварц-гидрослюдистых метасоматитов с полиметаллической и барит-полиметаллической минерализацией (Берегово-Беганьский рудный узел); 3) аргиллизированных пород с ртутным оруденением (Вышково, Дубриничи, Сусково); 4) вторичных кварцитов с ртутно-висмут-теллуристой минерализацией (Синяк, Визница и др.), месторождениями баритовых и высокоглиноземных — алунитовых и каолиновых руд (Бегань, Берегово).

Детальное изучение процессов и продуктов метасоматизма позволило установить взаимосвязь между указанными рудоносными метасоматическими формациями, обусловленную сменой к поверхности щелочного метасоматоза сернокислотным. Так, пропилиты при прослеживании по восстанию переходят во вторичные кварциты. Аналогичная закономерность устанавливается и для щелочных метасоматитов — кварц-адуляровых, гидрослюдисто-адуляр-кварцевых и гидрослюдистых, которые к верху переходят во вторичные кварциты и местами фациально связаны с пропилитами, переходя в последние (Береговское холмогорье). Таким образом, продукты метасоматоза создают характерные колонки, сложенные комплексом рудоносных метасоматических фаций.

Интенсивнее всего метасоматические процессы проявились в пределах Берегово-Беганьского рудного района, где наиболее полно и комплексно представлены все отмеченные выше метасоматические формации, с которыми связано формирование различных типов рудной минерализации. В этом районе нами выделено три крупных метасоматических поля: Беганьское, Береговское и Квасово-Добросельевское с соответствующими рудными полями.

В пределах Выгорлат-Гутинской зоны процессы метасоматоза более интенсивно проявлены к северу от г. Мукачево в районе Визницы, Подулок, Синяк и др., где также широко проявлены вторичные кварциты, местами сменяющиеся с глубиной пропилитами.

ПРОПИЛИТЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Формация рудоносных пропилитов установлена в Берегово-Вышковской зоне, а также в Визницком районе — в молодых плиоценовых андезитах вулканического хребта. К востоку от Вышково, в этой же зоне, в Румынии типичные пропилиты так называемого трансильванского типа установлены в крупном рудном районе Бая Маре.

В Вышковском рудном узле свинцово-цинковая минерализация приурочена к интрузиям гранодиорит-порфира и кварцевых диорит-порфиритов и сопровождается пропилитизацией. Здесь пропилитизация начинается замещением фемических минералов хлоритом и иддингситом. Очень редко встречается эпидот, затем появляются карбонаты, серицит, альбит и адуляр. Кроме широко развитых карбонатных жилок (а не кварцевых, как в Берегово или Бая Маре в Румынии), здесь встречаются кварц-адуляровые жилки и гнезда. В эту же стадию, по А. И. Славской (1957) и Е. Ф. Сидоренко (1952), выделяются пирит, галенит, сфалерит и изредка пирротин, халькопирит и тетраэдрит. Редко встречаются цеолиты. Иногда в виде небольших линзочек в хлорите наблюдается эпидот. Выделения анкерита и сидерита происходят совместно с серицитом. Замещение плагиоклазов калиевым полевым шпатом происходит после полного замещения фемических минералов. По А. И. Славской, калишпатизация наблюдается повсеместно, однако вблизи трещин она проявлена более интенсивно. Серицитизацией затронут не только плагиоклаз, но и другие составные части породы. Анкерит при интенсивной серицитизации растворяется, и в конечной стадии изменения кварц-серицитовые породы лишены карбонатов. Широко развиты на месторождении кальцит и доломит, которые часто наблюдаются в полиметаллических жилах. В кальцитовых прожилках нередко встречаются барит и халцедон. По Е. Ф. Сидоренко, образование жил началось выделением кварца и пирита при температуре 230—240° и закончилось баритом при температуре около 60—80°. Иногда совместно с кальцитом образуется киноварь.

Согласно А. И. Славской, образование руд и метасоматизм боковых пород происходили в три стадии. В раннюю щелочную стадию образовались хлорит, карбонаты, калиевый полевой шпат, альбит и появились единичные чешуйки серицита по плагиоклазу. С повышением кислотности растворов образовались кварц-серицитовые породы без карбонатов, и затем серицитизация сменилась каолинизацией. Понижение pH растворов, скорее всего, связано со смешением их с богатыми кислородом грунтовыми водами с превращением сульфидного аниона в сульфатный, в результате чего серицитизация сменяется аргиллизацией.

В Береговском рудном районе пропилитизированные андезиты нами выявлены по материалам скважин на глубине в восточной части Холмогорья, где они слагают (рис. 2) Квасовское (*А*), Добросельевское (*Б*) и Бик-Варновское (*В*) поля. Наиболее интенсивно пропилитизированы андезиты в Квасовском поле; пропилиты перемежаются с интенсивно адуляризированными породами и фациально могут образовывать взаимные переходы. Пропилиты Квасовского поля сопровождают полиметаллическое оруденение, которое кверху переходит в баритовое. Изменение андезитов, как и вышковских кварцевых диорит-порфиритов, начинается замещением пироксенов хлоритом, роговой обманкой, кальцитом и кварцем. Хлорит, карбонаты и серицит развиваются и по основной массе андезитов, их туфов и туфобрекчий. Плагиоклаз замещается вначале альбитом, затем серицитом, адуляром, тонкозернистым агрегатом кварца с серицитом, карбонатом и иногда хлоритом. Часто адуляр полностью замещает плагиоклаз. В пропилитизированных андезитах с. Доброселье Э. А. Лазаренко и М. М. Сливко обнаружены натролит и

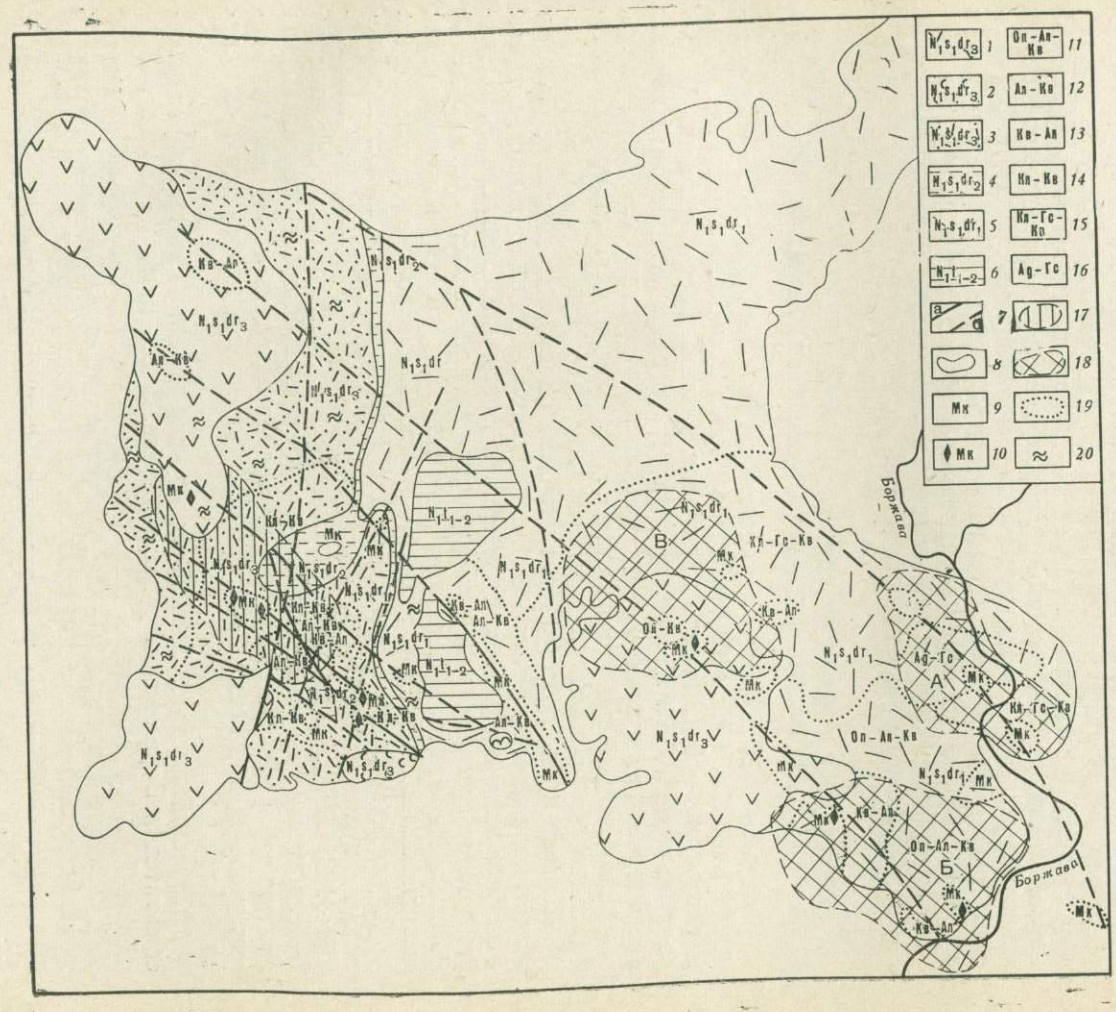


Рис. 2. Карта фаций гидротермально измененных пород Береговского Холмогорья (по М. Ю. Фишкину и Н. А. Колесникову)

Нижний сармат, доробратовская свита: *1* — липариты, *2* — липариты жильные, *3* — липаритовые туфы верхнего горизонта, *4* — средняя осадочная толща (глины, алевролиты, песчаники с прослоями туфов), *5* — средний горизонт плагиолипаритовых туфов, *6* — нижняя осадочная толща (нижний-верхний тортон), *7* — тектонические нарушения: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые, *8* — геологические границы. Фации гидротермально измененных пород: *9* — монокварцевая, *10* — монокварцевая с алунитом, *11* — опал-алунит-кварцевая, *12* — алунит-кварцевая, *13*— кварц-алунитовая, *14*— каолин-кварцевая, *15* — каолин-гидрослюдисто-кварцевая, *16* — адуляр-гидрослюдистая; *17* — предполагаемая площадь распространения кварц-адуляровых метасоматитов на глубине; *18*— пропилитовые поля, вскрытые скважинами на глубине: *А* — Квасовское поле, *Б* — Добросельевское поле, *В* — Бик-Варновское поле; *19* — границы фаций измененных пород; *20*— незначительные каолинизированные туфы и липариты

гармотом. В районе Береговского полиметаллического месторождения процессам пропилитизации подвержены диабазы, порфириты и андезитовые порфириты, вскрытые скв. № 8 на глубине 772 *м*. Породы сильно пиритизированы, замещены хлоритом, серицитом, карбонатами; плагиоклаз альбитизирован. Очень часто встречаются кварц-карбонатные и кварц-адуляровые жилки с сульфидами свинца и цинка.

Пропилиты района интенсивно пиритизированы, рассечены кварц-карбонатными и карбонатными с аметистом жилками. Нередко аметистовидный кварц замещает халцедон. В Квасовском участке пропилитизированные андезиты и залегающие на них плагиолипаритовые туфы подвержены интенсивной адуляризации, а в верхних участках серицитизации и гидрослюдизации. На Холмогорье пропилитизация контролируется зонами разломов и особенно интенсивно проявлена у свинцово-цинковых жил, где к тому же широко развиты процессы адуляризации.

Установленный парагенезис минералов в пропилитах Закарпатья позволяет относить их к низко- и частично среднетемпературной внутренней хлорит-карбонат-серицитовой с альбитом и адуляром фации пропилитов. Подобные пропилиты Д. С. Коржинским относятся к трансильванскому типу, широко развитому в золото-полиметаллических месторождениях Бая Маре (в Румынии). Почти полное отсутствие эпидота обусловлено небольшой (не более 1—1,5 *км*) глубиной и сравнительно низкой температурой формирования пропилитов. Установление новых значительных по площади рудоносных пропилитовых полей в Береговском районе делает необходимым уделить особое внимание поискам и изучению пропилитов для расчленения их на отдельные фации, что позволит расширить перспективу поисков полиметаллов и повысить эффективность поисково-разведочных работ.

РУДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ КВАРЦ-АДУЛЯРОВЫХ И ГИДРОСЛЮДИСТО-КВАРЦ-АДУЛЯРОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Впервые в Закарпатье адуляр-кварцевые метасоматиты были установлены В. С. Соболевым совместно с нами в плагиолипаритовых туфах Береговского и Беганьского полиметаллических месторождениях (Соболев, Фишкин, 1953). Авторами была установлена интересная и важная в практическом и научном отношениях метасоматическая зональность, обусловленная сменой (к поверхности) альбит-адуляр-кварцевых метасоматитов вторичными кварцитами с алунитом и каолинитом.

Позднее процессы адуляризации были описаны Д. Джюшке (1960) в золото-полиметаллических месторождениях Северной Румынии, а также в месторождениях Северной Венгрии и Восточной Словакии. В настоящее время установлено, что для полиметаллических месторождений Земплин-Пиблешской металлогенической зоны процессы адуляризации являются наиболее характерными и важными в поисковом отношении.

Адуляризированные породы установлены недавно в областях современного вулканизма: Стейнером (Steiner, 1953) в Индонезии, С. И. Набоко, М. М. Василевским и Г. М. Власовым на Камчатке, где они подобно Береговскому району с глубиной сменяют вторичные кварциты или аргиллизированные породы. Это позволяет выделить новый тип рудоносных щелочных, калиевых, адуляровых и адуляр-гидрослюдистых метасоматитов.

Особенно наглядна и наиболее изучена зональность щелочных метасоматитов в Береговском рудном районе. Здесь нами (Фишкин, Малашевский, 1966) выделены фации (зоны) интенсивно (адуляра более 40%), средне (адуляра 25—40%) и слабо (адуляра 15—25%) адуляризированных и окварцованных пород, которые переходят или в бескалиевые кварц-каолиновые, или слабо измененные туфы, в которых менее

10% адуляра, находящегося в обломках зерен, в виде псевдоморфоз по плагиоклазу.

Ширина ореола адуляровых метасоматитов у разных рудных зон различна в зависимости от глубины и угла залегания жил полиметаллов, наличия серий оперяющих жилок и экранирующего горизонта и структуры туфов.

Более мощные ореолы адуляризации проявлены в грубообломочных пористых туфах и под экраном осадочных пород, где их ширина достигает 80—120, редко 200 *м*. Устанавливается четкая прямая зависимость

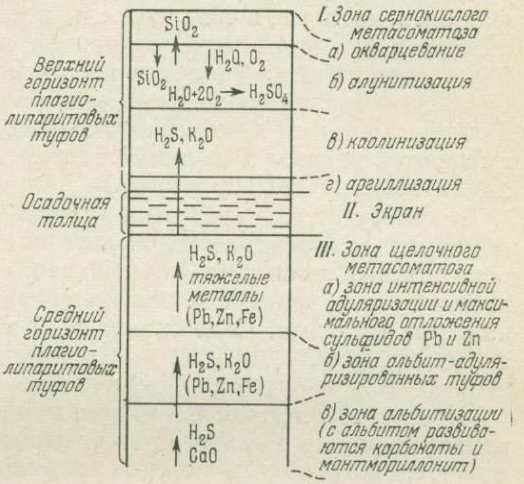


Рис. 3. Схема метасоматической зональности на Береговском полиметаллическом, алунитовом и каолиновом месторождениях (по В. С. Соболеву, М. Ю. Фишкину)

между интенсивностью оруденения и процессами адуляризации и окварцевания плагиолипаритовых туфов. Наибольшая концентрация полиметаллов приурочена к зоне интенсивно адуляризированных и окварцованных пород, которые вытянуты вдоль рудных жил в виде полос и представляют собой своеобразные маркирующие зоны, важные для подземной горной разведки и в дальнейшем — для горногеологической службы. Они же по существу представляют собой промышленные рудные тела с прожилково-вкрапленной минерализацией.

Далее идет зона средне адуляризированных пород, ширина которой достигает 50, редко 70—80 в лежачем и 15—20 *м* в висячем боку. Ширина ореола адуляризированных пород у XII рудной зоны на горизонте 210 *м*, при этом у жилы мощность интенсивно адуляризированных пород 6—10 *м*, а среднее адуляризированных пород 10—20 *м*.

Интересно, что в самом контакте с экранирующими глинами развиты интенсивно гидрослюдизированные, глинистые, жирные на ощупь, белого и светло-серого цвета породы мощностью до 0,5 *м*, в которых содержится до 8,5% K_2O. С глубиной (рис. 3) адуляризированные породы переходят в кварц-адуляр-альбитовые и кварц-альбитовые; т. е. адуляризация сменяется альбитизацией. Альбитизация андезина сопровождалась образованием серицита, карбонатов и местами монтмориллонита. Эти процессы более интенсивно проявлены на больших глубинах — от 350 до 750 *м*, а в нижних (новоселицких) липаритовых туфах вместе с альбитом в основной массе развит адуляр. Кроме того, здесь альбитизация проявляется с периферии кварц-адуляровых жилок как в кислых туфах, так и в диабазах и порфиритах. Находки мелкозернистых скоплений вторичного альбита в основной массе нижних туфов представляют большой интерес, поскольку подобные образования установлены в ряде золоторудных месторождений страны и за рубежом и поэтому заслуживают специального изучения.

Выше экранирующей верхней осадочной толщи (см. рис. 3) в верхних туфах развита зона сернокислотного метасоматоза, в которой образовались (снизу вверх): кварц-каолиновая→кварц-каолин-алунитовая→→алунит-кварцевая→монокварцевая фации вторичных кварцитов. В низах этой зоны на месторождении встречаются аргиллизованные, пестроокрашенные глинистые породы, состоящие из каолина, галлуазита, гидрослюд и окислов железа.

В Квасово-Добросельевском метасоматическом поле развитые на глубине кварц-адуляровые породы кверху сменяются кварц-адуляр-гидрослюдистыми, кварц-гидрослюдистыми и каолин-гидрослюдистыми фациями, которые, в свою очередь, в ряде мест сменяются или монокварцитами с баритовой минерализацией, или кварц-каолиновыми и каолин-алунит-кварцевыми фациями вторичных кварцитов. Здесь в связи с отсутствием экранирующего горизонта глин, в отличие от Береговского рудного поля, зоны щелочного метасоматоза к поверхности постепенно сменяются кислым и сернокислым метасоматозом с богатыми залежами алунитовых руд (Доброселье).

К северу от с. Квасово на участке Лопош на значительной площади обнаружены своеобразные, белого цвета, жирные на ощупь чистые гидрослюдистые глины. Их формирование происходило в условиях высокой концентрации калия с почти полным выносом окислов натрия, магния, кальция и железа. Содержание K_2O в гидрослюдистых породах от 2,75 до 10,4%, Na_2O — от 0,02 до 0,2% при низком содержании Fe_2O_3 — от 0,06 до 1,2% и благоприятном соотношении $K_2O/Na_2O = 57 = 133 : 1$.

При остром дефиците в калиевошпатовом сырье для электрокерамики гидрослюдистые и кварц-адуляровые метасоматиты Береговского района могут служить новым важным потенциальным источником для получения маложелезистых, высококалиевых электрокерамических изделий (Фишкин, Сидор, 1966).

РУДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Процессы аргиллизации сопровождают в Закарпатье ртутную минерализацию в Вышковском, Дубриничском и Оленевском районах. Промышленный интерес представляет Вышковский ртутный узел, где ртутное оруденение представлено в виде жилок, гнезд и вкраплений в интрузиях диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров, и характеризуется следующим составом руд (в порядке выделения): метациннабарит (первичный ртутный минерал), марказит, кварц, халцедон, барит, сидерит, доломит, артинит, кальцит, киноварь, редко антимонит. По данным А. И. Славской (1957), околорудные изменения проявляются в каолинизации, а в Вышковском районе развиты также аллофан, галлуазит, кристобалит. Здесь каолинизация накладывается на более раннюю серицитизацию, а в ртутно-полиметаллических проявлениях, где ртутная минерализация наложена на полиметаллическую, образуется промежуточный тип — каолин-серицитовых (возможно, и гидрослюдистых) пород.

В пределах Береговского рудного поля аргиллизированные породы представлены пестроокрашенными глинистыми образованиями, развитыми в подошве верхнего горизонта туфов (см. рис. 3) ниже кварц-каолиновой фации вторичных кварцитов. Мощность аргиллизированных пород колеблется от 1,5 до 12 *м*. Макроскопически это фиолетового, розового, желтого цвета глиноподобные породы с реликтами туфогенно-обломочной структуры. Они состоят из гидрослюды, реже монтмориллонита, а в верхних участках — каолинита и галлуазита. По ряду скважин породы состоят из каолина с примесью метагаллуазита. Установленный парагенезис минералов указывает, что начало аргиллизации происходило в слабощелочной или нейтральной среде, которая постепен-

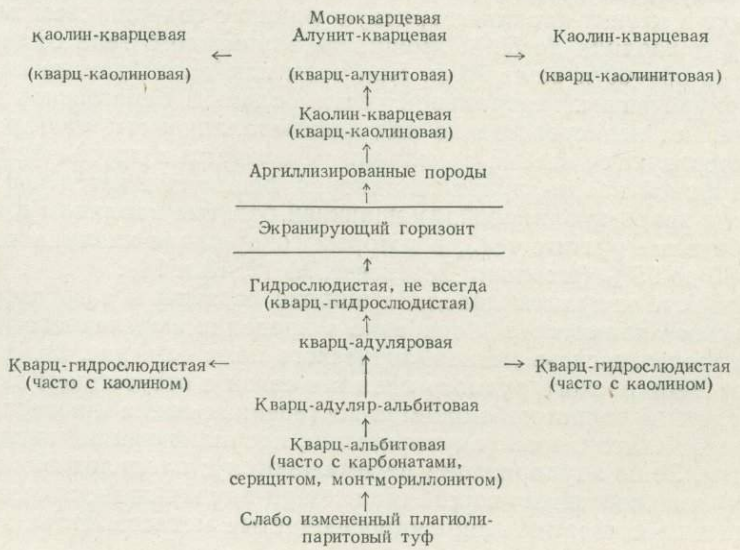
но кверху сменялась на кислотную. Об этом свидетельствует увеличение содержания каолинита, а вместе с ним и алунита. Местами в западной части Береговского месторождения в аргиллизированных породах встречается ртутная минерализация. Таким образом, генетическая связь аргиллизированных пород с ртутным оруденением не вызывает сомнений, и поэтому выявление таких пород представляет благоприятную предпосылку для поисков ртутного оруденения.

РУДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Среди комплекса метасоматически измененных пород Закарпатья вторичные кварциты наиболее широко распространены, слагая довольно обширные по площади поля как в Выгорлат-Гутинской, так и в Берегово-Вышковской зонах. Наиболее комплексно вторичные кварциты представлены в Берегово-Беганьском рудном районе, где они развиваются главным образом по нижнесарматским лейкократовым плагиолипаритовым туфам и реже по липаритам (Фишкин, 1958). В верхнеплиоценовой Выгорлат-Гутинской гряде вторичные кварциты развиты по андезитам, дацитам и их пирокластам, где они образуют довольно обширные по площади метасоматические поля в районе севернее г. Мукачево (Ильковцы, Подулки, Синяк, Смереков Камень, Толстый Верх и др.). В Береговском районе, как уже отмечалось выше, вторичные кварциты не только являются рудосопровождающими баритовое оруденение, но нередко представляют собой промышленные тела — высокоглиноземистых каолинитовых и алунитовых руд типа вторичных кварцитов. В пространственном размещении вторичных кварцитов Закарпатья устанавливается характерная метасоматическая зональность, которая наиболее наглядно выражена в Береговском рудном районе и детально изучена (Соболев, Фишкин, 1953; Фишкин, 1958, 1964, 1966$_{1, 2}$ и др.).

Как видно из карты распространения измененных пород (см. рис. 2) и схемы метасоматической зональности (см. рис. 3), в Береговском районе устанавливается следующий идеальный ряд фаций вторичных кварцитов (снизу вверх): кварц-каолиновая→каолин-кварц-алунитовая→→алунит-кварцевая→монокварцевая.

При этом для Береговского рудного поля с его полиметаллическим, алунитовым и каолиновым месторождениями схема последовательности фаций измененных пород представляется в следующем виде:



В расположении метасоматических фаций нередко наблюдаются взаимопереходы и телескопированность фаций. При переходе одной фации в другую постепенно исчезает ведущий минерал предыдущей фации, т. е. каолинизация почти везде, особенно в верхних зонах, сопровождается алунитизацией и окварцеванием, алунитизация — окварцеванием, а в низах зоны — каолинизацией; при этом продукты этих процессов взаимно проникают.

Характерной особенностью зональности вторичных кварцитов не только описываемого района, но и других районов Закарпатья, а также Казахстана, Камчатки и других районов является наличие монокварцевых (богатокремнеземистых) фаций в верхних частях метасоматической колонки с последующей сменой их с глубиной глиноземистыми фациями: кварц-алунитовой и кварц-каолиновой с соответствующим типами оруденения.

Наиболее интенсивно процессы каолинизации и алунитизации проявлены в тектонически нарушенных участках, где породы верхней осадочной толщи значительно смещены, имеют минимальную мощность (5—8, редко до 20 *м*) и где разломы выходят на поверхность.

Интересна и горизонтальная зональность расположения фаций вторичных кварцитов Береговского рудного поля. В центральных участках поля располагаются монокварцевые, алунит-кварцевые и богатые алунитом (более 70%) фации, которые к периферии, постепенно обогащаясь каолином, переходят в кварц-каолиновые или каолин-кварцевые фации. При этом монокварцевые или богатые кварцем другие фации нередко приурочены к зонам (см. рис. 2). По некоторым зонам разломов редко алунитизация может развиваться на глубине до горизонта 210 *м* ниже экранирующей осадочной толщи в виде очень узких локальных зон. Однако промышленно интересная каолиновая и алунитовая минерализация везде располагается в верхних зонах метасоматической колонки выше экрана, что наглядно иллюстрируется зональностью Береговского месторождения каолинов и алунитов и Беганьского месторождения алунитов.

Как видно из зональности фаций и рудоносности вторичных кварцитов Береговского месторождения (рис. 4), богатые алунитом и каолином фации имеют отчетливо пласто- или линзообразное залегание и могут взаимно проникать. В большинстве случаев в вертикальном сечении алунитовые руды с содержанием алунита 35—70% книзу сменяются алунит-кварцевой фацией (алунита 10—35%), которая, в свою очередь, переходит в алунит-каолин-кварцевую фацию с содержанием алунита до 10—15% и каолина до 50%. Мощность алунитового тела от нескольких метров до 50—60 и реже 90 *м*. При этом наиболее богатые алунитовые руды приурочены к центральной части Большой Береговской горы, где они залегают непосредственно над полиметаллическим месторождением и характеризуются весьма сложными переходами в другие фации.

С глубиной кварц-алунит-каолиновая фация сменяется каолин-кварцевой или кварц-каолиновой, вмещающей богатые каолином пласто- или линзообразные рудные тела, в которых содержание каолина колеблется от 50—80 до 95% (штольни Дерекосег, № 12, 13 и 14).

Вторичные кварциты довольно широко развиты и в восточной части Береговского холмогорья и особенно в пределах выделенного нами Квасово-Добросельевского метасоматического поля (см. рис. 2). Здесь в отличие от Береговского рудного поля и в связи с отсутствием экранирующей осадочной толщи наблюдается постепенная смена к поверхности зон щелочного метасоматоза (адуляризации, пропилитизации) кислым и сернокислым. Зоны адуляризации перемежаются с пропилитизацией (в андезитах) и по восстанию переходят в кварц-адуляр-гидрослюдистые, гидрослюдистые и кварц-каолин-гидрослюдистые метасоматиты. Последние

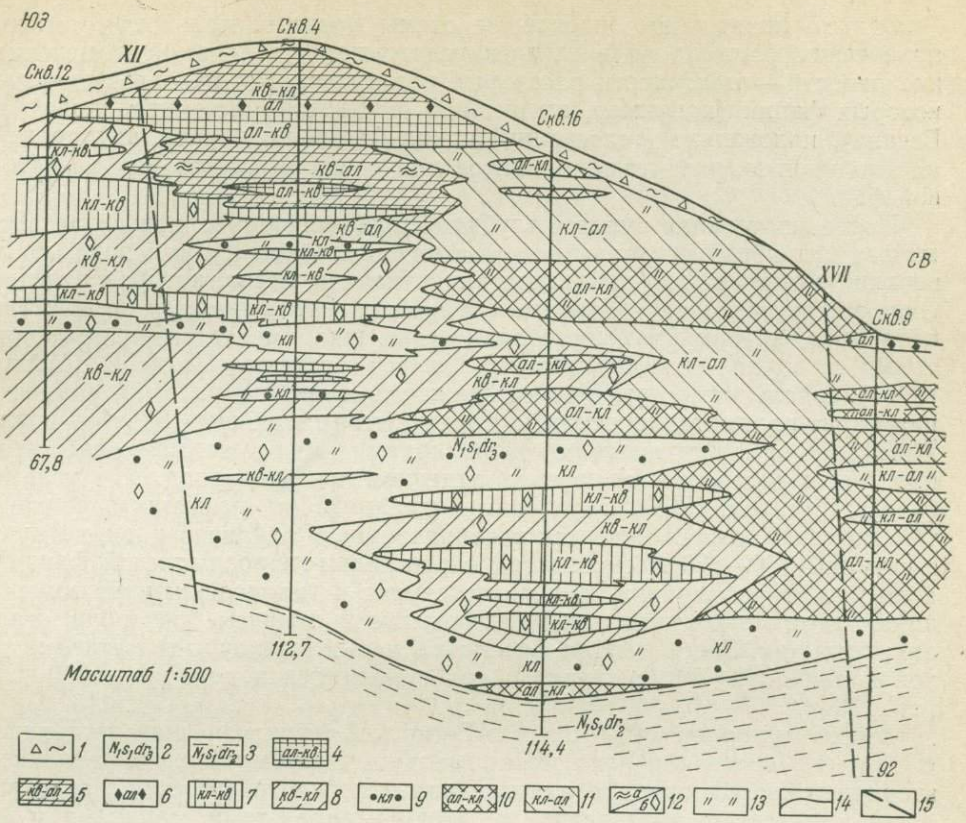
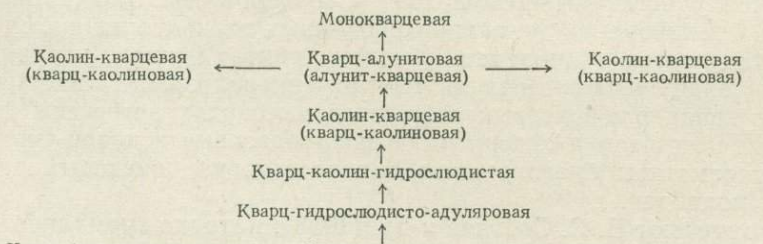


Рис. 4. Зональность фаций и рудоносности вторичных кварцитов Б. Береговской горы

1 — делювиальные отложения; *2* — липаритовые туфы верхнего горизонта; *3* — верхняя осадочная толща; *4—11* — фации вторичных кварцитов: *4* — алунит-кварцевая (10—50% алунита), *5* — кварц-алунитовая (50—80% алунита), *6* — алунитовая (>80% алунита), *7* — каолин-кварцевая (15—50% каолина), *8* — кварц-каолиновая (50—80% каолина), *9* — каолиновая (>80% каолина), *10* — алунит-каолиновая, *11* — каолин-алунитовая; *12* — содержание: *а* — <15% каолина, *б* — <10% алунита; *13* — содержание кварца <20%; *14* — границы фаций вторичных кварцитов; *15* — тектонические нарушения

в ряде участков сменяются или монокварцевыми, или алунит-кварцевыми, или каолин-кварцевыми фациями вторичных кварцитов. С зонами щелочного метасоматоза связана полиметаллическая минерализация, которая кверху переходит в баритовую и алунитовую (Доброселье, Кишар и др.).

Идеальная схема зональности для Квасово-Добросельевского метасоматического поля представляется в следующем виде:



Однако приведенные идеальные схемы последовательности метасоматических фаций в ряде случаев усложняются вследствие изменения кислотности — щелочности растворов, что приводит к недоразвитию некоторых фаций (например, алунитовой в Квасово или каолиновой в Бегани), наложению (телескопии) одних фаций на другие: адуляровой на каолиновую, развитию монокварцитов среди каолиновой и алунитовой фаций.

Последовательная смена с глубиной процессов сернокислого метасоматоза щелочным устанавливается и на Беганьском рудном поле, где в верхних зонах широко проявлена алунитизация туфов, которая нередко сопровождается окварцеванием. С глубиной увеличивается количество каолинита, который у полиметаллических жил сменяется гидрослюдистыми и адуляр-гидрослюдистыми метасоматитами. По Г. Г. Сасину (1964), зональность оруденения выражается сменой баритового оруденения барит-полиметаллическим, а последнего (с глубины 180 *м*) — полиметаллическим. Рудные тела контролируются сбросами север-северо-западного простирания с крутым падением на юго-запад под углами 65—75° (Теплов, 1966). Баритовая минерализация, развитая в верхних участках жил, сопровождается окварцеванием и алунитизацией, которая с глубины 150—180 *м* сменяется кварц-каолин-гидрослюдистой фацией, а последняя (с глубины 250 *м*) переходит в гидрослюдизированные и адуляровые метасоматиты, более развитые в лежачем боку полиметаллических жил. Здесь ширина ореола калиевых (щелочных) метасоматитов порядка 60—80 *м*; кверху ореол суживается и доходит до 10—20, реже 30 *м*.

В верхнеплиоценовой Выгорлат-Гутинской структурно-металлогенической зоне развиты довольно обширные поля метасоматитов из комплекса вторичных кварцитов и аргиллизированных пород, генетически связанных с вулканическими образованиями гряды — андезитами, дацитами и их пирокластами. Их образование и связанные с ними ртутные и висмут-теллуристые рудопроявления нередко контролируются центрами извержений, которые находились на протяжении длительного времени в фумарольно-сольфатарном состоянии. Наиболее крупными районами распространения метасоматических пород являются окрестности Синяк, хутора Ильковцы, урочище Подулки, Смерекова Камня и др., описанные Э. А. Лазаренко (1960, 1961). Общей их чертой является приповерхностный характер метасоматоза в условиях слабой прогретости пород и давления, близкого к атмосферному. Здесь в отличие от вторичных кварцитов Береговского района растворы наряду с H_2S и CO_2 привносили вначале бороводороды и галогены, в результате чего образовались кварц-турмалиновые, кварц-дюмортьеритовые, кварц-топазовые и кварц-флюоритовые фации вторичных кварцитов. В последний этап решающее значение получила сера и образовались кварц-алунитовые, кварц-каолиновые, монокварцевые, опалолитовые и каолин-ангидритовые фации. К кварц-турмалиновым породам приурочена и более концентрированная висмут-теллуристая минерализация (Соболев и др., 1953; Лазаренко, 1960), а в вышковских турмалинизированных гранодиорит-порфирах изредка встречается молибденит. В монокварцитах и кварц-каолинитовых породах обнаружена рассеянная ртутная минерализация, а в кварц-топазовых и кварц-флюоритовых вторичных кварцитах встречены галенит, сфалерит с пиритом и сидеритом. Кварц-топазовые и кварц-турмалиновые метасоматиты благоприятны для постановки поисковых работ на олово и молибден.

Как отмечают В. С. Соболев и др. (1953), находка турмалина в метасоматитах Закарпатья меняет наши представления о геохимии растворов, связанных с молодым вулканизмом этого района, показывая значительную роль бора, что важно для познания рудоносных метасоматических процессов на малых глубинах.

В этом районе, как и в Берегово, но при отсутствии экрана, наблюдается смена с глубиной кислотного метасоматоза щелочным. Продукты последнего вскрыты на разных глубинах (150—500 *м*), особенно вблизи трещин, и представлены низкотемпературными пропилитами (хлорит, серицит, кальцит, сидерит, кварц и частично калиевый полевой шпат). С приближением к поверхности по мере увеличения кислотности среды и окисления сероводорода до серной кислоты интенсивность кислотного выщелачивания быстро возрастает, и создаются благоприятные условия для образования вторичных кварцитов с алунитом, каолином, турмалином, топазом, флюоритом преимущественно тонкоагрегатного строения. Горизонтальная зональность характеризуется переходом, по мере удаления от зон циркуляции растворов, от кислотного выщелачивания (окварцевания, алунитизации и др.) к зонам щелочного метасоматоза (серицитизации, пропилитизации).

Таким образом, для верхненеогеновой металлогенической эпохи Закарпатья характерны месторождения с резко выраженными признаками близкоповерхностного происхождения. Для них характерно четкое сочетание рудной зональности с метасоматической зональностью изменения вмещающих пород.

Приведенные характерные особенности различных рудоносных метасоматических формаций и их пространственного размещения, несомненно, указывают, что изменение кислотности — щелочности является определяющим фактором эволюции постмагматических растворов, смены различных процессов минералообразования. В процессе формирования руд и гидротермально измененных пород главенствующую роль играло взаимодействие эндогенных эманаций с нисходящими вадозными водами, богатыми свободным кислородом, в результате чего происходило окисление сероводорода до серной кислоты (Соболев, Фишкин, 1953). Именно в условиях малых глубин создаются растворы, участвующие в образовании рудоносных аргиллизированных пород и вторичных кварцитов.

Ранее, до появления упомянутой работы, в литературе подобных примеров для областей третичного вулканизма не приводилось. Позднее аналогичные явления окисления сероводорода до серной кислоты в липаритовых туфах были описаны Стейнером (Steiner, 1953) для Вайракей в Новой Зеландии; В. В. Аверьяновым, С. И. Набоко, Б. И. Пийпом (1961) для Паужетского месторождения гидротерм на Камчатке; М. М. Василевским (1961) и Г. М. Власовым (1963) для курильских и камчатских вулканов, где наблюдается аналогичная картина изменения вулканогенных пород.

Рудоносные метасоматические формации пропилитов и вторичных кварцитов Закарпатья имеют минералогически и генетически много сходного с впервые описанными Н. И. Наковником (1954, 1964) палеозойскими метасоматитами Казахстана.

В настоящее время в литературе появилось много примеров типов метасоматической зональности в связи с формированием полиметаллических, колчеданных, золоторудных, алунитовых, каолиновых, баритовых, серных, урановых и других месторождений, связанных с продуктами близповерхностного вулканизма. При этом особый интерес в познании процессов эндогенной металлогении представляют новые описания зональности оруденения и метасоматоза и особенно смены к поверхности щелочных пропилитовых и адуляровых метасоматитов вторичными кварцитами в колчеданных месторождениях Урала (Шмидт, Ширай, 1966), Закавказья, Алтая, Центральной Камчатки, Болгарии, золоторудных месторождениях Северо-Востока СССР (Пляшкевич, 1966), Приморья (Югай, 1966), Прибалхашья (Пучков, 1967), золото-полиметаллического района Бая Маре в Румынии (Джюшке, 1960) и многих других районов.

Эти процессы, известные в разных геологических эпохах и в настоящее время (см. выше), очень наглядно проявляются в областях активного вулканизма, что представляет несомненный практический и научный интерес.

Описанные примеры метасоматической зональности Закарпатья и их сравнение с другими рудными районами и областями активного вулканизма довольно убедительно показывают, что при формировании в вулканических районах близповерхностных месторождений и связанных с ними метасоматитов имела место не пульсационная зональность, а зональность отложения (Соболев, Фишкин, 1953; Левицкий, Смирнов, 1963; Власов, 1963).

В формировании и пространственном размещении золото-полиметаллических, ртутных, баритовых, каолиновых и алунитовых месторождений Закарпатья выделяются следующие характерные особенности, которые могут иметь и общее значение (Фишкин, 1967).

1. Приуроченность оруденения к полям развития вулканогенных формаций и их тесная связь с более кислыми дифференцированными лейкократовыми породами экструзивно-интрузивного комплекса.

2. Локализация оруденения в разломах северо-западного и север-северо-западного простирания, а также в трубках взрыва, жерловых или околожерловых фациях.

3. Четко выраженные признаки близповерхностного происхождения и телескопированность руд и метасоматических пород, что обусловлено сменой кислотности — щелочности растворов.

4. Зональность оруденения и метасоматоза: смена с глубиной алунитового, каолинового и баритового оруденения полиметаллическим (Берегово-Беганьский район), а ртутного — ртутно-полиметаллическим и полиметаллическим (Вышково).

5. Исключительно широкое проявление процессов околорудного метасоматоза с характерной зональностью фаций. Так, для полиметаллических месторождений внутренних Карпат очень характерна интенсивная адуляризация, пропилитизация трансильванского типа и гидрослюдизация, которые по восстанию сменяются зонами сернокислого метасоматоза, в которых сформировался разнообразный комплекс вторичных кварцитов с крупными залежами высокоглиноземных каолиновых и алунитовых руд. В этих же зонах в Берегово-Беганьском рудном узле формировались баритовые месторождения. Ртутное оруденение Вышково, Дубриничи и др. сопровождается аргиллизацией диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров.

6. Прямая связь между интенсивностью оруденения и изменением вмещающих пород и проявление измененных пород на значительно большей площади, нежели оруденения, представляют большое поисковое значение. Расчленение измененных пород на отдельные минеральные фации позволит уменьшить площадь, подлежащую детальному опоискованию, или выяснить направление, по которому следует проводить поисково-разведочные работы.

Развитие на фоне слабо измененных пород внутренних, наиболее интенсивно измененных фаций позволит целесообразно вести поиски для выявления рудоносных зон и рудных жил. В этом отношении важно знание приведенных выше метасоматических зональностей (колонок), особенно для выявления скрытых рудных тел.

7. В формировании оруденения и измененных пород решающим фактором было взаимодействие эндогенных эманаций с нисходящими вадозовыми водами, богатыми свободным кислородом с окислением сероводорода до серной кислоты. Такие процессы широко развиты в условиях малых глубин, где возникают растворы, которые участвуют в образовании формаций вторичных кварцитов, пропилитов, аргиллизированных пород,

гидрослюдистых и адуляровых метасоматитов и связанных с ними различных месторождений.

8. Приуроченность большинства близповерхностных месторождений к центрам вулканической активности — куполам, кальдерам, трубкам взрыва и другим вулканическим структурам, где создаются наиболее благоприятные условия для интенсивного проявления газогидротермальной деятельности. Поэтому при поисково-съемочных и разведочных работах крайне важно выявление таких структур, их реконструкция, выяснение их морфологических особенностей и основных этапов развития. Возникает необходимость тщательной ревизии всех вулканогенных формаций для выявления в них специфических метасоматических полей, типов изменений, зональности метасоматоза и рудной минерализации.

Запросы поисково-съемочных работ требуют неотложной разработки единой схемы классификации вулканогенных — эффузивных, пирокластических и экструзивных образований, упорядочения терминологии вулканических и метасоматических пород и разработки соответствующих инструкций по картированию и изучению этих пород.

Особенно важно уделить специальное внимание картированию и детальному изучению метасоматических формаций в разведываемых и вновь изучаемых перспективных районах.

Изучение гидротермально метаморфизованных пород — чрезвычайно трудная и вместе с тем важная задача, и нет сомнения, что в ближайшее время будут получены новые данные, проливающие свет на еще мало изученные условия формирования месторождений эффузивно-интрузивного типа.

В настоящее время особенно актуальным является высказывание С. С. Смирнова о том, что один из основных путей прогресса в исследовании рудных месторождений проходит именно здесь, в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений.

METASOMATIC PROCESSES IN THE VOLCANIC ROCKS OF TRANSKARPATIAN AND THEIR ROLE IN ORE FORMATION

M. YU. FISHKIN

SUMMARY

The problem of endogenic metallogeny related to the ore content of volcanic formations is most complicated and weakly studied one. To solve this practically important problem the study of metasomatic processes is of great importance as far as these processes are developed mostly by formation of the near-the-face deposits not only in the Transkarpatian Upper Neogen metallogenis province, but also in some other regions of the distribution of volcanic formations. Most extensive manifestation of processes of the near-the-ore metasomatism is characteristic of the formation and dimensional location of gold-polymetallic, baritic, mercuris, kaolinic and alunitic occurences in the Transkarpatian province. In this case, a distinct zonation of metasomatosis and metallization is established which is expressed by the change in alunitic, kaolinic and baritic metallization by polymetallic one (Beregovo — Begansky area) in deeper beds and those of mercuric by mercuric-polymetallic and polymetallic one (Vyshkovo). Formation of gold-polymetallic occurences in the Transkarpatian province and

Inner Karpatian areas was accompanied by intensive adularization and propylitization of the Transilvanian type, which is replaced upwards by sulphate lixiviation where the secondary quartzites complex with large lodes of high-aluminous kaolinic and alunitic raw-materials as well as occurences of barite ores (Beregovo-Begansky area) were formed. The mercuric metallization of Vyshkovo and Dubinichy was accompanied by argillization of granodiorite-porphyres and dacites. There is a peculiar direct connection between the intensity of metallization and the change of country rocks; also, one can see the manifestation of the altered rocks in the area which is much larger than that of metallization; this fact is of great importance for the prospecting. The establishment of more altered interval environmental phases against the background of less altered rocks gives a possibility of mare reasonable prospecting for discovering ore-bearing zones and ore veins.

The main facot in the ore formation processes was the change in acidity-alkalinity of solutions caused by interaction between endogenous emanation and descending vadose waters, rich in free oxygen with oxidation of H_2S to H_2SO_4. Such processes have an extensive development on depths where the solutions taking part in formation of the secondary quartzites, argillisated rocks, hydromicaceous and adularis metasomatites as well as different occurences connected with them are formed.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма.— Докл. АН СССР, 1961, **137**, № 2.

Василевский М. М. Зональность и генезис измененных пород и оруденение в Центрально-Камчатской рудной зоне.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.

Василевский М. М. Адуляризация пород на вулканах Головина и Менделеева на о-ве Кунашир (Курильские острова).— В кн. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.

Власов Г. М. О зональности отложения и пульсационной зональности.— В кн. «Проблемы палеовулканологии». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.

Власов Г. М., Василевский М. М. Высокоглиноземные фации вторичных кварцитов в Срединном Камчатском хребте.— Геохимия, 1961, № 7.

Джюшке Д. Эволюция магматизма в районе Бая-Маре.— В кн. «Материалы Карпато-Балканской ассоциации (№ 2)». Изд-во АН УССР, 1960.

Коржинский Д. С. Общие закономерности послемагматических процессов.— В кн. «Труды конф. по околорудному метасоматизму». Изд-во «Недра», 1966.

Лазаренко Э. А. Метасоматичны утворення вулканічных породах Закарпаття. Львів, Вид. Льв. держ. ін-ту, 1960.

Лазаренко Э. А. Минералогия метасоматических образований Советских Карпат.— В кн. «Материалы Комиссии по минералогии и геохимии Карпато-Балканской ассоциации (№ 1)». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1963.

Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения.— В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.

Мерлич Б. В. Минеральные ассоциации неогеновых рудных проявлений Закарпатья.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.

Набоко С. И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород.— В кн. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

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

Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минералогические фации, генезис и практическое значение.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, **83**, № 2.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. Изд-во «Недра», 1964.

Пляшкевич Л. Н. Взаимоотношение процессов метасоматоза и оруденения в рудных полях эпитермальных месторождений золота на Северо-Востоке СССР.— В кн. «Материалы к II конф. по околорудному метасоматизму». ВСЕГЕИ, 1966.

Пучков Е. В. Вторичные кварциты Северо-Западного Прибалхашья, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Автореф. канд. дисс., Алма-Ата, 1967.

Сасин Г. Г. Тектонические закономерности размещения полиметаллических оруденений Восточной Словакии, Северной Венгрии и Северной Румынии.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1964, № 9.

Сидоренко Е. Ф. Околожильные изменения в гранодиорит-порфирах и диорит-порфиритах Закарпатья.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.

Славская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

Соболев В. С., Бобриевич А. П., Золотухин В. В. Турмалин в метасоматических породах Закарпатской области.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.

Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.

Теплов В. Н. Основные черты структуры Беганьского полиметаллического месторождения.— В кн. «Проблемы геологии и рудоносности Закарпатья». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966.

Фишкин М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского Холмогорья в Закарпатье.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.

Фишкин М. Ю. О процессах пропилитизации.— В кн. «Материалы Комиссии по минералогии и геохимии Карпато-Балканской ассоциации (№ 1)». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961.

Фишкин М. Ю. Гидротермально измененные породы Закарпатья, их рудоносность и закономерности пространственного размещения.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. VII. Изд-во «Наука», 1964.

Фишкин М. Ю. Особенности формирования близповерхностных месторождений Советских Карпат и их связь с эффузивно-интрузивным комплексом.— В кн. «Современный вулканизм». Т. I. Изд-во «Наука», 1966_1.

Фишкин М. Ю. К проблеме адуляризации вулканогенных пород в связи с оруденением.— В кн. «Материалы II конф. по околорудному метасоматизму». ВСЕГЕИ, 1966_2.

Фишкин М. Ю. Рудоносные метасоматические формации верхненеогеновых вулканических зон Советских Карпат и некоторые итоги их изучения (на украинском языке).— Ученые записки Львовск. гос. ун-та, 1967.

Фишкин М. Ю., Малашевский В. В. Процессы адуляризации на Береговском полиметаллическом месторождении и их поисковое значение.— В кн. «Материалы конф. к XX-летию геол. ф-та Львовск. гос. ун-та». Львов, 1966.

Фишкин М. Ю., Сидор В. Э. Новый потенциальный источник высококалиевого электрокерамического сырья.— В кн. «Материалы научн. конф. выпуск. геол. ф-та». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966.

Шмидт А. И., Ширай Е. П. Адуляризация — новый тип околорудных изменений на некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала.— В кн. «Материалы к II конф. по околорудному метасоматизму». ВСЕГЕИ, 1966.

Югай Т. А. О соотношении гидротермального метаморфизма и оруденения на эпитермальном золоторудном месторождении Белая Гора.— В кн. «Материалы к II конф. по околорудному метасоматизму». ВСЕГЕИ, 1966.

Steiner H. Hydrotermal rock alteration of Wairakei, New Zealand.— Econ. Geol., 1953, 48.

II.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ РОЛЬ ТИТАНА, ЦИРКОНИЯ И УРАНА В СИЛИКАТАХ

А. С. ПОВАРЕННЫХ
Геологический институт АН УССР, Киев

Говоря о кристаллохимической роли четырехвалентных титана и циркония и шестивалентного урана в силикатах, мы имеем в виду рассмотреть их соотношение с кремнием и попытаться выяснить, какую функцию — кислотную или основную — играют эти амфотерные элементы в структурах силикатов. Эта химическая функция является в наше время кристаллохимической, так как тесно связана с координацией данного элемента, его позицией в структуре силиката и способом соединения его кислородного полиэдра с другими полиэдрами и прежде всего с тетраэдрами SiO_4. Но сначала мы кратко остановимся на проблеме в целом и рассмотрим некоторые сложные окислы Ti, Zr и их аналоги, а затем перейдем к выяснению роли Ti, Zr и весьма специфического U в силикатах.

30 лет назад В. И. Вернадский и С. М. Курбатов (1937) вполне определенно подчеркнули кислотную химическую роль титана и циркония в соответствующих природных соединениях, выделив среди них (помимо ангидридов — TiO_2 и ZrO_2) титанаты, а также титано- и цирконосиликаты. В учебниках химии (Некрасов, 1960; Remy, 1959), как и в современных химических справочниках (Краткая химическая энциклопедия, 1967), до сих пор все соединения типа $RO \cdot TiO_2$, $RO \cdot ZrO_2$, $R_2O_3 \cdot TiO_2$ и другие более сложные (Бакакин, Белов, 1962) именуются титанатами и цирконатами, т. е. в них атомам Ti и Zr однозначно приписывается кислотная функция.

Однако в минералогии, начиная с 1940 годов (Бетехтин, 1950; Соболев, 1948; Palache et al., 1944; Ramdohr, 1948; Strunz, 1941), в связи с изучением строения ряда кислородных соединений, заключающих наряду с Fe, Mn, Ca также Ti, Nb, Ta и Sb, укрепилось представление о них как о сложных окислах. Основой для таких представлений явилось «очевидное» отсутствие в этих соединениях комплексных ионов или радикалов (Соболев, 1948; Palache et al., 1944), столь характерных для солеобразных соединений, где доминируют тетраэдрические комплексы. Кроме того, весьма существенными особенностями, подчеркивающими химическую тождественность различных атомов, являлись не только одинаковые координационные числа Fe и Mn, с одной стороны, и Ti, Nb и Ta,

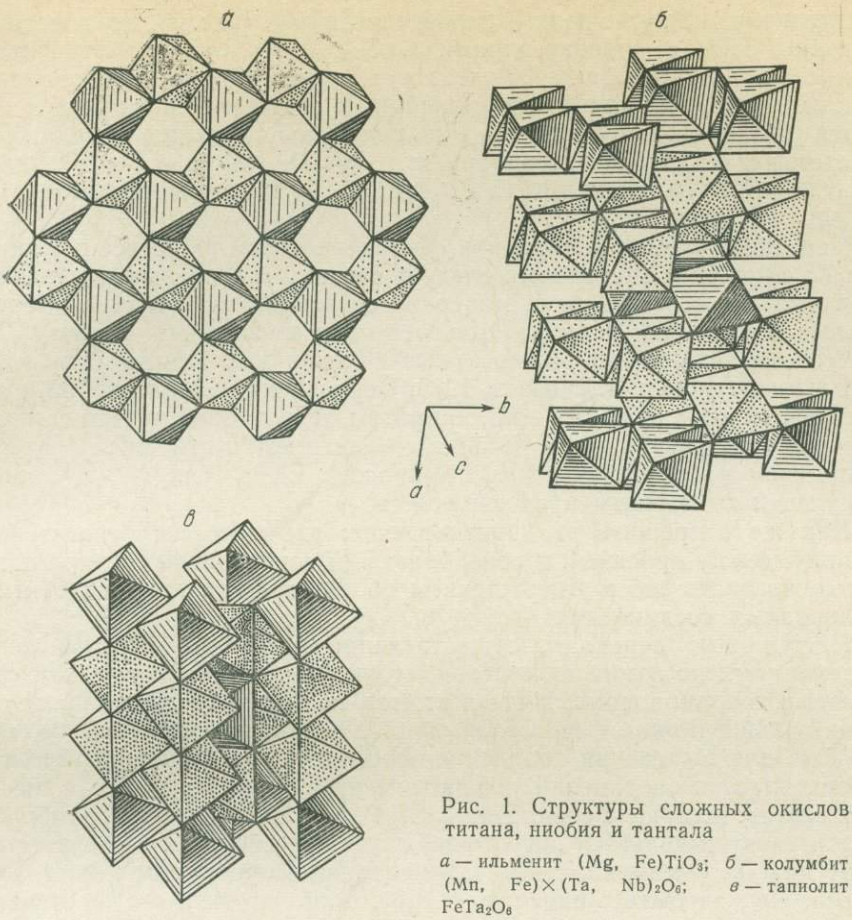


Рис. 1. Структуры сложных окислов титана, ниобия и тантала

а — ильменит $(Mg, Fe)TiO_3$; *б* — колумбит $(Mn, Fe) \times (Ta, Nb)_2O_6$; *в* — тапиолит $FeTa_2O_6$

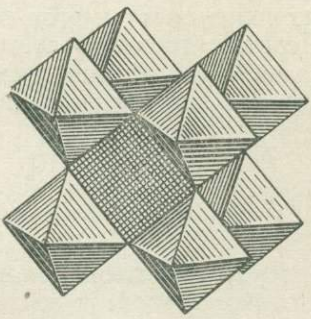


Рис. 2. Структура перовскита $CaTiO_3$, представляющая каркас из Ti-октаэдров, внутри которого размещаются атомы Ca в виде кубооктаэдров

с другой, но, пожалуй, в еще большей степени одинаковая стерическая позиция их в структурах соответствующих минералов.

Так, в структурах ильменита $FeTiO_3$, колумбита $(Mn, Fe)(Ta, Nb)_2O_6$ и тапиолита $FeTa_2O_6$ (рис. 1) позиции, которые занимают атомы Mn, Fe, Ti, Ta и Nb, совершенно тождественны. Такие соединения кажется вполне естественным считать сложными окислами, что подтверждается также близостью их свойств и морфологии по отношению к соответствующим окислам простого состава (сравн. гематит-ильменит, рутил-та-

пиолит и т. п.). Другое дело — перовскит $CaTiO_3$ (рис. 2), где сочетаются октаэдры TiO_6 с кубооктаэдрами CaO_{12}; его структура относится к каркасным постройкам из Ti-октаэдров, полости в которой заполнены атомами Ca. Отнесение этого минерала к сложным окислам представляется уже не столь очевидным. Различной координацией обладают также атомы в структурах псевдобрукита Fe_2TiO_5, ульвита Fe_2TiO_4, цирконолита $CaZrTi_2O_7$, кальциртита $Ca_2ZrZr_4Ti_2O_{16}$ и др. (Поваренных, 1963; Bragg, Claring bull, 1965).

Если придерживаться канонов современной химии, то все соединения Ti и Zr с другими элементами следует считать титанатами и цирконатами, тогда как с легкой руки минералогов все они (по крайней мере известные в природе) должны быть отнесены к сложным окислам. Ведь еще совсем недавно все минеральные виды группы шпинелидов относились в минералогии (Болдырев, 1935; Вернадский, Курбатов, 1937) к солеобразным соединениям — алюминиатам, ферриатам, хромиатам и т. п., а теперь это утверждается только в химической литературе (Краткая химическая энциклопедия, 1967; Некрасов, 1960; Remy, 1959), твердо следующей привычным представлениям.

Как же разрешить это противоречие: где провести относительную границу между простыми и солеобразными соединениями и, кроме того, как согласовать это с утверждением об амфотерной природе Ti и Zr в кислородных соединениях?

Постепенные переходы, существующие между всеми химическими соединениями по линии их состава, структуры, типов химической связи, а часто и координационных чисел атомов, весьма затрудняют проведение таких границ, и они обычно оказываются в значительной мере условными. Так, для выделения силикатов, фосфатов, сульфатов, карбонатов и других классов соединений решающим фактором оказывается химический состав: наличие в соединениях Si, P, S, C и других кислотообразующих элементов является достаточным для отнесения их к соответствующему классу. Очевидно, с этим элементарным принципом можно согласиться. Но как быть с окислами? Можно ли говорить о существовании сложных окислов в природе, если даже шпинелиды относятся к алюминатам и их аналогам? Нам думается, что здесь необходимо подыскать такой принцип, который позволил бы более объективно подойти к дифференциации кислородных соединений на окислы и соли.

Мы полагаем, что для этой цели можно использовать метод сопоставления относительной прочности связи в соответствующих атомных полиэдрах (Поваренных, 1963). Прочность каждой отдельной связи атома в любой его координации вычисляется по следующей упрощенной формуле [1]:

$$\sigma = \frac{W_k \cdot W_a}{CN \cdot d^2} \beta,$$

где k — коэффициент прочности связи, зависящий от степени ее ковалентности; W_k и W_a — валентности электроположительного и электроотрицательного атомов; CN — координационное число; d — межатомные расстояния; β — коэффициент ослабления связи, зависящий от числа и состояния несвязанных валентных элементов.

В табл. 1 приведены значения относительной прочности σ связи в катион-кислородных полиэдрах важнейших (для нашей темы) элемен-

[1] В этой формуле для простоты вычисления не учтено взаимное отталкивание между атомами, возрастающее с увеличением валентности и уменьшением межатомных расстояний (Pauling, 1960), которое привело бы к некоторому уменьшению различия в величинах σ для разновалентных элементов.

Таблица 1. **Относительная прочность связи σ в различных катион-кислородных полиэдрах важнейших элементов** *

Тетраэдры		Октаэдры и другие шести- и пятивершинники		Кубы и другие восьмивершинники		Додекаэдры и другие двенадцативершинники	
полиэдры	σ	полиэдры	σ	полиэдры	σ	полиэдры	σ
SO_4	2,45	WO_6	0,79	ZrO_8	0,27	YO_{12}	0,12
PO_4	1,72	SbO_6	0,69	$U^{4+}O_8$	0,23	CeO_{12}	0,09
AsO_4	1,45	$U^{6+}O_{2+5}$	0,65+0,42	ThO_8	0,22	CaO_{12}	0,06
SiO_4	1,17	NbO_6	0,60	VO_8	0,17	SrO_{12}	0,05
BO_4	1,00	TaO_6	0,58	CeO_8	0,14	BaO_{12}	0,04
NbO_4	1,04	TiO_6	0,52	CaO_8	0,10	NaO_{12}	0,03
TaO_4	1,00	ZrO_6	0,41	SrO_8	0,09	KO_{12}	0,02
AlO_4	0,69	AlO_6	0,39	BaO_8	0,07		
$Fe^{3+}O_4$	0,50	$Fe^{3+}O_6$	0,29	NaO_8	0,04		
BeO_4	0,51	MgO_6	0,26	KO_8	0,03		
ZnO_4	0,36	$Fe^{2+}O_6$	0,17				
MgO_4	0,33	MnO_6	0,16				
$Fe^{2+}O_4$	0,30	CaO_6	0,14				
LiO_4	0,15	NaO_6	0,06				

* Вычисления σ сделаны на основе стандартных межатомных расстояний (Поваренных, 1966).

тов, которые позволяют сравнивать между собой различные атомные объединения более объективно. Очевидно, что во всех бинарных соединениях атомные полиэдры тождественны и связи в каждом из них одинаковы (хотя могут быть и неоднородны в пространстве).

В тройных и более сложных соединениях вместе объединяются различные атомные полиэдры, с разной прочностью связи σ, и чем больше у них разница в величинах σ, тем более анизодесмичны эти вещества и, следовательно, тем ближе стоят они к солеобразным комплексным соединениям.

Уже простое сопоставление табличных значений σ Al и Fe^{3+} в шестерной координации (σ=0,39—0,29) и Mg и Fe^{2+} в четверной координации (σ=0,33—0,30) показывает, что в шпинелидах $MgAl_2O_4$ — $FeFe_2O_4$ не существует большой разницы в величинах σ двух- и трехвалентных элементов и, следовательно, их нельзя отнести к солеобразным соединениям. Но если сравнить величины σ Al и Fe^{3+} в четверной координации с σ Na и K в координации 12 (Remy, 1959), то станет ясно, что такие соединения, как $NaAlO_2$ и $KFeO_2$, следует рассматривать в качестве алюмината Na и феррита K, поскольку величины σ у них различаются в 20—25 раз, т. е. приблизительно так же, как, например, в ангидрите $Ca[SO_4]$ между SO_4 и CaO_8. В сульфате Al последний выступает уже в роли основания, поскольку σ SO_4 в 6 с лишним раз больше σ AlO_6. Вот в этом и заключается двойственное (амфотерное) поведение ряда элементов с валентностью 3—5; они подчиняют себе слабейшие (как правило, одновалентные и крупные двухвалентные) элементы и за их счет понижают свою координацию, упрочняя этим связи в собственных полиэдрах, и, наоборот, сами подчиняются сильнейшим высоковалентным комплексообразователям (например, P, S, C, N и др.), повышая свою координацию и ослабляя прочность связи в собственных полиэдрах (Поваренных, 1966).

Для оценки степени однородности химической связи в сложном соединении необходимо найти отношение величин в соответствующих атомных полидрах — так называемый коэффициент анизодесмичности:

$A = \sigma_{max} : \sigma_{min}$ (Поваренных, 1963). Для магнетита, например, получим: $A\sigma_{Fe^{3+}O_4}\sigma_{Fe^{3+}O_6} = 0{,}30 : 0{,}29 = 1{,}03$, а для хризоберилла: $A = \sigma_{BeO_4} : \sigma_{AlO_6} = 0{,}51 : 0{,}39 = 1{,}31$.

Переходя к сложным окислам Ti, Zr и их аналогов — Nb и Ta, мы обнаруживаем значительные колебания коэффициента анизодесмичности: величины A находятся в пределах от 1,04 до 20. Последняя цифра относится к каркасному минералу — луешиту $NaNbO_3$, однако для большинства соединений величины A значительно ниже и не превышают 3—4. По-видимому, в качестве относительной границы между сложными окислами Ti и Zr и титанатами и цирконатами можно принять величину A, равную 5. Эта величина примерно соответствует степени анизодесмичности таких силикатов, как циркон $ZrSiO_4$ (4,4), оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$ (5,4), гроссуляр $Ca_3(Al, Fe)_2[SiO_4]_3$ (5,3) и др. Как видно из табл. 2, главная часть кислородных соединений Ti и Zr (27 минеральных видов) относится к сложным окислам, и существенно меньшая часть (всего 9 минеральных видов) составляет отдельный класс титанатов во главе с такими минеральными видами, как фергусонит, пирохлор, перовскит и луешит.

Таблица 2. **Классификация сложных кислородных соединений титана, циркония, урана и их аналогов по степени однородности связей**

Характеристика соединений	Величина коэффициента анизодесмичности (A)	Минеральные виды
Сложные окислы титана, циркония, урана и их аналогов	1—2	Псевдоброкит Fe_2TiO_5 (1,04); кеннедит $MgFe_2Ti_3O_{10}$ (1,17); торолит $SnTa_2O_7$ (1,18); симпсонит $Al_4Ta_3O_{13}OH$ (1,49); ульвит Fe_2TiO_4 (1,73); иксиолит $(Fe, Sn)TaO_4$ (1,76); уоджинит $MnSnTa_2O_8$ (1,78)
	2—3	Браннерит UTi_2O_6 (2,26); торутит $ThTi_2O_6$ (2,37); редледжит $MgCr_2Ti_6O_{16}$ (2,4); стибиоколумбит $SbNbO_4$ (2,4); бетафит $UTiNbO_6OH$ (2,44); давидит $Fe_5LaFe_3Ti_{12}O_{35}$ (2,48); самарскит $Y(Fe; U)(Ta,Nb)_2O_6$ (2,51); бисмутотанталит $BiTaO_4$(2,52); вестгренит $BiTa_2O_6OH$ (2,52); ильменит $(Mg,Fe)TiO_3$ (2,60); уранинит U_2UO_7 (2,61); фройденбергит $NaFeTi_3O_8$ (2,97)
	3—4	Пирофанит $MnTiO_3$ (3,25); прайорит $YTiNbO_6$ (3,30); эвксенит $YTiNbO_6$ (3,30); тапиолит $FeTa_2O_6$ (3,41); колумбит $(Mn,Fe)(Ta,Nb)_2O_6$ (3,58); эсхинит $CeTiNbO_6$ (4,0); кальциртит $Ca_2ZrZr_4Ti_2O_{16}$ (4,0)
	4—5	Вольфрамит $(Mn,Fe)WO_4$ (4,51); цирконолит $CaZrTi_2O_7$ (4,70)
Титанаты, цирконаты, танталаты и ниобаты	5—7	Ферсмит $CaNb_2O_6$ (5,60); форманит $YTaO_4$ (5,88); фергусонит $(Ce,Y)NbO_4$ (6,70)
	7—9	Микролит $NaCaTa_2O_6(OH,F)$ (8,29); пирохлор $NaCaNb_2O_6(OH,F)$ (8,58); перовскит $CaTiO_3$ (8,67); лопарит $(Na,Ce)TiO_3$ (8,67)
	>9	Луешит $NaNbO_3$ (20,0); прайдерит $K_2Fe_2Ti_6O_{16}$ (23,0)

Из этого, на наш взгляд, следует, что если $^3/_4$ всех минеральных видов относится к сложным окислам Ti и Zr и лишь $^1/_4$ — титанатам и цирконатам, то, очевидно, последние при классификации можно подчинить первым, разумеется, с соответствующим упоминанием об особенностях их состава. Ведь и среди силикатов (да и других классов) существует немалое число минеральных видов, которые по величине коэффициента анизодесмичности A должны быть отнесены к сложным окислам. Сюда относятся фенакит $Be_2[SiO_4]$ ($A = 2{,}30$), андалузит $AlAl[SiO_4]_0$ (2,50),

берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ (2,54), эвклаз $BeAl[SiO_4]$ (2,60), ставролит $Fe_2Al_9[SiO_4]_4O_7(OH)$ (2,85), топаз $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$ и кианит $Al_2[SiO_4]_0$ (по 3,0), виллемит $Zn_2[SiO_4]$ (3,25), титанит $CaTi[SiO_4]_0$ (3,65) и некоторые другие. Однако большинство минералов этого обширного класса отличается достаточно резкой анизодесмичностью связей; к ним принадлежат все каркасные алюмосиликаты, боросиликаты и их аналоги, подавляющее большинство слоистых и цепных силикатов, а также многие кольцевые и островные силикаты, для которых величины коэффициента A находятся в пределах 15—20 и много выше (Поваренных, 1963). Поэтому, объединяя все кремнекислородные соединения в класс силикатов, мы тем не менее не должны забывать, что некоторые минеральные виды этого класса фактически очень близки к сложным окислам.

Вопрос о роли Ti и Zr в силикатах тесно связан с позицией атомов этих элементов в структуре минерала, которая в значительной мере определяется его составом и условиями генезиса. Укрепившееся в последние два десятилетия представление об основной (катионной) роли Ti и Zr (Бетехтин, 1950; А. Н. и Г. Винчелл, 1953; Соболев, 1948; Ramdohr, 1948; Strunz, 1941) было недавно существенно поколеблено В. В. Бакакиным и Н. В. Беловым (1962), показавшими на примере структуры слоистого бефертисита и других титано- и цирконосиликатов анионную функцию этих элементов. Мы полагаем, что этот совершенно правильный вывод требует дальнейшего развития и уточнения некоторых общих принципов, на основе которых можно было бы провести деление всех силикатов, содержащих Ti и Zr, на две группы: 1) титано- и цирконосиликаты и 2) силикаты титана и циркония.

Для этого напомним, при каких условиях считают, что тот или иной элемент играет в силикатах анионную, т. е. аналогичную с кремнием, роль. В структурах боро-, алюмо- и бериллосиликатов атомы B, Al и Be входят непосредственно в состав бесконечной ткани из кремнекислородных тетраэдров, закономерно и, как правило, стехиометрически замещая последние, выступая, так же как и они, в тетраэдрической координации. Такую бесконечную ткань из тетраэдров SiO_4, инкрустированную тетраэдрами BO_4, AlO_4 и BeO_4, мы находим в каркасных и слоистых постройках и в значительно меньшей мере в линейных ассоциациях кремнекислородных тетраэдров. Но оказывается, что тетраэдры SiO_4 могут замещаться другими полиэдрами не обязательно тетраэдрической формы (Бакакин, Белов, 1962; Поваренных, 1966), причем важно, чтобы была выполнена одна существенная деталь — все полиэдры должны соединяться друг с другом лишь двумя смежными вершинами.

Следует отметить, что если слоистые и цепные структурные мотивы в силикатах сравнительно четко выделяются и минералогами и структурщиками, то различие между каркасными, кольцевыми и изодесмическими мотивами из-за наличия переходных типов выступает в их работах и высказываниях совсем не так отчетливо. Во многих современных учебниках и справочниках существует изрядная путаница между каркасными и кольцевыми, каркасными и островными (А. Н. и Г. Винчелл, 1953; Bragg, Claringbull, 1965; Ramdohr, 1948; Strunz, 1941) и даже островными и слоистыми (Бетехтин, 1950; Bragg, Claringbull, 1965) силикатами. Думается, что эти ошибки (как и терминологические неточности) имеют принципиальное значение не только в теоретическом, но и в практическом отношении, так как структурный мотив (с учетом особенностей химического состава силиката) определяет все его свойства и непосредственно связан с генетическими условиями.

Но позиции атомов Ti и Zr в структурах силикатов, их координация и способ соединения с тетраэдрами SiO_4 неодинаковы для силикатов титана и циркония и титано- и цирконосиликатов, и, следовательно, четкость представлений в этом отношении совершенно необходима. Срав-

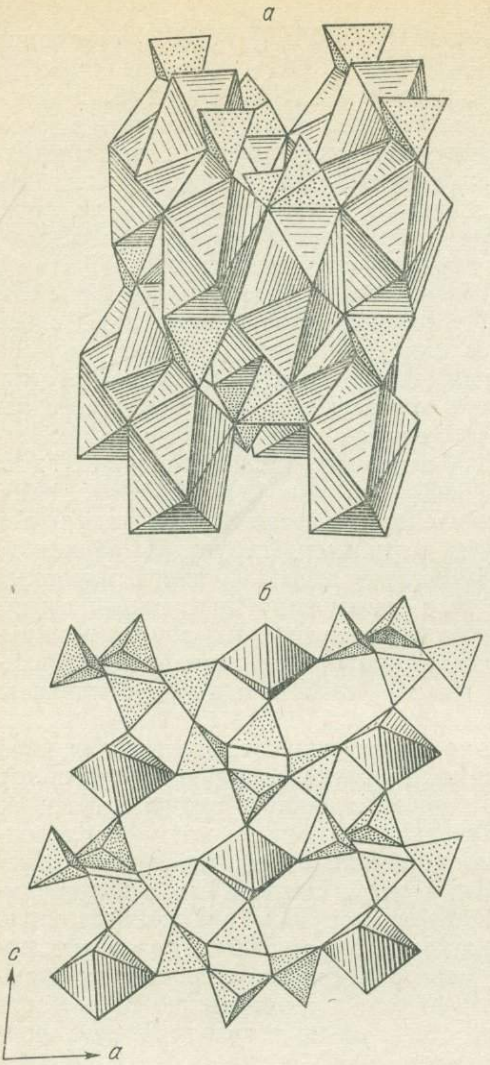


Рис. 3. Две различные силикатные структуры, заключающие Zr, играющий разную роль

а — островная структура циркона $ZrSiO_4$; *б* — каркасная структура власовита $Na_2[Zr(SiO_4O_{11})]$

ним, например, структуры островного силиката — циркона $Zr[SiO_4]$ (Белов, 1947) и каркасного цирконосиликата — власовита $Na_2[Zr(Si_4O_{11})]$ (Пятенко, Воронков, 1961) (рис. 3). Легко заметить плотную упаковку полиэдров в структуре первого (уд. вес 4,7) и ажурность постройки в структуре второго (уд. вес 3,0). Меньшая прочность связи в восьмивершинниках ZrO_8 (см. табл. 1) в первой структуре компенсируется соединением их общими ребрами как между собой, так и с двумя из шести окружающих тетраэдров SiO_4. Это в целом существенно увеличивает общую прочность связи в структуре, что, естественно, повышает температуру плавления (соответственно кристаллизации) циркона по сравнению с власовитом.

В связи с выделением в современных классификациях минералов бериллосиликатов (Поваренных, 1966; Bragg, Claringbull, 1965; Strunz, 1941) нередко допускается неточность, когда в силу четверной координации Be (и Zn), фенакит $Be[SiO_4]$ (и виллемит $Zn_2[SiO_4]$) относят к каркасным минералам (Белов, 1962), правда, с оговоркой, что это каркасность особого рода, со схождением в одной кислородной вершине трех тетраэдров. Но если говорить строго, то фенакит (виллемит) и ряд других силикатов Be(Zn) имеют структуру, промежуточную между чисто координационной и каркасной. Поэтому нам представляется полезным проследить переход от координационных к каркасным структурам на примерах минералов, построенных из одних тетраэдров и из одних октаэдров. Мы рассмотрим два следующих самостоятельных ряда:

I. Пространственная взаимосвязь тетраэдров в различных структурных мотивах

Бромелит BeO	Фенакит $Be_2[SiO_4]$	Гельвин $Mn_4[BeSiO_4]_3S$
В одной O-вершине сходятся четыре тетрадраэдра BeO_4	В одной O-вершине сходятся три тетраэдра: $2BeO_4$ и SiO_4	В одной O-вершине сходятся два тетраэдра: BeO_4 и SiO_4
Координационная структура	Промежуточная (островная) структура	Каркасная структура

II. Пространственная взаимосвязь октаэдров в различных структурных мотивах

Ильменит $FeTiO_3$	Рутил TiO_2	Перовскит $CaTiO_3$
В одной О-вершине сходятся четыре октаэдра Fe (Ti) O_6, соединяющиеся гранями, ребрами и вершинами	В одной О-вершине сходятся три октаэдра TiO_6, соединяющиеся ребрами и вершинами	В одной О-вершине сходятся два октаэдра TiO_6
Координационная структура	Цепная структура	Каркасная структура

Итак, к каркасным структурам следует относить только такие, в которых соединение полиэдров происходит в трех измерениях и осуществляется схождением двух вершин в одной точке. Для слоистых структур подходит та же формулировка, но ассоциации полиэдров здесь двумерные. Полиэдры могут быть одинаковой и различной формы, т. е. образуются гомогенные или гетерогенные (со стерической точки зрения) комплексы. Всякое отклонение от этого условия (схождение более двух вершин на одном атоме О, соединение полиэдров ребрами или гранями) необходимо считать отступлением от подлинного каркасного или слоистого мотива.

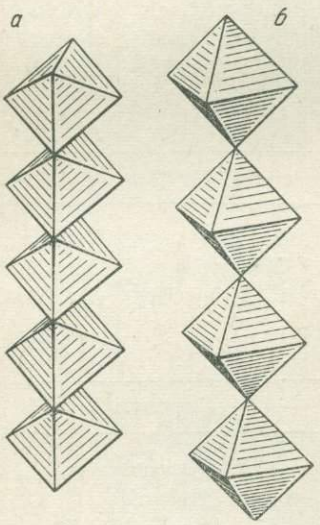


Рис. 4. Разные цепочки из Ti-октаэдров
а — рутиловая (октаэдры соединяются ребрами); *б* — нарсарсукитовая (октаэдры соединяются вершинами)

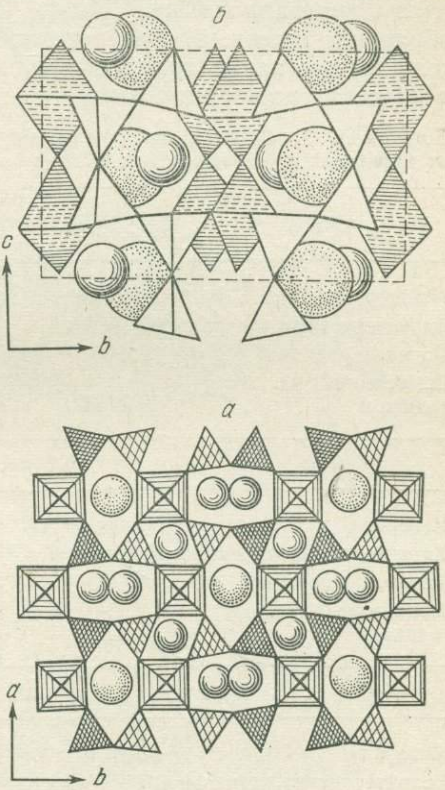


Рис. 5. Структура батисита $Na_2Ba[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]$
а — проекция на плоскость (001); торцовый вид на кремнекислородные и титанокислородные цепочки, связанные в гетерогенный каркас с разными плоскостями для атомов Na и Ba; *б* — проекция на плоскость (001), на которой видны эти разные цепочки

Отсюда следует, что к титано- и цирконосиликатам могут быть отнесены только вполне определенные минеральные виды, в структуре которых это основное условие выполнено. Как свидетельствуют данные по недавно расшифрованным структурам бафертисита (Гуань Я-сянь и др.,

1963), батисита (Никитин, Белов, 1962), нарсарсукита (Пятенко, Пудовкина, 1960), биотита (Симонов, 1960), лампрофиллита (Woodrow, 1964) и других титаносиликатов, титан выступает в них либо в виде одиночных полиэдров октаэдрического TiO_6 и пирамидального TiO_6 типа, либо в виде TiO_6-цепочек рутилового или нарсарсукитового (рис. 4, *а, б*) типа. Кремнекислородные тетраэдры в таких сложных постройках также соединяются вместе различными способами, например, в виде групп Si_2O_7, как в слоистых бафертисите, лампрофиллите и др., или бесконечных цепочек, как в батисите или эльцидите, или в форме тройных или четверных колец, соединенных октаэдрами Ti или Zr [1].

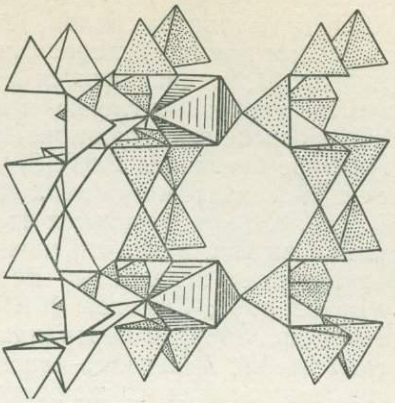
Одной из любопытнейших структур в этом отношении является структура батисита $Na_2Ba[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]$ (Никитин, Белов, 1962), в которой (рис. 5) ступенчатые цепочки Si_4O_{12} с инкрементом Si_2O_7 из второй главы кристаллохимии (Белов, 1961) сочетаются с цепочками TiO_5 и образуют сложный (гетерогенный) каркас $[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]^{4-}$. Отрицательный его заряд компенсируется атомами Na и Ba, расположенными в полостях различного типа.

Таблица 3. **Закономерное увеличение плотности радикалов при постепенном переход от каркасных к островным или цепным силикатам**

Отдел	Бериллосиликаты ——→ Силикаты Be			
Минерал	*Гельвин*	*Барилит*	*Бертрандит*	*Фенакит*
Характеристика радикала	Каркасный	Субкаркасный	Субостровной	Островной
Формула радикала	$[BeSiO_4]^{2-}$	$[Be_2(Si_2O_7)]^{2-}$	$Be_4[Si_2O_7](OH)_2$	Be_2SiO_4
Вычисленный уд. вес радикала	1,78	2,34	2,60	3,0
	Алюмосиликаты ——→ Силикаты Al			
Минерал	*Ортоклаз*	*Гроссуляр*	*Цоизит*	*Кианит*
Характеристика радикала	Каркасный	Каркасный	Субостровной	Островной
Формула радикала	$[AlSi_3O_8]^{-}$	$[Al_2(Si_3O_{12})]^{6-}$	$[Al_3(Si_3O_{12})OH]^{4-}$	$Al_2[SiO_4]O$
Вычисленный уд. вес радикала	2,21	2,64	2,73	3,5
	Титаносиликаты ——→ Силикаты Ti			
Минерал	*Батисит*	*Баотит*	*Рамзаит*	
Характеристика радикала	Каркасный	Субкаркасный	Цепной	
Формула радикала	$[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]^{4-}$	$[Ti_7Nb(Si_4O_{12})O_{16}]^{7-}$	$[Ti_2Si_2O_6)O_3]^{2-}$	
Вычисленный уд. вес радикала	2,47	2,87	3,16	
	Цирконосиликаты ——→ Силикаты Zr			
Минерал	*Вэйдит*	*Кимцеит*	*Циркон*	
Характеристика радикала	Каркасный	Каркасный	Островной	
Формула радикала	$[Zr(Si_3O_9)]^{2-}$	$[Zr_2(Al_2Si)O_{12}]^{6-}$	$ZrSiO_4$	
Вычисленный уд. вес радикала	2,54	3,13	4,7	

[1] В кристаллохимических формулах мы рекомендуем заключать сложный радикал титано- или цирконосиликата в квадратные скобки, выделяя в круглых скобках кремнекислородную часть (Поваренных, 1966).

Рис. 6. Структура каркасного эльпидита $Na_2[Zr(Si_6O_{15})]$, построенного из кремнекислородных лент двух ориентаций, связанных октаэдрами



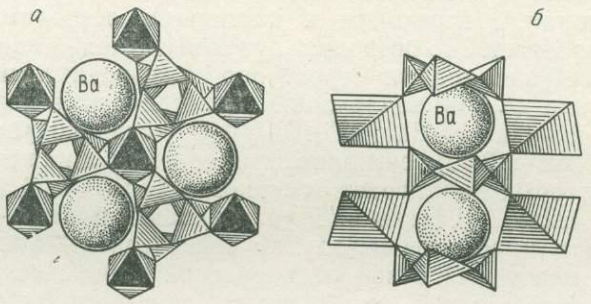


Рис. 7. Каркасная структура бентонита $Ba[Ti(Si_3O_9)]$

а — проекция на базис (001); *б* — разрез вдоль плоскости $(10\bar{1}0)$, на котором виден способ сцепления Ti-октаэдров с кольцами Si_3O_9 (атомы Ba находятся в полостях, расположенных за кольцами)

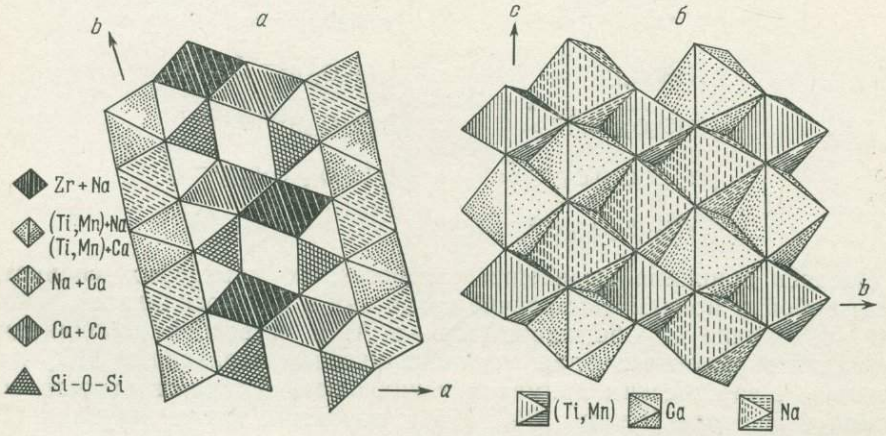


Рис. 8. Структура розенбушита $Na_2Ca_4ZrTi[Si_2O_7]O_2F_2$

а — проекция на плоскость (001), где виден способ сцепления Si-тетраэдров и Zr-, Ti-, Mn- и Ca-октаэдров; *б* — проекция на плоскость (100), показывающая соединение ребрами Ti-, Mn-, Ca- и Na-октаэдров в катионной стенке

Интересна также структура цирконосиликата эльпидита $Na_2[Zr(Si_6O_{15})]$ (Неронова, Белов, 1964), в которой основную строительную роль играют кремнекислородные тетраэдры, связанные в виде двойных лент (рис. 6), соединяющиеся в единый каркас Zr-октаэдрами.

В качестве каркасных титано- и цирконосиликатов с тройными кольцами Si_3O_9 в основе выступают минералы группы бенитоита и катаплеита. В структуре бенитоита $Ba[Ti(Si_3O_9)]$ (рис. 7, а) тройные кольца соединяются с Ti-октаэдрами в «рыхлый» каркас, в крупных полостях которого (см. рис. 7, *б*) размещаются атомы Ba.

Принимая во внимание, что между каркасными и островными структурами существуют переходные типы (Поваренных, 1966), например баотит (Белов, 1961; Симонов, 1960), а среди минералов Be — барилит (Абрашев и др., 1964) и бертрандит (Белов, 1961), мы вычислили по параметрам ячейки минералов плотность соответствующих комплексных радикалов (выбрасывая их «начинку») для рядов Be-, Al-, Ti и Zr-силикатов. Как следует из табл. 3, все подлинно каркасные радикалы показывают очень низкую плотность (немного возрастающую от Be- к Zr-силикатам), которая с переходом к настоящим островным силикатам постепенно возрастает. Это позволяет путем вычисления плотности условного каркасного радикала для структурно не изученных минералов подходящего состава делать надлежащие кристаллохимические прогнозы. Так, минерал йокинит $NaBa[FeTi_2(Si_2O_7)_2O]$, судя по расчетам (плотность каркаса равна 2,66), очевидно, принадлежит к каркасным титаносиликатам, в которых Fe^{3+} играет одинаковую роль с Ti. К титаносиликатам относятся также минералы из группы ненадкевичита — лабунцовита.

В структурах минералов из группы сейдозерита — розенбушита обнаруживается некоторый отход от идеальной каркасной структуры за счет соединения ребрами Ti- или Zr-октаэдров с октаэдрами Mn или Ca, что хорошо видно на рис. 8, показывающем особенности строения розенбушита.

Накопленный к настоящему времени материал по каркасным титано- и цирконосиликатам позволяет установить следующие комплексные радикалы:

А. Титаносиликаты	*Б. Цирконосиликаты*
$[Ti(Si_2O_7)]^{2-}\ {}^{3}_{\infty}$	$[Zr(Si_3O_9)]^{2-}\ {}^{3}_{\infty}$
$[Ti(Si_3O_9)]^{2-}\ {}^{3}_{\infty}$	$[Zr(Si_4O_{11})]^{2-}\ {}^{3}_{\infty}$
$[Ti(Si_4O_{10})O]^{2-}\ {}^{3}_{\infty}$	$[Zr(Si_6O_{15})]^{2-}\ {}^{3}_{\infty}$
$[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]^{4-}\ {}^{3}_{\infty}$	$\{Zr[Si_6O_{12}(OH)_6]\}^{2-}\ {}^{3}_{\infty}$
$[FeTi_2(Si_2O_7)_2O]^{3-}\ {}^{3}_{\infty}$	

Касаясь принципа выделения гетерогенных каркасных силикатов, нельзя обойти молчанием наличие среди них и алюмосиликатов, в которых (в отличие от общеизвестных — с Al в четверной координации) алюминий образует октаэдры, соединяющиеся с тетраэдрами SiO_4 через вершины. Классическим примером таких алюмосиликатов второго рода являются гранаты (Белов, 1947, 1951), вероятно, также везувиан (Поваренных, 1963) и некоторые другие. Сейчас это представляется несколько непривычным, хотя и совпадает с концепцией В. И. Вернадского, считавшего все эти минералы алюмосиликатами.

Среди слоистых представителей пока обнаружены только титано- и ниобосиликаты. Это типичные слюдоподобные минералы, главными из которых являются бафертисит, лампрофиллит, астрофиллит и мурманит. В основе строения гетерогенных титаносиликатных сеток, одевающих

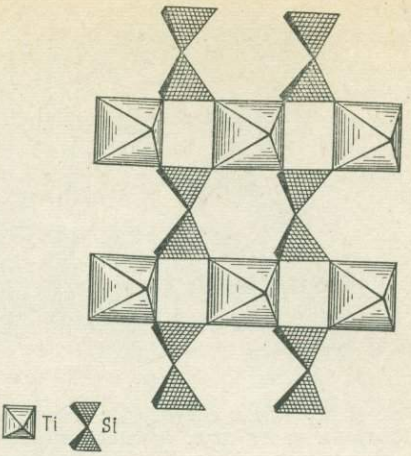


Рис. 9. Титаносиликатная (гетерогенная) сетка из структуры бафертисита $Ba\{Fe_2[Ti(Si_2O_7)]O(OH)_2\}$ в проекции на плоскость (001)

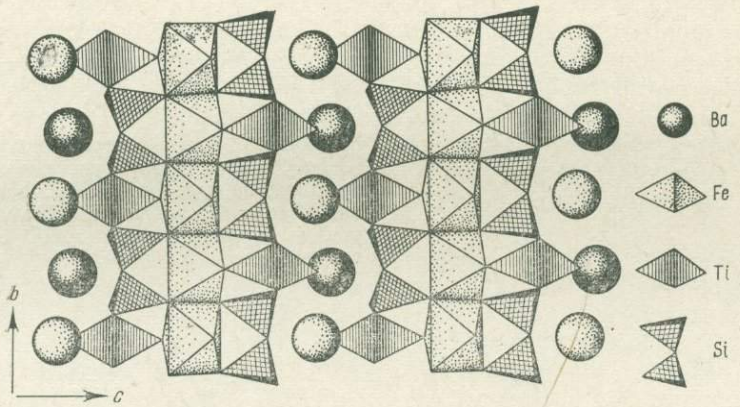


Рис. 10. Слоистая структура бафертисита в разрезе; проекция на плоскость (100); видны трехслойные слюдяные пакеты, связанные атомами Ba

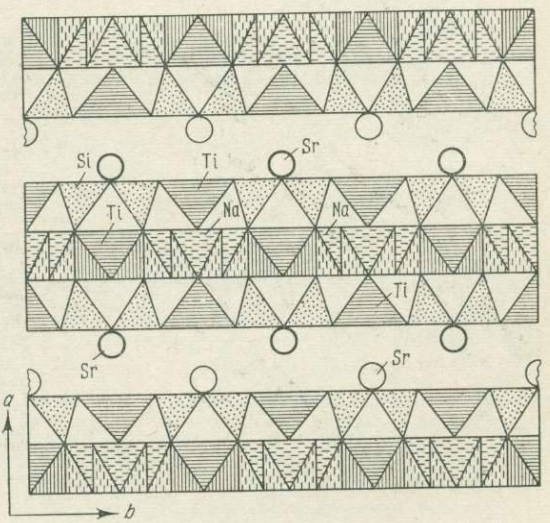


Рис. 11. Слоистая структура лампрофиллита в проекции на (001). Характерна пирамидальная координация атомов Ti, заключающихся в титаносиликатных сетках, оторачивающих слюдяные пакеты

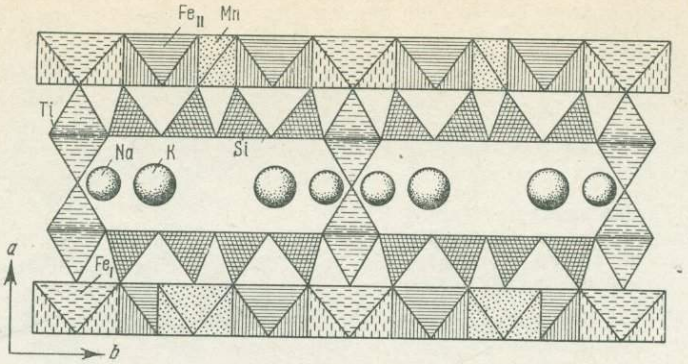


Рис. 12. Слоистая структура астрофиллита в проекции на плоскость (100). Показаны части двух соседних трехслойных слюдяных пакетов, соединяющихся атомами Na и K и сдвоенными Ti-октаэдрами

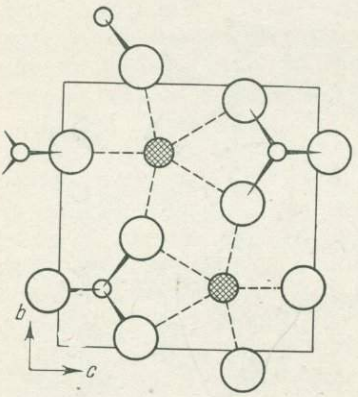


Рис. 13. Схема строения слоя $[UO_2(SiO_4)]^{2-}$ в структуре казолита; проекция на плоскость (100). Хорошо виден способ соединения U-полиэдров (в экваториальной зоне) с Si-тетраэдрами

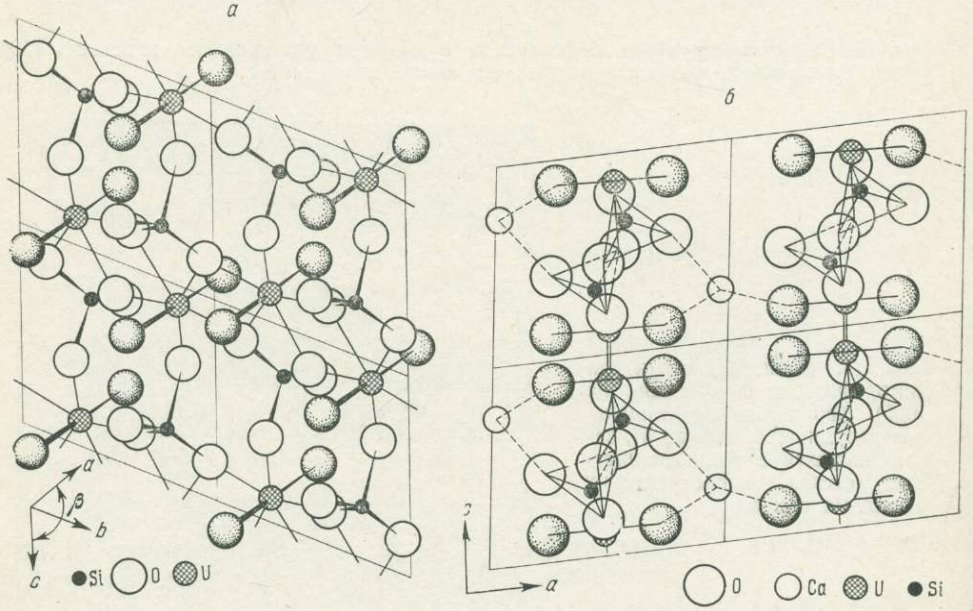


Рис. 14. Структура уранофана $(H_3O)_2Ca[UO_2(SiO_4)]_2$

а — проекция слоя на плоскость (100), точками оттенены атомы кислорода уранильных групп; *б* — способ соединения уранил-силикатных слоев (оксоний и молекулы H_2O не показаны)

трехслойные пакеты, лежат группы Si_2O_7 и Ti-октаэдры, создающие выступы на наружной стороне сетки (рис. 9). Наиболее распространенным структурным типом слоистых титаносиликатов следует считать бафертисит $Ba\{Fe_2[Ti(Si_2O_7)]O(OH)_2\}$ (Бакакин, Белов, 1962; Гуань Я-сянь и др., 1963), трехслойные пакеты в котором удерживаются межслоевыми атомами Ba (рис. 10). Как следует из отношения числа Si_2O_7-групп к числу Ti-октаэдров, на основе этого структурного типа построены минералы мурманит и эпистолит, а также, вероятно, йошимураит и иннелит (Поваренных, 1966).

В мурманите центральное содержимое трехслойных пакетов (в отличие от бафертисита) представлено октаэдрами Na, Mn и Ti (Халилов и др., 1965), а в наружных вершинах Ti-октаэдров гетерогенных сеток атомы O замещены молекулами H_2O, которые вместе с молекулами цеолитной H_2O могут замещаться молекулами Na_3PO_4 (Поваренных, 1963). В эпистолите место Ti-октаэдров в сетках занимают Nb-октаэдры, и он, подобно мурманиту, может рассматриваться как аналог алюмосиликатных гидрослюд.

В структуре лампрофиллита $Sr\{Na_3Ti[Ti_2(Si_2O_7)_2]O_2F\}$ (Woodrow, 1964) титаносиликатные сетки близки по узору к сеткам бафертисита (Поваренных, 1963), однако атомы Ti имеют здесь пятерную (пирамидальную) координацию и не выступают наружу в межпакетное пространство (рис. 11), что снижает по сравнению с бафертиситом твердость минерала по шкале Мооса, несмотря на замену Ba более мелким Sr. Близки по составу и параметрам ячейки к лампрофиллиту и мурманиту (табл. 4) титаносиликаты йошимураит и иннелит (Поваренных, 1966; Strunz, 1966), а также слоистый ванадисиликат — харадаит $Sr[V(Si_2O_7)]$ (Strunz, 1966).

Структура астрофиллита благодаря иному отношению Si/Ti в титаносиликатных сетках (Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шен, 1963) несколько отличается от структур предыдущих минералов. В этих сетках Si_2O_7-группы сливаются в цепочку Si_4O_{12}, а октаэдры, торчащие с обеих сторон в межпакетное пространство (рис. 12), соединяются своими вершинами, образуя усиленную слоистую конструкцию.

Таким образом, в слоистых титаносиликатах пока твердо установлены два комплексных радикала: $[Ti(Si_2O_7)]^{2-}$ и $[Ti(Si_4O_{12})]^{4-}$, в которых Ti может целиком замещаться Nb (эпистолит, ниобофиллит).

Положение атомов шестивалентного урана в силикатах долгое время оставалось неясным из-за незнания особенностей его координации и ортосиликатного типа получающихся химических формул для большинства из них (Бетехтин, 1950; А. Н. и Г. Винчелл, 1953; Ramdohr, 1948; Strunz, 1941). В последние годы исследованиями окислов и гидроокислов урана, а также его фосфатов, арсенатов и ванадатов установлена четверная, пятерная и шестерная (не считая уранильной пары) координация U^{6+} (Поваренных, 1966). Для силикатов шестивалентного урана характерна плоская пятерная координация $(UO_2)O_5$, каждый из пяти атомов O которой поделен только с одним атомом O Si-тетраэдров (рис. 13), следовательно, выполняется основное правило комплексного радикала — ураносиликата. Плоская координация атомов урана способствует, естественно, образованию слоистых и, возможно, цепных структур. Наиболее хорошо изучена структура слоистого уранофана $(H_3O)_2Ca \cdot [UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 3H_2O$ (Smith et al., 1957), в котором уранилсиликатные слои состава $[UO_2(SiO_4)]^{2-}$ (рис. 14, *а*) скрепляются друг с другом оксонием и атомами кальция, причем связь последних со слоями осуществляется через атомы кислорода уранильных групп и свободных вершин тетраэдров SiO_4 (см. рис. 14, *б*). Одной из важных особенностей уранилсиликатных слоев является однослойное, а не пакетное их строение, а отсюда — простой состав радикала. Кроме того, каждый слой неодно-

Таблица 4. **Слоистые титаносиликаты и их аналоги**

Минерал и его формула	Параметры ячейки и углы между осями *					
	a'	b'	c'	α	β	γ
Бафертисит $Ba\{Fe_2[Ti(Si_2O_7)]O(OH)_2\}$	12,47	13,64	10,60	—	119°30′	—
Лампрофиллит $Sr\{Na_3Ti[Ti(Si_2O_7)]_2O_2F\}$	19,76	7,06	5,40	—	96°30′	—
Мурманит $(H_2O)_4\{Na_2MnTi[Ti(Si_2O_7)]_2(OH)_4\}$	11,94	7,00	5,50	89°	100°26′	96°00′
Эпистолит $(H_2O)_4\{Na_3Ti[Nb(Si_2O_7)]_2O(OH)_3\}$	12,0	7,12	5,41	—	74°42′	—
Йошимураит $Ba_4\{Mn_4[Ti(Si_2O_7)]_2[SO_4]O_4(OH)_2\}$	14,71	7,00	5,39	90°12′	93°30′	95°18′
Иннелит $Na_2Ba_4\{MgTi[Ti(Si_2O_7)]_2[SO_4]O_4(OH)_2\}$	14,76	7,14	5,38	90°	95°	99°
Харадаит $Sr[V(Si_2O_7)]$	14,64	7,00	5,31	—	—	—
Астрофиллит $(K, Na)_3\{(Mn, Fe)_7[Ti_2(Si_4O_{12})_2]O_2(OH)_5\}$	21,00	11,75	5,35	102°30′	90°	89°
Ниобофиллит $(K, Na)_3\{(Mn, Fe)[Nb_2(Si_4O_{12})_2]O_4(OH)_3\}$	21,16	11,88	5,39	103°12′	87°42′	95°12′

* Порядок осей изменен для лучшего соответствия параметров ячейки каждого из приведенных минералов.

роден (см. рис. 14, *а*) и состоит из уранилсиликатных полос, соединяющихся более редкими связями Si — O, что создает неравнопрочность в слое и обычно проявляется в ножевидном и игольчатом облике индивидов этих минералов. Другой тип уранилсиликатных слоев построен, видимо, на основе кремнекислородного слоистого мотива с радикалом Si_2O_5, сочетающегося с плоскими урановыми полиэдрами. Сюда относятся пока еще структурно не изученные минералы группы уиксита (Поваренных, 1966), показывающие различные отношения UO_2/Si_2O_5, среди которых установлены типы 2 : 3, 3 : 4 и 4 : 5.

Таким образом, для слоистых ураносиликатов установлены пока два главных типа комплексных радикалов: $[UO_2(SiO_4)]^{2-}$ и $[(UO_2)_2Si_2O_5)_3]^{2-}$.

В заключение отметим, что среди класса силикатов обнаруживаются наряду с распространенными титано- и цирконосиликатами также более редкие силикаты титана (титанит, перьерит, чевкинит и др.) и циркония (циркон). Однако циркониевый гранат—кимцеит $Ca_3[Zr_2(Al_2Si)O_{12}]$ относится к цирконосиликатам, как, возможно, и эвдиалит $Na_4Ca_2 \cdot [Zr(Si_3O_9)_2]$, имеющий параметры, кратные по величине параметрам вэйдита и катаплеита. Шестивалентный уран принимает участие в составе только ураносиликатов.

CRYSTALLOCHEMICAL ROLE OF TITANIUM, ZIRCONIUM AND NRANIUM IN SILICATES

A. S. POVARENNYCH

SUMMARY

Crystallochemical role of Ti, Zr and U in sillicates is considered in connection with the position of these atoms in different structures of the latters and with relative strength of bonds between corresponding polyhedrons. Atoms of Ti, Zr and U in majority of cases are incapable of

taking fourfold coordination, to form with oxygen octahedrons. The latters can join with SiO_4 — tetrahedrons in the heterogeneous (i. e. consisting of polyhedrons of different coordination) firmly binded complexes. These complexes have usually the frame — work or sheet — structure motives, in which SiO_4-tetrahedrons are binded together with TiO_6 or ZrO_6-octahedrons, or with U-polyhedrons only by common tops, and offer the basis for titano-, zircono-, and uranosilicates.

For titano — and zirconosilicates, at present are known the following frame — work radicals:

$[Ti(Si_2O_7)]^{2-}$	$^3_\infty$ (labuntsovitic)	$[Zr(Si_3O_9)]^{2-}$	$^3_\infty$ (katapleitic)
$[Ti(Si_3O_9)]^{2-}$	$^3_\infty$ (benitoitic)	$[Zr(Si_4O_{11})]^{2-}$	$^3_\infty$ (vlasovitic)
$[Ti(Si_4O_{10})O]^{2-}$	$^2_\infty$ (narsarsukitic)	$[Zr(Si_6O_{15})]^{2-}$	$^3_\infty$ (elpiditic)
$[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]^{4-}$	$^3_\infty$ (batisitic)	$\{Zr[Si_6O_{12}(OH)_6]\}^{2-}$	$^3_\infty$ (lovozeritic)
$[Fe^{3+}Ti_2(Si_2O_7)_2O]^{3-}$	$^3_\infty$ (joaquinitic)		

Between the sheet complexes, for the present were found only titanoxilicatic and uranosilicatic radicals, significantly differing from one another. In titanosilicates, the nets consist of Ti-octahedrons and Si_2O_7-groups; in uranosilicates of UO_2O_5 — polyhedrons and Si-tetrahedrons or Si_2O_5-sheets:

$\{Fe_2[Ti(Si_2O_7)]O(OH)_2\}^{2-}$ (bafertisitic) $2[UO_2(SiO_4)]^{1-}$ $^2_\infty$ (uranophane—sklodowskitic)

$\{Na_3Ti[Ti_2(Si_4O_{14})]O_2(F,OH)\}^{2-}$ $2[(UO_2)_2(Si_2O_5)_3]^{2-}$ $^2_\infty$ (haiweetic)

$\{(Mn,Fe)_7[Ti(Si_4O_{12})]_2O_2(OH)_5\}^{3-}$ $2[(UO_2)_3(Si_2O_5)_4(OH)_2]^{4-}$ $^2_\infty$

Negative charges of all radicals are saturated with alcaline ions (Na and K) or alkaline — earth (Ca, Sr and Ba) elements, which favour the strength of bond in these complex atomic constructions.

ЛИТЕРАТУРА

Абрашев К. К., Ильюхин В. В., Белов Н. В. Кристаллическая структура барилита $BaBe_2Si_2O_7$.— Кристаллография, 1964, **9**, № 116.

Бакакин В. В., Белов Н. В. Кристаллохимия титанатов, цирконатов, титано- и цирконосиликатов.— Геохимия, 1962, № 2.

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. II.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.

Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд-во АН СССР, 1961.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. XIII.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Вып. 3. ОНТИ, 1935.

Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1937.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Описательная минералогия. ИЛ, 1953.

Гуань Я-сянь, Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллическая структура бафертисита.— Докл. АН СССР, 1963, **149**, № 6.

Краткая химическая энциклопедия. Т. 5. Изд-во «Наука», 1967.

Некрасов Б. В. Курс общей химии. Изд. 13-е. Госхимиздат, 1960.
Неронова Н. Н., Белов Н. В. О кристаллической структуре эльпидита.— Кристаллография, 1964, **9**, № 6.
Никитин А. В., Белов Н. В. Кристаллическая структура батисита.— Докл. АН СССР, 1962, **146**, № 6.
Поваренных А. С. Твердость минералов. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.
Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шен. Кристаллоструктурный анализ астрофиллита.— Scientia Sinica, 1963, **12**, № 2.
Пятенко Ю. А., Воронков А. А. Власовит — цирконосиликат с новым типом кремнекислородного радикала.— Докл. АН СССР, 1961, **138**, № 2.
Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В. О кристаллической структуре нарсарсукита.— Кристаллография, 1960, **5**.
Симонов В. И. Кристаллическая структура баотита.— Кристаллография, 1960, **5**, № 4.
Соболев В. С. Принципы и попытка построения рациональной классификации минералов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1948, № 2.
Халилов А. Д., Мамедов Х. С., Макаров Е. С., Пьянзина Л. Я. Кристаллическая структура мурманита.— Докл. АН СССР, 1965, **161**, № 6.
Шибаева Р. П., Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллическая структура розенбушита.— Кристаллография, 1963, **8**, № 4.
Bragg L., Claringbull G. F. Crystal structures of minerals. London, 1965.
Palache C., Berman H., Frondel C. The System of Mineralogy. V. 1. New York, 1944.
Pauling L. The Nature of the Chemical Bond. 3 ed. Ithaca, 1960.
Ramdohr P. Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart, 1948.
Remy H. Lehrbuch der Anorganischen Chemie. Bd. II. Leipzig, 1959.
Smith D. K., Gruner J. W., Lipscomb W. N. The crystal structure of uranophane.
Woodrow P. The crystal structure of lamprophyllite.— Nature, 1964, **204**, N 4956.
$Ca(H_3O)_2[UO_2)_2[SiO_4)_2]\cdot 3H_2O$.— Amer. Min., 1967, **42**, N 9—10.
Strunz H. Mineralogische Tabellen. 1 Aufl. Leipzig, 1941.
Strunz H. Mineralogische Tabellen, 4 Aufl. Leipzig, 1966.
Woodrow P. The crystal structure of lamprophyllite.— Nature, 1964, **204**, N 4956.

МЕТАСТАБИЛЬНЫЕ ТВЕРДЫЕ РАСТВОРЫ

В. А. КИРКИНСКИЙ

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

В классических работах В. С. Соболева по равновесным фазовым диаграммам (Соболев и Соболева, 1948, 1949; Соболев, 1949) было заложено направление, основанное на тесной взаимной связи физико-химического и кристаллохимического аспектов изоморфизма. Дальнейшее развитие этих идей, в том числе и в работах автора (Киркинский, 1963, 1964, 1965_{1-3}, 1966_{1-4}; Киркинский, Ярошевский, 1966, 1967 и др.), позволило понять и обобщить ряд общих закономерностей образования изоморфных смесей.

В данном сообщении ставится задача рассмотреть весьма важный, на наш взгляд, вопрос о неравновесных твердых растворах.

Принципиально возможность образования и весьма длительного сохранения твердых растворов, не обладающих минимальным значением изобарно-изотермического потенциала, обусловливается особенностями кинетики процессов, протекающих в кристаллических веществах. Вопросы механизма и скорости твердофазных реакций детально рассмотрены в целом ряде статей и обобщающих монографий (см. например, Будников, Гинстлинг, 1961).

Обычно время их протекания контролируется диффузией в кристаллических фазах, отличительными чертами которой являются чрезвычайная медленность, связанная с необходимостью преодоления большого энергетического барьера для перемещения атомов или ионов, и экспоненциальная зависимость скорости процесса от температуры.

Наиболее общими уравнениями для коэффициента диффузии являются следующие:

$$D = D_0 e^{-\frac{Q}{KT}}, \tag{1}$$

где Q — энергия активации диффузии; K — константа Больцмана; T — абсолютная температура, °K;

$$D_0 = \gamma a^2 \nu_0 \exp\left(\frac{S_m}{K}\right), \tag{2}$$

где γ — константа, характеризующая геометрические особенности структуры; a — постоянная решетки; ν_0 — эффективная частота колебаний атома в направлении перемещения; S_m — энтропия перемещения атома или иона.

МЕТАСТАБИЛЬНЫЕ ТВЕРДЫЕ РАСТВОРЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ БЫСТРОМ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

Экспоненциальная зависимость скорости диффузии в твердых телах от температуры является одной из важнейших причин образования и продолжительного существования неравновесных твердых растворов.

В литературе по исследованию фазовых соотношений в субсолидусной области накоплен большой фактический материал, свидетельствую-

щий о том, что равновесие между твердыми веществами достигается за доступные в экспериментальном отношении сроки лишь при температурах, не очень сильно отличающихся от точки плавления. Из данных по времени достижения равновесия при нескольких различных высоких температурах можно экстраполяцией оценить время протекания реакции при обычных условиях. Удобно для этой цели использовать координаты $\ln D/^1/T$, в которых зависимость является практически линейной. Подобные оценки были проведены нами ранее (Киркинский, 1966$_2$). Так, например, было показано, что если для установления равновесия в какой-либо системе при 1000° С требуется месяц отжига, то при комнатной температуре та же реакция потребует для своего завершения сотен миллионов лет. В качестве доказательства справедливости такой экстраполяции могут служить некоторые минералогические объекты: зональные мусковиты докембрийских пегматитов Карелии, зональные полевые шпаты и полевые шпаты с неупорядоченным распределением катионов, некоторые запрещенные ассоциации минералов и т. д. Из термодинамических соображений очевидно, что выравнивание концентрации примеси и ее упорядочение по отношению к атомам элемента-хозяина в кристалле должны приводить к снижению величины свободной энергии. Однако огромный промежуток времени, прошедший со времени образования этих минералов (в случае карельских мусковитов — около 1800 млн. лет), оказался недостаточным для такого выравнивания. То же можно сказать и о термодинамически несовместимых ассоциациях.

Равновесная взаимная изоморфная растворимость компонентов также весьма сильно зависит от температуры. Таким образом, если твердый раствор образуется при кристаллизации из расплава или высокотемпературного гидротермального раствора, то несмотря на то, что при снижении температуры поле его устойчивости должно заметно сужаться, при обычных скоростях охлаждения различных геологических образований распад не успеет произойти, а в условиях земной поверхности такой раствор может сохраняться в течение геологических промежутков времени.

Равновесные изоморфные содержания примесей и их распределение между минералами, соответствующее низким температурам, будет, следовательно, предельным случаем, который далеко не всегда осуществляется в реальных условиях.

Рассмотренное выше явление имеет большое геохимическое значение. Так, например, в процессах метаморфического изменения ортопород диффузионные процессы существенно ускоряются, результатом чего является возможность мобилизации ряда редких и рассеянных элементов в раствор, их миграция и переотложение в виде тех или иных месторождений. Явления самоочистки и выделения избыточных примесей будут особенно эффективны в процессах перекристаллизации минералов низкотемпературными растворами.

На явлениях сохранения предельных концентраций примесей, соответствующих температурам образования минералов, основаны в принципе различные типы геотермометров: полевошпатовый Барта (Barth, 1956), сфалеритовый Куллеруда (Kullerud, 1953) и другие.

Сохранение твердых растворов при резком снижении температуры является одним из основных способов изучения высокотемпературных фазовых равновесий.

На явлениях термической обработки и последующей закалки основано получение самых разнообразных металлических сплавов, в первую очередь сталей. Тем же способом в современной технике получают различные керамические материалы и другие соединения переменного состава, обладающие ценными физическими свойствами.

Очевидно, что возможен и противоположный случай, когда при быстром повышении температуры взаимная растворимость компонентов оказывается много меньшей, чем предельно допустимая. Однако ввиду того, что при высоких температурах равновесие достигается гораздо быстрее, это явление имеет значение лишь при экспериментальных исследованиях; в природе оно проявляется довольно редко.

ВЛИЯНИЕ СОВМЕСТНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ОБРАЗОВАНИЕ НЕРАВНОВЕСНЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

Изменение равновесной смесимости в твердом состоянии под давлением было рассмотрено в ряде недавно появившихся работ (В. С. Соболев, 1965; Киркинский, 1965_{2-3}, 1966_3; Щербина, 1965). Было показано, что давление в общем оказывает меньшее влияние на пределы изоморфного вхождения, чем температура. Это влияние — наибольшее для систем с разными координационными числами замещающих друг друга ионов.

Процессы резкого изменения давления в природе довольно редки (в основном это различные тектонические движения и процессы, связанные с удалением летучих компонентов из глубин). Следовательно, трудно ожидать, что образование метастабильных твердых растворов в природе в результате изменения давления играет заметную роль. Однако в экспериментальном отношении резкий сброс давления не представляет труда и может служить одним из способов получения неравновесных твердых растворов.

Весьма интересен и важен метод получения метастабильных изоморфных смесей, основанный на совместном изменении температуры и давления.

Как известно, точка плавления большинства веществ под давлением повышается; dT/dp обычно составляет несколько градусов на килобар. Это дает возможность сильно повысить температуру твердого тела без его расплавления. Увеличение же температуры расширяет пределы смесимости компонентов (изменение смесимости при соответствующем росте давления, как было сказано выше, меньше по величине, и его следует учитывать лишь при различных кристаллических структурах исходных компонентов). Вопросы изменения смесимости в твердом состоянии при одновременном увеличении температуры и давления рассмотрены нами ранее (Киркинский, 1966_4). Таким образом, выдержав систему при высоких параметрах в области ниже линии солидуса, а затем резко уменьшая либо только температуру, либо температуру и давление одновременно, можно сохранить концентрацию твердого раствора, превышающую максимальную на линии солидуса для данной системы при атмосферном давлении.

Более высокое давление, кроме того, позволяет синтезировать неравновесные при обычных условиях фазы, которые сохраняются при резком изменении термодинамических параметров. Так, Чиннером, Бойдом и Ингландом (Chinner et al., 1960) при 30 *кбар* и 1250° С была получена непрерывная серия твердых растворов гранатов ряда гроссуляр — пироп. При той же температуре при низких давлениях устойчивы другие алюмосиликаты (Chinner, Shairer, 1960).

Недавно Н. В. Соболеву и др. (1966) удалось доказать существование непрерывного ряда гроссуляр — пироп в гранатах гроспидитов из кимберлитов Якутии. Причиной этого, безусловно, являются большие давления и температуры образования этих пород и сохранение фазовых равновесий, соответствующих высоким параметрам, при перемещении глубинного материала к поверхности Земли.

Рассматриваемый способ образования метастабильных твердых растворов может оказаться весьма полезным для получения изоморфных смесей с технически ценными характеристиками. Хорошо известно, что электрические, оптические, физико-химические и другие свойства закономерно изменяются в зависимости от концентрации раствора. Увеличение области смесимости, следовательно, позволит еще более расширить диапазон этих практически важных свойств.

ОБРАЗОВАНИЕ МЕТАСТАБИЛЬНЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ ПРИ ДЕЙСТВИИ ВЗРЫВА

За последнее время широкое распространение получили исследования поведения веществ под действием ударных волн. Вопросы образования твердых растворов при этом, насколько известно автору, экспериментально еще не изучались, однако рассмотрение физической картины поведения вещества при взрыве позволяет предполагать возможность появления и последующего сохранения фаз переменного состава.

Три обстоятельства могут способствовать образованию твердых растворов при взрыве:

1) высокая температура в момент ударного сжатия, не приводящая, однако, к плавлению исследуемого вещества из-за высокого давления;

2) интенсивное перемешивание вещества на фронте ударной волны;

3) сильное нарушение структуры, повышение энтропии кристалла.

Повышение температуры без расплавления вещества или же кристаллизация при высоком давлении в принципе создают возможность получения твердого раствора с концентрацией, превышающей предельную при атмосферном давлении.

Главным препятствием образованию изоморфных смесей является исключительная кратковременность действия ударной волны (порядка микросекунды) и возможность их распада при снижении температуры. Однако многочисленные проведенные к настоящему времени эксперименты показывают, что специфический характер действия взрыва, связанный, вероятно, с нарушением кристаллической структуры и переводом атомов в активное состояние, позволяет осуществлять даже некоторые превращения, связанные с сильной перестройкой структуры. Можно ожидать, что перемешивающее действие ударной волны по крайней мере между соседними атомами будет также весьма сильным. Следовательно, если исходная смесь будет подвергнута очень тщательному механическому перемешиванию (например, путем соосаждения гелей, изготовления стекол и т. д.), то создадутся возможности для образования изоморфной смеси.

Имеются некоторые факты, подтверждающие высказанные предположения. Так, Г. А. Ададуровым, А. Н. Дреминым и В. Ш. Шехтманом (1968) при ударном сжатии смесей металлов были получены твердые растворы железа и ванадия, марганца и вольфрама. Важно отметить, что последняя пара элементов не взаимодействует между собой при нормальном давлении.

Можно полагать, что в основе сваривания взрывом некоторых пар металлов также лежит способность последних к образованию метастабильных твердых растворов, образующихся и сохраняющихся путем того же механизма.

«ПРИНУДИТЕЛЬНЫЙ ИЗОМОРФИЗМ» — НЕРАВНОВЕСНЫЕ ТВЕРДЫЕ РАСТВОРЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ РАДИОАКТИВНОМ РАСПАДЕ

Чрезвычайно интересный случай образования метастабильных твердых растворов имеет место в структурах минералов, содержащих радиоактивные элементы. Детальному исследованию этого явления, которое было названо нами «принудительным изоморфизмом», посвящена серия наших работ (Кузнецов и др., 1964; Киркинский, Макаров, 1965$_{1,2}$; Киркинский, 1965$_4$).

Физико-химическое исследование систем UO_2 — PbO (Кузнецов и др., 1964) и UO_2—PbO_2 (Киркинский, Макаров, 1965$_1$) показало, что заметное изоморфное вхождение как Pb^{2+}, так и Pb^{4+} в структуру двуокиси урана во всем исследованном интервале температур отсутствует.

В то же время целый ряд фактов: большие содержания свинца в уранинитах и настуранах при отсутствии примесей собственных минералов свинца в них, корреляция увеличения параметров решетки с содержанием свинца (Леонова, 1959), резкое уменьшение размера элементарной ячейки при выделении свинца в виде собственного соединения $PbUO_{4-x}$ (Киркинский, 1966$_5$), практически исключительно радиогенный характер свинца в природных окислах урана — свидетельствуют об изоморфном вхождении Pb^{2+} в структуру уранинита. Рассмотрение процессов, происходящих в кристаллической структуре при радиоактивном распаде, позволяет понять это явление.

Образующиеся в процессе распада урана и его дочерних продуктов атомы свинца либо остаются на месте породивших их радиоактивных атомов, либо смещаются в междуузлия, а затем на место ближайших соседей в кристаллической структуре. Часть их остается в нарушенных продуктами излучения и ядрами отдачи участках минерала, которые с течением времени постепенно стремятся восстановить, в первую очередь, порядок между ближайшими соседями в структуре. Дальнейшее снижение свободной энергии было бы возможно за счет упорядочения атомов урана и свинца с образованием равновесно существующего в системе UO_2—PbO—O соединения $PbUO_{4-x}$. Однако это требует преодоления большой энергии активации для диффузии в твердом состоянии, и, следовательно, упорядочение будет протекать чрезвычайно медленно. Но даже если бы процесс установления порядка и шел, образованию этого соединения будут препятствовать непрерывно идущий во времени распад оставшегося урана и появление вновь образованных атомов свинца. Все это способствует тому, что ионы Pb^{2+} хотя и находятся преимущественно на местах атомов урана, но совершенно не упорядочены по отношению к последним, т. е. фактически являются изоморфными с U^{4+}. Аналогичное явление возможно и во многих других минералах, содержащих радиоактивные элементы либо в качестве основного компонента, либо в виде примеси. Дочерние продукты распада при этом могут замещать не только ионы радиоактивных элементов, но и любые другие катионы кристаллической структуры.

ОБРАЗОВАНИЕ МЕТАСТАБИЛЬНЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В ПРОЦЕССАХ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Концентрация примеси при полиморфном превращении изменяется скачком, однако скорость выделения и особенно поглощения избыточного количества примеси, соответствующей разности ее содержаний в обеих фазах, может оказаться малой. Результатом этого является образование метастабильного твердого раствора.

Изменения смесимости при полиморфных превращениях иногда довольно велики, и для некоторых систем такой способ получения неравновесной концентрации твердого раствора может оказаться весьма эффективным. Однако ввиду того, что для полиморфного превращения структура должна пройти через активное переходное состояние, возможность сохранения неравновесной концентрации реализуется далеко не всегда.

Следующий важный способ образования нестабильных твердых растворов связан с кристаллизацией. Рост кристаллов из жидких, газообразных и твердых фаз является одним из наиболее общих путей образования минералов и синтеза неорганических соединений, возможность неравновесного вхождения примесей в этом процессе и их последующего сохранения имеет чрезвычайно большое значение.

Рассмотрим один из наиболее распространенных случаев — кристаллизацию из раствора.

Количество примеси в твердой фазе, находящейся в равновесии с раствором, зависит от термодинамических параметров, свойств кристаллической фазы, соотношения концентраций компонентов в растворе, энергетического состояния замещающих друг друга ионов в растворе, от скорости кристаллизации (т. е. от степени неравномерности процесса) и т. д. Вопросам распределения примесей при кристаллизации посвящено большое количество экспериментальных и теоретических исследований (см., например, Рябчиков, 1965).

Теоретически вопросы неравновесного вхождения примесей при росте кристаллов из раствора рассмотрены А. А. Черновым (1961). Было показано, что концентрации примеси в объеме, поверхности и ступени растущего кристалла могут существенно различаться. К сожалению, в этой работе специально не рассмотрен вопрос о соотношении концентрации примеси в кристалле, выросшем из раствора, и предельной изоморфной растворимости ее в «сухой» системе.

С точки зрения классической термодинамики, присутствие третьего компонента (в данном случае раствора) не должно влиять на равновесие двух твердых фаз, если этот третий компонент не растворяется в них. Однако при рассмотрении процессов роста кристаллов из жидкой фазы следует помнить о чрезвычайно большой разнице скорости установления равновесий между раствором и поверхностью кристалла, с одной стороны, и внутри самой твердой фазы — с другой. В то время, как первое равновесие устанавливается очень легко и быстро, второе, контролируемое диффузией в кристалле, как было показано выше, требует несравненно большей продолжительности. Не случайно большая часть экспериментов по распределению примеси между раствором и растущим кристаллом лучше всего описывается уравнением Дернера — Хоскинса (Doerner, Hoskins, 1925):

$$\ln\frac{m_c}{m} = D\ln\frac{m_{c_r}}{m_r}, \qquad (3)$$

где m_c — масса микрокомпонента в кристаллических фазах; m — масса микрокомпонента в системе; m_{c_r} — масса макрокомпонента в кристаллических фазах; m_r — масса макрокомпонента в системе; D — комбинированный коэффициент сокристаллизации.

Это уравнение выведено, исходя из условия равновесия жидкой фазы не со всей массой выпавшего кристалла, а только с его поверхностью.

В более общем случае, когда равновесие раствора устанавливается с некоторым слоем кристалла, для расчета распределения примеси применяется уравнение, выведенное И. Д. Рябчиковым (1965).

Таким образом, при одновременной кристаллизации двух фаз возможно равновесие только между их поверхностными слоями.

Покажем теперь, что предельная концентрация примеси на поверхности может быть значительно больше, чем ее равновесное содержание в объеме кристалла.

Предел растворимости примеси (C) при данной температуре T определяется соотношением:

$$C = e^{\frac{\Delta S}{R}} e^{-\frac{U_{см}}{RT}}, \tag{4}$$

где ΔS — изменение колебательной энтропии при образовании твердого раствора; $U_{см}$ — энергия смешения; R — газовая постоянная.

Основную часть $U_{см}$ составляет энергия ослабления связей в структуре при ее упругой деформации в результате различия размеров и характера химической связи замещающих друг друга ионов (Киркинский, 1963, 1964). Когда изоморфная примесь располагается на грани кристалла или на ее растущей ступени, искажение структуры происходит только в той части сферы, которая расположена в твердой фазе. Следовательно, в пределе величина энергии смешения на грани приблизительно в 2 раза меньше, чем истинная $U_{см}$ для объема. Для атомов примеси, находящихся на ребре, уменьшение энергии деформации еще значительнее (приблизительно в 4 раза по сравнению с объемом).

Изменение члена, характеризующего колебательную энтропию, менее существенно, так как при не очень высоких температурах он гораздо ниже по абсолютной величине. Можно все же ожидать, что при нахождении примеси на поверхности ΔS будет увеличиваться, так как такое положение характеризуется большим количеством степеней свободы атомов.

Таким образом, вследствие уменьшения энергии смещения и увеличения колебательной энтропии в поверхностном слое предельная концентрация примеси на растущей грани кристалла $C_{пов}$, находящаяся в равновесии с избыточной собственной фазой этой примеси (в растворе), должна быть значительно выше, чем максимально возможная ее концентрация при той же температуре (C) в единице объема.

Максимальное отношение $C_{пов}$ и C для регулярного твердого раствора малой концентрации, соответствующее равновесию раствора только с самой поверхностью кристалла, определяется уравнением:

$$\ln \frac{C_{пов}}{C} \approx \frac{1}{2} \frac{U_{см}}{RT}. \tag{5}$$

Это соотношение пригодно для приблизительной оценки поверхностного эффекта и для твердых растворов, не являющихся регулярными. Уравнение (5) можно записать в виде следующего правила: «Чем больше энергия смешения (т. е. чем меньше изоморфная растворимость примеси) и чем ниже абсолютная температура процесса кристаллизации, тем в большее число раз предельно возможная концентрация примеси на поверхности отличается от максимальной концентрации ее в объеме при тех же параметрах».

Рассмотрим теперь условия сохранения поверхностной концентрации примеси в объеме.

По мере роста кристалла его поверхностные слои становятся внутренними. Ввиду того, что концентрация примеси для объема уже превышает равновесную, начинается ее диффузионное перемещение к периферии кристалла. Условие сохранения неравновесного (по отношению к объему) вхождения примеси запишется в виде (Чернов, 1961):

$$D/h < V, \tag{6}$$

где D — коэффициент диффузии; h — толщина слоя, отложившегося за единицу времени; V — скорость роста кристалла.

Коэффициенты диффузии D различных атомов в окислах и халькогенидах в зависимости от абсолютной температуры T (R — газовая постоянная)

Диффундирующий атом	Соединение	Коэффициент диффузии (D), $см^2/сек$
Cu	Cu_2O	$0{,}0436 \cdot \exp\left(-\frac{36100}{RT}\right)$
Zn	ZnO	$1{,}3 \cdot \exp\left(-\frac{73700}{RT}\right)$
Fe	FeO	$0{,}118 \cdot \exp\left(-\frac{29700}{RT}\right)$
Fe	Fe_3O_4	$5{,}2 \cdot \exp\left(-\frac{55000}{RT}\right)$
Co	CoO	$2{,}15 \cdot 10^{-5} \cdot \exp\left(-\frac{34500}{RT}\right)$
Cr	Cr_2O_3	$4 \cdot 10^{3} \cdot \exp\left(-\frac{10000}{RT}\right)$
Ni	NiO	$2{,}8 \cdot 10^{6} \cdot \exp\left(-\frac{119500}{RT}\right)$
Mg	MgO	$0{,}249 \cdot \exp\left(-\frac{79000}{RT}\right)$
Pb	PbO	$10^{5} \cdot \exp\left(-\frac{66600}{RT}\right)$
Sn	SnO_2	$10^{7} \cdot \exp\left(-\frac{126000}{RT}\right)$
Ba	$BaTiO_3$	$0{,}8 \cdot \exp\left(-\frac{89000}{RT}\right)$
Ni	$NiCr_2O_4$	$0{,}85 \cdot \exp\left(-\frac{74600}{RT}\right)$
Zn	$ZnCr_2O_4$	$60 \cdot \exp\left(-\frac{85500}{RT}\right)$
Ni	$NiAl_2O_4$	$3{,}0 \cdot 10^{-4} \exp\left(-\frac{55000}{RT}\right)$
Pb	PbS	$1{,}3 \cdot \exp\left(-\frac{42000}{RT}\right)$
Sn	Bi_2Se_3	$4 \cdot 10^{-9} \cdot \exp\left(-\frac{9500}{RT}\right)$
Sb	HgSe	$6{,}3 \cdot 10^{-5} \exp\left(-\frac{19600}{RT}\right)$
Pb	PbTe	$2{,}7 \cdot 10^{-5} \cdot \exp\left(-\frac{19600}{RT}\right)$
Te	PbTe	$2{,}7 \cdot 10^{-5} \cdot \exp\left(-\frac{17290}{RT}\right)$
Se	PbSe	$2{,}1 \cdot 10^{-5} \cdot \exp\left(-\frac{27700}{RT}\right)$
Sn	Bi_2Te_3	$3{,}0 \cdot 10^{-8} \cdot \exp\left(-\frac{11500}{RT}\right)$

Скорость роста кристалла в каждом эксперименте можно рассчитать. Приблизительные оценки скоростей кристаллизации делаются и для природных объектов. Экспериментально определенные коэффициенты диффузии для различных систем в широких интервалах температур приведены в таблице. Эти данные заимствованы из обобщающей монографии Б. И. Болтакса (1961). Анализ соотношения (6) на основе имеющихся данных показывает, что сохранение повышенной концентрации примесей в объеме кристалла может иметь место даже при 700—1000° С, а при более низких температурах будет чрезвычайно широко распространенным явлением.

Концентрация примеси в объеме тем меньше отличается от поверхностного ее содержания, чем ниже температура процесса и коэффициент диффузии и чем больше скорость роста кристалла.

Сброс избыточного количества примеси возможен также путем выделения ее в виде собственной фазы внутри кристалла во время роста или после охлаждения. Длительность первого процесса того же порядка, что и время, необходимое для диффузии к периферии кристалла. Скорость же распада раствора при низкой температуре, как подробно рассмотрено ранее, несравненно меньше.

Превышение концентрации примеси над равновесной может иметь место не только при выращивании кристаллов из растворов, но и при непосредственной кристаллизации из расплава. На наш взгляд, резкое изменение изоморфной смесимости вблизи линии солидуса некоторых систем, например $LiF — MgF_2$ (Counts et al., 1953), $RbCrO_4 — Na_2CrO_4$ (Самусев и др., 1967), которое очень трудно объяснить термодинамически, видимо, связано с рассматриваемым явлением (широкая область твердых растворов, обнаруживаемая при кристаллизации из расплава, очень сильно суживается при температуре, всего лишь на несколько градусов более низкой в субсолидусной области).

Весьма интересные и пока еще не полностью объясненные данные получены недавно при изучении системы $ZnS — FeS — NH_4Cl — H_2O$ (Годовиков, Птицын, 1966; Анфилогов и др., 1966). Выращенный в гидротермальных условиях сфалерит содержит почти вдвое большее количество железа, чем при той же температуре в сухой системе (Kullerud, 1953). Это несоответствие в основном было объяснено недавней работой Бартона и Тулмина (Barton, Toulmin, 1966), однако А. А. Годовиков Н. А. Ильяшева и Ж. Н. Федорова (1966), кроме того, допускают, что избыточное вхождение железа в сфалерит может быть связано с образованием метастабильных пересыщенных твердых растворов. Постановка опытов с разной скоростью кристаллизации сфалерита позволила бы проверить эту возможность для системы $Zn — Fe — S$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изоморфные смеси с концентрацией, не являющейся равновесной, могут образоваться в результате быстрого изменения термодинамических параметров, полиморфных переходов, радиоактивного распада, при росте кристаллических фаз из жидких и газообразных сред и т. д. Возможность последующего сохранения метастабильных твердых растворов связана с чрезвычайно малой скоростью процессов в твердых фазах, особенно при низких температурах.

Явления образования и длительного сохранения твердых растворов играют весьма большую роль как в различных геологических процессах, так и в физико-химических экспериментах. Детальное изучение этих явлений позволяет использовать их для получения материалов с технически ценными свойствами и правильно понимать некоторые случаи изоморфных замещений в природе.

METASTABLE SOLID SOLUTIONS

V. A. KIRKINSKY

SUMMARY

Isomorphous mixtures of non — equilibrium concentration can be formed as a result of rapid change of temperature and pressure, radioactive decay, shock wave effect, in the time of crystal growth in liquid and gas media and so on. The possibility of following conservation of these solutions is caused by very slow velocity of diffusion in solid phases especially at low temperatures.

It is shown, that formation of metastable solid solutions can be used to get materials with valuable properties; a study of these processes permit to understand many important geochemical phenomena.

ЛИТЕРАТУРА

Ададуров Г. А., Дремин А. Н., Шехтман В. Ш. Структурные превращения в металлах под действием сильных ударных волн.— В кн. «Тезисы докладов к I всес. симпозиуму по горению и взрыву». М., 1968.

Анфилогов В. И., Чернышев Л. В., Удодов Ю. Н. Проверка геотермометра Г. Куллеруда методом гидротермального синтеза.— Геохимия, 1966, № 8.

Болтакс Б. И. Диффузия в полупроводниках. Физматгиз, 1961.

Будников Л. Л., Гинстлинг А. М. Реакции в смесях твердых веществ. Госстройиздат, 1961.

Годовиков А. А., Ильяшева Н. А., Федорова Ж. Н. Некоторые аспекты гидротермального эксперимента с позиций диаграмм состояния.— Геология рудных месторождений, 1966, № 3.

Годовиков А. А., Птицын А. Б. Вхождение железа в сфалерит при гидротермальной перекристаллизации.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 1.

Киркинский В. А. О полярности изоморфизма.— Геохимия, 1963, № 2.

Киркинский В. А. Асимметрия кривых распада твердых растворов в связи с вопросом о пределе изоморфного вхождения элементов-примесей в минералы.— Геохимия, 1964, № 1.

Киркинский В. А. Влияние температуры на границы изоморфной смесимости.— Геохимия, 1965_1, № 4.

Киркинский В. А. Влияние давления на изоморфную смесимость.— Геол. и геофиз., 1965_2, № 3.

Киркинский В. А. Влияние давления на границы твердых растворов.— Геохимия, 1965_3, № 5.

Киркинский В. А. Физико-химическое исследование взаимодействия двуокиси урана и окислов свинца в связи с вопросами нахождения свинца в уранинитах и настуранах.— В кн. «Исследования природного и технического минералообразования». Изд-во «Наука», 1965_4.

Киркинский В. А. О классических правилах изоморфизма В. М. Гольдшмидта — А. Е. Ферсмана.— В кн. «Геология, геофизика, геодезия. Тезисы докладов Новосибирской конференции молодых ученых и специалистов», 1966_1.

Киркинский В. А. К вопросу о предельном различии ионных радиусов для изоморфных замещений.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Т. IV. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966_2.

Киркинский В. А. О некоторых закономерностях поведения изоморфных смесей под давлением.— Геохимия, 1966_3, № 3.

Киркинский В. А. Строение фазовых диаграмм бинарных систем в субсолидусной области при переменных давлении и температуре.— Геол. и геофиз., 1966_4, № 11.

Киркинский В. А. Природа продуктов прокаливания уранинитов и настуранов.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Т. IV. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966_5.

Киркинский В. А., Макаров Е. С. Система UO_2—PbO_2.— Ж. неорг. хим., 1965_1, **10**, вып. 8.

Киркинский В. А., Макаров Е. С. Форма нахождения свинца в уранинитах и настуранах по экспериментальным данным.— В кн. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965_2.

Киркинский В. А., Ярошевский А. А. Физико-химический аспект изоморфизма.— В кн. «Симпозиум по проблеме изоморфизма. Тезисы докладов и выступлений». Изд-во Ленингр. ун-та, 1966.

Кузнецов Л. М., Киркинский В. А., Макаров Е. С. Взаимодействие двуокиси урана и моноокиси свинца.— Ж. неорг. хим., 1964, **9**, вып. 5.

Леонова В. А. К минералогии и кристаллохимии уранинитов Северной Карелии.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, **88**, вып. 1.

Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд-во «Наука», 1965.

Самусев Р. Г., Плющев В. Е., Полетаев И. Ф. Диаграммы состояния системы Na_2CrO_4—Pb_2CrO_4 и Na_2CrO_4—Cs_2CrO_4.— Ж. неорг. хим., 1967, 8, вып. 1.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.

Соболев В. С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений.— Докл. АН СССР, 1965, **160**, вып. 2.

Соболев В. С., Соболева О. С. Физико-химическая трактовка изоморфизма.— Научные записки Львовск. гос. ун-та, 1948—1949, **9**, вып. 1, 2.

Соболев Н. В., Зюзин Н. И., Кузнецова И. К. Непрерывный ряд пироп-гроссуляровых гранатов в гроспидитах.— Докл. АН СССР, 1966, **167**, № 4.

Чернов А. А. О неравновесном захвате примесей при росте кристалла.— В кн. «Рост кристаллов». Т. III. Изд-во АН СССР, 1961.

Щербина В. В. Зависимость изоморфных замещений от давления.— Геохимия, 1965, № 5.

Barth T. F. W. Studies in gneiss and granite. I. Relation between the temperature and the composition of feldspar — Skr. Norske vidensk. akad. Oslo, Mat.-Naturv. kl., 1956, N 1, p. 1—35.

Barton P. B. Jr. Toulmin P. Phase relations involving sphalerite in the Fe—Zn—S system.— Econ. Geol., 1966, **61**, № 5.

Chinner G. A., Boyd F. R., England J. L. Physical properties of garnet solid solutions.— Annual. Rept. Direktor. Geophys. Lab., Carnegie Inst., Year Book, 1960, 60.

Chinner G. A., Shairer J. F. The join «grossularite»-«pyrope» at atmospheric presure and its bearing on the system CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2.— Annual. Rept. Director Geophys. Lab., Carnegie Inst., Year Book, 1960, **60**.

Counts W. E., Roy R., Osborn E. F. The system LiF—MgF_2.— J. Amer. Ceram. Soc., 1953, **36**.

Doerner H. A., Hoskins W. H. Co-precipitation of radium and barium sulfates.— J. Amer. Chem. Soc., 1925, **47**, N 3.

Kullerud G. The system FeS-ZnS a geological thermometer.— Norsk. geol. tidskr., 1953, 32, p. 61—147.

ДИСКУССИОННЫЕ АСПЕКТЫ КРИСТАЛЛОХИМИИ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

В. Ф. БРЭДЛИ

Техасский университет, г. Остин [1]

Интенсивность усилий по изучению структур и свойств слоистых силикатов является результатом повышения интереса к этим минералам, проявляемого учеными нескольких различных дисциплин.

Широкая распространенность слоистых силикатов в природе и огромные пределы применения делают их свойства интересными для минералогов, керамиков, агрономов, специалистов по коллоидной химии и некоторых категорий инженеров.

Учебники и частные обзоры делают известными хорошо установленные и общепринятые принципы, определяющие строение таких структур и их поведение. По случаю почетного юбилея одного из ученых, сделавшего ценный вклад в получение имеющихся в настоящее время знаний, уместно рассмотреть некоторые особенности, присущие слоистым силикатам, но не являющиеся общепринятыми.

Много полезной информации, полученной методами рентгеновской дифракции, обусловлено наличием характерных длинных периодов вдоль оси, нормальной к слоям с высокой ретикулярной плотностью. Для кристаллов хорошего качества длинные ряды рефлексов 00l фиксируют малые параметры z с высокой точностью, а для кристаллов худшего качества также наблюдается достаточно четкая последовательность рефлексов, позволяющая вносить допущения по аналогии.

На рис. 1 показан неполный обзор обычных составов и минералов в соответствии с условиями номенклатуры. Основное требование предъявляется только к тому, чтобы количество ионов в тетраэдрической координации было равно восьми, в октаэдрической — четырем или шести и суммы валентностей — примерно сорока четырем с любым дефицитом, компенсируемым несколькими межслоевыми ионами.

Характерная черта слоистых силикатов — прочная связь тетраэдрических сеток и несколько худшая выраженность связей в октаэдрических сетках — обеспечивает два уровня высоты, в зависимости от которой металлы, занимающие полиэдры, отличаются не только по положению, но даже по валентности без потери механической стабильности. Несбалансированность валентности в стандартном сочленении, таким образом, требует для сохранения электрической нейтральности третьей, более свободно расположенной в структуре категории легкорастворимых ионов. Обычное явление обмена щелочами — это замещение легкорастворимого иона из силикатного состава на ион из окружающего раствора. В равновесии с раствором-суспензией каждый вид катиона имеет некоторую эффективную активность. Значения активностей, которые могут обеспечить виды ионов, совпадают с относительной «рыхлостью»

[1] Выражается благодарность руководителям Нефтяного исследовательского фонда Американского химического общества за частичную поддержку исследований.

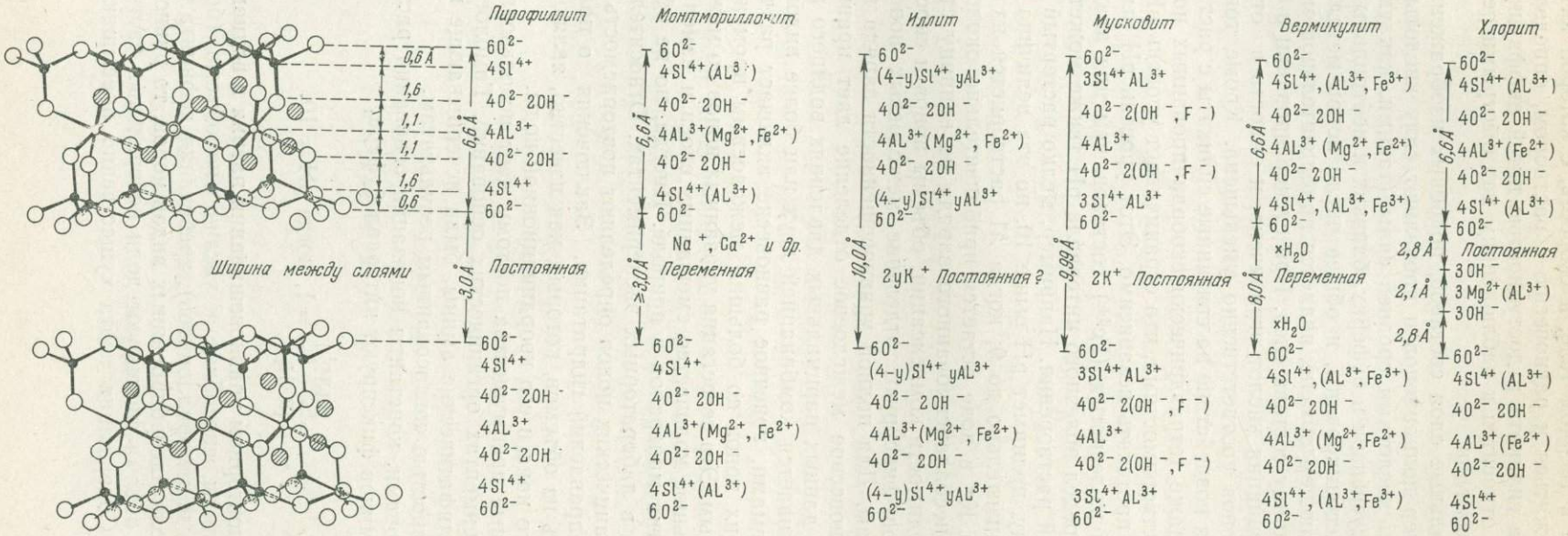


Рис. 1. Примеры составов, встречающихся среди типичных слоистых силикатов

их окружения в твердом теле, и скорость, с которой активности ионов могут приближаться к равновесию с раствором, определяются величиной кристалла силиката и доступностью путей диффзуии. Большинство исследований относится к наблюдениям над быстрыми реакциями очень мелкозернистых глин.

Индивидуальные слои составов, подобных изображенным на рис. 1, имеют характер полианионов и проявляют силу кислоты, сравнимую с органическими кислотами средней силы (такими, как уксусная). При образовании суспензии в буферах, близких к нейтральным, они преимущественно диссоциированы, и общее число ионов металлов, участвующих в замещающем обмене, является приблизительной мерой дефицита заряда на единицу состава слоя. При суспергировании в буферах с низким pH диссоциация кислот ограничена, и емкость в отношении положительных ионов соответственно уменьшена. Кроме того, при низких pH начинается воздействие на связанные силикаты с растворением октаэдрически и даже тетраэдрически скоординированных ионов в соответствии с их растворимостями, что ограничивает уровень pH, при котором обмен может протекать независимо. Этот уровень pH выше для магнезиальных или железистых (Fe^{3+}) составов, чем для алюминиевых.

Верхний предел полезного интервала pH также может быть выведен из наблюдений растворения. Например, мелко растертый мусковит, брошенный в воду, поднимет pH выше 10, но эта величина быстро уменьшается приблизительно до 9, когда Al растворяется из твердой фазы. Концентрация K^+ в воде остается приблизительно около $10^{-3,5}$.

Величина несбалансированного заряда на единицу структуры определяет необходимость компенсации; объемы ионов и способность к гидратации ионов фиксируют отделение межслоевых ионов, адекватное этим величинам. Для полной уравновешенности заряда в каждом кристаллике равновесное межслоевое отделение дает правильную периодичность при данных парциальных давлениях водяного пара. Если баланс поддерживается комбинацией двух или более видов ионов с различными объемами, конечное равновесие включает разделение компонентов больших ионов по большим межслоевым промежуткам, а малых — по малым. Эта сегрегация указанных ионов по межслоевым уровням дает большое количество смешанных слоев и измененных слоевых ассоциаций этих минералов в природе. Иногда, но не обязательно, это достигается и в лабораторных экспериментах. Относительно малые величины неорганических ионов определяют повторяемость наблюдений в отношении направлений гидратации. Заключения о положении ионов следует делать из объемов, которые, как известно, являются характеристикой данного иона и его координационной воды.

Значительные преимущества поэтому дает использование в лабораторных экспериментах органических оснований. Гомологические серии, так же как алифатические амины, были исчерпывающе изучены, но не привели к полностью согласованным результатам.

Иными словами, константы ионизации оснований растворимых алифатических аминов фиксируют интервал буфера:

$$\frac{[RNH_3^+]}{[RNH_2]} = 1, \text{ когда } pH \approx 10.$$

Если при повторном уравновешивании натрия в водном растворе, насыщающем глины, способные к увеличению объема (большей частью члены группы монтмориллонитов), требования дефицита заряда на глине диктуют доли адсорбированных видов ионов, то равновесие гидролиза и избыток объема фиксируют доли нейтральных частиц и сохранившейся воды. Содержания азота существенно превышают способности

катионов к обмену. При промывании водой (нейтральная среда) виды ионов, образующиеся при снижении pH, удаляются из комплекса, содержание же азота дает меру сродства катиона, и вода дополняет ионную долю, заполняя объем твердого тела.

Так как сила оснований и растворимость алифатических аминов уменьшаются с увеличением длины цепочки, нейтральные амины исчезают из системы при уровнях pH, необходимых для растворения алифатического соединения, и доли воды находятся в соответствии с объемами, которые остаются открытыми после того, как глина использовала свои возможности по отношению к катионам алкиламмония. В приготовленных таким образом комплексах содержания воды уменьшаются. Когда длины алифатических цепей увеличиваются, площадь покрытой

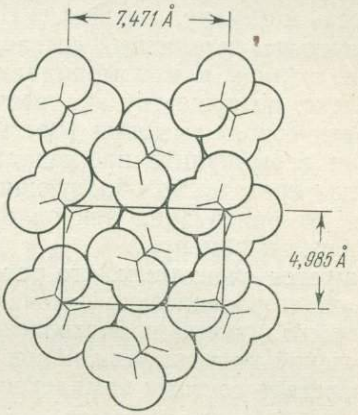


Рис. 2. Плотно упакованное расположение углеводородных цепей, образующее явно выраженную ортогональную подъячейку. В «эшелоне» смещения рядов цепей окончательно дают конкретные ориентации ограничивающих плоскостей

поверхности до величины плотности поверхностного заряда глины (обычно 8 или 10 углеродов), количество воды скачком возрастает в комплексах, для которых алифатические цепи образуют двойные слои, чтобы удовлетворить катионную емкость глины, повторно уменьшаются, когда цепи приближаются к площадям покрытой поверхности с двойной плотностью заряда поверхности.

Следовательно, адсорбированное вещество имеет вид одного слоя углеводородной цепочки и нечувствительно к давлению водяного пара. Эти однослойные комплексы были увеличены Вайссом (Weiss, 1963) и сотрудниками введением аналогичных молекул нейтральных аминов в щелочных условиях и нормальных первичных спиртов, которые не способны образовывать ионы.

Характерно, что сами гидроуглеродные части нормальных парафинов и нормальных первичных алифатических соединений с одной функциональной группой являются полиморфными, но основная связь между 2*l*-подъячейками остается таковой, как это предполагается А. И. Кайтородским (1955) (рис. 2). Ромбическое расположение с поперечным сечением от 5 до 7,5 Å является причиной некоторого уменьшения ретикулярной плотности с малым противовращением цепей вокруг своих осей, и последовательное смещение концов цепей в ряду увеличивает поперечное сечение плоскостей конечных метиловых групп до удельных ретикулярных плотностей, фиксируемых путем ориентации таких плоскостей по отношению к осям цепочек. Аналогичные распределения приложимы к функциональным группам нормальных первичных аминов, спиртов и т. д.

Одна имеющая отношение к сказанному полиморфная форма, по-видимому, иллюстрируется анализом кристаллизации γ-h-$C_{16}H_{33}OH$, по данным Абрахамссона, Ларссона и фон Сидова (Abrahamsson et al., 1960). Для этого соединения спиртовые группы фиксированы в центри-

рованном прямоугольнике с размерами 8,95×4,93 Å с цепочками, наклоненными к этой плоскости приблизительно под углом 54°. Легко видеть, что возможно эпитаксиальное расположение этой ячейки на силикатной с размерами 9×5,2 Å при небольшом растяжении, и группа однослойных и двухслойных аминовых комплексов имеет наклон 54 или 55°.

Ароматические амины являются значительно более слабыми основаниями с пределами pH для буфера 4, 3 или даже меньше. Например, для растворимых в воде аминов, подобных пиридину, необходимо подкислять растворы для того, чтобы обеспечить участие ионов в обмене, но нейтральные молекулы могут замещать воду из минералов, которые сохраняют свои основания, способные к неорганическому обмену. Подкисление также уменьшает диссоциацию «глинной» кислоты, уменьшая способность к обмену, а если оно будет чрезмерным, также приведет к воздействию на силикатный состав. Пиридиновый комплекс с низкой плотностью заряда в монтмориллоните был приготовлен как однослойный комплекс, по существу аналогичный комплексу однослойного короткого алифатического аммония (Serratosa, 1961). При большей плотности заряда в вермикулите наблюдается вращение ионов пиридина, дающее круглые края, но не образующие вторые слои. Любая ориентация отличается от ориентации нейтрального пиридина и неорганических ионов, способных к обмену.

Кажется очевидным, что рассмотрение диссоциации глинистых кислот, гидролиза органических оснований, растворимости нейтральных органических соединений и растворения находящихся в структуре и в октаэдрической координации ионов из состава минерала может привести в соответствие составы комплексов с условиями, в которых они готовятся.

DISCUSSIONAL ASPECTS OF THE LAYERED SILICATES CRYSTALLOCHEMISTRY

W. F. BRADLEY

SUMMARY

A short review is presented to propose relationschips between the nature of layer silicate structure architecture and the principles of solution chemistry which lead to complex crystal composition.

ЛИТЕРАТУРА

Кайгородский А. И. Кристаллография органической химии. Изд-во АН СССР, 1955.

Abrahamsson S., Larsson G., Sydow E. The crystal structure of the monoclinic form of n-hexadecanol.— Acta crystallogr., 1960, **13**, p. 770—774.

Serratosa I. M. Infrared analysis of the orientation of pyridine molecules in clay complexes.— Clays and Clay Minerals, 1961, **14**, p. 385—91.

Weiss A. Mica-type layer silicates with alkylammonium ion.— Clays and Clay Minerals, 1963, **10**, p. 191—224.

ГАБИТУСЫ И ГЕНЕЗИС ПОЛИМОРФНЫХ МОДИФИКАЦИЙ Al_2SiO_5

ИВАН КОСТОВ

Софийский университет, Болгария

Три полиморфные модификации Al_2SiO_5: андалузит, силлиманит и кианит хотя и кристаллизируются в разных пространственных группах *Pnnm, Pbnm, PI,* характеризуются близкими параметрами элементарных ячеек:

	a	*b*	*c*
Андалузит . . .	7,78	7,92	5,57
Силлиманит . . .	7,44	7,60	5,75
Кианит	7,10	7,74	5,57

Имея в виду, что параметры *a* и *b* близки, а параметр третьей кристаллографической оси более контрастный, из него можно вывести анизометричность для соответствующих кристаллических структур $2c(a+b)$: 0,71, 0,76 и 0,75. Структурные схемы аксиальные, псевдотетрагональные, *A* -типа (Костов, 1962), что предполагает преимущественное развитие габитуса по направлению оси *c*; это и наблюдается в действительности. Особенно примечательна в данном отношении структура силлиманита, в которой цепи из кремний-кислородных и алюминий-кислородных тетраэдров связываются с колоннами из алюминиевых октаэдров по направлению оси *c*, что совершенно отчетливо подчеркивает цепочечный мотив структурной схемы (рис. 1).

Как известно, силлиманит всегда является волокнистым по третьей кристаллографической оси. Габитус силлиманита варьирует от совершенно тонковолокнистого до длиннопризматического, причем эта тенденция наблюдается при переходе от более далеких к более близким зонам на контакте гранитных интрузий с глинистыми осадочными породами (Harker, 1939; Vejnar, 1966). Тенденция укорачивания габитуса, а также укрупнения кристаллов под влиянием повышенной температуры свойственна минералам со структурой цепочечного типа, а в случае с силлиманитом следует иметь в виду еще и возможное замещение

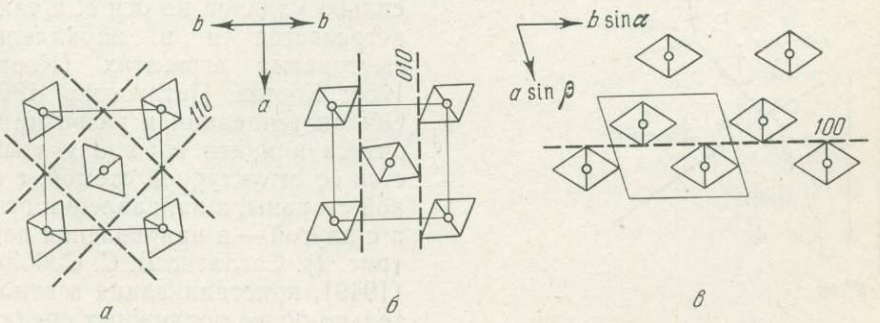


Рис. 1. Структурные схемы андалузита (*а*), силлиманита (*б*) и кианита (*в*), спроектированные на плоскость, перпендикулярную (001)

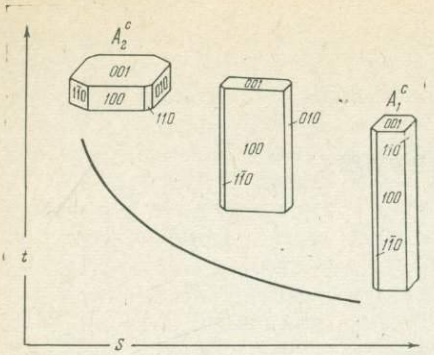


Рис. 2. Изменение габитуса кианитовых кристаллов под влиянием температуры (t) и пересыщения (S)

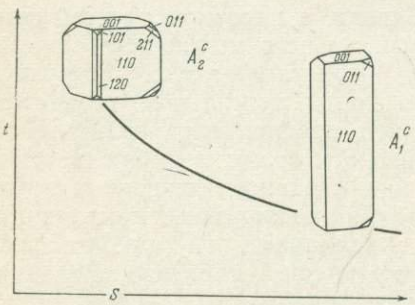


Рис. 3. Изменение габитуса андалузитовых кристаллов под влиянием температуры (t) и пересыщения (S)

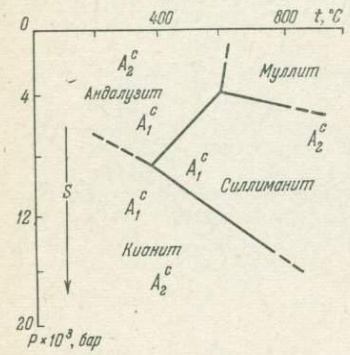


Рис. 4. Диаграмма фазовых превращений андалузита, силлиманита и кианита (по Хитарову и др., 1963) и возможные поля устойчивости соответственных габитусов

частью алюминиевых атомов в тетраэдрической координации атомов кремния и наоборот, что может привести к усилению или ослаблению тенденции изменения габитуса в том или другом направлении по оси c (Соболев, 1949).

Несмотря на то, что отношение $2c(a+b)$ кианита почти одинаково с тем же отношением в силлиманите, кианит обладает значительно большей изменчивостью кристаллического габитуса. Он главным образом удлинен в направлении оси c и таблитчат по первому пинакоиду (Костов, 1958; Костов и др., 1962; Николов, 1921; Baric, 1936, 1940). Развитие габитуса кианита находится в тесной связи с упорядочением колонок из алюминий-кислородных октаэдров параллельно первому пинакоиду, обусловливающему некоторую слоистость в основном структурном мотиве. Результатом этого является совершенная спайность минерала в указанном направлении, показывающая сильные связи по осям c и b (см. рис. 1).

Кианит — типичный минерал для регионально метаморфизованных пород, где у него проявляется тенденция к развитию табличатных и относительно короткопризматических форм (Костов и др., 1962; Николов, 1921; Baric, 1936). Кианит встречается, однако, и в кварцевых жилах, послойных или секущих богатые алюминием метаморфические породы. В таких жилах он, как правило, сильно удлинен по оси c, а также встречается и в параллельно шестоватых агрегатах (Костов, 1958; Костов, Петрусенко, 1965). Общая тенденция в развитии габитуса кианита хорошо увязывается со структурной схемой: с одной стороны, в направлении оси c, а с другой — в направлении оси a (рис. 2). Согласно В. С. Соболеву (1949), кристаллизация в относительно более подвижных средах и из относительно более концентрированных растворов, надо предполагать, будет благоприятство-

вать развитию удлиненного по оси *c* габитуса, тогда как таблитчатый габитус кианита можно считать показательным для кристаллизации при заниженных пересыщениях или неблагоприятных условиях роста вообще. На рис. 2 обозначения абсциссы и ординаты — соответственно пересыщение (s) и температура (t) — имеют предположительный характер, но тем не менее они приобретают определенное значение при кристаллизации кианита, несмотря на то, что его обычно принимают в качестве типичного стресс-минерала. Правильнее воспринимать его как пьезогенный минерал (Костов, 1958), причем термин «пьезогенный» надо понимать в физико-химическом смысле. Два крайних типа: укороченный по оси *c* (A_2^c-тип) и удлиненный по оси *c* (A_1^c-тип) отвечают, следовательно, контрастным условиям образования, и надо иметь их в виду в качестве индикаторных типов. Высокие пересыщения при слоистом типе кристаллов способствуют, как правило, росту в направлении граней с наибольшей ретикулярной плотностью, откуда можно вывести и укорочение габитуса кианита, принимая во внимание слоевидное развитие минерала параллельно (100).

Андалузит имеет структурный мотив, более близкий к мотиву силлиманита; поэтому его габитусные изменения подчиняются правилам нормальной цепочечной структуры, которая, однако, не так четко выражена, как у силлиманита. Габитус кристаллов андалузита варьирует от сильно укороченных по оси *c* (A_2^c-тип) до сильно удлиненных, почти игольчатых в этом направлении (A_1^c-тип) (Вертушков, 1948; Костов, 1952—1954; Костов, Петрусенко 1965; Harker, 1939). Последние образованы, по-видимому, благодаря более высоким пересыщениям и быстрой кристаллизации, что соответствует образованию андалузита в глинистых породах при контактовом метаморфизме. Начальные андалузитовые кристаллы (хиастолиты) обычно изометрические, но в дальнейшем кристаллизационном процессе они становятся длиннее и крупнее. Кристаллизация в «твердом состоянии», надо полагать, протекала при постепенной мобилизации алюминия и кремния, в результате чего со временем их количество увеличивалось, что способствовало усилению кристаллизационного процесса в соответствии с цепочечной структурной схемой.

Рис. 3 иллюстрирует два контрастных габитусных типа андалузита (Schrauf, 1864—1877), соответствующих аналогичным типам и для волокнистого силлиманита, причем у последнего тенденция укорачивания призматических кристаллов только проявлена и не доходит до $A^c{}_2$-типа (Костов, 1958).

Имея в виду развитие разных габитусных типов трех минералов в различных генетических типах месторождений, можно предполагать изменения контрастных габитусных типов, как это показано на рис. 4, основой которого является физико-химическая диаграмма Н. И. Хитарова и др. (1963).

Связь сильно удлиненных призматических габитусов трех полиморфных модификаций с условиями кристаллизации к точке полиморфных превращений выглядит логичной и с энергетической точки зрения. Необходимы, однако, более систематические наблюдения за габитусными изменениями этих трех минералов в их природных месторождениях.

HABIT TYPES AND GENESIS OF THE POLYMORPHIC MODIFICATIONS OF Al_2SiO_5

I. KOSTOV

SUMMARY

The ratios $2c/(a+b)$ of the unit cells of andalusite, sillimanite and kyanite are correspondingly 0.71, 0.76 and 0.75 due to an accentuated chain — like arrangement of the aluminium atoms. The structures are thus dominantly of an axial A^c-type with a tendency towards sheet—like development in kyanite. The general trend of habit variation in axial crystals is assumed from shortened to elongated along the shortest parameter the latter habit being favoured by higher supersaturations. Temperature is taken as a variable contradictory to supersaturation being apparently of considerable significance for shortening the habit of the three minerals. It seems that the tendency of formation of longer prismatic habit converges towards the point of polymorphic transformation of the minerals.

ЛИТЕРАТУРА

Вертушков Т. Н. Андалузит, силлиманит, кианит и корунд из кварцевых жил Южного Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948, **2**.

Костов И. Андалузит от пегматити в Ардинско, Централните Родопи.— Год. Соф. ун., 1952—1954, **48**.

Костов И. Генезис дистена из кварцевых жил.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.

Костов И. Генетические типы габитусов минералов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.

Костов И., Иванов Ив., Петрусенко Св. Дистеновото находище при с. Чепеларе, Смолянско.— Труды геол. Бълг., сер. геох. пол. изк., 1962, 3.

Костов И., Петрусенко Св. Андалузитови параморфози от пегматоидни лещи.— Труды геол. Бълг., сер. геох. минерал. петр., 1965, 5.

Николов Н. Цианитът от Селечката планина в Македония.— Труды бълг. природоизп. д-во, 1921, **9**.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.

Хитаров Н. И., Пугин В. А., Чжао Бин, Слуцкий А. В. Соотношение между андалузитом, кианитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений.— Геохимия, 1963, № 3.

Baric L. Disthen (Cyanit) von Prilepeo im Selecka-Gebirge.— Zeit. Krist., 1936, **93**.

Baric L. Disthen vom Greiner in Tirol und vom Monte Campione (Schweiz).— N. J. Miner., **1940**, 76.

Harker A. Metamorphism. London, 1939.

Schrauf A. Atlas der Krystall-Formen. Wien, 1864—1877.

Vejnar Zd. The petrogenetic interpretation of kyanite, sillimanite and andalusite in the Southwestern Bohemian crystalline compleks.— N. J. Miner., 1966, Abh. 104 (2).

К ВОПРОСУ О КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ АЛМАЗА

И. И. ШАФРАНОВСКИЙ, В. А. МОКИЕВСКИЙ,
В. В. ГОТОВЦЕВ, В. Д. КОЛОМЕНСКИЙ

Ленинградский государственный университет

Несмотря на наличие огромной литературы, посвященной кристалломорфологии алмаза, многие ее детали остаются дискуссионными и требуют дальнейших исследований и уточнений.

Появление настоящей заметки связано с поступлением в последние годы в Горный музей при Ленинградском горном институте коллекции якутских алмазов, насчитывающей несколько десятков экземпляров, общим весом около 33 карат.

Формы большинства кристаллов соответствуют хорошо известным и ставшим уже классическими фигурам алмаза. Помимо наиболее частых плоскогранных октаэдрических кристаллов, присутствуют и обычно округлые образования с кривогранными поверхностями, близкими к положению ромбододекаэдра. Кроме того, имеются два кристалла кубического габитуса с весьма неровными шероховатыми поверхностями. Особняком стоит сложное кристаллическое образование с выдающимися выступами вдоль тройных осей симметрии и вогнутыми поверхностями между ними (обр. 1/141, см. рис. 5). В коллекции находится также несколько двойников по шпинелевому закону. Как и обычно, октаэдрические индивиды таких двойников имеют вид треугольных пластин, уплощенных по тройной оси. Большинство кристаллов коллекции бесцветно. Некоторые алмазы имеют дымчатую, зеленовато-голубую, желтую и светло-сиреневую окраску.

Помимо визуальных наблюдений, нами были проведены гониометрические и фотогониометрические исследования некоторых образцов упомянутой коллекции.

Полученные результаты в общем повторяют данные, многократно приводившиеся в литературе. Вместе с тем они заставили авторов статьи еще раз всмотреться в особенности алмазных кристаллов и прийти к некоторым заключениям, изложенным ниже.

Эти заключения касаются, в первую очередь, способа рационального описания алмазных кристаллов. Кроме того, мы сочли возможным снова коснуться дискуссионной проблемы о роли роста и растворения в формировании алмазных кристаллов.

При обсуждении форм алмаза со всеми их усложнениями следует исходить из наиболее обычной и важной для этого минерала формы октаэдра с учетом его вершин и ребер.

Полная характеристика октаэдра выражается тогда следующим образом: $+((111))$ (граничный октаэдр), $+\|110\|$ (реберный ромбододекаэдр), $+:100:$ (вершинный куб) [1]. Взаимоотношение этих трех форм, входящих в состав обычного октаэдра, и дает усложненные формы природного алмаза в схематическом виде. Для характеристики этих взаимоотношений удобно пользоваться знаками «+», «—», «о» (Мокиевский, Шафрановский, 1961, 1962). Кроме того, рационально использовать

[1] Способ образования символов для граней, ребер и вершин по В. А. Франк-Каменецкому (1962).

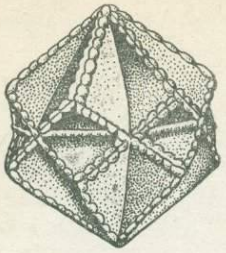


Рис. 1. Трансляционная вершинная форма : 111:, переходящая в реберник ‖001‖ на сдвойникованном алмазе (по А. Е. Ферсману—В. Гольдшмидту)

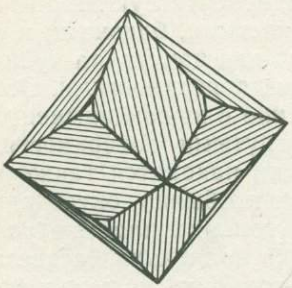


Рис. 2. Трансляционная реберная форма ‖110‖, переходящая в гранную форму ((110))

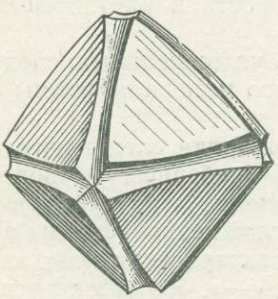


Рис. 3. Алмаз в виде октаэдра с желобками на ребрах (по А. Е. Ферсману—В. Гольдшмидту)

предложенное И. Т. Бакуменко (1962) расширенное понятие о вершинных и реберных формах роста, согласно которому «вершинная форма роста» представляет комплекс радиальных линий, расположенных внутри кристалла или совпадающих с ветвями скелета и как бы отмечающих следы перемещения вершины кристалла. Соответственно «реберная форма роста» представляет комплекс пересекающихся в центре кристалла поверхностей, каждая из которых является суммарным результатом перемещений размножающихся ребер. В случае алмаза понятия, выдвинутые И. Т. Бакуменко, относящиеся лишь к типично скелетным образованиям, удобно расширить, отнеся их к поверхности кристалла. Вместо термина «форма роста» в этом случае уместнее говорить о «трансляционных формах», так как подобные формы получаются из вершин или ребер путем их транслирования вдоль определенных направлений. Пример трансляционных вершинных форм показан на рис. 1. Типичной трансляционной реберной формой является исштрихованная поверхность так называемого ромбододекаэдра на кристаллах алмаза (рис. 2). Трансляционные, вершинные формы образуют в совокупности реберную форму. Однако прерывистое строение соответственных ребер, образованных повторяющимися в одном направлении вершинными бугорками, заставляет отделять их от типичных реберных форм. Аналогично трансляционные реберные формы не следует отождествлять с гранными формами, от которых они отличаются резко выраженной штриховкой. К приведенным выше обозначениям для простых вершинных и реберных форм в случае их трансляционных разновидностей следует добавлять, во-первых, букву «*T*», обозначающую наличие трансляций, во-вторых, символы направлений трансляций (в квадратных скобках) и, в-третьих, в случае постепенного уменьшения или увеличения вершинников или штрихов — букву «*K*», указывающую на наличие симметрии подобия (Шубников, 1950).

Запись для трансляционной реберной формы на рис. 2 имеет следующий

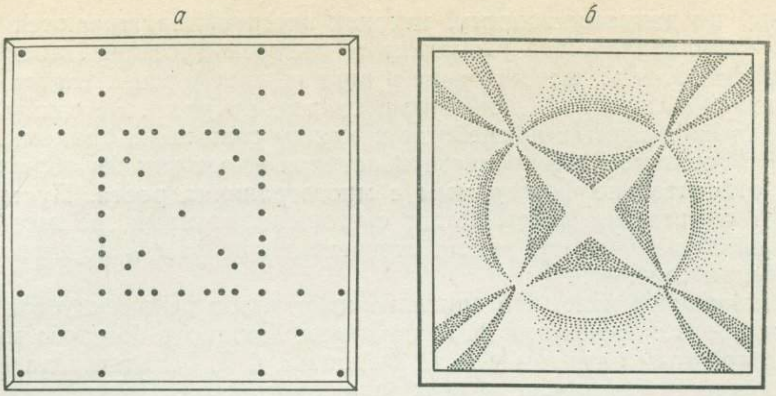


Рис. 4. Световые картины на гониометре для форм роста (*а*) и форм растворения (*б*) алмаза (по А. Е. Ферсману—В. Гольдшмидту)

вид: $\pm\|110\|T[100]K$. Знак ± указывает на то, что штриховка образована комбинацией выпуклых и вогнутых реберных форм.

Необходимо остановиться на некоторых затруднениях, встречающихся при исследовании алмазных кристаллов.

На рис. 3 изображена хорошо известная форма алмаза в виде октаэдра с желобками на ребрах. Такие формы могут возникать как в результате частичного растворения, так и в процессе роста. В. Н. Войцеховский экспериментально получил кристалл алюмокалиевых квасцов такой же формы при чрезвычайно медленном растворении. С другой стороны, кристаллы с вогнутыми участками вдоль ребер могут получаться и из сильно пересыщенных растворов («антискелеты», по О. М. Аншелесу; см. Аншелес, 1954; Вадило, 1961). Обратим особое внимание на то, что чисто визуальное изучение кристаллов часто не может дать ответа на вопросы о их генезисе. Так, например, констатация наличия округлых, кривогранных и скульптированных поверхностей еще не дает определенного ответа относительно происхождения кристаллов (Орлов, 1963).

Значительно более полный материал для суждения о генезисе кристаллов дают фотограммы световых рефлексов (Мокиевский, Джафаров, 1963). Для расшифровки генезиса кристаллов по фотограммам необходимо основываться на недостаточно принимавшемся до сих пор во внимание законе А. Е. Ферсмана и В. Гольдшмидта. Тела растворения являются противоположностью тел роста в следующем смысле: на месте главных граней роста на телах растворения образуются вершинки, на месте зон на телах роста при растворении образуются ребра (гребни) (Ферсман, 1955).

Экспериментальные работы по растворению искусственных кристаллов подтверждают справедливость этого закона (Войцеховский, Мокиевский, 1964).

Из приведенных опытов следует, что кривогранную форму роста кристалла можно отличить от округлой формы его растворения. Расположение гранной поверхности роста соответствует направлению главных зон роста кристалла, в то время как отражение света от округлого тела растворения происходит от всей его поверхности, а участки, соответствовавшие формам роста кристалла, света не отражают, так как им соответствует на теле растворения ребра и вершины. Итак, имеется возможность, зная формы роста, сразу же делать выводы о формах растворения кристалла. И, наоборот, по форме конечного тела растворения можно судить о формах его роста. Фотограммы особенно удобны для

суждений по данному вопросу, так как здесь обнаруживаются многие детали, не улавливаемые визуально и микроскопически. Плоские грани изображаются на фотограммах в виде световых точек (пятен). Зоны представлены линиями, усаженными такими пятнами. Вершины и ребра находятся в пустых промежутках между световыми точками. Фотограмма с частично растворенного кристалла имеет как бы обратный характер относительно фотограммы с многогранника роста. Пустые промежутки фотограмм покрываются световыми пятнами, на местах зон роста появляются пустые места, отвечающие ребрам и вершинам тела растворения (рис. 4).

Из сказанного ясно, что описание кристаллов рекомендуется сопровождать соответствующими фотограммами. Просмотр богатого материала по природным алмазам у А. Е. Ферсмана и В. Гольдшмидта показывает сложность процессов образования кристаллов. Приводимые в монографии А. Е. Ферсмана (1955) зарисовки световых картин отличаются большой точностью. Наши фотограммы подтверждают правильность этих зарисовок. Расшифровка световых картин с генетической точки зрения для минералога представляется важной задачей, которую можно разрешить, зная многообразие проявления не только законов роста, но и законов растворения кристаллов в разных условиях. Необходимо отметить, что при такой постановке вопроса понятие «маточная среда», употребляемое при описании процессов роста, часто неприменимо для описания процессов растворения. Иначе говоря, не любая среда, в которой кристалл растворяется, может быть средой для его синтеза. По этой причине формы растворения могут обладать бóльшим разнообразием, чем формы роста.

Если ограничиться только условиями маточной среды, то упомянутый закон А. Е. Ферсмана и В. Гольдшмидта справедлив в самом общем виде и вскрывает связь между формами роста и растворения кристаллов.

Вершина на теле растворения кристаллов представляет собой точку определенной ориентации, которая может быть выявлена по выходу на поверхность нормали к какой-либо грани кристалла. Совокупность точек одной ориентации, связанных элементами симметрии, дает простую точечную форму, или «вершинник», на теле растворения. Символ вершинника отвечает символу грани, но заключается в двоеточия (Франк-Каменецкий, 1962). На теле растворения присутствуют так называемые «округлые грани», которые следует рассматривать как совокупность вершинных форм.

Сопоставление зарисовок А. Е. Ферсмана и полученных нами фотограмм округлых алмазов из описываемой коллекции Горного музея с фотограммами округлых форм растворения алюмокалиевых квасцов показало полную их аналогию вплоть до мельчайших деталей. Это обстоятельство, а также изложенные выше соображения приводят нас к заключению, что типичные округлые алмазы («додекаэдроиды») являются телами растворения, а не роста.

Перейдем к рассмотрению самих кривогранных (округлых) алмазов, описание которых составляет гораздо более сложную задачу, чем приводившиеся выше характеристики плоскогранных и прямореберных образований роста.

Геометрия округлых алмазов, широко известных под названием «додекаэдроидов», отличается сложностью. Прежде всего следует подчеркнуть, что слово «додекаэдроид» дает лишь грубо приближенное понятие об общей внешней конфигурации таких кристаллов, соответствуя названию габитуса. Напомним, что названия габитусов в некоторых случаях могут и не соответствовать истинным формам кристаллов, так, например, пишут о «ромбоэдрическом» или, вернее, «псевдоромбоэдрическом»

габитусе моноклинного азурита (Доливо-Добровольский, 1936). То же самое имеет место и в случае так называемых «додекаэдроидов»: на них отсутствуют грани ромбододекаэдра и важнейшая простая форма плоскогранных алмазных кристаллов — октаэдр. Какие же кристаллографические формы слагают поверхность кривогранных алмазов?

Опыты по растворению алюмокалиевых квасцов, проведенные В. Н. Войцеховским и В. А. Мокиевским, показывают, что в случае округлых форм растворения надо отказаться от понятий гранных и реберных простых форм. Здесь отсутствуют плоскости и прямые, а возникают округлые поверхности и криволинейные границы между ними. И те и другие следует рассматривать как комбинации множества простых точечных (вершинных) форм, сливающихся в общие криволинейные поверхности. Совокупности округлых участков, разделенные криволинейными «ребрами», нельзя приравнивать к криволинейным аналогам плоскогранных форм, так как такие участки состоят из множества вершинных форм, соответствующих выходам направлений различных ориентаций кристалла. (Кроме того, опыты В. Н. Войцеховского показали, что криволинейные ребра могут обрываться, и, таким образом, округлые поверхности далеко не всегда образуют замкнутые участки — аналоги гранных многоугольников; см. Войцеховский, Мокиевский, 1964.)

Переходя к анализу геометрии кривогранных алмазов «додекаэдрического габитуса», мы прежде всего обращаем внимание на резко выдающиеся «вершинники» на выходах четвертичных и тройных осей симметрии. Их кристаллографическая характеристика строго однозначна и не вызывает никаких разнотолков. Это простые вершинные формы: : 100 : (шесть вершин октаэдра или ромбододекаэдра) и : 111 : (восемь вершин, заменивших по правилу Ферсмана — Гольдшмидта грани октаэдра). Далее переходим к 24 округлым поверхностям, оконтуренным криволинейными ребрами и напоминающим внешне тетрагексаэдр, близкий к ромбододекаэдру, с гранями, преломленными по короткой диагонали ромба. Мы уже знаем, что эти поверхности следует трактовать как комбинации бесчисленных точечных (вершинных) форм. Вместе с тем, однако, имеет смысл характеризовать каждый такой отдельный участок поверхности в целом. Говоря о телах растворения, помимо внутренней симметрии кристалла, необходимо принимать во внимание и симметрию размывающего его раствора. В процессе растворения эта симметрия начинает доминировать над симметрией кристалла и, согласно принципу Кюри, должна явно налагать свой отпечаток на форму растворяющегося тела. В первом приближении примем симметрию раствора, окружающего кристалл, за шаровую ($\infty L_\infty \infty PC$). Исходя из понятий симметрии подобия А. В. Шубникова, мы могли бы уточнить эту симметрию, рассматривая ее как симметрию подобия множества концентрически вставленных друг в друга шаров. Однако возникновению шаровой формы кристалла препятствует, как известно, его анизотропия. В результате образуется компромиссная форма тела растворения с округлыми поверхностями, в общем подчиняющимися истинной симметрии кристалла. Отдельные участки округлых поверхностей интересны тем, что они объединяют совокупности выходов на поверхность кристаллографических направлений, более или менее одинаково реагирующих на растворение (это же относится и к криволинейным ребрам). Исходя из этих соображений, мы и считаем целесообразным давать обобщенные характеристики для округлых граней и «округлых ребер» кривогранных алмазов с габитусом «додекаэдроида».

Для характеристики первых следует воспользоваться данными гониометрических измерений таких кристаллов (Ферсман, 1955; Шафрановский, 1948; Кухаренко, 1945). Из этих данных известно, что округлая поверхность, соответствующая как бы половине ромбододекаэдрической

грани, дает на гониометре множество точечных световых сигналов, сгруппированных в виде крупных суммарных световых равнобедренных треугольников (Шафрановский, 1940). Каждый отдельный световой сигнал соответствует крохотной гранной площадке с символом (*hkl*) или (*hko*); символами второго типа обладают точки, расположенные вдоль высоты упомянутого треугольника. Практически такие крохотные площадки ближе стоят к точечным, нежели к гранным формам, в связи с чем мы и будем ставить их символы между двоеточиями (:*hkl*:; :*hko*:). Заметим, что эти площадки соответствуют формам, не образующим, как правило, самостоятельных граней на плоскостях роста алмаза, на которых они присутствуют лишь в виде точечных выделений. По правилу «реципрочности», такие точки на телах растворения образуют грани. Однако эти грани так малы, что мы смело можем приравнять их к точечным или вершинным формам. На основании всего сказанного округлые участки («округлые грани растворения») можно условно охарактеризовать следующими символами: +„((∞ :*hkl*:, ∞ :*hko*:))". Эти символы можно написать и в развернутом виде, учитывая, что вершины светового треугольника статистически совпадают с ориентациями вершинников :452:, :45$\bar{2}$:, :120:

$$+\,«\left(\begin{pmatrix} :452: & \infty\ :hkl: \\ :450: & -\infty\ :hko: \\ :45\bar{2}: & \infty\ :hk\bar{l}: \end{pmatrix} - :120:\right)».$$

В приведенных символах кавычки перед круглыми скобками указывают на то, что эти скобки содержат символы не обыкновенных плоских граней, а сложных кривогранных участков («округлых граней»). Внутри скобок поставлены символы мельчайших гранок, принятых нами за точечные формы и потому поставленных между двоеточиями. Знаки бесконечности перед ними указывают на практически бесконечное число этих точечных форм, слагающих округлую поверхность.

Перейдем к криволинейным ребрам, оконтуривающим округлые участки «додекаэдроида». Аналогичные образования на телах растворения были детальнейшим образом исследованы В. Н. Войцеховским и В. А. Мокиевским (1964). На фотограммах эти образования соответствуют узким полоскам между световыми полями. Криволинейное ребро, близкое по положению к ребру [111], следует рассматривать как совокупность точечных форм, расположенных между октаэдрическим и гексаэдрическим вершинниками. Характеристика его сводится к следующему:

$$+\,«\|:111:-\infty:hhl:-:001:\|».$$

Криволинейное ребро, следующее вдоль короткой диагонали ромба на ромбододекаэдрической грани [001], характеризуется так:

$$+\,«\|:111:-\infty:hkk:-:110:\|».$$

Аналогичным образом можно характеризовать и другие, более или менее сложные формы алмазных кристаллов.

Приведем в заключение описание обр. № 1/141, уже упоминавшегося выше и заслуживающего особого внимания (рис. 5). Вследствие наличия восьми выпуклых «островков» между желобками здесь образуется восемь выступов, вытянутых вдоль четырех тройных осей симметрии. Боковые поверхности островков принадлежат плохо образованным округлым формам, а конечные их плоскости соответствуют октаэдру.

Такие кристаллы алмаза изображались в монографии А. Е. Ферсмана (1955, табл. 32, фиг. 220), в книге «Алмазные месторождения Якутии» (Бобриевич и др., 1959, рис. 174), в работе Ю. Л. Орлова (1963, рис. 5, *в* и 14, *г*). Фотограмма показывает, что на этом кристалле присутствуют плоские грани октаэдра, к которым прилегают вогнутые участки, близкие к ориентациям, лежащим в зоне [110].

На местах кубических граней имеются пустые участки, отвечающие вершинникам :100:.

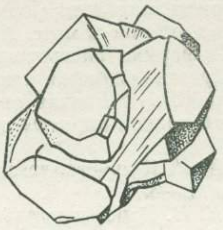


Рис. 5. Сложная форма алмаза с выступами вдоль тройных осей симметрии (обр. № 1/141)

Вогнутую криволинейную комбинацию вершинников, заменивших ребра [110], можно описать с помощью символа —

$$— «\|:100:—:hko:—:110:—:kho:—:010:\|».$$

К этой линии с двух сторон примыкают округлые вогнутые поверхности, дающие на фотограмме размытые полосы. Эти поверхности можно охарактеризовать сложным символом:

$$— «((\infty:hkl:—\infty:hhl:—\infty:khl:))».$$

В точности такие же символы характеризуют и поверхность желобков вдоль ребер октаэдра на кристалле обр. № 1/149. Судя по характеру узоров на фотограммах, этот процесс является растворением.

TO THE PROBLEM OF THE DIAMOND CRYSTALLOGRAPHIC

I. I. SHAFRANOVSKII, V. A. MOKIEVSKIY, V. V. GOTOVTSEV, V. D. KOLOMENSKII

SUMMARY

Both flat and curved diamonds are described using pointed, edged and cut forms in accordance with the symbols accepted.

ЛИТЕРАТУРА

Аншелес О. М. О природе округлых форм алмаза.— Ученые записки ЛГУ, серия геол., 1954, № 178, вып. 4.

Бакуменко И. Т. О формах скелетного роста на примере кварца из пегматитов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, **91**, вып. 6.

Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А. и др.— Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.

Вадило П. С. Габитус кристаллов алмаза как отражение условий их образования.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, **90**, вып. 2.

Войцеховский В. Н., Мокиевский В. А. Формы растворения кристаллов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, **93**, вып. 2.

Доливо-Добровольский В. В. Кристаллы берилла в связи с общими вопросами классификации внешних форм кристаллов минеральных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 64.
Кухаренко А. А. О двух типах округлых кристаллов Уральского алмаза.— Докл. АН СССР, 1945, **50**.
Мокиевский В. А., Джафаров Ч. Д. Перспективы фотогониометрического исследования кристаллов со сложной поверхностью.— Записки Всес. мин. об-ва, 1963, **92**, вып. 1.
Мокиевский В. А., Шафрановский И. И. Схема наглядного способа описания реальных кристаллических форм.— Кристаллография, 1961, **6**, вып. 6.
Мокиевский В. А., Шафрановский И. И. Обобщенный способ описания и изображения реальных кристаллических форм.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, **91**, вып. 5.
Орлов Ю. Л. Морфология алмаза. Изд-во АН СССР, 1963.
Трейвус Е. Б. О формах растворения кристаллов.— Кристаллография, 1963, 8, вып. 6.
Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. Изд-во АН СССР, 1955.
Франк-Каменецкий В. А. Единая система обозначения элементов кристалла как структуры, дифракционной картины и формы роста.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.
Шафрановский И. И. К кристаллографии уральских алмазов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1940, **69**, вып. 2—3.
Шафрановский И. И. Кристаллография округлых алмазов. Изд-во ЛГУ, 1948.
Шубников А. В. Симметрия подобия.— Кристаллография, 1950, **5**, вып. 4.

О КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ОЛИВИНА

Е. КУРОДА, И. МАЦУХИСА

Университет образования (Kyoiku Daigaku), Токио

ВВЕДЕНИЕ

Ё. Курода в 1961 г. нашел очень своеобразный оливин с совершенной спайностью по (100), (010) и (001) в породах из ультрабазитового массива Комори (Осяма) в Японии. Порода, содержащая оливин со спайностью, описывалась как пироксенит на основании того, что внешне эта спайность была аналогична таковой в пироксене.

Хаукесом (Hawkes, 1946) отмечался оливин с совершенной спайностью по (100) и (010) из дунитов Северной Калифорнии. Судя по микрофотографиям, эти оливины очень схожи с нашими оливинами со спайностью. Хотя он и не отмечал наличие такой спайности по (001), мы предполагаем, что она имеет место, основываясь на анализе приводимых Хаукесом микрофотографий и описания.

В Японии мы также нашли несколько тел ультрабазитов, залегающих в специфических геологических условиях, в составе которых обнаружен оливин со спайностью.

С целью выяснения происхождения таких оливинов мы провели изучение их оптических свойств, химического состава и рентгенометрические исследования. По оптическим константам и химическому составу они ничем не отличаются от обычных оливинов. В то же время, по данным рентгеноанализа, они резко отличаются по величине рефлекса 020: в оливинах со спайностью он выражен очень четко. На основании этих данных кристаллическая структура оливина уже обсуждалась в литературе (Kuroda, Shimoda, 1967).

После этого мы провели некоторые экспериментальные работы с целью выяснения значения для структуры оливинов интенсивности рефлекса 020. Предлагаемая статья посвящена этому вопросу.

В настоящее время получены данные о находках оливина со спайностью от геологов СССР Н. Л. Добрецова, Г. Б. Рудника, Г. В. Пинуса и В. В. Велинского. Ими были найдены такие оливины в некоторых массивах ультрабазитов Полярного Урала, Камчатки, Чукотки, Саян и др. Один из образцов дунита, присланный Г. В. Пинусом и В. В. Велинским, очень похож на оливины со спайностью из ультраосновных пород Японии. Сейчас мы пока не имеем достаточно полной информации, но со временем данные по нахождению оливинов со спайностью будут более исчерпывающими и более точными. Нам кажется, что необходимо показать значение оливинов со спайностью для ультраосновных пород.

Мы хотим передать свои поздравления академику В. С. Соболеву и поблагодарить Н. Л. Добрецова за любезное приглашение опубликовать нашу работу в этом сборнике. Она была выполнена с помощью многих сотрудников нашего университета и других институтов, особенно докторов М. Гораи, Т. Цудо, С. Акимото, И. О. Сура и других, которых мы благодарим.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ОЛИВИНОВ СО СПАЙНОСТЬЮ

В Японии имеется несколько дунитовых массивов, в породах которых обнаружены оливины со спайностью. Эти массивы залегают в характерных структурных поясах (рис. 1), а именно в северной части структурного пояса Маизуру и в краевом структурном поясе Хида. Пояс Маизуру разделяет внутреннюю зону юго-западной Японии на две части: зону Сангун, характеризуемую развитием метаморфических глаукофан-сланцевых и пренит-пумпеллиитовых фаций, образующихся за счет верхнепалеозойских отложений, и зону Танба, сложенную неметаморфическими фациями палеозоя (Minato et al., 1965).

Структура краевого пояса Хида в настоящее время полностью нарушена более поздними тектоническими движениями. Однако в этой зоне метаморфические породы низких ступеней метаморфизма содержат реликты глаукофановых сланцев, на основании чего раньше эта зона рассматривалась как восточное продолжение зоны Сангун.

Как показано на рис. 1, вдоль этих структурных поясов в дунитовых массивах встречены оливины со спайностью. Они известны в породах массивов (с востока на запад) Хаппо-Уан, Комори (Оеяма), Изуши, Секиномийя и Вакаса. Возраст пород этих интрузий не совсем ясен, но, по-видимому, его можно датировать ранним мезозоем. Геологическая и петрографическая характеристика пород этих массивов недостаточно изучены, кроме массива Комори. Они сложены главным образом первичными, сильно серпентинизированными дунитами и метаморфизованными их разностями. Первые из них содержат оливин со спайностью, а вторые — обычный оливин, такой же, как в других альпинотипных гипербазитах. В соответствии с геологическими и микроскопическими наблюдениями очевидно, что первичные дуниты перекристаллизовываются в метаморфические главным образом под воздействием температуры. Переходы между ними постепенные и наблюдаются в пределах около 10 *м*. В переходной зоне спайность в оливине выражена менее отчетливо, или же оливины со спайностью секутся прожилками вновь образованного оливина без спайности (Kuroda, Shimoda, 1967). Районы, в которых наблюдается перекристаллизация оливина со спайностью, вероятно, претерпели активный термальный метаморфизм, более высокий по сравнению с метаморфизмом амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фаций. Следовательно, районы, в которых развиты метаморфизованные дуниты,

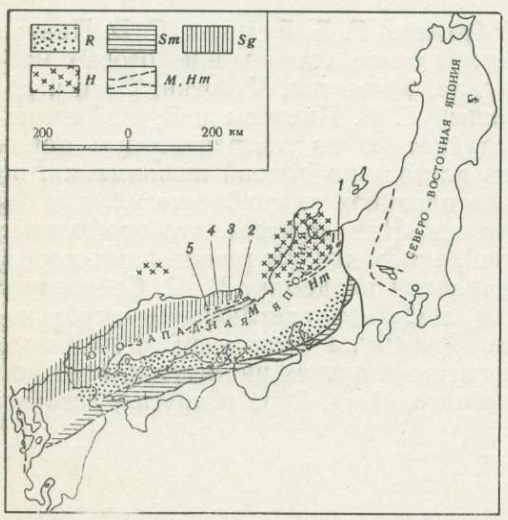


Рис. 1. Местоположение ультраосновных массивов, содержащих в породах оливин со спайностью

1 — массив Хаппо-Уан; *2* — массив Комори (Оеяма); *3* — массив Изуши; *4* — массив Секиномийя; *5* — массив Вакаса. Метаморфические зоны: *R* — Рионе; *Sm* — Самбагава; *Sg* — Сангун; *H* — Хида; *Hm* — краевой структурный пояс Хида; *M* — структурный пояс Маизуру

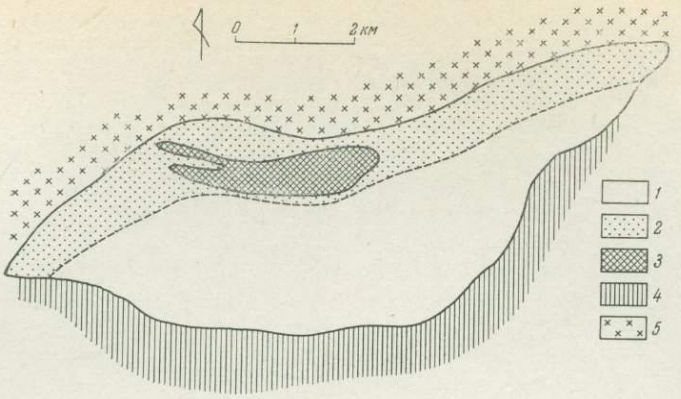


Рис. 2. Геологическая карта массива Комори (по неопубликованным данным Курода, Огура и Шимода)

1 — первичные дуниты; *2* — метаморфизованные дуниты; *3* — клинопироксены; *4* — слабо метаморфизованные палеозойские отложения; *5* — граниты

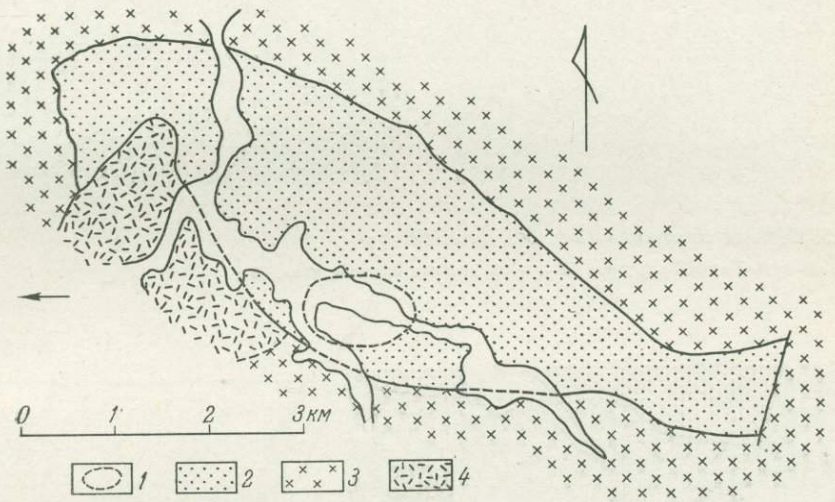


Рис. 3. Геологическая карта массива Изуши (Kuroda, Shimoda, 1967)

1 — первичные дуниты; *2* — метаморфизованные дуниты; *3* — граниты; *4* — кварц-порфиры

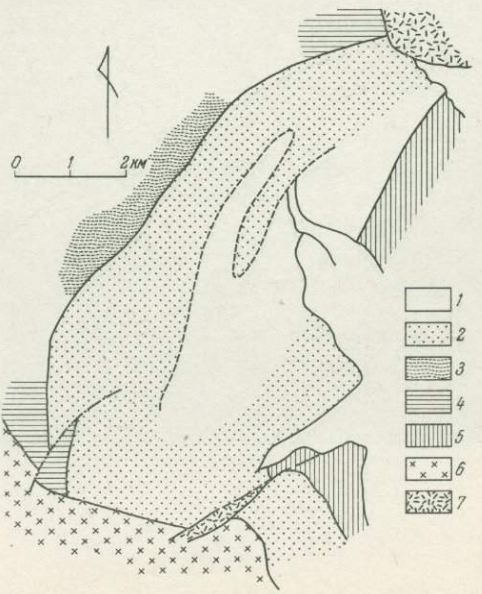


Рис. 4. Геологическая карта массива Хаппо-Уан (по неопубликованным данным Мацухиса)

1 — первичные дуниты; *2* — метаморфизованные дуниты; *3* — кристаллические сланцы; *4*—палеозойские роговики; *5* — мезозойские отложения; *6* — граниты; *7* — андезиты

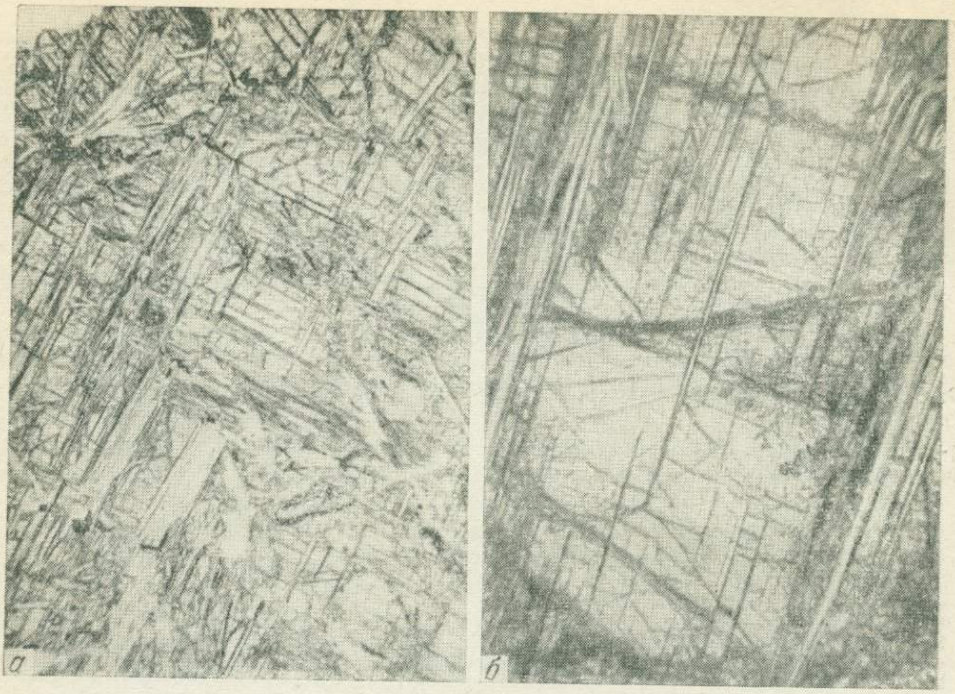


Рис. 5. Оливин со спайностью; без анализатора

а — из массива Хаппо-Уан, увел. 45; *б* — из массива Комори, увел. 68



Рис. 6. Деформированная спайность в оливине из массива Комори; без анализатора, увел. 68

несомненно, подверглись действию термального метаморфизма, но в одних случаях он проявлялся более широко, а в других—менее (рис. 2—4). Таким образом, во всех случаях первичные дуниты представляют собой реликты в основной массе пород интрузий.

В породах дунитовых массивов Северной Калифорнии большинство дунитов сложено обычным оливином и лишь часть содержит оливин со спайностью (Hawkes, 1946). По-видимому, последние являются неустойчивыми породами в условиях орогенических поясов, и поэтому мы редко встречаем дуниты, состоящие из оливина со спайностью.

Оливин из коллекции дунитовых пород Чукотки, присланный Г. В. Пинусом и В. В. Велинским, по спайности очень похож на наши оливины. Однако мы не знаем, каковы условия их залегания.

А. П. Виноградов и Г. П. Вдовыкин (1963) описали находку алмазов в ахондритах. На фотографии, приведенной в этой статье, можно видеть, что оливин имеет спайность, подобную пироксеновой. Никсон и др. (Nikson et al., 1963) установили четкую отдельность по (001) в оливинах кимберлитов Молатоли (Южная Африка). Однако эти образцы не исследовались с точки зрения поисков оливинов со спайностью.

ОПТИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЛИВИНОВ СО СПАЙНОСТЬЮ

Изучение оливинов со спайностью из дунитовых массивов Японии химическим и рентгеноструктурными методами показало, что они относятся к форстериту, содержащему 5—10% фаялитовой молекулы. Результаты трех химических анализов таких оливинов, взятых из массивов Комори и Хаппо-Уан, приведены в табл. 1. В оливине из массива Комо-

Таблица 1. Результаты химических анализов оливинов со спайностью

Окислы	1			2			3		
	вес. %	количество ионов		вес. %	количество ионов		вес. %	количество ионов	
SiO_2	40,10	0,975	1,000	40,46	0,980	0,995	39,96	0,987	1,000
Al_2O_3	1,11	0,032		0,049	0,015		0,59	0,018	
TiO_2	0,01			0,02			0,14	0,003	
Fe_2O_3	1,90	0,035		1,95	0,034				
FeO	6,76	0,137		5,52	0,110		9,15	0,188	2,000
MnO	0,09	0,001		0,11	0,001		0,18	0,004	
MgO	48,62	1,774	1,991	49,95	1,817	2,005	48,69	1,793	
CaO	1,07	0,028		0,98	0,025		0,26	0,007	
Na_2O	0,07	0,003		0,13	0,006				
K_2O	0,01			0,10	0,003				
NiO	0,28	0,006		0,42	0,009				
Cr_2O_3	0,03			0,02					
H_2O^+	0,21			0,19					
H_2O^-	0,08			0,03			0,16		
Сумма	100,34			100,37			99,13		
Содержание форстеритовой молекулы (в %)	92,8			94,3			90,5		

1—2 — массив Комори, обр. 63—41 и 63—67; аналитик И. Огура; 3 — массив Хаппо-Уан, обр. К-40; аналитик И. Мацухиса.

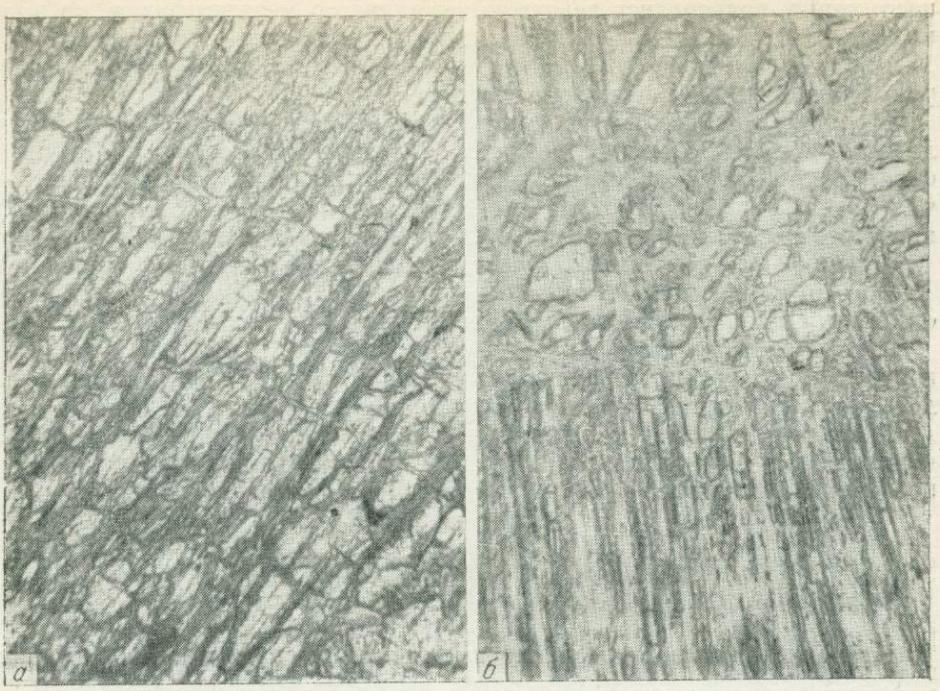


Рис. 7. Оливины из переходной зоны от первичных дунитов к метаморфизованным их разностям из массива Комори; без анализатора, увел. 68

а — оливин с неясной спайностью; *б* — новообразованный обычный оливин в оливине с неясной спайностью

ри несколько повышено содержание CaO, но оно не выше тех его концентраций, которые встречаются в обычном оливине, являющемся главным компонентом пород массива. Есть ли различия в составе малых элементов обеих разновидностей оливинов,— неизвестно.

В каждом зерне оливина наблюдается четко выраженная спайность по (100), (010), и (001) и менее четкая отмечается иногда в плоскости, параллельной (110). Вообще спайность по (010) проявляется наиболее ярко по отношению к спайности в других направлениях, хотя в плоскостях (100) и (001) она также резко выражена (рис. 5). Иногда же совершенная спайность бывает наиболее выражена или по (100), или по (001).

Показатели преломления, угол оптических осей и другие оптические константы не отличаются от таковых обычных оливинов, имеющих также состав форстерита с содержанием 5—10% фаялита.

Очень часто можно наблюдать деформацию плоскостей спайности (рис. 6). В первичных дунитах спайность в оливине наблюдается особенно четко, и зерна оливина тогда имеют волокнистый облик. Более детально это явление мы еще не анализировали.

В переходной зоне от первичных дунитов к метаморфизованным разностям спайность в оливинах неясная, и обычный оливин иногда пересекают оливины со спайностью или в виде жилок, или в форме пакетов (рис. 7).

ДАННЫЕ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Как уже было установлено ранее (Kuroda, Shimoda, 1967), по рентгеноскопическим данным наиболее характерным в структурной решетке оливинов со спайностью является очень резко выраженный рефлекс 020 (рис. 8). Интенсивность этого рефлекса в основном не связана с ориентировкой спайности по (010), а отражает кристаллическую структуру минерала, приобретенную им под воздействием наложенных процессов.

По интенсивности рефлекса 020 (см. рис. 8) оливины подразделяются на три группы: 1) со спайностью, 2) обычный из альпинотипных перидотитов и 3) синтетический, полученный при атмосферном давлении. Это разделение основано на отношении рефлекса 020 к другим трем рефлексам в кристаллической структуре (130, 131 и 112), проявленным также очень сильно (табл. 2; рис. 8). Эти величины были проверены статистическим методом.

Таблица 2. **Величина отношений между рефлексом 020 и другими характерными рефлексами дебаеграммы различных типов оливинов (среднее, высчитанное статистически)**

Отношения	1	2	3
020/130	2,268	0,582	0,276
020/131	2,158	0,501	0,233
020/112	2,340	0,532	0,233

1 | типичный оливин со спайностью; 2 — обычный оливин из альпинотипных перидотитов; 3 — оливин, синтезированный при атмосферном давлении.

Между выделенными группами имеется промежуточная, отличающаяся по интенсивности рефлекса 020. Оливин этой группы промежуточный по характеру рефлексов между оливинами со спайностью и обычными оливинами альпинотипных перидотитов и оливинами из вулканических пород. Последние, в свою очередь, по структуре занимают промежуточное положение между оливинами перидотитов и синтетическими оливинами.

Оливины промежуточной группы имеют совершенную спайность, но отличаются по величине отношений между рефлексами, характерными для оливинов выделенных выше групп (1,00—1,50). Возможно, что это указывает на наличие переходной стадии от типичных оливинов со спайностью к обычным оливинам альпинотипных перидотитов. Это подтверждается положением этих оливинов в породах, залегающих вблизи переходной зоны от первичных дунитов к метаморфизованным их разностям. В оливинах метаморфизованных дунитов значение отношений между рефлексами аналогично обычным оливинам в перидотитах. В оливинах же вулканических пород интенсивность рефлекса чрезвычайно мала по сравнению с величиной его в оливинах перидотитов (отношение между рефлексами 0,4—0,5). Это, возможно, связано с меньшими, чем в альпинотипных перидотитах, давлениями, имевшими место при кристаллизации излившихся пород.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОЛИВИНА

Впервые определили структуру магнезиальных оливинов (Fo_{90}) в 1926 г. Брэгг и Браун (Bragg, Brown, 1926). По их данным, у этих оливинов оказались завышенные значения расстояний между атомами Si и O в кремнекислородном тетраэдре (1,83 Å) по сравнению с обычными

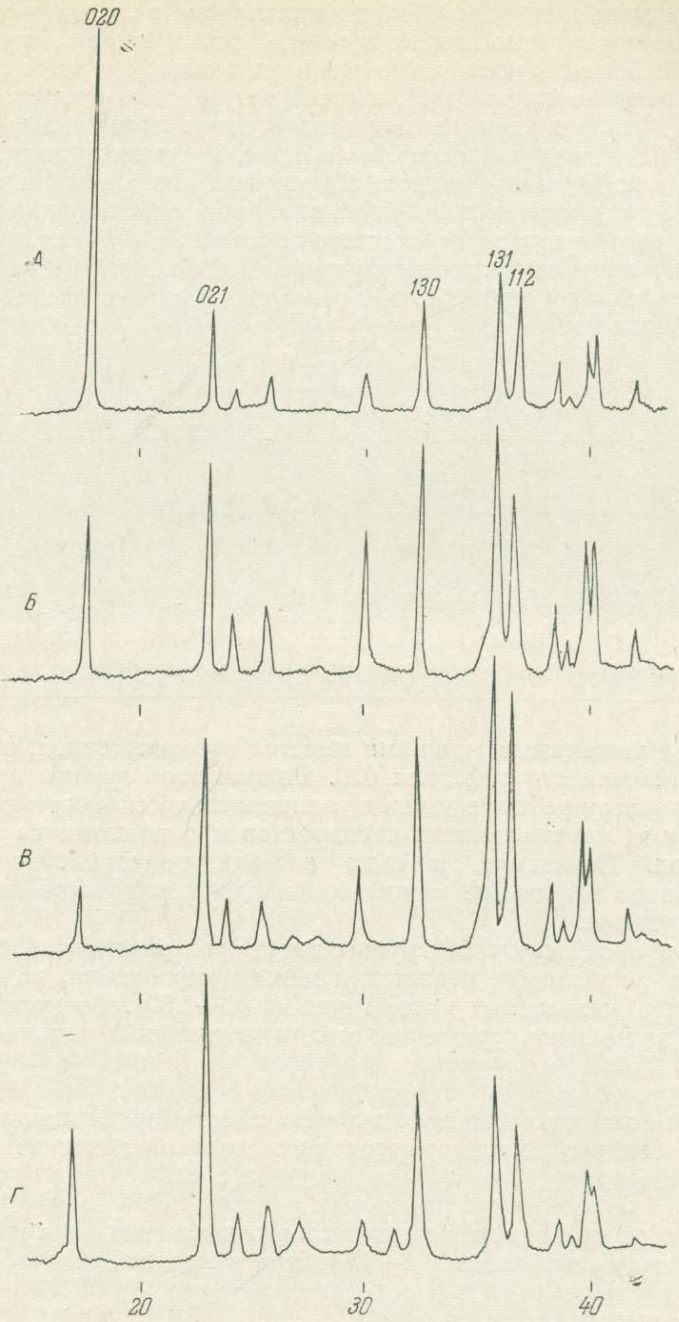


Рис. 8. Характер дебаеграмм различных типов оливинов

А — оливин со спайностью из массива Комори; *Б* — обычный оливин перидотитов (массив Хоромэн в зоне Хидака); *В* — оливин, синтезированный из серпентина при атмосферном давлении и 1000° С; *Г* — оливин, синтезированный из окислов при высоком давлении (52 *кбар*) и высокой температуре (1600° С)

силикатами (1,6 Å). В более поздних работах Н. В. Белова и др. (1951) и Кэндлина и Дэвиса (Candlin, Davis, 1965) структура форстерита была уточнена. Они показали, что это расстояние в тетраэдре не столь велико, как предполагали Брэгг и Браун. По модели Н. В. Белова и др. величина расстояния Si—O составляет 1,603, 1,695, 1,789 Å, а по модели Кэдлина и Дэвиса 1,62—1,63 Å.

Независимо от этих работ Курода, Огура и Шимода (Kuroda et al., 1965) рассмотрели модель кристаллической структуры оливинов со спайностью. Однако эта модель, рассчитанная на электронной машине, является предположительной и не сравнивалась с моделью отдельного кристалла оливина со спайностью. Модель же Н. В. Белова и др. и Кэндлина и Дэвиса была построена на основании анализа отдельных кристаллов, но, к сожалению, описание этих образцов оливина отсутствует. Мы намереваемся проанализировать структуру оливина со спайностью, но пока это невозможно, так как вдоль спайности развивается обильный серпентин и наблюдается смещение отдельных плоскостей спайности относительно друг друга.

Таблица 3. **Координаты атомов в элементарной ячейке оливина, по данным различных авторов**

Атомы	Брэгг, Браун (Bragg, Brown, 1926)			Н. В. Белов и др., 1951			Кэндлин, Дэвис (Candlin, Davis, 1965)			Курода и др. (Kuroda et al., 1965)		
	X	*Y*	*Z*	*X*	*Y*	*Z*	*X*	*Y*	*Z*	*X*	*Y*	*Z*
Si	0,375	0,083	0,250	0,415	0,095	0,250	0,430	0,90	0,250	0,433	0,080	0,250
O_I	0,250	0,167	0,000	0,262	0,159	0,027	0,280	0,162	0,030	0,290	0,150	0,050
O_{II}	0,250	0,417	0,250	0,221	0,430	0,250	0,220	0,452	0,250	0,230	0,440	0,250
O_{III}	0,250	0,917	0,750	0,229	0,917	0,750	0,230	0,920	0,950	0,271	0,940	0,750
Mg_I	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg_{II}	0,000	0,250	0,250	—0,01	0,281	0,250	—0,01	0,280	0,250	0,000	0,270	0,250

Таблица 4. **Расчет *F*-объемов в различных моделях кристаллической структуры оливина**

d, Å	*hkl*	Брэгг, Браун (Bragg, Brown, 1926)	Н. В. Белов и др., 1951	Кэндлин, Дэвис (Candlin, Davis, 1965)	Курода и др. (Kuroda et al., 1965)	*d*, Å	*hkl*	Брэгг, Браун (Bragg, Brown, 1926)	Н. В. Белов и др., 1951	Кэндлин, Дэвис, (Candlin, Davis, 1965)	Курода и др. (Kuroda et al., 1965)
1,105	020	19,7	30,4	34,9	50,5	2,460	112	57,3	60,3	67,0	63,4
3,885	021	—33,4	—48,2	—39,4	—40,8	2,270	122	46,3	—49,9	—45,2	43,4
2,768	130	35,7	45,3	65,6	58,2	2,249	140	—46,0	47,8	56,1	—47,8
2,552	040	8,6	—6,0	9,4	17,3	1750	222	92,2	81,4	81,3	76,6
2,513	131	61,1	59,4	56,8	62,0	1,702	060	—33,5	—32,9	—4,1	—20,0

В табл. 3 и 4 приведены координаты атомов ячейки и рассчитанные *F*-объемы для различных моделей структур оливинов. Хорошо видно, что в предполагаемой нами модели наиболее интенсивным является рефлекс 020. Вероятно, спайность по плоскостям (100), (010) и (001) в нашей модели также более совершенная. Странно, что между двумя моделями кристаллических структур оливина, предложенными Н. В. Беловым и др. и Кэндлином и Дэвисом, имеются заметные различия. Нам кажется, что они связаны с различиями в генезисе этих оливинов. Например, оливины для модели Н. В. Белова и др. были взяты из вулкани-

ческих пород, а для модели Кэндлина и Дэвиса — из перидотитов. Хотя наша модель для оливинов со спайностью является умозрительной, она может быть близка к реальной модели таких оливинов, для чего следует исходить из расчета интенсивности рефлекса 020.

Мы рассматриваем имеющиеся различные типы кристаллических структур оливина в зависимости от интенсивности рефлекса 020 и (или) других рефлексов.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Было выполнено два типа экспериментальных работ: нагревание оливинов со спайностью при атмосферном давлении и получение синтетического оливина под воздействием высоких температур и давления. Последние еще не завершены.

Как указывалось выше, интенсивность рефлекса 020 в типичных оливинах со спайностью выражена наиболее четко по сравнению с другими рефлексами. В то же время в синтетическом оливине, полученном при атмосферном давлении, он очень слабый (см. табл. 2). Мы нагревали оливины со спайностью при атмосферном давлении при различных температурах. Результаты этих экспериментов статистически проанализированы и частично показаны в табл. 5.

Таблица 5. **Статистически вычисленная величина отношений между характерными рефлексами в оливине, нагреваемом при атмосферном давлении**

Отношения	Обр. F-53			Обр. 64-108	
	не нагретый	1200°С, 8 *час*	1400°С, 5 *час*	не нагретый	1200°С, 8 *час*
020/130	2,477	1,724	0,763	1,118	0,603
020/131*	2,640	0,816	0,471	1,351	0,351
020/112	3,221	1,956	0,641	1,520	0,623

* Пик 131 частично перекрывается пиком гематита, кристаллизующегося при нагревании, и поэтому полученные отношения ниже, чем остальные.

Типичный оливин со спайностью (обр. F-53, массив Комори) имеет высокое значение отношений 020/130, 020/131 и 020/112, отражающих большую интенсивность рефлекса 020. Такой же оливин (обр. 64-108, массив Комори), взятый из соседнего района в зоне, переходной от первичных дунитов к метаморфизованным, имеет промежуточные значения этих отношений для типичных оливинов со спайностью и обычными оливинами. По величине они меньше, чем у обр. F-53.

Обр. F-53 нагревался при $t = 1200°$ С в течение 8 *час*. При этом он показывает такие низкие отношения, которые характерны для обычных оливинов в перидотитах. Обр. 64-108, нагреваемый при $t = 1200°$ С в течение 8 час., имеет такие же значения этих отношений, как и для оливинов альпинотипных перидотитов. Затем обр. F-53 нагревался 5 *час* при $T = 1400°$ С. После этого структура минерала изменилась, и величины отношений 020/130, 020/131 и 020/112 стали близкими к значениям этих отношений для обычных оливинов.

Эти образцы измельчались в агатовой ступке и затем разделялись до фракции 0,05—0,10 *мм*. Нагревая зерна таких размеров при $T = 1700°$ С в течение 3 *час*, мы получили очень низкие значения отношений рефлексов, такие же, как и для синтезированного оливина при атмосферном давлении. Пока еще нет исчерпывающих данных о структуре оливина со спайностью при нагревании его в пределах 1400—1700° С. Однако мы считаем, что температура, снижающая интенсивность рефлекса 020, не

так важна, как важно то, что интенсивность его становится ниже, чем у нагретого оливина со спайностью при атмосферном давлении. Если бы эксперимент можно было проводить очень долго, интенсивность рефлекса 020 можно было бы получить такую же, как и у обычных оливинов при температурных условиях, характерных для метаморфизма, приводящего к образованию пород амфиболитовых фаций.

Из смеси окислов и серпентина при высоких P и T был синтезирован оливин. При этом из серпентина пород массива Комори при $T=1200°$ С и $P=52$ *кбар* были получены мелкие зерна оливина, а основная масса конечного продукта состояла из энстатита. Из неустойчивой смеси окислов $2\,MgO+SiO_2$ при $T=1400$—$1600°$ С, $P=44$—72 *кбар* было синтезировано уже большее количество оливина и достаточное количество энстатита. С понижением температуры при том же давлении количество энстатита уменьшается.

Число образцов в эксперименте было малым, и поэтому значения отношений между рефлексами не могут быть подтверждены статистически. Однако величины отношений между сильно выраженными пиками 020, 021, 130, 131, 112 и т. д. отличаются от таковых для собственных оливинов, включая и оливины со спайностью (см. рис. 8, *Г*). Интенсивность этих рефлексов может изменяться под воздействием давления и температуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оливин с совершенной спайностью, параллельной (100), (010) и (001), является аномальным. Обычные оливины имеют слабую спайность по (010) и иногда по (100). Оливины со спайностью, по данным рентгеноструктурного анализа, обладают рядом специфических особенностей, в частности, имеют резко выраженный интенсивный рефлекс 020. Этот рефлекс не отражает в основном ориентировку спайности по (010), а связан с кристаллической структурой минерала. По величине отношений между 020 и другими четкими пиками на дебаеграмме оливины подразделяются на три группы: 1) со спайностью, 2) обычные и 3) синтезированные при атмосферном давлении (см. табл. 2).

Дунитовые массивы, содержащие оливин со спайностью, разделяются на 2 типа: 1) первичные дуниты, в которых оливин в основной массе имеет совершенную спайность, и 2) метаморфизованные дуниты, состоящие из обычных оливинов. Первичные дуниты перекристаллизовываются в метаморфизованные в контактовом ореоле с более поздними гранитоидными интрузиями. Метаморфизм протекал в условиях P и T более высоких, чем для метаморфизма амфиболитовых фаций.

Экспериментальным путем структура оливинов со спайностью может быть, вероятно, изменена до структуры обычных оливинов. В результате нагревания их при атмосферном давлении интенсивность рефлекса 020 уменьшается и приближается к интенсивности этого рефлекса в обычных оливинах. Синтетические оливины, полученные при атмосферном давлении, имеют очень низкую интенсивность пика 020, а оливины, синтезированные при высоком давлении и температуре, имеют меньшую величину отношений между характерными рефлексами.

Эти факты дают возможность предполагать, что могут иметь место несколько типов кристаллических структур оливина, отражающих своего рода полиморфные превращения минерала. Оливин имеет широкий диапазон устойчивости при разных значениях температуры и давления. На основании этого считалось, что в оливине не может быть полиморфных модификаций. Однако теперь, в свете изложенных данных, мы должны подходить к изучению структуры оливинов более детально.

ON CRYSTAL STRUCTURE OF OLIVINE

Y. KURODA, Y. MAZUCHISA

SUMMARY

The well developed olivine cleavages of parallel to (100), (010) and (001) shows strong intensity of 020 reflecting its crystal structure. By the degree of the intensity of 020 olivine is divided into three groups: 1) cleavable olivine, 2) common olivine, 3) synthesized olivine under atmospheric pressure. The primary dunite consisting of the cleavable olivine is recrystallized into the metamorphosed dunite consisting of common olivine in the metamorphic aureole of above than amphibolite or epidote—amphibolite facies. The cleavable olivine was heated at above 1400° C under the atmospheric pressure and its intensity of 020 becomes weak as that of common olivine. Further heating of the cleavable olivine to 1700° C makes it very weak as that of synthesized olivine under atmospheric pressure. Olivine synthesized from oxides under high pressure and temperature (44—72 *kb*, 1600° C) shows different type of intensity relation from those of the above mentioned olivines. The probability of polymorphic change of crystal structure of olivine may be suggested.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В., Белова Е. Н., Андрианова Н. Н., Смирнова Р. Ф. Определение параметров в структуре оливина (форстерита) методом трехмерного гармонического синтеза.— Докл. АН СССР, 1951, **81**, № 3.

Виноградов А. П., Вдовыкин Г. П. Алмазы в каменных метеоритах.— Геохимия, 1963, № 8.

Bragg D., Brown G. B. Die Struktur des Olivins.— Z. Kristallogr., 1926, **63**. p. 538.

Candlin R., Davis R. C. (unpublished), see Bragg L., Claringbull G. F., Taylor W. H. Crystal structure of minerals. Cornel Univ. Press, 1965.

Hawkes H. E. Jr. Olivine from northern California showing perfect cleavage.— Amer. Mineralogist, 1946, **37**, p. 276—283.

Kuroda Y., Ogura Y., Shimoda S. Petrological study of Oeyama (Komor) ultrabasic mass and the problems on ultrabasic rocks (Abstr.).— J. Geol. Soc. Japan, 1965, **71**, № 838 (abstract).

Kuroda Y., Shimoda S. Olivine well-developed cleavages — its geological and mineralogical meanings.— J. Geol. Soc. Japan, 1967, **73**, N 8.

Minato M., Gorai M., Humanashi M. The geologic developments of the Japanese Islands.— Tsukiji Shokan. Japan, 1965.

Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M. Kimberlite and associated inclusions of Basutoland: A mineralogical and geochemical study.— Amer. Mineralogist, 1963, **48**, p. 1090—1132.

МИНЕРАЛОГИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЛОЖНОГО СЫННЫРСКОГО ПЛУТОНА

(Северное Прибайкалье)

В. П. КОСТЮК, Л. И. ПАНИНА, Э. С. ГУЛЕЦКАЯ

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Петрографический состав комплекса щелочных пород массива, а в известной степени также метасоматических образований стал известен из работ А. Я. Жидкова (1961, 1962), В. В. Архангельской ($1964_{1,2}$, 1965), Г. В. Андреева (1964, $1965_{1,2}$). Первые данные о температурных условиях формирования собственно щелочных пород массива по минералотермометрическому исследованию включений в породообразующих минералах приведены Л. И. Паниной (1966).

Вместе с тем особенности химизма породообразующих минералов щелочного комплекса изучены крайне недостаточно. В упомянутых работах даются количественные соотношения минералов и их кристаллооптические константы. И только единственно для эгирина (акмита) Г. В. Андреевым (1965_2) изготовлен химический анализ, но не приводятся полные оптические константы. Дальнейшее комплексное изучение пород своеобразного ультракалиевого щелочного Сыннырского массива, значительно дополненное детальными минералогическими исследованиями, позволяет расширить представление и о его генетической природе.

К образованиям собственно щелочного комплекса массива относятся дитроиты, фойяиты, псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты и щелочные сиениты, среди которых, в зависимости от наложенных процессов, можно выделить еще некоторые разновидности.

Не касаясь здесь деталей вопроса о генезисе щелочных и нефелиновых сиенитов массива, упомянем лишь, что температура гомогенизации газово-жидких включений в породообразующих минералах' (Панина, 1966) свидетельствует о том, что главный этап кристаллизации их происходил в магматогенных условиях. Это позволяет нам рассматривать комплекс таких минералов в качестве образований сингенетических. Выделение из расплава и закономерности их парагенетических связей были, несомненно, обусловлены определенной физико-химической обстановкой на ранних этапах кристаллизации.

В табл. 1 отражены осредненные составы важнейших типов первично магматических пород Сыннырa. Рассчитанные по ним количественные соотношения нормативных минералов достаточно хорошо согласуются с данными подсчетов Г. В. Андреева (1965_2). Нами при этом учитывался состав клинопироксенов, содержащих до 20 мол.% эгиринового компонента.

Некоторый избыток алюминия во всех случаях должен распределяться в нерассчитываемых здесь биотите, иногда также гранате и амфиболе. Благодаря относительно высокому содержанию Al_2O_3, агпаитность магмы не проявляется. И в этом отношении породы Сыннырa характеризуют обычные составы щелочных магм с ярко подчеркнутой, однако, особенностью — резким преобладанием K_2O над Na_2O. Этим обусловлен специфический состав породообразующих салических минералов, отличающихся заметно повышенным содержанием калия, с одной стороны,

Таблица 1. **Средние химические составы первично-магматических пород Сыннырского массива**

Окислы	Дитроиты (среднее из 18 анализов)	Фойяиты (среднее из 10 анализов)	Пуласкиты (среднее из 10 анализов)	Нормативный минеральный состав (в вес. %)			
				минералы	дитроит	фойяит	пуласкит
SiO_2	57,60	52,44	59,60	Ортоклаз	70,12	46,75	52,87
TiO_2	0,34	0,89	0,60	Альбит	—	—	24,64
Al_2O_3	21,43	17,54	18,50	Нефелин	20,17	15,62	0,85
Fe_2O_3	0,89	4,00	2,72	Пироксен	7,00	28,90	15,16
FeO	1,24	3,15	2,00	Ильменит	0,91	—	—
MgO	0,37	2,95	1,36	Ti-магнетит	—	4,17	2,78
CaO	1,10	5,98	3,20				
Na_2O	4,68	4,00	3,38				
K_2O	11,88	7,92	8,96				
$\frac{Na+K}{Al}$	0,96	0,87	0,83				
$\frac{Na}{Al-K}$	0,90	0,74	0,64				

Анализы произведены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР; часть их заимствована из работы Г. В. Андреева (1965₂).

и количественным превалированием калиевых минералов над натриевыми — с другой.

Объем статьи позволяет нам лишь кратко охарактеризовать прежде всего химизм породообразующих минералов в комплексе собственно щелочных пород (без деталей их морфологии, постмагматических превращений и т. д.) и наметить самые общие пути процесса их кристаллизации, определяемые физико-химическими условиями в системе. С этой целью помещены исполненные Э. С. Гулецкой впервые для Сынныра 25 полных химических анализов минералов, отражающих важнейшие особенности их состава.

Калиевый полевой шпат относится к ведущим минералам всех разновидностей щелочных пород массива, где его содержание обычно превышает 50%. В значительной мере представлен решетчатым микроклином. В калиевом полевом шпате из нефелиновых сиенитов иногда обнаруживаются типичные структуры распада — микропертит. Однако содержание натриевого компонента здесь крайне невелико — до 4—5 мол.%, и практически минерал относится к чисто калиевому члену (табл. 2, ан. 1—3). Гораздо богаче натриевым компонентом полевой шпат из пуласкитов — до 40 мол.% (см. табл. 2, ан. 5). Объясняется это наличием в калиевом полевом шпате обильного ленточного пертита, который, вероятнее всего, здесь относится к пертиту замещения, а также обильным выделением мелкотаблитчатого, позднего альбита в межзерновом пространстве породы.

Альбит не относится к категории породообразующих минералов в сыннырских породах. Он чаще развивается в виде мелкозернистых агрегатов, приуроченных к зонам дробления и циркуляции натриевых растворов. Замещению альбитом, вероятнее всего, подвержен калиевый полевой шпат. Об этом же свидетельствует ленточный пертит замещения, в особенности характерный для микроклина из пуласкитов и щелочных сиенитов центрального ядра массива.

Нефелин наряду с калиевым полевым шпатом является ведущим минералом нефелиновых сиенитов и фойяитов, однако роль его резко

Таблица 2. **Результаты химических анализов (в вес. %) и компонентный состав (в мол. %) калиевых полевых шпатов Сыннырского массива**

Окислы	1	2	3	4*	5
SiO_2	63,56	63,20	63,60	59,00	62,20
Al_2O_3	18,35	18,89	18,35	17,93	19,92
Fe_2O_3	0,51	0,53	0,41	0,18	0,32
FeO	—	0,09	Не обн.	0,18	0,13
MnO	0,01	0,02	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	0,34	—	0,09	0,08	0,34
CaO	—	—	Не обн.	3,36	0,24
Na_2O	0,64	0,70	0,70	0,42	4,60
K_2O	15,86	15,86	16,86	15,10	10,60
H_2O—	0,28	0,28	0,20	0,12	0,28
П.п.п.	0,20	0,53	0,24	2,90	0,57
Сумма	99,75	100,10	99,45	99,52	99,20
Ортоклаз	95	96	96	96,5	61
Альбит	5	4	4	3,5	39

Кристаллохимические формулы калиевых полевых шпатов

1. $(K_{0,956}\ Na_{0,054})\ [(Fe^{3+}_{0,013}Al_{1,018})_{1,031}\ Si_{2,969}\ O_8]$;
2. $(K_{0,960}\ Na_{0,044})[Al_{1,050}\ Si_{2,960}\ O_8]$;
3. $(K_{0,96}Na_{0,04})[Al_{1,02}Si_{2,98}O_8]$;
4. $(K_{0,964}\ Na_{0,036})[Al_{1,06}Si_{2,95}O_8]$**;
5. $(K_{0,62}Na_{0,40})[Al_{1,10}Si_{2,90}O_8]$.

* TiO_2=0,16; P_2O_5=0,09.

** Учитывая заметное содержание в породе кальцита, отраженное высоким значением п. п. п., количество п. п. п., эквивалентное CaO, принято нами в качестве CO_2 и вычтено из состава калиевого полевого шпата.

Примечание. В табл. 2—7 цифрами (1—25) обозначены важнейшие минералы в следующих породах Сыннырского массива:

в дитроите (обр. 575/5): вторичный микроклин (1), калиевый полевой шпат (2), нефелин (7), биотит (18);
прожилок в нефелиновом сиените (обр. 331/1): калиевый полевой шпат (3);
в дитроите (обр. 359/1): калиевый полевой шпат (4), нефелин (6), биотит (16);
в пуласките (обр. 603/1): калиевый полевой шпат (5), клинопироксен (21);
в оитроите (обр. 306/2): нефелин (8), биотит (19);
в дитроите (обр. 349/5): нефелин (9);
в дитроите (обр. 601/3): нефелин (10), биотит (17);
в сыннырите (обр. 526/1): нефелин из порфировидных выделений (11);
в фойяите (обр 691/2): нефелин (12), клинопироксен (20);
в нефелиновом сиените (обр. 308): канкринит (13), содалит (15);
в нефелиновом сиените (обр. 551/2): содалит (14);
в пегматитовой зоне щелочных пород (обр. 307): существенно эгириновый клинопироксен (22);
в окварцованной зоне щелочных пород (обр. 369): существенно эгириновый клинопироксен (23);
в нефелиновом сиените (обр. 329/4): гранат (24);
в нефелиновом сиените (обр. 303/3): гранат (25).

снижается в пуласкитах вплоть до полного исчезновения в щелочных сиенитах. Независимо от принадлежности к той или иной петрографической разновидности пород нефелин в них имеет близкий химический состав, выделяясь среди нефелинов интрузивных щелочных пород иных комплексов заметно повышенным содержанием кальсилитового компонента. В табл. 3 приведены анализы нефелина из дитроитов (ан. 6—10), сынныритов (ан. 11) и фойяитов (ан. 12).

После приведения кали-натровых компонентов к 100% получаем соотношение нефелин-кальсилит, равное в среднем 70 : 30. Такое высокое

Таблица 3. **Результаты химических анализов (в вес. %), показатели преломления миналы нефелинов из пород Сыннырского массива** *

Окислы	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	41,30	43,20	42,28	43,60	41,60	42,00	43,10
Al_2O_3	34,15	32,52	33,60	33,60	33,60	32,52	31,98
Fe_2O_3	0,88	1,00	1,01	0,29	0,72	0,78	1,25
FeO	0,13	0,54	0,09	0,13	0,40	0,34	0,34
MnO	0,01	Сл.	Сл-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	0,17	0,17	0,52	0,34	0,09	0,44	0,17
CaO	0,24	—	0,72	0,72	0,72	0,48	0,12
Na_2O	14,64	13,00	15,00	14,80	10,70	11,60	13,70
K_2O	7,94	8,52	6,32	5,38	8,36	8,80	7,94
H_2O^-	0,20	0,36	0,28	0,28	0,88	0,48	0,53
П. п. п.	0,77	1,26	0,69	0,93	2,96	2,08	1,52
Сумма	100,43	100,57	100,51	100,07	100,03	99,52	100,65
			Миналы (в мол. %)				
Нефелин	70,0	59,4	72,0	70,6	55,0	66,6	63,5
Кальсилит	26,0	25,5	24,0	17,6	28,0	28,4	25,6
□	4,0	3,8	4,0	7,8	17,0	1,0	0,5
Кварц	—	11,3	—	4,0	—	4,0	10,4
			Миналы (в вес. %)				
Нефелин	69,6	62,6	73,6	73,7	58,5	59,2	64,4
Кальсилит	28,6	29,8	23,1	19,6	32,0	32,7	29,5
Кварц	1,8	7,6	3,3	6,7	9,5	8,1	6,1
No	1,542	1,543	1,542	1,540	1,543	1,542	1,543
Ne	1,538	1,539	1,537	1,536	1,539	1,538	1,539

Кристаллохимические формулы нефелинов

6. $(Na_{0,70}K_{0,26}\square_{0,04})_{1,00}[Al_{1,00}Si_{1,00}O_4]$;
7. $(Na_{0,63}K_{0,27}\square_{0,04})_{0,94}[Al_{0,94}Si_{1,07}O_4]$;
8. $(Na_{0,72}K_{0,24}\square_{0,01})_{1,00}[Al_{1,00}Si_{1,00}O_4]$;
9. $(Na_{0,72}K_{0,18}\square_{0,08})_{0,98}[Al_{0,98}Si_{1,04}O_4]$;
10. $(Na_{0,54}Ca_{0,01}K_{0,28}\square_{0,17})_{1,00}[Al_{1,00}Si_{1,00}O_4]$;
11. $(Na_{0,67}K_{0,27}\square_{0,005})_{0,945}[Al_{0,945}Si_{1,055}O_4]$;
12. $(Na_{0,68}K_{0,29}\square_{0,01})_{0,98}[Al_{0,98}Si_{1,03}O_4]$.

* См. примечание к табл. 2.

содержание кальсилита сближает наш минерал с нефелинами из эффузивных щелочных пород африканских вулканов, изученных Сахамой и Смитом (Sahama, 1954; Smith, Sahama, 1954).

Нефелин (как и калиевый полевой шпат) наших пород почти всегда содержит кристаллические включения игольчатого пироксена, едва различимые чешуйки биотита и рудную сыпь, что отражается в анализах наличием незначительных количеств FeO, Fe_2O_3, MgO. При расчете состава минерала их необходимо предварительно исключать на соответствующие примеси.

Характерно, что высококалиевый нефелин ассоциирует с почти крайним калиевым членом полевых шпатов (см. табл. 2, ан. 2 и 4; табл. 3, ан. 6—7). В большинстве случаев нефелин в сыннырских породах совершенно свежий, водяно-прозрачный. Постмагматические процессы чаще всего приводят к замещению нефелина канкринитом и содалитом.

Канкринит наиболее обильно развивается в крупнозернистых нефелиновых сиенитах и их разностях с пегматоидной структурой. При этом образуются крупные, но обычно бесформенные кристаллы канареечно-желтого цвета, придающие лейкократовым породам рельефный облик. Либо вместе с канкринитом, либо обособленно от него в нефелиновых породах появляется синий содалит, однако процесс содалитизации здесь выражен гораздо слабее. Химический состав указанных минералов отражен в табл. 4.

Таблица 4. **Результаты химических анализов (в вес. %) и некоторые константы канринитов (13) и содалитов (14—15) из нефелиновых сиенитов Сыннырского массива** *

Окислы	13	14	15	Окислы	13	14	15
SiO_2	36,60	37,50	37,12	K_2O	0,12	0,20	0,12
TiO_2	—	0,05	Сл.	CO_2	5,40	0,27	0,54
Al_2O_3	29,19	31,78	31,92	Cl	—	6,47	6,11
Fe_2O_3	0,03	0,24	0,48	F	—	0,003	0,005
FeO	0,18	0,09	0,09	SO_3	0,72	—	—
MnO	0,10	0,093	0,00	H_2O^+	3,36	1,71	2,095
MgO	0,22	0,87	0,17	H_2O^-	0,44	0,52	0,36
CaO	3,79	0,42	0,17	П. п. п.	0,52	—	—
Na_2O	19,60	20,44	21,76				
				Сумма	99,97	99,556	99,52
				Ne	1,523		
				No	1,495		
				N	1,483		

Кристаллохимические формулы канкринита и содалитов

13. $Na_{0,954}Al_{0,890}Si_{0,926}O_4 \cdot (0,077CaCO_3 \cdot 0,018Na_2CO_3 \cdot 0,013CaSO_4)$;

14. $(Na_{0,740}\square_{0,214})_{0,954}Al_{0,962}Si_{0,945}O_4 \cdot 0,28NaCl$;

15. $(Na_{0,778}\square_{0,164})_{0,942}Al_{0,958}Si_{0,927}O_4\ (0,266NaCl \cdot 0,13Na_2CO_3)$.

* См. примечание к табл. 2.

Биотит — наиболее распространен в первично магматических щелочных породах массива. Наряду с обычным содержанием его в породах в количестве 3—5%, в некоторых пегматоидных нефелиновых сиенитах оно может повышаться до 8—10%. В шлифах биотит имеет красновато-коричневый цвет и резкий плеохроизм. Процент магнезиального компонента в минерале достаточно высокий, и общая железистость его (F) не превышает 70 (табл. 5).

Клинопироксен в отличие от биотита в дитроитах встречается не повсеместно, а эпизодически, и с учетом общего лейкократового облика пород не может быть отнесен к ведущим породообразующим минералам. Роль его резко повышается в фойяитах восточной части массива, где наряду с биотитом пироксен составляет до 30% породы. Пироксен обычен также в пуласкитах и щелочных сиенитах, хотя количество его здесь не превышает первых процентов. Относительно высокое содержание магния в минерале, очевидно, определяет не очень интенсивную светло-зеленую окраску его в шлифах. Зеленые тона обусловлены прежде всего примесью 15—20 мол.% эгиринового компонента. Состав клинопироксена из собственно щелочных пород представлен в табл. 6 (ан. 20, 21).

Таблица 5. **Результаты химических анализов (в вес. %) и некоторые константы биотитов из пород Сыннырского массива** *

Окислы	16	17	18	19	Окислы	16	17	18	19
SiO_2	34,15	33,60	33,90	35,20	Na_2O	0,10	0,14	0,17	0,56
TiO_2	3,40	4,80	5,10	3,55	K_2O	8,50	8,42	8,23	8,06
Al_2O_3	13,91	14,41	12,32	12,26	P_2O_5	0,11	0,08	0,09	0,10
Fe_2O_3	9,18	9,23	9,23	7,79	H_2O^+	3,21	2,58	3,06	2,37
FeO	17,56	19,01	17,95	18,81	H_2O^-	0,42	0,64	0,53	0,51
MnO	0,23	0,27	0,38	0,42	П.п.п.	0,55	0,75	1,30	1,60
MgO	8,20	6,38	7,33	8,37					
CaO	0,12	0,12	0,19	0,24	Сумма	99,64	100,43	99,78	99,84
					Nm (*Ng*)	1,665	1,674	1,674	1,670
					F	64,3	70,9	67,0	64,0

Кристаллохимические формулы биотитов

16. $K_{0,884}(Mg_{0,945}Fe^{2+}_{1,200}Fe^{3+}_{0,556}Ti_{0,150})_{2,88}(OH_{1,71}O_{0,29})_2[Ti_{0,057}Al_{1,210}Si_{2,733}O_{10}]$;

17. $K_{0,88}(Mg_{0,76}Mn_{0,02}Fe^{2+}_{1,27}Fe^{3+}_{0,56}Al_{0,04}Ti_{0,28})_{2,93}(OH_{1,4}O_{0,6})_2[Al_{1,31}Si_{2,69}O_{10}]$;

18. $K_{0,87}(Mg_{0,88}Mn_{0,03}Fe^{2+}_{1,20}Fe^{3+}_{0,56}Ti_{0,19})_{2,86}(OH_{1,63}O_{0,37})_2[Ti_{0,12}Al_{1,16}Si_{2,72}O_{10}]$;

19. $K_{0,924}(Mg_{1,00}Mn_{0,03}Fe^{2+}_{1,271}Fe^{3+}_{0,476}Ti_{0,218}Al_{0,015})_{3,01}(OH)_2[Al_{1,155}Si_{2,845}O_{10}]$;

* См. примечание к табл. 2.

Существенно эгириновый пироксен (см. табл. 6, ан. 22, 23) приурочен обычно к гидротермальным и пегматитовым зонам (типа жил или шлировых участков), сложенным кварц-эгириновым и кварц-эгирин-полевошпатовым агрегатом. Кристаллы эгирина в одном из достаточно крупных пегматитовых тел р. Куйкипури достигают 10 *см* и более по длинной оси и 2—3 *см* в поперечнике. В аналогичных условиях появляется существенно эгириновый пироксен на участке Высотном, где в кварцевой жиле, в контакте ее с апатитизированными щелочными породами, обильны либо выделения короткопризматических индивидов, либо спутанно-волокнистые агрегаты этого минерала.

Гранат. Возможность магматогенного происхождения железо-магнезиальных гранатов в некоторых петрографических провинциях, характеризующихся повышенной глиноземистостью магм, в настоящее время едва ли вызывает сомнение у исследователей. В отношении кальциевых гранатов этот вопрос почти не обсуждался в литературе. Вместе с тем результаты исследований А. А. Кухаренко и Э. А. Багдасарова (1962) допускают возможность кристаллизации граната существенно кальциевого состава непосредственно из щелочного расплава. Равновесные взаимоотношения такого граната с нефелином и щелочным полевым шпатом наблюдались также в ботогольских нефелиновых сиенитах (Костюк, Базарова, 1966). Щелочные гранатсодержащие породы типа святоноситов в Прибайкалье, по-видимому, вообще имеют достаточно широкое распространение. Под этим названием они описаны Г. В. Андреевым (1965$_2$) и для Сынныра. И тем не менее выделить святоноситы здесь в виде сколько-нибудь самостоятельных или обособленных тел на общем фоне нефелиновых и щелочных сиенитов весьма затруднительно. Гранат как породообразующий минерал встречается в них относительно часто, иногда вне всякой видимой связи с известняками, хотя нередко его появление приурочено к эндоконтактовым зонам щелочных пород с

Таблица 6. **Результаты химических анализов (в вес. %) и оптические свойства клинопироксенов из пород Сыннырского массива** *

Окислы	20	21	22	23	Окислы	20	21	22	23
SiO_2	49,15	47,25	52,04	52,44	CaO	19,08	19,92	3,73	12,05
TiO_2	1,45	0,70	0,78	0,62	Na_2O	2,48	1,96	11,56	6,10
Al_2O_3	1,87	3,73	0,45	Сл.	K_2O	0,54	0,43	0,18	0,08
Fe_2O_3	7,71	6,96	24,88	15,54	P_2O_5	0,58	0,43	—	—
FeO	5,05	6,65	3,47	5,75	H_2O^-	0,25	0,36	0,28	0,28
MnO	0,41	0,42	0,17	0,99	П.п.п.	0,40	0,88	0,62	0,96
MgO	10,96	10,35	1,21	5,19	Сумма	99,93	100,04	99,67	99,98
					Ng'	1,726	1,724	1,813	1,810
					Np'	1,700	1,700	1,755	1,755
					*Ng—Np***	—	—	0,057	0,056
					$2v\,(+)$	69	68	116	—
					cNg	55	54	86	—

Кристаллохимические формулы и компонентный состав (в мол. %) пироксенов

20. $(Na_{0,21}Ca_{0,76}Mn_{0,015})_{0,985}(Mg_{0,63}Fe^{2+}_{0,165}Fe^{3+}_{0,222}Ti_{0,018})_{1,035}[Al_{0,088}Ti_{0,022}Si_{1,890}O_6]$ (эгирина — 19, диопсида—57,1, геденбергита—16,3, чермакита—7,6);

21. $(Na_{0,17}Ca_{0,805}Mn_{0,015})_{0,99}(Mg_{0,60}Fe^{2+}_{0,22}Fe^{3+}_{0,20}Ti_{0,02})_{1,04}[Al_{0,16}Si_{1,84}O_6]$ (эгирина—16,3, диопсида — —57,6, геденбергита—21.1, чермакита—5);

22. $(Na_{0,88}Ca_{0,17})_{1,05}(Mg_{0,07}Fe^{2+}_{0,13}Fe^{3+}_{0,74}Al_{0,02}Ti_{0,02})_{0,98}[Si_2O_6]$, (эгирина — 78,6, диопсида —7,1, геденбергита — 10,2, жадеита — 4,1);

23. $(Na_{0,46}Ca_{0,52})_{0,98}(Mg_{0,30}Mn_{0,03}Fe^{2+}_{0,19}Fe^{3+}_{0,46}Ti_{0,02})_{1,00}[Si_2O_6]$ (эгирина— 46,9, диопсида— 30,6, геденбергита— 22,5).

* См. примечание к табл. 2.

** Измерены поворотным компенсатором.

вмещающими существенно карбонатными толщами. В последнем случае он существенно отличается от граната щелочных пород (практически не содержащего гроссуляра) значительным обогащением гроссуляровым компонентом (до 21—36%) в ущерб андрадитовому при сохраняющемся столь же низком количестве пиральспитового компонента (3—5%) и несколько пониженным содержанием титана.

В табл. 7 отражены составы гранатов из собственно щелочных пород. По количеству титана их следует относить к типичным меланитам. Расчет, произведенный по схеме А. А. Кухаренко и Э. А. Багдасарова (1962), в нашем случае отражает соотношение $Ti^{3+}:Ti^{4+}=(50—66\%):(50—34\%)$, т. е. некоторое преобладание в структуре минерала трехвалентного титана над четырехвалентным.

Характер взаимоотношений с другими минералами свидетельствует о том, что в результате реакционных превращений образование граната может протекать по схеме (принимая полную изоморфную смесимость FeO и MgO):

$$0{,}2\,(K_{0,8}Na_{0,2})\,AlSi_3O_8 + 1{,}8\,(Ca_{0,8}Na_{0,2})\,(Mg_{0,6}Fe^{2+}_{0,2}Fe^{3+}_{0,2})\,[Si_2O_6] +$$

$$+ 0{,}56\,CaCO_3 + 1{,}8\,TiO_2 \rightarrow (Na_{0,2}Ca_{2\,6}Fe_{0,2}) \times$$

$$\times (Fe_{1,6}Al_{0,2}Ti_{0,2})\,[Ti_{0,2} \times Si_{2,8}O_{12}] + 1{,}4\,CaTiSiO_5 + 0{,}1\,Na_2O + 0{,}08\,K_2O + 0{,}56\,CO_2$$

Таблица 7. **Результаты химических анализов (в вес. %) и показатели преломления гранатов из щелочных пород Сыннырского массива** *

Окислы	24	25	Окислы	24	25
SiO_2	34,00	32,35	CaO	29,84	30,71
TiO_2	5,70	6,30	Na_2O	0,49	0,71
Al_2O_3	1,83	0,67	K_2O	0,14	0,18
Fe_2O_3	21,85	23,90	P_2O_5	—	0,10
FeO	3,62	2,78	H_2O^-	0,32	0,22
MnO	0,55	0,52	П. п. п.	0,80	0,38
MgO	0,86	0,17			
			Сумма	100,00	99,54
			N	1,900 ±0,003	1,904 ±0,003

Компонентный состав гранатов (в мол. %)

	24	25
Альмандин	1,5	1,5
Спессартин	1,5	
Пироп	4,0	0,5
Гроссуляр	2,0	1,0
Андрадит	79,0	86,0
Меланит	12,0	11,0

Кристаллохимические формулы гранатов

24. $(Na_{0,09}Ca_{2,70}Mn_{0,04}Mg_{0,11}Fe^{2+}_{0,06})_{3,0}(Fe^{3+}_{1,58}Al_{0,18}Ti_{0,24})_{2,0}[Ti_{0,12}Si_{2,88}O_{12}]$;

25. $(Na_{0,12}Ca_{2,80}Mn_{0,03}Mg_{0,02}Fe^{2+}_{0,02})_{3,01}(Fe^{3+}_{1,72}Al_{0,07}Ti_{0,21})_{2,0}[Ti_{0,20}Si_{2,80}O_{12}]$.

См. примечание к табл. 2.

Аналогичная реакция, в частности, в дитроитах может происходить с участием нефелина:

$$1{,}8\,(Ca_{0,8}Na_{0,2})\,(Mg_{0,6}Fe^{2+}_{0,2}Fe^{3+}_{0,2})\,[Si_2O_6] + 0{,}2\,(Na_{0,7}K_{0,3})\,AlSiO_4 +$$
$$+ 2{,}16\,CaCO_3 + 1{,}4\,TiO_2 + 0{,}03\,K_2O \rightarrow (Na_{0,2}Ca_{2,6}Fe_{0,2}) \times$$
$$\times (Fe_{1,6}Al_{0,2}Ti_{0,2}) \times [Ti_{0,2}Si_{2,8}O_{12}] + CaTiSiO_5 + 0{,}15\,Na_2O + 2{,}16\,CO_2.$$

Нередко в шлифах наблюдаются и иные взаимоотношения, когда на стыках клинопироксена и нефелина или калиевого полевого шпата, содержащих мелкие пойкилитовые включения кальцита, вокруг последнего в виде оторочек и мелкочешуйчатых агрегатов одновременно развиваются гранат и биотит по реакции:

$$4{,}5\,(Ca_{0,8}Na_{0,2})\,(Mg_{0,6}Fe^{2+}_{0,2}Fe^{3+}_{0,2})\,[Si_2O_6] + 1{,}2\,(Na_{0,7}K_{0,3}) \times$$
$$\times AlSiO_4 + 2{,}7\,CaCO_3 + H_2O + 4{,}7\,TiO_2 + 0{,}32\,K_2O + 1{,}075\,O_2 \rightarrow$$
$$\rightarrow (Na_{0,2}Ca_{2,8}Fe_{0,2})\,(Fe_{1,6}Al_{0,2}Ti_{0,2})\,[Ti_{0,2}Si_{2,8}O_{12}] +$$
$$+ K(Mg_{0,9}Fe^{2+}_{1,2}Fe^{3+}_{0,6}Ti_{0,3})(OH)_2[Al_{1,3}Si_{2,7}O_{10}] + 4{,}7\,CaTiSiO_5 + 2{,}7\,CO_2 + 0{,}87\,Na_2O.$$

Амфибол нельзя отнести к ведущим породообразующим минералам щелочных пород Сыннырa. В количествах, не превышающих первых процентов, он чаще всего встречается в трахитоидных пуласкитах и щелочных сиенитах центральной части сложного плутона. В шлифах мине-

рал имеет чрезвычайно интенсивную буровато-коричневую окраску по *Ng* с плеохроизмом до светло-желтых тонов по *Np*. Для него получены: $Ng = 1{,}692$, $Np' = 1{,}670$. Величину угла оптических осей из-за густоты окраски определить точнее пределов (—) 47—50° не удается.

Для ряда зерен получена такая оптическая ориентировка:

	Ng	*Nm*	*Np*		*Ng*	*Nm*	*Np*
⊥Cп (110)	62	74	33	⊤Cп (110)	62	65	38
[001]	90	19	71	[001]	90	24	66

Железистость минерала, снятая с диаграммы В. С. Соболева (1950), составляет 60 мол.%.

Наряду с отмеченным и также очень редко встречается сине-зеленый существенно щелочной амфибол. Это вторичное, очевидно, довольно позднее образование, явно развивающееся по клинопироксену вдоль трещинок и по контурам последнего. Роль его в породах несущественна.

При расчете реакционных превращений, приведенных ниже, нами учтено лишь соотношение MgO/FeO в буровато-коричневом амфиболе. В остальном, судя по оптическим константам, позволяющим отнести его к ряду гастингсит — баркевикит, принят соответствующий компонентный состав.

Сфен является обычным минералом щелочных пород в виде акцессорной примеси; иногда он содержится в ощутимых количествах, особенно в зонах эндоконтактов щелочных пород с блоками или вмещающими толщами карбонатно-сланцевых пород.

Повсеместное обнаружение сфена и рудного минерала (титаномагнетита и ильменита) в щелочных породах свидетельствует о достаточно высокой подвижности титана в расплаве. Это отчетливо фиксируется также составом биотита и граната, который, вероятнее всего, выделялся на поздних стадиях магматогенного процесса.

Среди акцессорных минералов щелочных пород встречается также апатит, реже циркон.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Относительно ограниченный набор главных породообразующих минералов в комплексе щелочных пород Сынныра обусловил простоту их парагенетических связей. Как правило, преобладают 3—4-минеральные ассоциации, определяемые наличием или отсутствием нефелина и амфибола.

Закономерности в вариациях ассоциирующих минералов наглядно иллюстрируются рис. 1, построенном исходя из предположения определяющей роли щелочей на течение процесса с учетом реальных составов анализированных минералов, а именно:

Ортоклаз (*Ort*) . . . . . $(K_{0,8}\ Na_{0,2})\ AlSi_3O_8$

Нефелин (*Ne*) . . . . . $(Na_{0,7}\ K_{0,3})\ AlSiO_4$

Пироксен (*KlPr*) . . . $(Na_{0,2}\ Ca_{0,8})\ (Mg_{0,6}\ Fe^{2+}_{0,2}\ Fe^{3+}_{0,2})[Si_2O_6]$

Биотит (*Bi*) . . . . . $K\ (Mg_{0,9}\ Fe^{2+}_{1,2}Fe^{3+}_{0,6}\ Ti_{0,3})\ (OH)_2\ [Al_{1,3}\ Si_{2,7}O_{10}]$

Амфибол (*Amf*) . . . . $(Na_{0,7}\ K_{0,3}\ Ca_{2,0})\ (Mg_{1,5}\ Fe_{2,0})\ Al(OH)_2\ [AlSi_7O_{22}]$

Общий ход реакционных превращений свидетельствует о том, что такие компоненты системы, как H_2O, CO_2, Na_2O, CaO, K_2O и даже TiO_2, в процессе минералообразования вполне подвижны. Аналогично поведение кислорода, обусловливающего различную степень окисления железа в фемических минералах.

В щелочных и нефелиновых сиенитах Сынныра обычны оторочки и агрегаты зерен канкринита, развивающегося в нефелине вокруг пойкилитовых включений кальцита. Это свидетельствует о том, что режим минералообразования (судя по данным гомогенизации газово-жидких включений в канкрините) соответствовал температурам порядка 600° С (Панина, 1966). Изредка устанавливается также развитие оторочек чешуйчатого биотита или, как было отмечено выше, оторочек биотита совместно с гранатом вокруг пойкилитовых включений кальцита в алюмосиликатных салических минералах. Следовательно, в случае взаимоотношений канкринита с кальцитом (канкринит развивается по нефелину с участием кальцита) появляются достаточно прямые критерии для суждения о нижнем температурном пределе кристаллизации последнего.

Таким образом, хотя и менее отчетливо, нежели в щелочных породах Восточного Саяна (Костюк, Базарова, 1966), но и здесь также имеются веские данные о том, что кальцит принимал участие в процессе магматогенного минералообразования, по крайней мере на относительно поздних этапах кристаллизации. Об этом же достаточно определенно говорят все реакции превращений минералов (см., например, безгранатовые реакции к рис. 2 и 3), написанные с учетом их анализированных составов. В реакциях с участием фемических минералов такой процесс обязательно протекает с поглощением или с выделением CaO, условно связываемого нами в кальците (*Ka*), что отражает достаточно высокую степень подвижности CaO вне зависимости от позиции, занимаемой в отношении возможности или невозможности участия кальцита (как минеральной фазы) в магматогенных процессах. В качестве инертных компонентов системы нами приняты Al_2O_3, SiO_2 и (Mg, Fe)O.

Рассчитанные реакции моновариантной системы без участия одного из минералов (3+2—4=1) имеют вид:

$$(Ne)\ 0{,}9\,Ort + Bi + 1{,}15\,KlPr + 1{,}28\,Ka + 0{,}1\,H_2O +$$
$$+ 0{,}18\,Na_2O \rightarrow 1{,}1\,Amf + 1{,}28\,CO_2 + 0{,}3\,TiO_2 + 0{,}695\,K_2O;$$

$$(Ort)\ 2{,}7\,Ne + Bi + 4{,}3\,KlPr + 0{,}56\,Ka + H_2O \rightarrow 2\,Amf +$$
$$+ 0{,}56\,CO_2 + 0{,}3\,TiO_2 + 0{,}675\,Na_2O + 0{,}605\,K_2O;$$

$$(KlPr)\ 4{,}3\,(Ort) + 3{,}5\,Bi + 5{,}4\,Ka + 1{,}7225\,Na_2O \rightarrow$$
$$\rightarrow 3{,}45\,Ne + 2{,}7\,Amf + 5{,}4\,CO_2 + 2{,}5475\,K_2O;$$

$$(Bi)\ Ort + Amf + 0{,}8\,Ka + 0{,}95\,Na_2O \rightarrow 3Ne + 3{,}5\,KlPr + 0{,}8\,CO_2 + H_2O + 0{,}1\,K_2O;$$

$$(Amf)\ 2\,Ort + Bi + 2{,}16\,Ka + 1{,}225\,Na_2O \rightarrow 3{,}3\,Ne +$$
$$+ 2{,}7\,KlPr + 2{,}16\,CO_2 + H_2O + 0{,}805\,K_2O.$$

Из рис. 1 явствует, что нефелин становится неустойчивым при очень высоком потенциале K_2O. Наиболее распространены здесь наблюдаемые в щелочных сиенитах ортоклаз-биотит-пироксеновые ассоциации. Верхняя часть диаграммы должна соответствовать крайне высоким химическим потенциалам Na_2O и образованию бесполевошпатовых уртитов, которые в комплексе сыннырских щелочных пород практически никогда не возникали. Следовательно, либо активность натрия здесь не превышала некоторый определенный предел, либо при высоком уровне таковой потенциал калия повсеместно оставался также чрезвычайно высоким, благодаря чему калиевый полевой шпат во всех случаях является превалирующим минералом. Последнее предположение кажется более убедительным. Очевидно, для нефелинсодержащих пород массива соблю-

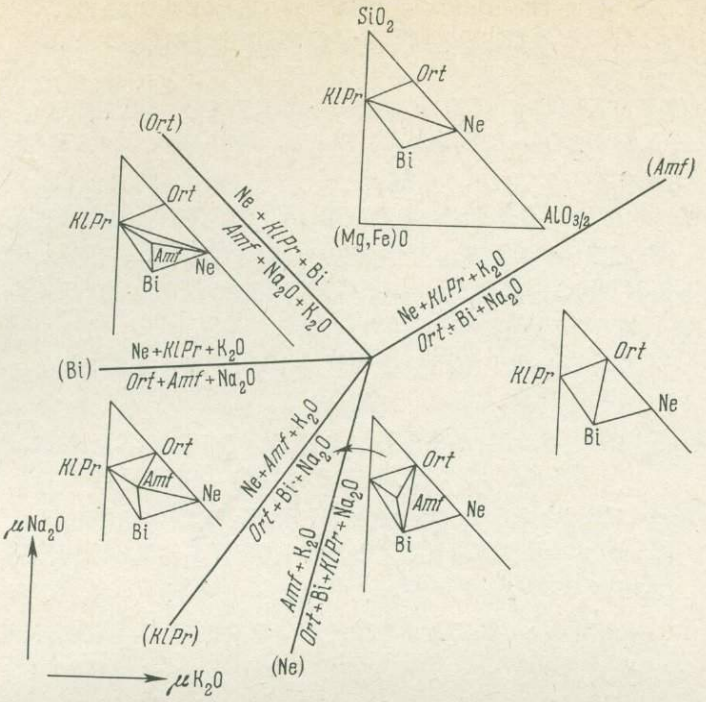


Рис. 1. Парагенетические взаимоотношения в пятиминеральной системе SiO_2—(Mg, Fe)O—Al_2O_3, определяемые химическими потенциалами щелочей

дались условия настолько высоких химических потенциалов щелочей, при которых устойчивость амфибола становилась весьма ограниченной.

Картина резко усложняется при рассмотрении гранатсодержащих пород. Парагенетические взаимоотношения минералов в этом случае изображены на рис. 2 и 3. Пользуясь общепринятым методом построения многопучковых диаграмм (Д. С. Коржинский, 1957) для шестиминеральной системы, имеющей отрицательную степень свободы (3+2—6= =—1), получаем шесть нонвариантных пучков, увязывающихся в две мультисистемы, определяемые различной степенью подвижности щелочей и их химическими потенциалами.

Все минеральные превращения в системе для пучков [*Ort*], [*Ne*], [*KlPr*], [*Bi*] и [*Amf*] с учетом реальных составов минералов, в том числе и граната (см. выше реакции возможного его образования), представляются в таком виде:

[*Ort*]

$$(KlPr)\ 7{,}4\ Ne + 8\ Gr + 1{,}2\ CO_2 + 4{,}6\ H_2O \rightarrow 4{,}4\ Amf + 0{,}2\ Bi + 12\ Ka + 1{,}75\ Na_2O + 0{,}35\ K_2O + 3{,}14\ TiO_2;$$

$$(Bi)\ 0{,}8\ Ne + 2Gr + 0{,}2\ KlPr + 3{,}16\ CO_2 + 1{,}2\ H_2O \rightarrow 1{,}2\ Amf + 3{,}16\ Ka + 0{,}8\ TiO_2 + 0{,}5\ N_2O + 0{,}12\ K_2O;$$

$$(Gr)\ 2{,}7\ Ne + Bi + 4{,}3\ KlPr + 3{,}44\ Ka + H_2O \rightarrow 2Amf + 0{,}3\ TiO_2 + 3{,}44\ CO_2 + 0{,}675\ Na_2O + 0{,}555\ K_2O;$$

$$(Amf)\ 0{,}5\ Ne + 4Gr + H_2O + 6{,}8\ CO_2 + 0{,}425\ K_2O \rightarrow Bi + 4{,}5\ KlPr + 6{,}8\ Ka + 1{,}3\ TiO_2 + 0{,}125\ Na_2O;$$

$$(Ne)\,3{,}575\,KlPr + 0{,}8\,Bi + 4{,}66\,Ka \rightarrow 2{,}7\,Gr + 0{,}25\,Amf + 4{,}66\,CO_2 + 0{,}55\,H_2O + 0{,}3625\,K_2O;$$

[*Ne*]

$$(KlPr)\,7{,}15\,Ort + 5{,}9\,Bi + 6{,}9\,Gr + 1{,}74\,CO_2 + 2{,}2\,H_2O + 1{,}43\,Na_2O \rightarrow 8{,}1\,Amf + 1{,}74\,Ka + 4{,}53\,TiO_2 + 4{,}6\,K_2O;$$

$$(Bi)\,0{,}8\,Ort + 3\,Gr + 0{,}56\,Ka + 0{,}7\,H_2O + 0{,}16\,Na_2O \rightarrow 2{,}95\,KlPr + 0{,}7\,Amf + 0{,}56\,CO_2 + 0{,}215\,K_2O + 0{,}02\,TiO_2;$$

$$(Gr)\,2{,}7\,Ort + 3\,Bi + 3{,}45\,KlPr + 3{,}84\,Ka + 0{,}3\,H_2O + 0{,}54\,Na_2O \rightarrow 3{,}3\,Amf + 0{,}9\,TiO_2 + 3{,}84\,CO_2 + 2{,}085\,K_2O;$$

$$(Amf)\,0{,}5\,Ort + 6{,}6\,Gr + 10{,}68\,CO_2 + 1{,}4\,H_2O + 0{,}1\,Na_2O + 0{,}5\,K_2O \rightarrow 8{,}1\,KlPr + 1{,}4\,Bi + 10{,}68\,Ka + 2{,}22\,TiO_2;$$

[*KlPr*]

$$(Bi)\,0{,}1\,Ort + 3{,}2\,Ne + 3{,}5\,Gr + 2\,H_2O + 5{,}1\,CO_2 \rightarrow 2\,Amf + 5{,}1\,Ka + 1{,}4\,TiO_2 + 0{,}78\,Na_2O + 0{,}57\,K_2O;$$

$$(Gr)\,4{,}3\,Ort + 3{,}5\,Bi + 5{,}4\,Ka + 1{,}5875\,Na_2O \rightarrow 3{,}45\,Ne + 2{,}7\,Amf + 0{,}8\,H_2O + 5{,}4\,CO_2 + 1{,}05\,TiO_2 + 2{,}5475\,K_2O;$$

$$(Amf)\,2{,}25\,Ort + 1{,}8\,Bi + 7{,}02\,Ka + 0{,}54\,TiO_2 + 1{,}462\,5\,Na_2O \rightarrow 4{,}05\,Ne + 2{,}7\,Gr + 1{,}8\,H_2O + 7{,}02\,CO_2 + 1{,}1925\,K_2O;$$

[*Bi*]

$$(Gr)\,Ort + Amf + 0{,}8\,Ka + 0{,}95\,Na_2O \rightarrow 3\,Ne + 3{,}5\,KlPr + 0{,}8\,CO_2 + H_2O + 0{,}1\,K_2O;$$

$$(Amf)\,0{,}5\,Ort + Gr + 1{,}6\,CO_2 + 0{,}275\,Na_2O \rightarrow 0{,}7\,Ne + 1{,}8\,KlPr + 1{,}16\,Ka + 0{,}4\,TiO_2 + 0{,}095\,K_2O;$$

[*Amf*]

$$(Gr)\,2\,Ort + Bi + 2{,}16\,Ka + 1{,}225\,Na_2O \rightarrow 3{,}3\,Ne + 2{,}7\,KlPr + H_2O + 2{,}16\,CO_2 + 0{,}3\,TiO_2 + 0{,}805\,K_2O.$$

Одна из диаграмм должна быть метастабильной. Вместе с тем поскольку в каждой мультисистеме увязывается только три узла, что делает их равноценными, строго отнести к метастабильной какую-либо из них не представляется возможным. Судя лишь по тому, что во всех без исключения реальных ассоциациях присутствуют ортоклаз, а в превалирующих здесь нефелиновых породах также нефелин (узлы [*Ort*] и [Ne] при этом являются мнимыми), стабильной должна быть мультисистема рис. 2.

На рис. 2 и 3 отчетливо видно, что безбиотитовые ассоциации становятся неустойчивыми при низких потенциалах калия. И так как биотит (равно как и ортоклаз) относится к наиболее распространенным минералам, можно утверждать, что резкого понижения потенциала калия на всех этапах кристаллизации пород не происходило.

Безамфиболовые ассоциации становятся неустойчивыми при одновременно низких потенциалах Na_2O и K_2O. Очевидно, превалирующее влияние на неустойчивость гастингситового амфибола, выразившееся в чрезвычайно ограниченном его развитии в сыннырских щелочных породах, оказала прежде всего высокая активность калия, поскольку на рис. 3 линия разложения амфибола смещена (оттеснена) к ординате Na_2O. В сторону повышения потенциала калия амфибол замещается ортоклазом и биотитом. Однако при очень высоком потенциале натрия этот минерал также разлагается, но уже на нефелин, ассоциирующий преимущественно с клинопироксеном (см. рис. 2, поле 1 и поля 1, 12 на рис. 3).

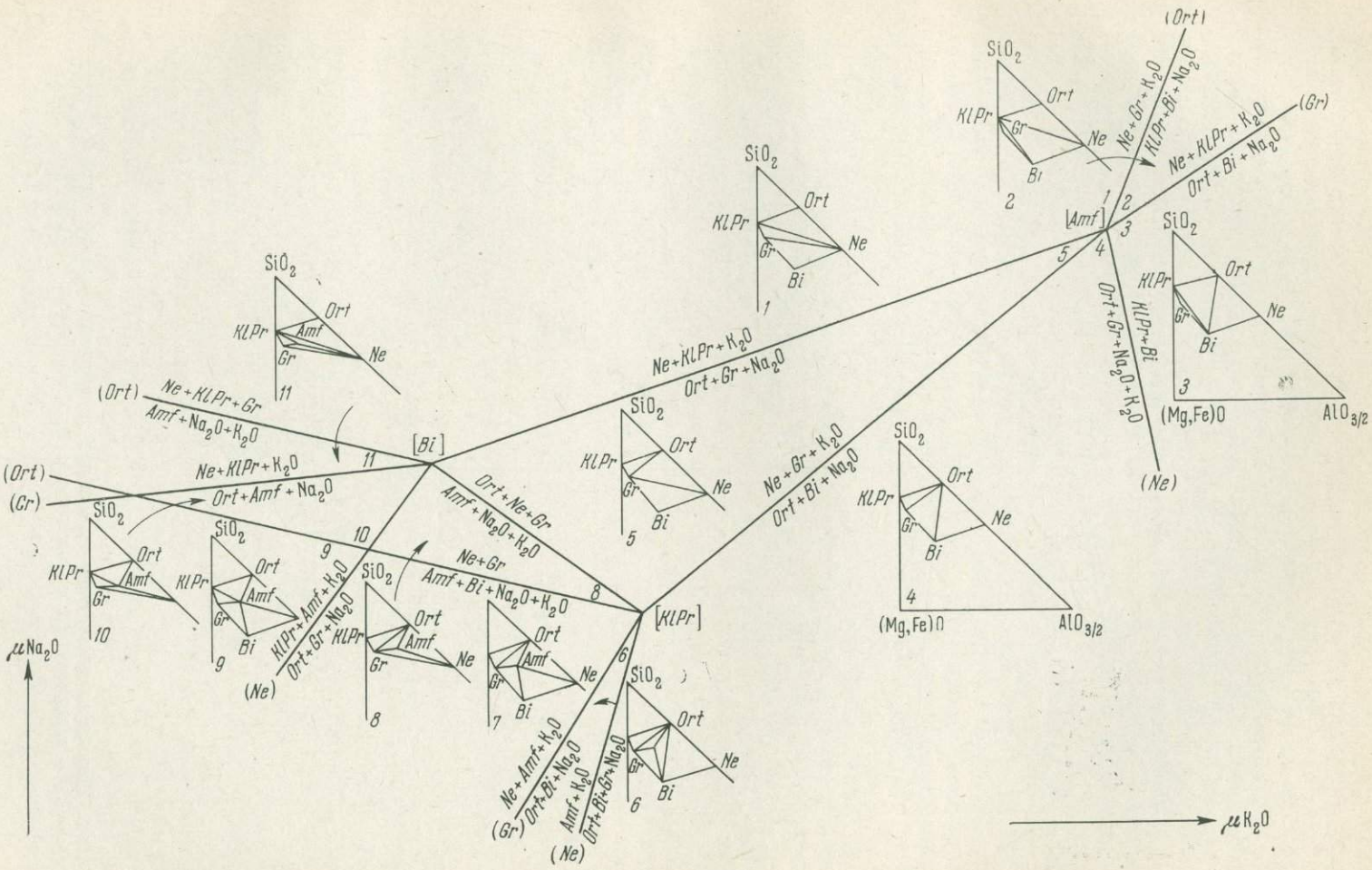


Рис. 2. Парагенетические взаимоотношения в шестиминеральной системе SiO_2—(Mg, Fe)O—Al_2O_3 в зависимости от химических потенциалов щелочей (пучки **[*Bi*]**, **[*KlPr*]** и **[*Amf*]**)

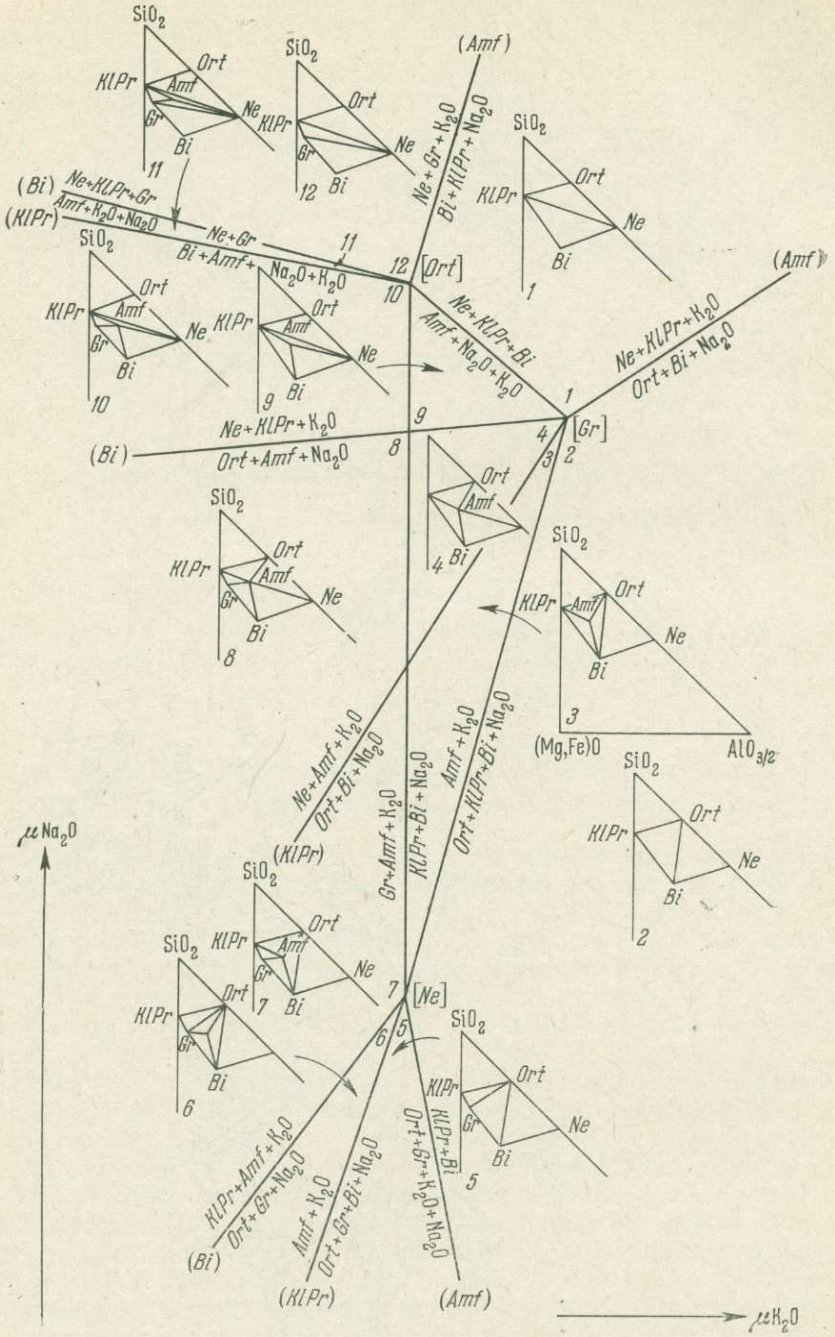


Рис. 3. Парагенетические взаимоотношения в шестиминеральной системе SiO_2—(Mg, Fe)O—Al_2O_3 в зависимости от потенциала щелочей (пучки [*Ort*], [*Gr*] и [*Ne*])

Судя по реакциям на рис. 2, титанистый гранат должен появляться во многих ассоциациях нефелиновых сиенитов. Вместе с тем с повышением потенциалов щелочей — и в действительности они сохраняются здесь высокими — поля, включающие парагенезисы с гранатом, сокращаются и, наконец, выклиниваются полностью (см. рис. 2 и 3).

Устойчивость эгиринизированного клинопироксена лишь в небольшой степени зависит от активности щелочей, в частности натрия. Теоретически пироксен может существовать в обширной области и в разных ассоциациях. В действительности же особая роль, которую на ранних этапах кристаллизации играет калий как наиболее активный из щелочных оснований при относительно высокой глиноземистости магмы, обусловливает предпочтительное связывание магния, железа и алюминия в биотите, имеющем, за исключением фойяитов, гораздо более широкое распространение, нежели пироксен.

Особенностью Сыннырского массива является обилие калийсодержащих минералов — калиевого полевого шпата и биотита. Эта же особенность отразилась и на составе нефелина, обладающего заметно повышенным содержанием кальсилитового минала. Все это свидетельствует об общем определяющем влиянии калия на процесс магматогенной кристаллизации в Сыннырском массиве, приведшей в самом начале к кристаллизации лейцитовых (ныне псевдолейцитовых) щелочных пород.

Ортоклаз-биотитовые (±пироксен) ассоциации в щелочных сиенитах занимают на рис. 2 и 3 наиболее обширные поля, и их устойчивость, наряду с прочими факторами, определяется соответствующим соотношением химических потенциалов K_2O и Na_2O. Для этих же полей отчетливо выступает и другая особенность: относительная простота набора ассоциирующих минералов в треугольниках фаз. Очевидно, устойчивый режим щелочей в процессе кристаллизации при их высоких потенциалах способствует образованию маломинеральных парагенезисов, т. е. направлению реакционного процесса в сторону кристаллизации минимального числа наиболее устойчивых при данных физико-химических и термодинамических условиях минералов. И наоборот — в направлении снижения активности щелочей расширяется возможность как образования гораздо больших вариационных сочетаний минералов, так и возникновения новых минеральных фаз, что видно на рис. 2 и 3 в полях их левой нижней части. Для щелочных магм Сынныра последнее условие, очевидно, не соблюдалось.

Для выяснения последовательности (или стадийности) формирования главных типов пород массива одним из авторов статьи были проведены термолюминесцентные исследования псевдолейцитовых сиенитов и аналогичных им по составу так называемых «сынныритов» [1]. Было установлено, что сынныриты, размещенные в виде замкнутого кольца вокруг центрального ядра щелочных сиенитов и пуласкитов, в контакте последних с нефелиновыми сиенитами, возникли при постмагматической переработке ранее существовавших нефелиновых сиенитов. Причиной такого метасоматоза, вероятнее всего, служило более позднее внедрение пуласкитов. Для порфировидных псевдолейцитовых пород, залегающих среди нефелиновых сиенитов, Л. И. Паниной подтверждена возможность образования псевдолейцитового агрегата в магматическую стадию при температурах выше 900° С. Отсюда следует, что возникновение лейцитовых пород относится к самым ранним этапам кристаллизации высококалиевой щелочной магмы и предшествовало образованию главной массы нефелиновых сиенитов. Учитывая сказанное, схему кристаллизации в Сыннырском массиве можно представить в следующем

[1] Эти материалы будут опубликованы в специальной статье.

виде: лейцитовые (ныне псевдолейцитовые) порфировидные сиениты→→нефелиновые сиениты→пуласкиты и щелочные сиениты→сыннырииты.

Таким образом, мы здесь коснулись процесса, характеризующего только среднюю, но вместе с тем и главную стадию минералообразования в породах Сыннырского плутона. Для этого случая намечается такая общая тенденция: кристаллизация нефелиновых сиенитов в условиях высоких потенциалов натрия, но при одновременно относительно высокой активности калия сменяется со временем вновь преобладающей ролью последнего, что привело к последующему внедрению магмы, в которой нефелин либо кристаллизовался в очень незначительном количестве (пуласкиты), либо совсем не появлялся (щелочные сиениты).

Эти данные согласуются с мнением о соотношении нефелиновых и щелочных сиенитов, впервые высказанным А. Я. Жидковым (1962) на основании иных соображений. Следует, однако, оговориться, что геологические взаимоотношения указанных пород не дают строгих критериев для однозначного суждения о последовательности их внедрения, с чем и связана существующая несогласованность представлений разных исследователей.

Приведенные нами соображения также не являются категорическими, а могут рассматриваться как одно из возможных объяснений, основанных на изучении определенных особенностей вещественного состава пород комплекса.

THE MINERALOGY OF HIGH POTASSIC ALKALINE ROCKS ON SYNNIRSKII PLUTONIC (NORTHERN NEAR-BAIKAL)

V. P. KOSTYUK, L. I. PANINA,
E. S. GULETSKAJA

SUMMARY

Twenty five (25) complete chemical analyses of rock-ferming minerals (tables 2—7) are given for alkaline pluton for the first time. This has provided a possibility of examining the laws regulating the changes in the paragenesis of minerals on diagrams drawn up on the assumption concerning some definite role of the alkalines K_2O and Na_2O in the process of the fused crystallization.

The ultrapotassic magma composition ctipulated wide development of such minerals as leucite (pseudo-leucite), orthoclase and biotite.

Nepheline is also distinguished by high calsilite minal content (up to 30%) which is not typical for a mineral of the intrusive facies.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г. В. Метасоматическая зональность, обусловленная процессами апатитизации в плутоне Сынныр.— Докл. АН СССР, 1964, 157, № 2.

Андреев Г. В. Магнезиальные скарны на контакте доломитов с нефелиновыми сиенитами.— Докл. АН СССР, 1965_1, 161, № 4.

Андреев Г. В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, 1965_2.

Андреев Г. В., Пак А. С. Метасоматические образования двух сложно дифференцированных плутонов Сибири.— В кн. «Происхождение щелочных пород. Труды III Всес. петрогр. совещания». Изд-во «Наука», 1964.

Андреев Г. В., Шаракшинов А. О. О происхождении псевдолейцитовых сиенитов плутона Сынныр.— Геол. и геофиз., 1965, № 11.

Архангельская В. В. О перспективах апатитового оруденения Сыннырского массива щелочных пород в связи с особенностями его геологического строения.— Разведка и охрана недр, 1964_1, № 11.

Архангельская В. В. Сыннырский массив щелочных пород и его апатиты.— Докл. АН СССР, 1964_2, **158**, № 3.

Архангельская В. В. О генезисе псевдолейцитов Сыннырского массива щелочных пород.— Докл. АН СССР, **1965**, **164**, № 3.

Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород.— Докл. АН СССР, 1961, **140**, № 1.

Жидков А. Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции.— Геол. и геофиз., 1962, № 9.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1966.

Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Парагенезис и кристаллохимические особенности титановых гранатов из щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. Геохимия.— Ученые записки Ленингр. гос. ун-та, 1962, вып. 13, № 312.

Панина Л. И. Некоторые данные о температурных условиях формирования Сыннырского щелочного массива.— Докл. АН СССР, 1966, **170**, № 6.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения железистости биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.

Sahama Th. G. Mineralogy of mafurite.— Bull. Com. geol. Finland, 1954, N 166.

Smith J. V., Sahama Th. G. Determination of the composition of natural nephelines by an X-ray method.— Min. Mag., 1954, **30**, N 226.

ОСОБЕННОСТИ БИОТИТОВ ИЗ КОРУНДОВЫХ ПЛАГИОКЛАЗИТОВ И СМЕЖНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Ю. Н. КОЛЕСНИК, Д. К. АРХИПЕНКО, Э. С. ГУЛЕЦКАЯ, П. Д. ШАРУДО

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Взаимосвязи химического состава биотитов из метаморфических пород с условиями их образования посвящено много работ, в результате которых наметился ряд эмпирических закономерностей. Главнейшими из них являются закономерности, определяющие влияние температуры (степени метаморфизма) на содержание и координационное число алюминия, железистость и содержание титана в биотитах (Великославинский, 1965; Никитина, Хильтова, 1964; Harry, 1950; Snelling, 1957, и др.).

Вместе с тем уже давно указывалось (В. С. Соболев, 1949), что изоморфизм в слюдах, как и в других силикатах, должен контролироваться химической средой, равновесной с ними в момент образования. Из некоторых последних работ, посвященных этому вопросу, видно, что подобное влияние часто бывает сравнимо или превосходит влияние температуры на состав биотитов. Так, например, А. А. Маракушевым (1966) установлено, что повышение общей глиноземистости пород изменяет зависимость содержания алюминия в биотитах от температуры метаморфизма на обратную. Батлер (Batler, 1965), сопоставивший отношение $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ в биотитах и материнских породах, пришел к выводу, что колебание этого отношения, связанное с валовым химизмом пород, может перекрывать температурную зависимость.

Из теоретических соображений ясно, что и другие химические факторы, такие, как щелочность минералообразующих растворов, относительная подвижность компонентов и т. п., должны оказывать определенное влияние на состав биотитов. Выяснение степени их влияния в определенных парагенезисах составляет важное звено в общей проблеме корреляции химического состава биотитов с условиями образования.

Настоящая работа представляет результаты исследования биотитов из парагенезисов, генетически связанных со свободным глиноземом. Биотиты отбирались из различных участков Борзовского месторождения корундовых плагиоклазитов на Урале, описанного В. С. Коптевым-Дворниковым и Е. А. Кузнецовым (1931), Л. И. Шабыниным (1949) и другими. Их химический состав приводится в табл. 1. В табл. 2 даны кристаллохимические формулы биотитов, рассчитанные на 12 атомов кислорода.

Минеральные ассоциации, из которых отобраны биотиты, можно разбить на две группы. Первая группа связана с корундом равновесными взаимоотношениями. Породы этого типа образуют симметричную метасоматическую зональность в некоторых жилах среди гипербазитов (первая западная линия месторождения) следующих видов (от периферии к центру):

1) энстатит;

2) плагиоклаз (№ 20—30), биотит, кварц, альмадин или плагиоклаз (№ 10—30), биотит, кварц;

3) плагиоклаз (№ 10—40), биотит;

Таблица 1. Результаты химических анализов (в вес. %) биотитов и альмандина

№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	F	H_2O^-	H_2O^+	Сумма
1	35,68	18,40	12,66	5,20	1,73	0,59	10,16	0,13	5,90	0,59	0,028	Не обн.	1,76	6,90	99,73
2	36,48	20,80	7,59	7,88	1,88	0,25	11,85	—	7,35	0,70	0,016	» »	0,56	5,90	99,96
3	37,57	21,04	3,20	10,29	1,75	0,29	12,80	0,35	9,15	0,27	0,024	0,54	0,36	2,86	100,49
4	35,98	19,11	8,95	8,87	2,30	0,72	9,56	0,08	7,20	0,35	1,08	Не обн.	0,72	5,66	100,58
5	33,58	21,28	5,77	11,89	1,40	0,12	10,77	0,09	7,38	1,28	0,78	» »	0,36	4,66	99,36
6	36,70	20,51	1,91	5,00	1,55	0,30	19,90	0,10	7,04	0,70	Не обн.	0,12	0,22	4,35	99,43
7	35,60	20,25	3,27	14,78	2,74	0,06	8,66	0,54	8,30	0,56	» »	0,08	0,20	2,43	99,61
8	36,90	15,67	6,91	10,59	3,95	0,06	12,09	0,34	8,12	0,10	» »	0,34	0,25	4,43	100,41
9	36,40	21,78	3,37	7,75	0,51	Не обн.	6,84	0,13	8,80	0,50	» »	0,26	0,40	3,74	100,48
10	38,16	21,38	2,28	26,08	0,02	2,51	3,07	5,83	0,20	0,22	0,028	Не обн.	—	—	99,78

1—биотит из ассоциации: $Пл_{22-30}$+*Альм*+*Кв*; 2—биотит из ассоциации: $Пл_{12}$ (рентгеном в нем установлено 5—10% примеси хлорита); 3—биотит из ассоциации: $Пл_{20}$ (+*Кв*); 4—биотит из ассоциации: $Пл_{20}$+*Кв*+*Альм*; 5—биотит из ассоциации: $Пл_{25}$+*Кор*+*Альм*; 6—биотит из ассоциации: $Пл_{92}$+*Рог. обм.* (±эпидот, кордиерит); 7—биотит из ассоциации: $Пл_{13}$+*Кв*; 8—биотит из ассоциации: $Пл_{14}$+*Орт*+*Кв*; 9—биотит из ассоциации: $Пл_{100}$+ +*Кор*+(*Шп*); мелкие гипербазитовые линзы среди чарнокитов (Половинкина, Соколова, 1958); 10—альмандин из ассоциации: $Пл_{22-30}$+*Кв*+*Би*.

Таблица 2. Кристаллохимические формулы анализированных биотитов

№ обр.	IV координация		VI координация						Межпакетные катионы								
	Si	Al	Al	Mg	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Ti	Mn	число ионов в VI координации	K	Na	Ca	ΣK+Na+Ca	H_2O	OH	F	$Σ_{катионов}$
1	2,55	1,45	0,50	1,08	0,31	0,68	0,09	0,01	2,67	0,55	0,10	0,05	0,70	+1,28	2,00	—	22,00
2	2,53	1,47	0,28	1,26	0,47	0,41	0,10	0,07	2,59	0,67	0,09	0,02	0,78	+0,67	2,00	—	21,40
3	2,77	1,23	0,60	1,40	0,63	0,18	0,09	0,02	2,92	0,86	0,04	0,02	0,92	—	1,40	—	22,51
4	2,61	1,39	0,24	1,03	0,54	0,50	0,13	0,05	2,49	0,66	0,05	0,00	0,71	+0,74	2,00	—	21,70
5	2,57	1,43	0,49	1,23	0,76	0,33	0,08	0,005	2,895	0,73	0,19	0,01	0,93	—	1,68	—	22,28
6	2,62	1,38	0,34	2,12	0,30	0,11	0,08	0,005	2,955	0,63	0,09	0,01	0,73	+0,7	2,00	0,02	21,65
7	2,76	1,24	0,61	1,005	0,96	0,19	0,15	0,001	2,916	0,82	0,09	0,01	0,92	—	0,96	0,02	21,56
8	2,73	1,27	0,09	1,33	0,66	0,38	0,23	0,02	2,71	0,76	0,02	0,01	0,79	+0,19	2,00	0,08	21,88
9	2,61	1,39	0,45	1,80	0,46	0,18	0,02	—	2,71	0,80	0,08	—	0,88	—	1,94	0,06	—

4) плагиоклаз (№ 13—60), биотит, корунд или плагиоклаз (№ 50—60), биотит, корунд, альмандин.

Существуют и другие типы зональностей с участием тех же ассоциаций, более подробные сведения о которых будут опубликованы в другой работе.

Ко второй группе (обр. 6 и 8) относятся ассоциации, не связанные непосредственно с корундом метасоматической зональностью.

В табл. 1 (обр. 9) приводится также единственный химический анализ биотита из ассоциации с корундом (Половинкина, Соколова, 1958).

На рис. 1 составы исследованных биотитов изображены в координатах Mg, $Al_{общ}$ (Fe, Ti, Mn). Здесь же для сравнения нанесены составы биотитов по литературным данным из различных метаморфических пород. Всего использовано около 150 анализов, из которых отбирались только крайние составы, оконтуривающие отдельные метаморфические

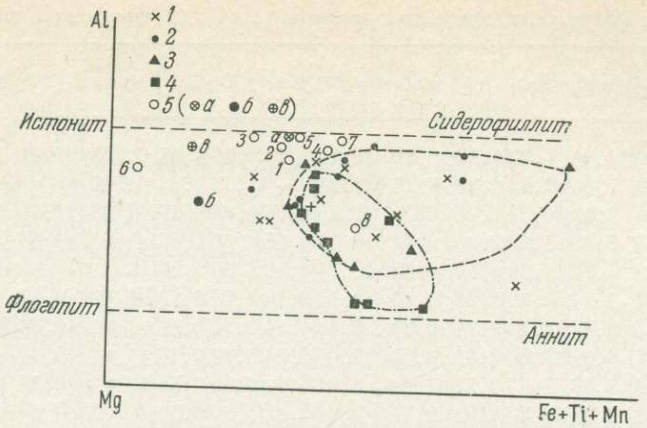


Рис. 1. Сравнение биотитов из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций с биотитами из гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма

1 — биотит-гранатовые породы (с кварцем или без него); *2* — биотит, гранат (кварц) в парагенезисе со ставролитом, силлиманитом, дистеном, кордиеритом (докембрийские гнейсы, сланцы); *3—4* — биотиты из гнейсов, богатых кальцием, эпидот-амфиболитовой (*3*) и амфиболитовой (*4*) фаций метаморфизма; *5* — анализы табл. 1, а также: *а* — биотит-гранатовой породы докембрия С.-В. Кореи (Маракушев, 1965); *б* — биотита в парагенезисе с сапфирином (Barker, 1965); *в* — биотита из ассоциации *Пл+Кор*$_1$*(+Шп)* в чарнокитах (Половинкина, Соколова, 1958)

фации. При отборе анализов особое внимание уделялось биотитам с повышенным содержанием глинозема (Великославинский, 1965; Дир и др., 1966; Другова, Глебовицкий, 1965; Маракушев, 1965; Никитина, Хильтова, 1964; Судовиков и др., 1965; Barker, 1965; Harry, 1950; Ogura, 1958). Учтены биотиты гранулитовой, амфиболитовой (и эпидот-амфиболитовой) фаций метаморфизма. Породы Борзовского месторождения корундовых плагиоклазитов относятся, по-видимому, к амфиболитовой (или эпидот-амфиболитовой) фации, которой соответствует состав граната (см. табл. 1 обр. 10) (Н. В. Соболев, 1964; Другова, Глебовицкий, 1965; Маракушев, 1966). Кристаллохимическая формула граната имеет следующий вид: $(Ca_{0,21}Na_{0,04}K_{0,02})_{0,27}(Fe_{1,74}^{2+}Fe_{0,13}^{3+}Mg_{0,37}Mn_{0,39})_{2,63} \cdot Al_2Si_3O_{12}$. Об этом же свидетельствует весьма характерная для Борзовского месторождения ассоциация роговая обманка — эпидот — плагиоклаз, типичная, по Ф. Дж. Тернеру (1961), для этой фации.

На диаграмме (см. рис. 1) видно, что биотиты Борзовского месторождения из первой группы парагенезисов, выделенной выше, вместе с биотитом из корундовых слюдитов Побужья (Половинкина, Соколова, 1958) отличаются от всех прочих (в том числе и от биотитов из гранат-биотитовых ассоциаций и глиноземистых пород гранулитовой фации) максимально высоким содержанием глинозема (в кристаллохимическом отношении они близки к ряду истонит — сидерофиллит) и сравнительно низкой железистостью. Сюда же попадает химический анализ биотита из биотит-гранатового гнейса архея Северной Кореи (Маракушев, 1965).

Биотиты из второй группы парагенезисов вполне соответствуют по содержанию глинозема амфиболитовой фации.

Из кристаллохимических соображений ясно, что при насыщенности биотитов глиноземом должна проявиться определенная корреляция между Fe^{3+} и Al. Диаграмма рис. 2, где нанесены те же самые анализы в новых координатах, показывает, что она осуществляется на самом деле.

Наконец, сопоставимы по железистости биотиты и ассоциирующие альмандины. В нашем распоряжении имеется только одна пара хими-

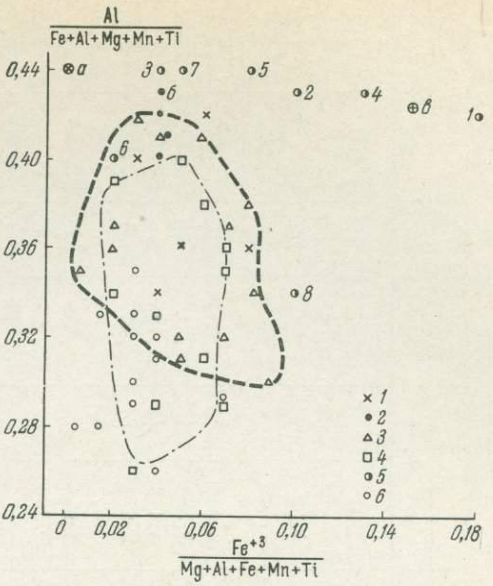


Рис. 2. Сравнение биотитов из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций с биотитами из гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма

Обозначения *1—5* те же, что на рис. 1; *6* — биотиты из флогопитовых, лазуритовых месторождений и магнезиальных скарнов (Власов, Кутукова, 1960; Гаврусевич, 1935; Коржинский, 1957; Лицарев, 1961)

чески проанализированных минералов (см. табл. 1). Физические параметры для остальных пар приведены в табл. 3, 4. Параметры ячейки гранатов получены Н. И. Зюзиным на диафрактометре УРС-50 с железным излучением по отражениям (10.4,0), (10.4,2) и (880). Железистость гранатов определялась по диаграмме Винчелла (Дир и др., 1966), которая вполне соответствует имеющемуся химическому анализу. Железистость биотитов определялась по собственной диаграмме, состав-

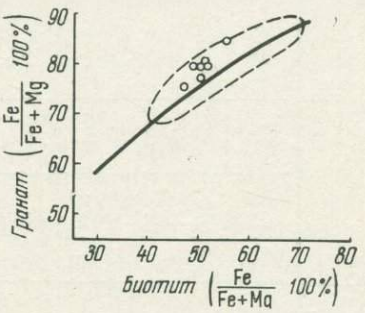


Рис. 3. Корреляция по железистости биотитов и гранатов из метасоматических пород Борзовского месторождения корундовых плагиоклазитов (объяснения в тексте)

Таблица 3. **Показатели преломления биотитов и показатели преломления и параметры a_0 элементарной ячейки гранатов**

№ обр.	Альмандины		Биотиты		№ обр.	Альмандины		Биотиты	
	N	a_0, *kX*	*Ng*	*Np*		*N*	a_0, *kX*	*Ng*	*Np*
1	1,804	11,512	1,637	1,590	8	—	—	1,650	1,588
2	—	—	1,635	1,580	9	—	—	1,617	1,572
3	—	—	1,625	1,585	11	1,813	11,508	1,657	—
4	1,803	11,507	1,652	1,591	12	1,792	11,557	1,652	—
5	1,796	11,516	1,640	1,581	13	1,806	11,525	1,650	—
6	—	—	1,610	1,568	14	1,806	11,512	1,655	—
7	—	—	1,653	—	15	1,799	11,532	1,652	—

Таблица 4. Значения межплоскостных расстояний для биотитов (обр. 1—8) (CoK_a = излучение, аппарат УРС-55-А, $D = 57{,}3$ *мм*, $d = 0{,}4$ *мм*, поправка по Si)

hkl	1		2		3		4		5		6		7		8	
	d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
001	10,00	10	9,90	10	10,10	10	10,12	10	9,811	10	10,04	10	10,30	10	10,00	10
002	—	—	—	—	4,99	0,5	—	—	—	—	—	—	5,04	0,5	—	—
020, 110	4,574	3	4,497	0,5	4,653	2	4,60	1	4,52	1	4,50	0,5	—	—	4,60	1
021	4,109	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	4,013	0,5	—	—	—	—
—	3,742	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$11\bar{2}$	—	—	—	—	—	—	3,700	1	—	—	3,620	0,5	3,614	0,5	3,687	0,5
003	3,38	7	3,35	10	3,40	10	3,41	10	3,38	10	3,38	10	3,37	10	3,38	10
$11\bar{2}$	—	—	—	—	—	—	3,181	2	—	—	3,146	1	3,183	0,5	3,155	1
$11\bar{3}$	2,932	0,5	—	—	—	—	2,940	1	—	—	2,807	1	2,94	0,5	2,923	1
023	—	—	—	—	—	—	2,780	9	2,729	0,5	—	—	—	—	—	—
200, 131	2,644	9	2,625	5	2,651	9	—	—	2,626	6	2,625	8	2,628	6	2,644	9
004, 113	2,507	0,5	2,494	0,5	2,517	3	2,517	1	2,511	1	2,505	2	2,504	3	2,505	1
201, $13\bar{2}$	2,449	5	2,439	3	2,460	5	2,449	7	2,443	3	—	—	2,443	5	2,444	4
	—	—	—	—	2,316	1	—	—	—	—	2,333	5	—	—	—	—
$20\bar{3}$	2,297	0,5	2,264	0,5	2,278	1	2,273	2	2,254	0,5	2,311	0,5	2,268	0,5	2,287	1
202, $13\bar{3}$	2,183	5	2,167	5	2,192	5	2,192	7	2,178	3	2,171	3	2,178	5	2,179	4
005	2,008	5	1,990	6	2,011	6	2,008	7	2,007	3	2,006	6	2,008	5	2,007	5
203,	1,913	0,5	1,897	0,5	1,916	1	1,916	1	1,914	0,5	1,901	0,5	1,913	0,5	1,913	0,5
$20\bar{5}$, 134	—	—	1,727	0,5	1,748	1	1,748	1	1,745	0,5	1,739	0,5	1,745	0,5	1,743	0,5
204	1,671	7	1,653	6	1,678	9	1,683	8	1,674	6	1,666	7	1,674	7	1,673	8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(b A)	9,240		9,276		9,270		9,276		9,246		9,219		9,231		9,260	
$c \sin\beta$	10,04		9,95		10,05		10,04		10,03		10,03 по		10,04		10,03	
	1M		1M		1Md		1M		1M		1Md		1M		1M	

ленной для биотитов Борзовского месторождения (см. рис. 7). На диаграмме рис. 3 сплошная линия изображает среднюю корреляцию железистости для биотитов и гранатов из метаморфических пород различных фаций (Маракушев, 1965; Kretz, 1964; Другова, Глебовицкий, 1965).

Пунктиром показан разброс точек. Все наши анализы, независимо от того, с кварцем или корундом равновесен биотит-гранатовый парагенезис, попадают в пространство, ограниченное пунктирной линий, и, судя по диаграмме (Другова, Глебовицкий, 1965), соответствуют амфиболитовой фации.

Теперь по возможности строго попытаемся ответить на вопрос о причинах необычно высокой глиноземистости биотитов Борзовского месторождения. Как видно из описания парагенезисов, общее содержание глинозема в валовом анализе породы сравнительно невелико (см. также Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931; Шабынин, 1949). Содержание корунда в исследованных образцах не превышает 5—10%, или он отсутствует вовсе, но тем не менее глиноземистость биотитов близка к максимальной.

Обратимся к анализу парагенезисов. На рис. 4 в тетраэдре Si — Al — —Fe—Mg нанесены составы корунда, кварца, плагиоклаза, альмандина и энстатита. По нашим данным, корунд вместе с альмандином и биотитом ассоциирует с плагиоклазом № 50 или несколько более основным, что и отражено на диаграмме. Конноды $Пл_{50}$ — *Альм* при разной железистости граната определяют заштрихованную плоскость. С точки зрения химических потенциалов рассматриваемых компонентов (Коржинский, 1957), этой плоскости соответствует изопотенциальное поле глинозема в ассоциации $Альм+Пл_{50}+Кор+Би$, поскольку согласно правилу фаз в четырехминеральной ассоциации при фиксированных температуре и давлении степень свободы для химического потенциала алюминия отсутствует. Эту плоскость с некоторой степенью приближения можно определить еще и как предельную для химического потенциала алюминия в биотите, который равновесен с корундом, альмандином и плагиоклазом № 50. Действительно, в аналогичном парагенезисе с кварцем вместо корунда состав плагиоклаза является более кислым (№ 15—30), что, как известно, характерно для подобной ассоциации. Таким образом, изопотенциальная плоскость для парагенезиса $Кв+Би+Альм+Пл_{25}$, которая только намечена в тетраэдре рис. 4, соответствует несколько более низкому химическому потенциалу глинозема и располагается в непосредственной близости от плоскости $Альм+Пл_{50}+Кор+Би$. Поскольку отношение Si/Mg+Fe в биотитах сравнительно мало отличается от такового в альмандине, заштрихованную плоскость можно считать точной границей химического потенциала алюминия в биотитах, отделяющей две рассматриваемые ассоциации. Другими словами, в равновесии с $Кор+Альм+Пл_{50}$ будут находиться биотиты состава $Би_1$ (рис. 4). Составы биотитов, попадающие в эту плоскость ($Би_2$), соответствуют вырожденному равновесию без корунда и кварца. Составы биотитов $Би_3$ должны быть равновесны с $Пл_{25}+Альм+Кв$.

Определим точнее содержание алюминия в биотитах, попадающих в плоскость вырожденного равновесия. Для этого воспользуемся реакцией:

$$(Fe, Mg)_3Al_2Si_3O_{12}(30—5n_1) + Na_{0,5}Ca_{0,5}Al_{1,5}Si_{2,5}O_8 \times$$
$$\times(6_{n_1} - 6_{n_2}) + 15\,K_2O + (15—3{,}75_{n_1} + 3{,}75_{n_2})\,O_2 =$$
$$= Al_2O_3(15—8n_1—12n_2) + 15\,K_2(Mg, Fe)_{6-n_1}Al_{n_1} \times$$
$$\times[Si_{6-n_2}Al_{2+n_2}O_{20}](OH)_4 + 0{,}25\,(6_{n_1} — 6_{n_2})\,Na_2O + 0{,}5\,(6_{n_1} — 6_{n_2})\,CaO$$

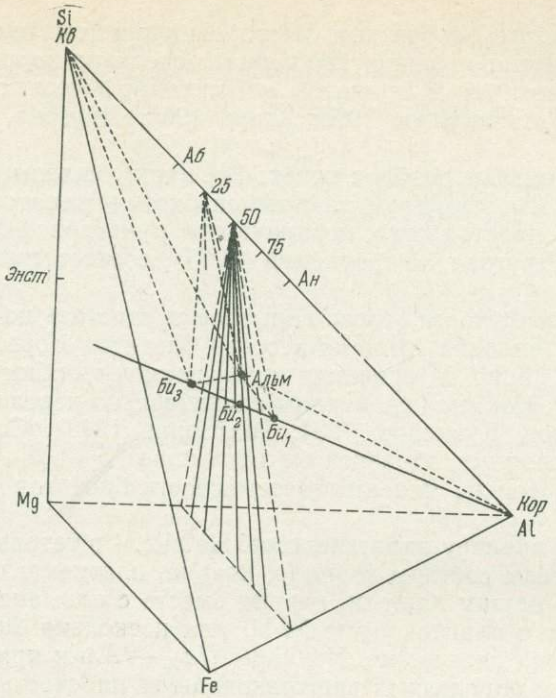


Рис. 4. Парагенетический тетраэдр для равновесных отношений между кварцем (*Кв*), плагиоклазом (*Аб-Ан*), альмандином (*Альм*), корундом (*Кор*), биотитом (*Би*), энстатитом (*Энст*)

или

$$(30—5n_1)\,Альм + (6_{n_1}—6_{n_2})\,Пл_{50} + 15\,K_2O + (15—3{,}75_{n_1} + \\ + 3{,}75_{n_2})\,O_2 = (15—8_{n_1}—12_{n_2})\,Al_2O_3 + 15\,Би + 0{,}25\times \\ \times(6_{n_1}—6_{n_2})\,Na_2O + 0{,}5\,(6_{n_1}—6_{n_2})\,CaO,$$

где n_1 — количество алюминия шестерной координации в биотите, n_2 — количество алюминия четверной координации, избыточного по сравнению с чистым составом флогопит-аннитового ряда.

Очевидно, равенство нулю коэффициента при корунде и определяет искомый состав биотита. Коэффициент больше нуля соответствует положению $Би_3$ на рис. 4; меньше нуля — положению $Би_1$.

На диаграмме рис. 5 сплошной линией в координатах n_1, n_2 показан этот предельный состав биотита. Пунктирная линия, которая соединяет точки чистого флогопит-аннитового (начало координат) и истонит-сидерофиллитового рядов, определяет составы n_1—n_2. Таким образом, область, располагающаяся справа от сплошной линии, соответствует химическому потенциалу глинозема в биотите из парагенезиса *Кор*+ +*Альм*+$Пл_{50}$+*Би*; область, располагающаяся слева от нее,— химическому потенциалу из аналогичного парагенезиса с кварцем вместо корунда.

Как видно на рис. 5, составы реальных биотитов точно подчиняются указанным соотношениям. Следует заметить, что биотиты из парагенезисов первой группы, с числом минералов меньше четырех, для которых, согласно правилу фаз, не исключена степень свободы для химического потенциала алюминия, попадают в «корундовое» поле, т. е. химический потенциал алюминия, определяющийся четырехминеральным равновесием с корундом, сохраняется в биотитах из всех других ассоциаций с

числом минералов меньше четырех независимо от того, присутствует или отсутствует в них кварц. Биотиты из парагенезисов *Пл*$_{25}$, *Альм*, *Кв*, *Би* (обр. 4 и 1) попадают в «кварцевое» поле. Но именно они (см. диаграмму, рис. 2) отличаются особо высоким содержанием трехвалентного железа, которое замещает алюминий в шестерной координации. На рис. 5 белыми кружками показано положение их составов в том случае, если бы содержание трехвалентного железа в этих биотитах не превышало обычного (0,7). Как видим, они попадают в «корундовое» поле. Таким образом, мы вынуждены констатировать наличие определенной подвижности и высоких химических потенциалов алюминия в метасоматической колонке из корундовых плагиоклазитов Борзовского месторождения, приведенной выше.

Следует заметить, что это явление далеко не всегда сопровождает высокоглиноземистые метасоматические породы, как можно судить по биотитам из десилицированных флогопитовых и лазуритовых месторождений (см. рис. 2, 6) (которые относятся к гранулитовой фации метаморфизма) из магнезиальных скарнов и изумрудных копей. Такие резкие изменения в составе биотитов, охватывающие по существу весь ряд от флогопита до сидерофиллита, определяются, по-видимому, особенностями метасоматического процесса.

Так как метасоматические явления в той или иной степени имеют место при любом метаморфизме, высказанные здесь соображения необходимо учитывать при общем анализе зависимости химического состава биотитов в метаморфических породах от условий образования.

Поскольку биотиты из корундовых плагиоклазитов выделяются в особую группу среди всех прочих по своей глиноземистости, уместно привести их физические характеристики.

На диаграмме (рис. 7) показана зависимость *Ng* от железистости в наших биотитах. Наблюдается хорошая корреляция в виде параболической кривой. Исключением является обр. 8 из ассоциации с ортоклазом, который отличается высоким содержанием титана. Следует отметить довольно хорошее совпадение нашей кривой с одной из кривых С. П. Кориковского (1966), построенной для биотитов из гнейсов амфиболитовой фации.

В табл. 4 приводятся межплоскостные расстояния для биотитов по дебаеграммам. Интенсивности определялись визуально по десятибалльной шкале. Как следует из кристаллохимических формул (см. табл. 2), для всех исследованных образцов характерна значительная степень замещений в октаэдрических структурных позициях, причем преимущественно гетеровалентного типа. В отдельных образцах отмечается Al^{VI} до 0,6, Fe^{3+} до 0,7, т. е. практически каждая третья октаэдрическая структурная позиция занята трехвалентными катионами. Очевидно, это и может служить объяснением того факта, что установленные различными авторами (Дир и др., 1966) закономерности для Mg—Fe^{2+}-рядов биотитов не находят отражения в рентгенограммах данного исследованного ряда.

Так, например, ранее Гауэром (Дир и др., 1966) для серии флогопит-аннит была отмечена хорошая корреляция отношения интенсивностей 004 и 005 с железистостью. В исследованных образцах такая корреляция отсутствует, но намечается определенная зависимость этой характеристики от содержания трехвалентных катионов (рис. 8). На диаграмме приведены уточненные интенсивности, полученные по стобалльной шкале с ориентированных агрегатов на установке УРС-50-ИМ. Интенсивности рассчитывались по площади пика, бралось среднее из трех определений.

Следует отметить, что в обр. 7 и 3, содержащих максимальное количество Al^{VI}, проявляются слабые рефлексы 002. Рентгенограммы инди-

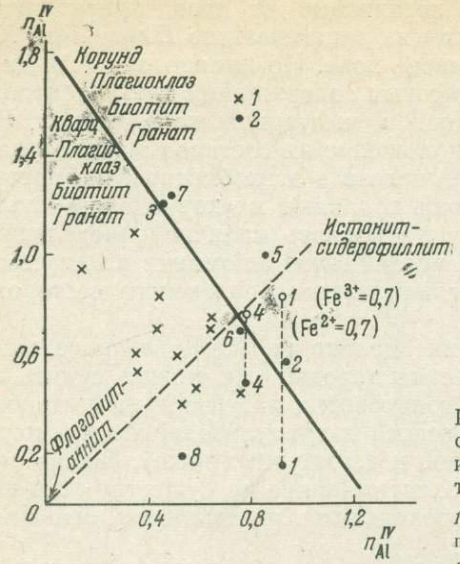


Рис. 5. Диаграмма составов биотита относительно содержания алюминия в четверной и шестерной координациях. Объяснения в тексте

1 — биотиты из альмандин-плагиоклаз-кварцевых пород различных ступеней метаморфизма; *2* — биотиты из табл. 1

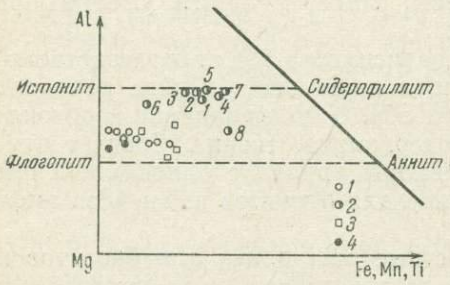


Рис. 6. Сопоставление биотитов из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций и биотитов из десилицированных пород и магнезиальных скарнов

1 — биотиты из магнезиальных скарнов; *2* — биотиты из табл. 1; *3* — биотиты из табл. 1; *3* — биотиты из изумрудных копей; *4* — биотиты из десилицированных пород

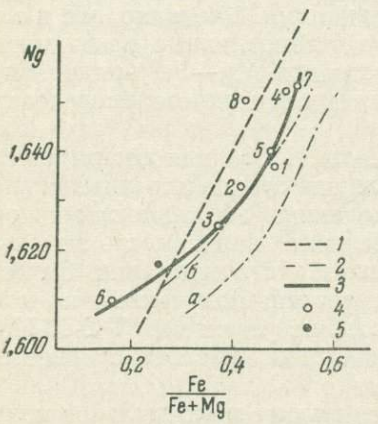


Рис. 7. Корреляция показателей преломления (*Ng*) и железистости в высокоглиноземистых биотитах из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций

1 — прямая В. С. Соболева для биотитов из гнейсов (Соболев, 1950); *2* — кривые С. П. Кориковского (1966): *а* — из бедных CaO гнейсов; *б* — из богатых CaO гнейсов зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; *3* — определенная по данным табл. 1 и 2 кривая для биотитов из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций; *4* — точки биотитов из табл. 1 и 2; *5* — точка биотита из корундового парагенезиса в чарнокитах Побужья (Половинкина, Соколова, 1958)

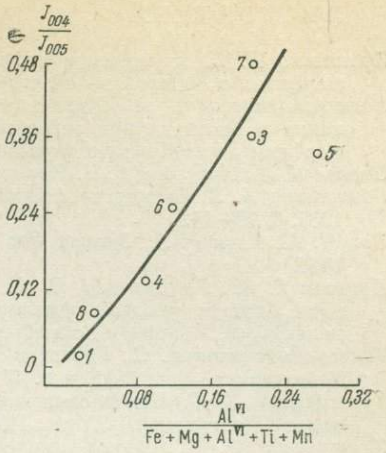


Рис. 8. Корреляция отношения интенсивностей рефлексов 004/005 и содержания алюминия шестерной координации в глиноземистых биотитах из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций. Цифры соответствуют номерам анализов в табл. 1

цированы: для каждого образца указано значение параметра b_0. Полиморфная модификация исследованных биотитов принаделжит к наиболее распространенному типу (M и $1Md$).

Для того, чтобы оценить содержание Fe^{2+}, была применена разработанная ранее Д. К. Архипенко (1963) методика съемки спектров поглощения в инфракрасной области биотитов до и после отжига при $T=800°$ (съемка проводилась на приборе UR-10 методом прессования в KBr). Изменение валентности железа, происходящее при отжиге, приводит к смещению Si—O валентной полосы. В табл. 5 приведены величины смещения этой полосы ($\Delta\nu$), которые оказались для всех образцов (за исключением обр. 1) зависящими от количества Fe^{2+}, содержащегося в исходном образце.

Таблица 5. **Величины смещения полосы Si—O ($\Delta\nu$) в зависимости от содержания Fe^{2+} (в форм. ед.)**

№ обр.	$\Delta\nu$, $см^{-1}$	Fe^{2+}	№ обр.	$\Delta\nu$, $см^{-1}$	Fe^{2+}
6	15	0,30	8	30	0,66
1	35	0,31 (?)	5	35	0,76
4	30	0,54	7	40	0,96
3	30	0,63			

Итак, биотиты корундовых плагиоклазитов Борзовского месторождения и связанных с ними ассоциаций содержат максимальное количество алюминия (приближаются к истонит-сидерофиллитовому ряду). Этим они резко отличаются от биотитов флогопит-аннитового ряда магнезиальных скарнов, лазуритовых и флогопитовых месторождений (десилицированных пород), тоже высокоглиноземистых, иногда содержащих свободный корунд. Эти различия обусловлены характером метасоматического процесса в том и в другом случае, что сказывается на подвижности глинозема и определяет его химический потенциал. Влияние температуры на глиноземистость биотитов в данной группе пород играет, по-видимому, второстепенную роль. Оно более существенно в регионально метаморфизованных породах, биотиты которых по своей глиноземистости относятся к промежуточному ряду. Однако, поскольку метасоматические процессы в той или иной степени принимают участие в региональном метаморфизме, их желательно учитывать при строгом анализе зависимости химического состава биотитов от условий образования, в частности от температуры.

ЛИТЕРАТУРА

Архипенко Д. К. Применение инфракрасной спектроскопии к изучению вопросов изоморфизма в биотитах.— Ж. структ. хим., 1963, **4**, № 2.

Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме.— В кн. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций». Изд-во «Наука», 1965.

Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960.

Гаврусевич Б. А. О составе флогопитов Слюдянки.— Труды Ломон. ин-та АН СССР, 1935, **5**, 99—112.

Дир Ч. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Изд-во «Мир», 1966.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме.— В кн. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций». Изд-во «Наука», 1965.

Коптев-Дворников В. С., Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда.— Труды Ин-та прикл. мин., 1931, вып. 47.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— Труды ИГН, петр. серия, 1947, вып. 29.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

Кориковский С. П. Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.— Докл. АН СССР, 1966, **160**, № 1.

Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.

Маракушев А. А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7.

Никитина А. П., Хильтова В. Я. Особенности кристаллохимического строения железомагнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород.— В кн. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». Изд-во «Наука», 1964.

Половинкина Ю. Ир., Соколова Е. П. О корундовом слюдите на Побужье.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Изд-во «Мир», 1965.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.

Судовиков Н. Г. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд-во «Наука», 1965.

Тернер Ф. Дж. Пересмотр метаморфических фаций.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. I. Изд-во АН СССР, 1961.

Шабынин Л. И. Генезис корундовых плагиоклазитов. **Автореф. канд. дисс., М., 1949.**

Barker F. Reaction between mafic magmas and pelitic schists, Cortlandt, N. J.— Amer. J. Sci., 1965, **262**, 614—634.

Butler B. C. M. Composition of micas in metamorfism rocks. Controls of metamorphism, Edinburg — London, 1965.

Harry W. T. Aluminium replacing silikon in some silicate lattice.— Mineral. Mag., 1950, **29**, N 209.

Kretz R. Analysis of equilibrium in garnet sillimanit-biotite gneisses from Quebeck.— J. Petrol., 1964, **5**, N 1.

Ogura J. On the granitization of some basic rocks of the Gosaisho-Takamiku district.— Japan. Journ. Geol. and Geogr., 1958, **29**, N 4.

Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks.— Univ. Chicago Press, 1952.

Snelling N. J. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones.— Geol. Mag., 1957, **94**, N 4.

АПАТИТ И АЛЛАНИТ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ КСЕНОЛИТОВ В ГРАНИТНЫХ ПОРОДАХ

А. МИАШИРО

Геологический институт Токийского университета

АПАТИТ И АЛЛАНИТ

Более 30 лет назад Ноккольдс (Nockolds, 1933) привлек внимание к тому факту, что апатит имеет тенденцию находиться чаще внутри и вокруг ксенолитов в гранитных породах, чем в самой массе гранитов. Некоторые из таких ксенолитов оказались основного и промежуточного изверженного состава, а другие — глинистыми метаморфизованными породами. Немного странно, что эта интересная статья почти совсем игнорировалась в геологической литературе последних лет. Апатит содержит Ca, P, F, H_2O и т. д. Неизвестно, то ли какие-либо из этих компонентов, то ли иные факторы играли основную роль в регулировании относительного изобилия апатита в ксенолитах и вокруг них. Сам Ноккольдс подчеркнул роль летучих (например, F ?). Известно, что фосфор наиболее обилен в промежуточных членах изверженной серии пород, как, например, показано Ноккольдсом и Митчеллом (Nockolds, Mitchell, 1948).

Я давно заинтересовался сходной тенденцией алланита, который появляется чаще в ксенолитах и вокруг них, нежели в ассоциирующих участках гранитных пород. Некоторые наблюдения в подкрепление этого утверждения будут приведены ниже.

Количество алланита могло, в первую очередь, регулироваться возможным количеством редких земель. Известно, что редкие земли обычно концентрируются в остаточных растворах прифракционной кристаллизации. Что же, однако, обусловливает ассоциацию апатита и алланита с ксенолитами? Эта ассоциация, очевидно, может отображать предполагаемую или действительную концентрацию остаточного раствора, богатого летучими. Если так, то некоторые другие элементы, характерные для остаточных растворов, могут также концентрироваться в ксенолитах и вокруг них. Насколько мне известно, геохимических исследований в этом направлении не велось. Эта работа была бы желательна для углубления нашего понимания гранитов.

АЛЛАНИТ, АССОЦИИРУЮЩИЙ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ КСЕНОЛИТОВ В ГРАНИТНЫХ ПОРОДАХ

Темные включения встречаются в гранитном штоке, расположенном между городами Хии и Даймони к востоку от г. Киото в Центральной Японии. Этот шток окружен термальной роговиковой контактовой зоной и сложен в основном довольно массивными биотитовыми гранодиоритами. Необычный алланит не встречается, но иногда он обнаружен в виде призматических кристаллов, достигающих 1,5 *см* в длину. Минерал анализирован Такубо, о чем говорится в работе Харада (Harada, 1936).

Много лет назад любитель-минералог из Киото обнаружил, что в темных включениях и вокруг них алланита намного больше, чем в обычных участках биотитового гранодиорита. Моими петрографическими исследованиями выяснено, что темные включения можно подразделить на две группы. Одна группа представлена ксенолитами изверженных пород основного и промежуточного состава. Они находятся в различных

стадиях ассимиляции, будучи сложены в основном зеленой роговой обманкой, биотитом, плагиоклазом, ортоклазом, кварцем и апатитом. Другая группа представлена ксенолитами пелитовых роговиков. Алланит был встречен в обеих группах. В тонких срезах заметно, что алланит сформировался за счет прежде существовавшего биотита, вероятно, в поздние стадии кристаллизации.

Я нашел описание нескольких более или менее подобных примеров в литературе.

Суги (Sugi, 1930) подразделил темные включения в гранитных породах района Цукуба, северо-восточнее Токио, на четыре следующие группы: 1) габбро-диоритовый тип, 2) керсантитовый тип, 3) инъекции гнейсового облика, 4) шаровые граниты. Он обнаружил, что алланит обычно ассоциирует с керсантитовыми включениями и находится в самих включениях либо в окружающем их биотитовом граните. Керсантитовые включения сложены главным образом биотитом и незональным андезином.

Бэйкер (Baker, 1939) описал алланит в некоторых гранитных породах Виктории, Австралии. Он отметил, что алланит обычно встречается в ассоциации с ксенолитами основного состава.

APATITE AND ALLANITE ASSOCIATED WITH XENOLITHIC INCLUSIONS IN GRANITIC ROCKS

A. MIYASHIRO

SUMMARY

Apatite contain Ca, P, F, H_2O, etc. It is not so far known which of these components or possibly other factors played the major role in controlling the relatively great abundance of apatite in and around xenolith. Allanite also tends to occur more commonly rather in and around xenolithic inclusions than in the associated ordinary parts of granitic rocks. Some observations supporting this statement will be summarized in this paper. (Xenolithic inclusions in granitic rocks of the east of the city of Kyoto, central Japan, of the Tsukuba district, northeast of Tokyo and oth.) The amount of allanite would be primarily controlled by the amount of rare earths available. The association of apatite and allanite with xenoliths might conceivably represent the apparent or real concentration of a residual solution rich in volatiles.

ЛИТЕРАТУРА

Baker G. Orthite in some Victorian granitic rocks.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. Palaontol., 1939, t. 1.

Harada Z. Chemische Analysenresultate von japanischen Mineralien.— J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, 1936, **3**, p. 221—362.

Nockolds S. R. Some theoretical aspects of contamination in acid magmas.— J. Geol., 1933, **41**, p. 561—589.

Nockolds S. R., Mitchell R. L. The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1948, **61**, pt. 2, N 20, p. 533—575.

Sugi K. On the granitic rocks of Tsukuda district and their associated injection-roks.— Japan. J. Geol. and Geogr., 1930, **8**, p. 29—112.

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ ОБ АКСИНИТЕ И ТУРМАЛИНЕ ИЗ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АНГЛИИ

Р. А. ХАУИ

Королевский колледж, Лондон

Аксинит является относительно обычным минералом в контактово-измененных породах юго-западной Англии, где образуется в результате борового метасоматоза поздней стадии гидротермальной активности герцинских гранитов, воздействовавших на метаморфические известковые сланцы (известково-кремнистые роговики) или измененные изверженные породы основного состава. Хотя формула аксинита пишется как $Ca_2(Fe, Mn)Al_2BSi_4O_{15}OH$, кроме взаимных вариаций железа и марганца, имеется также некоторое замещение Ca железом и марганцем в более богатых марганцем разновидностях. Следовательно, наиболее определенно формула выражается в виде $(Ca, Fe^{2+}, Mn)_3Al_2BSi_4O_{15}OH$.

Таблица 1. **Результаты химических анализов (в вес. %), количество ионов и оптические свойства аксинитов юго-западной Англии**

Окислы	М-18а	СД	М-2	Ионы	Число ионов на основе 16 (O,OH)		
					М-18а	СД	М-2
SiO_2	42,47	41,61	41,73				
Al_2O_3	18,47	19,69	18,57				
TiO_2	0,19	0,08	0,23	B	0,95	0,905	0,970
Fe_2O_3	1,19	0,86	0,77	Si	3,975 } 4,00	3,905 } 4,00	3,974 } 4,00
FeO	6,57	7,80	6,59	Al^{IV}	0,025 }	0,095 }	0,053 }
MnO	1,46	2,20	3,42	Al^{VI}	2,007	2,083	2,007
MgO	2,08	1,83	0,90	Fe^{3+}	0,084	0,061	0,056
CaO	19,93	18,96	20,14	Ti	0,014	0,007	0,017
Na_2O	0,00	0,13	0,05	Mg	0,292 } 1,01	0,256 } 1,112	0,127 } 0,98
K_2O	0,21	0,07	0,04	Fe^{2+}	0,511	0,613	0,519
B_2O_3	5,87	5,58	5,89	Mn	0,112	0,175	0,261
H_2O^+	1,61	1,57	1,58	Na	—	0,024	0,011
H_2O^-	0,07	0,01	0,05	Ca	2,007 } 2,03	1,907 } 1,94	2,037 } 2,05
				K	0,022	0,008	0,006
Сумма	100,12	100,39	99,96	OH	1,005	0,984	0,998
				Аналитик Р. А. Хауи			
Ng	1,686	1,688	1,690				
Nm	1,682	1,683	1,686				
Np	1,676	1,677	1,680				
$2V_{Np}$	—	75	74				
Уд. вес	3,31	3,30	3,31				

М-18а — светлый пурпурно-коричневый аксинит, пренит-аксинитовая порода в аплите на контакте с известковистыми осадками, Мелдон, Оунихэмптон, Девоншир; СД — сиренево-коричневый аксинит, контактово-измененный долерит с турмалином, эпидотом и актинолитом, Каррик-Дью, Ст. Айвс, Корнуолл; М-2 — темно-коричневый массивный аксинит, жила на контакте с аплитом, Мелдон, Оунихэмптон, Девоншир.

Изучение аксинитов из юго-западной Англии предпринято с целью установления соотношения их химизма с химизмом аксинитсодержащих пород и их парагенезисов. Результаты трех новых анализов аксинита вместе с количеством ионов, пересчитанных на основе 16 (O, OH), приведены в табл. 1. В табл. 2 приведено пять анализов из литературных источников, опубликованных позже, чем книга У. А. Дира и др. (1965), вместе с частичным анализом, представляющим наиболее марганцевый аксинит, обнаруженный при данном исследовании аплита Мелдон, Девоншир.

Таблица 2. **Новые анализы аксинитов**

Окислы	1	2	3	M-175	4	5
SiO_2	40,93	42,39	42,47	41,53	41,56	42,09
Al_2O_3	19,64	17,10	18,15	18,11	17,98	16,23
TiO_2	0,06	—	0,06	0,31	—	—
Fe_2O_3	0,12	1,68	0,84	1,03	1,10	1,27
FeO	6,54	5,18	7,74	6,61	4,92	1,43
MnO	1,02	1,38	2,15	4,87	6,45	10,95
MgO	2,68	4,20	0,52	0,07	1,32	1,30
CaO	19,65	20,31	19,68	20,00	19,80	20,26
Na_2O	—	0,06	0,05	0,43	—	—
K_2O	—	0,03	0,03	0,07	—	—
B_2O_3	—	5,52	6,28	—	6,80	6,32
H_2O^+	—	1,67	1,71	—	1,58	0,75
H_2O^-	—	0,31	—	—	—	0,05
Сумма	—	99,83	99,68	—	100,51	100,72
Np	1,670	1,659	—	1,691	1,675	1,682
$2V_{Np}$	70	76	—	71	74	72
Уд. вес.	3,206	3,19 (?)	—	3,328	3,297	—

1—фиолетовый аксинит из Наевермоем, Норвегия (Carstens, 1965), частичный анализ М. Одегарда и П. Р. Граффа; 2—аксинит, ассоциирующий с эпидотом, тремолитом и кальцитом в известковистых роговиках вблизи кварц-полевошпатового порфира, Лондон Бридж, вблизи Квинбстан, Новый Южный Уэльс, Австралия (Vallance, 1966); 3—аксинит, ассоциирующий с адуляром, хлоритом, актинолитом, кальцитом и апатитом, месторождение Хусьойка, Полярный Урал (Буканов, 1966), аналитик Л. П. Павлов; M-175—коричневатый аксинит из аплита, Мелдон, Оунихэмптон, Девоншир, аналитик М. Нейвз; 4—розово-фиолетовый аксинит, месторождение Савинское № 5, Восточное Забайкалье (Талдыкина, 1960); 5—зеленовато-желтый марганцевый аксинит, полиметаллическое месторождение Кызыл-Эспе, СССР (Гетлинг, 1965).

Результаты новых анализов показали, что очевидной взаимосвязи между отношением Fe/Mn аксинитов и содержанием железа вмещающих пород не существует. В двух образцах, ассоциирующих в аплите Мелдон, железо, марганец и бор были, вероятно, привнесены метасоматически в контактовые породы. В этом районе имеются другие локальные проявления скарновых минералов, включая андрадит, геденбергит и пирротин. Наличие спессартинового граната также дает доказательство марганецсодержащей породы метасоматических флюидов. В образце из Каррик-Дью (см. табл. 1) железо могло присутствовать в первичной неизмененной изверженной породе, так же как и кальций, однако марганец и бор, вероятно, привнесены метасоматически.

В дополнение к новым анализам аксинитов, помещенным в табл. 2, обзор химического состава и оптических свойств аксинитов Норвегии был сделан Карстенсом (Carstens, 1965). Содержание марганца в этих аксинитах изменяется от 0,34 до 3,10 вес. % MnO, а содержание в них железа колеблется от 5,23 до 7,62 вес.% FeO. Они относительно богаты магнием (1,55—3,03% MgO). Для четырех очищенных образцов Карстенс смог выделить тяжелую и легкую фракции: более тяжелая фракция аксинита всегда была несколько богаче содержанием MgO и FeO и имела более высокие показатели преломления.

Эта зависимость между показателем преломления и содержанием (Fe+Mn) предполагалась, однако изучение опубликованных данных не подтверждает мнения о том, что показатель преломления увеличивается с ростом отношения Fe/Mn, как изображено Трегером (Tröger, 1952).

Данные табл. 2, а также более ранние данные У. А. Дира и др. (1965) показывают небольшую закономерность в изменении показателя преломления, угла оптических осей или удельного веса с отношением Fe/Mn. Вместе с тем в марганцевой разновидности — тинцените — такая закономерность в увеличении показателя преломления существует, но никакого определенного утверждения об изменении угла $2V$ или удельного веса не может быть сделано.

В общих чертах можно считать, что сиреневый и коричневый цвета аксинита обусловлены хромоформным эффектом марганца, но при обычном составе интенсивность окраски, по-видимому, определяется присутствием известковистых или каких-либо иных включений, так же как вариациями отношения Fe/Mn. Богатые марганцем разновидности (например, см. табл. 2 ан. 5) показывают различный диапазон окрасок в желтой и оранжево-красной областях спектра.

Для месторождения Кызыл-Эспе Р. В. Гетлинг (1965) считает, что главным фактором, контролирующим образование аксинита, был состав вмещающих пород, в частности содержание в них кремнезема. В зонах развития аксинита породы песчанистые и богатые кремнеземом, в то время как в других, менее кремнистых зонах месторождения аксинит отсутствует. Полагают, что в этом месторождении, как и во многих сходных с ним других месторождениях, бор имеет магматическое происхождение. Хотя раньше считали, что содержание бора в морских глинистых осадках превосходно объясняло появление турмалина в метаморфических породах и роговиках, образованных при контактовом метаморфизме (Goldschmidt, 1954), было установлено, что неизмененные осадки в Корнуолле содержат 60—460 *ppm* бора, в то время как содержание бора в турмалинсодержащих роговиках поднимается до 1740 *ppm* (Bawden, 1962).

Таким образом, вероятно допущение, что бор в аксините и турмалине привнесен метасоматически.

Шерловая разновидность турмалина является широко распространенным минералом в гидротермально-измененных породах Девона и Корнуолла и как метасоматический продукт — в окружающих пелитовых и псаммитовых роговиках.

Более редкие эльбаитовые турмалины также встречаются в гнездах пегматита в аплите Мелдон, который дает розовый, зеленовато-желтый, зеленый и синий турмалины. Эти щелочные турмалины будут предметом отдельной статьи.

Метасоматически измененный долерит Ст. Айвс, Корнуолл, анализ аксинита из которого помещен в табл. 1, также содержит черные, радиально-лучистые, игольчатые кристаллы турмалина. В шлифе этот турмалин обнаруживает несколько неоднородную окраску, меняющуюся от желтой до синей, в каждом случае представляя абсорбционные цвета (ω). Анализ этого турмалина приведен в табл. 3.

Таблица 3. **Результаты анализа турмалина из долерита Ст. Айвс**

Окислы	Вес. %	Ионы	Число ионов, рассчитанных на основе 31 (O, OH, F)		Окислы	Вес. %	Ионы	Число ионов, рассчитанных на основе 31 (O, OH, F)	
SiO_2	35,20				K_2O	0,13	Mn	0,010	
Al_2O_3	28,49	Si	6,070		Li_2O	0,08	Na	0,704	
TiO_2	0,51	B	2,616		B_2O_3	8,82	Ca	0,507	
Fe_2O_3	0,79	Al	5,774		H_2O^+	3,52	K	0,029	4,06
FeO	11,55	Fe^{3+}	0,105		H_2O^-	0,07	OH	4,040	
MnO	0,07	Ti	0,062		F	0,08	F	0,020	
MgO	5,63	Li	0,062	4,59			Уд. вес	3,14	
CaO	2,75	Mg	1,441		Сумма	99,81			
Na_2O	2,12	Fe^{2+}	1,660						
					—O=F	0,03			
						99,78			

Аналитик Р. А. Хауи.

Таким образом, видно, что этот турмалин является шерлом с отношением Fe^{2+}/Mg, приблизительно равным 1,15, тогда как в сосуществующем аксините отношение Fe^{2+}/Mg приблизительно равно 2,4. Если Mn объединить с Fe^{2+}, то соответствующие отношения $(Fe^{2+}+Mn)/Mg$ еще более несопоставимы — 1,16 и 3,08. Предварительное сообщение по химии турмалинов из юго-западной Англии Повером (Power, 1965) показало, что типичные турмалины жил, аплитов и пегматитов имеют суммарное содержание железа (выраженное как FeO), равно 10,6—12,4 вес.% с 0,07—0,38 MnO (см. также Exley, Stone, 1964). Таким образом, можно видеть, что этот метасоматический турмалин из измененного долерита по составу в основном похож на турмалины окружающих гранитных пород.

Автор благодарит мистера М. Нейвза за разрешение опубликовать частичный анализ одного из аксинитов, ассоциирующих с аплитом Мелдон.

SOME NOTES ON AXINITE AND TOURMALINE FROM SOUTH-WEST ENGLAND

R. A. HOWIE

SUMMARY

New chemical data on the analyses of two axinites from the contact metamorphic rocks in association with Mehgon apathite, Devonshire and also of coexisting axinite and tourmaline from the metasomatically altered dolerite in the vicinity of St. Ives, Cornwall are presented. Chemismus and optical properties of axinite are considered in brief.

ЛИТЕРАТУРА

Буканов В. В. К вопросу симметрии аксинита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, вып. 3.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. Изд-во «Мир», 1965.

Гетлинг Р. В. Аксинит из месторождения Кызыл-Эспе.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, **94**, вып. 5.

Талдыкина К. С. Аксинит из месторождения Савинское № 5 в Восточном Забайкалье.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, **89**, вып. 2.

Bawden M. G. The boron content of some Cornish rocks.— Proc. Ussher Soc., 1961, **1**, p. 11—13.

Carstens H. Contributions to the mineralogy of Norway. N 32. Axinite in the Norwegian Caledonides.— Norsk geol. tidsskr., 1965, **45**, p. 397—415.

Exley C. S., Stone M. The granitic rocks of south-west England; in present views of some aspects of geology of Cornwall and Devon.— Roy. Geol. Soc. Cornwall 1964, p. 132—184.

Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, Clarendon Press, 1954.

Milton C., Hildebrand F. A., Sherwood A. M. The identity of tinzenite with manganoan axinite.— Amer. Mineralogist, 1953, **38**, p. 1148—1158.

Power G. M. The spectrographic analysis of small quantities of tourmaline from S. W. England: a preliminary report.— Proc. Ussher Soc., 1965, **1**, p. 155—156.

Tröger W. E. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche, Stuttgart, 1952.

Vallance T. G. A contact metamorphic axinite paragenesis at London Bridge, near Queenbeyan, N. S. W.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 1966, **99** (W. R. Browne volume), p. 56—67.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА ИЗ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Н. С. ВАРТАНОВА, И. В. ЗАВЬЯЛОВА, В. И. СИМОНОВА

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

ВВЕДЕНИЕ

Магнетит, благодаря своему широкому распространению и насыщенности элементами-примесями, все чаще используется при решении вопросов, связанных с петрологией гранитоидов (Вахрушев, 1962, 1965; Знаменский, Фоминых, 1962; Ляхович, 1959; Штейнберг, Фоминых, 1961).

Нами изучены ведущие элементы-примеси в магнетитах (Cr, V, Ni, Co, Mg, Mn, Ti, Zr, Sn, Pb) из ряда разновозрастных массивов, принадлежащих различным типам — батолитовому и трещинному. Гранитоиды батолитового типа представлены Заурулюнгуевским (Pt?), Кутомарским (С) и Цаган-Олуевским (С) массивами. Среди интрузий трещинного типа можно выделить массивы, несомненно, принадлежащие к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций, по Ю. А. Кузнецову (1961) — штоки района с. Золотоноша и с. Пури (J_3), Кайтунский (J_3) и Соктуйский (J_3) массивы, а также интрузии, приуроченные к разломам, но без видимой связи с эффузивами,— Кондуевский массив (J_3) и штоки, прорывающие Заурулюнгуевский массив (С).

По составу среди рассматриваемых гранитоидов выделяются три группы.

I. Гибридные диориты и сиенито-диориты, содержащие менее 60% SiO_2.

II. Умереннокислые биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты и граносиениты с 65—70% SiO_2.

III. Кислые биотитовые и лейкократовые граниты (свыше 70% SiO_2).

Породы II и III групп присутствуют во всех генетических типах гранитов.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение элементов-примесей в магнетитах осуществлялось по методике, разработанной В. И. Симоновой в спектральной лаборатории ИГиГ. Этот метод позволяет определять 12—13 элементов-примесей в магнетитах из навески 20 *мг*. Сущность методики следующая: проба, измельченная до 200 *меш*, смешивается с равным количеством угольного порошка, 20 *мг* смеси набивается в электрод с диаметром отверстия 1,5 *мм*, глубиной 6—7 *мм* и толщиной стнок 0,5—0,7 *мм*. Источником возбуждения служит дуга постоянного тока. Нижний электрод с пробой — анод, верхний (заточен на конус) — катод. Напряжение 220 *в*, ток 12—14 *а*. Экспозиция длится до полного испарения пробы.

Для получения спектра применяется дифракционный спектрограф ДСФ-13 с решеткой 600 штрихов в 1 *мин*. Рабочая регистрация спект-

Таблица 1. **Аналитические линии и интервалы определяемых концентраций**

№ пп	Элементы	Аналитические линии, Å	Интервал определяемых концентраций, %
1	Ti	2956,13	0,1—0,001
		2841,94	1,0—0,05
2	Mg	2782,97	0,5—0,01
		2779,83	0,1—0,001
3	Zn	3345,02	0,1—0,003
		3345,57	1,0—0,05
4	V	3183,98	0,01—0,0005
		2952,67	0,1—0,005
5	Mn	2933,06	0,01—0,001
		3044,60	0,5—0,005
6	Cr	3014,915	0,01—0,0005
		3015,19	0,1—0,005
7	Co	3453,50	0,01—0,0005
		3044,00	0,1—0,005
8	Cu	3273,96	0,01—0,0003
		2824,97	1,0—0,01
9	Sn	2839,9	0,03—0,0005
10	Ni	3050,82	0,01—0,0005
		2992,59	0,5—0,005
11	Zr	3273,05	0,05—0,0005
12	Pb	2833,07	0,01—0,0005
		2802,00	0,5—0,005
13	Ge	3039,06	0,01—0,0002

ров проводилась на фотопластинках СП-1 чувствительностью 1,5 ед. ГОСТ. Аналитические линии (табл. 1) фотометрируются на микрофотометре МФ-2.

Рабочие графики строятся в координатах $\Delta S - \lg C\%$. Для построения графиков готовятся искусственные эталонные образцы на основе магнетита и для концентраций меньше 0,01% на основе окиси железа. Концентрации примесей в магнетите и окиси железа определяются методом добавок. Определяемые элементы вводятся в виде окислов.

Головной эталон имеет состав: 10% Ti, Mn; 5% Mg, V, Zn, Cr; 1% Ni, Co, Pb, Cu, Sn, Zr, Ge. Затем последовательным разбавлением готовится серия рабочих эталонов с концентрациями 10, 5, 2, 1 и т. д.

Спектры проб и эталонов фотографируются два раза.

Таблица 2. **Сравнение результатов химического и спектрального анализов (в вес. %)**

№ пробы	Mn			V			Ti		
	хим.	спек.	относ. ошибка, %	хим.	спек.	относ. ошибка, %	хим.	спек.	относ. ошибка, %
1	0,085	0,064	25	0,13	0,14	8	1,32	1,20	9
2	0,060	0,074	23	0,05	0,04	20	1,12	1,00	11
3	0,163	0,160	2	0,04	0,046	15	0,88	0,88	—
4	0,108	0,097	10	0,15	0,20	30	2,32	2,54	10
5	0,041	0,043	5	0,04	0,03	25	1,98	2,00	1

Воспроизводимость метода характеризуется коэффициентом вариации 15—20%. Правильность метода проверялась путем сравнения данных химического и спектрального анализов по ряду элементов. Результаты сравнения показаны в табл. 2.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ввиду ограниченного числа проб характер распределения элементов примесей нами не изучался. Учитывая специальные исследования, проведенные Д. А. Родионовым (1964) по выяснению распределения содержаний элементов в минералах, на основании которых он пришел к выводу, что практически распределение содержаний элемента в минерале всегда является логарифмически нормальным, для элементов-примесей изученных магнетитов нами принят логнормальный закон распределения. Параметры данного распределения $\lg \bar{x}$ и $S^2 \lg x$ приведены в табл. 3. Для сопоставления содержаний элементов-примесей в магнетитах из различных пород и массивов мы воспользовались критерием различия, вычисленным по формуле:

$$t = \frac{\lg \bar{x}_1 + \lg \bar{x}_2 + 1{,}153\,(\hat{S}_1^2 - \hat{S}_2^2)}{\sqrt{\frac{\hat{S}_1^2}{n_1} + \frac{\hat{S}_2^2}{n_2} + 2{,}65\left(\frac{\hat{S}_1^4}{n_1 - 1} + \frac{\hat{S}_2^4}{n_2 - 1}\right)}},$$

где $\lg \bar{x}_1$ и $\lg \bar{x}_2$ — средние арифметические логарифмов содержаний; $\hat{S}_1^2$ и $\hat{S}_2^2$ — оценки средних квадратичных отклонений десятичных логарифмов содержаний. Допустимые значения (t) для $P=0{,}95$ и $P=0{,}99$ соответственно равны 1,96 и 2,37 (Родионов, 1964, стр. 86).

Фактический материал показывает, что для большинства элементов-примесей в магнетитах характерны широкие колебания значений средних концентраций. Сопоставление их с помощью t-критерия выявило ряд следующих закономерностей.

1. В сложных многофазовых массивах (например, в Цаган-Олуевском) наблюдается зависимость между составом магнетитов и основностью пород. Более основные граниты ранних фаз становления массива содержат магнетиты с более высокой концентрацией элементов-примесей по сравнению с магнетитами пород поздних фаз. Исключение составляет лишь свинец, содержание которого в магнетитах ранних и поздних фаз одинаково. В связи с этим интересно поведение элементов-примесей в магнетитах Кондуевского массива, в котором нет разницы между средними значениями логарифмов концентраций элементов для пород ранних и поздних фаз. Это можно объяснить слабым развитием процесса дифференциации магмы при становлении массива, а возможно, и отсутствием генетического родства между породами, относимыми к I фазе и II и III фазам.

2. Сопоставление элементов-примесей магнетитов гибридных и не затронутых гибридизмом пород в пределах одного массива показывает более сложную картину, чем в магнетитах многофазных интрузий. Существенные различия в содержании элементов-примесей имеются лишь для хрома, ванадия, никеля, кобальта и циркония, а для магния, марганца, титана, олова и свинца различия ниже 95% уровня значимости. При этом в магнетитах более основных гибридных пород повышено содержание хрома, никеля и кобальта и понижено содержание ванадия и циркония.

3. При сопоставлении составов магнетитов по отдельным разновозрастным массивам и массивам, расположенным в различных структур-

Таблица 3. Средние и дисперсии логарифмов содержаний элементов-примесей в магнетитах гранитоидов Восточного Забайкалья (в $n \cdot 10^{-4}$ %)

Массив, порода, возраст	Содержание SiO_2, %	Число анализов	Cr		V		Ni		Co		Mg		Mn		Ti		Zr		Sn		Pb	
			$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$	$\overline{\lg x}$	$S^2\lg x$
Заурулюнгуевский, биотитовые граниты (Pt?)	70—76	8	1,431	0,007	2,441	0,196	0,362	0,220	0,390	0,118	1,973	0,208	2,558	0,051	3,580	0,060	2,568	0,790	1,119	0,17	1,538	0,030
Цаган-Олуевский, гнейсовидные плагиограниты (C)	66—69	15	2,623	0,045	3,104	0,007	1,908	0,150	1,233	0,173	2,000	0,016	3,483	0,050	3,778	0,201	2,447	0,111	1,690	0,450	1,339	0,079
Цаган-Олуевский, лейкократовые граниты (C)	70—74	15	2,123	0,071	2,863	0,054	1,505	0,167	1,146	0,030	1,778	0,090	3,164	0,110	3,406	0,158	2,230	0,040	1,462	0,100	1,322	0,040
Кутомарский, гибридные диориты и сиенито-диориты (C) . . .	58—59	6	3,892	0,040	2,875	0,027	2,420	0,121	1,279	0,022	3,364	0,410	3,134	0,436	3,707	0,610	2,114	0,149	1,431	0,123	1,505	0,131
Кутомарский, граносиениты, гранодиориты, граниты (C)	65—70	18	2,607	0,131	3,086	0,060	1,301	0,140	0,974	0,077	2,505	0,123	2,819	0,214	3,724	0,610	3,000	0,054	1,477	0,012	1,431	0,230
Штоки в Заурулюнгуевском массиве, биотитовые граниты (C)	71—74	10	1,591	0,130	2,342	0,260	0,114	0,500	0,255	0,130	1,949	0,060	2,924	0,240	3,799	0,413	2,653	0,701	1,756	0,070	1,542	0,007
Кондуевский, гнейсовидные граниты I фазы (J_3)	66—69	4	2,318	0,060	2,698	0,363	1,506	0,109	0,880	0,312	1,678	0,134	2,803	0,450	3,485	0,415	2,348	0,567	1,482	0,032	—	—
Кондуевский, биотитовые граниты II и III фаз (J_3)	70—74	10	2,473	0,110	2,929	0,045	1,477	0,107	0,975	0,081	1,762	0,049	2,918	0,224	3,397	0,110	2,301	0,150	1,491	0,048	1,228	0,013
Штоки в Кутомарском массиве (район сел Золотоноша и Пури), гранодиориты и граносиениты (J_3) . . .	65—68	10	2,398	0,214	3,033	0,012	1,591	0,230	1,000	0,077	2,356	0,075	2,593	0,199	4,133	0,088	3,322	0,104	1,415	0,030	1,477	0,128
Куйтунский, лейкократовые биотитовые граниты и гранит-порфиры (J_3)	74—76	8	1,919	0,250	2,322	0,171	0,477	0,160	0,180	0,061	1,996	0,024	3,053	0,090	4,193	0,360	3,328	0,082	1,991	0,072	2,140	0,127
Соктуйский, биотитовые и лейкократовые граниты (J_3)	71—75	9	2,643	0,148	1,968	0,501	1,954	0,040	1,255	0,042	1,964	0,030	3,250	0,033	3,848	0,230	2,146	0,055	2,571	0,207	1,886	0,220

но-фациальных зонах, зависимость между средними содержаниями элементов-примесей магнетитов и основностью пород затушевывается. Например, по ряду таких элементов, как хром, никель, кобальт, магний, марганец, титан, нет различий в составе магнетитов умереннокислых роговообманково-биотитовых плагиогранитов Цаган-Олуевского массива и магнетитов лейкократовых биотитовых гранитов Соктуйского массива. В то же время магнетиты из одновозрастных и близких по составу пород Соктуйского и Куйтунского массивов, расположенных в различных структурно-фациальных зонах, имеют очень различное содержание ряда элементов-примесей, таких, как хром, никель, кобальт, цирконий и олово. Максимальные отклонения обнаруживаются в магнетитах наиболее кислых разностей. В магнетитах умереннокислых гранитов с SiO_2 — 65—70% различия в содержании элементов-примесей выражены менее резко.

4. Интересная особенность выявилась при анализе содержаний элементов-примесей в магнетитах из гранитов батолитового типа и гранитов штоков, прорывающих эти массивы. Сопоставление средних содержаний элементов-примесей в магнетитах из гранитов Заурулюнгуевского батолита (Pt?) и гранитов из штоков каменноугольного возраста в этом батолите показало лишь весьма небольшие различия между ними. Так, магнетиты из гранитов Заурулюнгуевского батолита отличаются лишь несколько пониженным содержанием хрома, титана и олова. Различия в содержании остальных элементов несущественные, поскольку t-критерий ниже 95% уровня значимости. Еще меньше разница между составом магнетитов из гранитоидов Кутомарского массива (С) и гранитоидов штоков верхнеюрского возраста. Здесь имеются отличия только в содержании олова.

Это сходство тем более удивительно, что по возрасту и формационному типу сопоставляемые гранитоиды весьма различны. Такая своеобразная унаследованность геохимических особенностей древних пород молодыми не имеет ничего общего с унаследованностью минералого-геохимических свойств первичного магматического очага всеми его магматическими и послемагматическими образованиями (Вахрушев, 1965), так как трудно предположить существование столь долгоживущего (от протерозоя до карбона и от карбона до верхней юры) магматического очага. Скорее всего оно обусловлено явлениями глубинной ассимиляции в период становления гранитоидов трещинного типа.

5. В последние годы в литературе появились сведения об использовании состава магнетитов при формационном расчленении гранитоидов. Так, В. А. Вахрушевым (1965) для Алтае-Саянской складчатой области указывается повышенное содержание в магнетитах элементов группы железа — титана, ванадия, кобальта, никеля, хрома для гранитоидов эффузивно-интрузивных формаций, превышающее в 1,7—8 раз среднее содержание этих элементов в магнетитах гранитов батолитового типа и более низкую концентрацию олова и свинца. Повышенное содержание титана и ванадия в гранитоидах базальтоидного происхождения Урала отмечают Д. С. Штейнберг и В. Г. Фоминых (1961).

Поскольку концентрация элементов-примесей в магнетитах зависит от основности пород, при выяснении степени влияния на содержание элементов-примесей генетического фактора нами рассмотрены магнетиты из гранитоидов одинаковой основности, но принадлежащих к различным магматическим формациям. Для этого с помощью t-критерия сопоставлены средние содержания элементов-примесей в магнетитах из гранитов Заурулюнгуевского массива, относящегося к формации гранитных батолитов, и в магнетитах из гранитов Куйтунского и Соктуйского массивов, относящихся к вулканогенным интрузивным формациям. Существенные различия средних содержаний для магнетитов из

гранитоидов различного формационного типа выявлены лишь для хрома, никеля, марганца, олова и свинца. Ванадий и магний значимых различий не обнаруживают, кобальт, титан и цирконий ведут себя незакономерно. Например, в магнетитах Заурулюнгуевского массива содержание кобальта выше, чем в магнетитах Куйтунского массива, и ниже, чем в магнетитах Соктуйского массива, содержание титана в магнетитах Заурулюнгуевского массива ниже, чем в магнетитах Куйтунского массива, и не обнаруживает значимых различий с магнетитами Соктуйского массива. При этом среднее содержание хрома, никеля, марганца, олова, свинца в Заурулюнгуевском массиве ниже, чем в Куйтунском.

В другом случае, при сопоставлении средних содержаний элементов-примесей в магнетитах из умереннокислых гранитоидов Кутомарского батолита и рвущих его верхнеюрских штоков, также принадлежащих к различным магматическим формациям, значимые различия обнаруживаются лишь для олова. Таким образом, как видно из приведенного фактического материала, существенные различия в составе магнетитов из генетически разнотипных гранитоидов наблюдаются лишь для наиболее кислых разностей. Следует отметить, что и для кислых пород различия между магнетитами из гранитоидов Заурулюнгуевского и Куйтунского массивов, принадлежащих к разным формационным типам, меньше, чем между магнетитами из гранитоидов Куйтунского и Соктуйского массивов, относящихся к одному формационному типу. Очевидно, здесь играет роль фактор унаследованности геохимических черт древних гранитоидов молодыми, поскольку Куйтунский массив прорывает Заурулюнгуевский батолит. Это надо учитывать при использовании элементов-примесей в магнетитах для формационного расчленения гранитоидов.

ВЫВОДЫ

1. Содержание элементов-примесей в магнетитах обнаруживает связь с основностью пород. В комагматичных породах концентрация всех изученных элементов, кроме свинца, всегда выше в магнетитах более основных ранних фаз, чем поздних — кислых.

2. В магнетитах гибридных пород среднее содержание ряда элементов — магния, марганца, титана, олова, свинца — не имеет существенных различий с содержанием этих же элементов в магнетитах пород, не затронутых гибридизмом. Содержание хрома, никеля и кобальта повышено, циркония и ванадия — понижено.

3. Концентрация элементов-примесей в магнетитах отражает своеобразную «унаследованность» молодыми гранитами геохимических черт вмещающих древних гранитов.

4. В магнетитах молодых верхнеюрских гранитоидов содержание олова выше, чем в магнетитах из более древних пород. Повышенное содержание олова в магнетитах может служить критерием специализации магмы на этот элемент.

5. Элементы-примеси в магнетитах для генетического расчленения гранитоидов Восточного Забайкалья можно применить с учетом основности сравниваемых пород. Магнетиты из наиболее кислых пород вулканогенно-интрузивных формаций содержат повышенное содержание хрома, никеля, марганца, олова и свинца по сравнению с магнетитами гранитоидов из массивов батолитового типа. Генетически разнотипные гранитоиды умереннокислого состава разницы в содержании элементов-примесей в магнетитах не обнаруживают.

MINOR ELEMENTS IN THE ACCESSORY MAGNETITE OF THE EAST TRANSBAIKALIAN GRANITES

N. S. VARTANOVA, I. V. ZAVJALOVA,
V. I. SIMONOVA

SUMMARY

Characteristic features of the concentration of minor elements (Cr, V, Ni, Co, Mg, Mn, Ti, Zr, Sn, Pb) in magnetite of the East Transbaikalian granitoids are discussed. They are based on the data of the quantitative spectral analyses carried out by means of specially developed technique and then evaluated by mathematical statistics methods.

The correlation between the content and the dispersion of the minor elements of magnetites for the rock basicity is observed. There is also determined the «inheritance» of the magnetite composition of ancient granites by the young ones as well as a limited possibility of minor magnetite elements for genetic disjunction of the East Transbaikalian granitoids.

ЛИТЕРАТУРА

Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1962, **147**, № 3.

Вахрушев В. А. Минералого-геохимические признаки генетической связи железооруденения с интрузиями.— В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1965.

Знаменский Н. Л., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1962, **146**, № 3.

Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов).— Геол. и геофиз., 1961, № 10.

Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита.— Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 3.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд-во «Наука», 1964.

Штейнберг Л. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.—Докл. АН СССР, 1961, **147**, № 5.

О СОСТОЯНИИ ПРИМЕСИ АЗОТА В АЛМАЗАХ

Е. В. СОБОЛЕВ, С. В. ЛЕНСКАЯ
В. И. ЛИСОИВАН, Н. Д. САМСОНЕНКО

Институт неорганической химии СО АН СССР, Новосибирск

Еще в 1934 г. Робертсон, Фокс и Мартин разделили природные алмазы на два основных типа, I и II, различающихся по характеру поглощения в УФ- и ИК-областях спектра, фотопроводимости и некоторым другим физическим свойствам (Robertson et al., 1934). Последующие исследователи, с одной стороны, дополняли и уточняли предложенную классификацию, с другой, пытались истолковать природу наблюдаемых различий. Первой появилась гипотеза Рамана (Raman, 1944), сторонники которой связывают имеющиеся экспериментальные факты с возможностью существования алмазных структур, различающихся по симметрии электронных орбит. В 1956 г. Чампион предложил свою интерпретацию (Champion, 1956), по которой основная роль в наблюдаемых различиях отводилась дефектам решетки (вакансии, агрегации вакансий, межузельные атомы и др.). Наконец, в 1959 г. Кайзеру и Бонду (Kaiser, Bond, 1959) удалось продемонстрировать количественную связь основных особенностей в свойствах алмазов типа I с содержанием примесного азота, доходившим в отдельных случаях до 0,23 вес. %. Содержание азота в алмазах типа II оказалось существенно ниже (на два порядка и более). В дальнейшем их результаты, полученные с помощью масс-спектрометрии, были подтверждены методом газовой хроматографии (Seal, 1966) и активационного анализа (Rocco et al., 1966).

В связи с этими работами возник вопрос о состоянии азота в структуре алмаза. Оказалось, что хотя атомы азота явно замещают углерод в решетке, а не занимают межузельное положение, одиночных центров такого типа весьма мало, на несколько порядков меньше общей концентрации азота (Smith et al., 1959). Число одиночных центров определяется из измерений спектров электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Поэтому решение вопроса стали искать, предполагая существование ассоциаций атомов азота друг с другом. Наличие таких ассоциаций следовало и из данных других методов, а именно: диффузного рассеяния рентгеновых лучей и электронной микроскопии. Так, теоретическое рассмотрение возможной природы экстрарефлексов типа «шипов», наблюдавшихся на лауэграммах природных алмазов, позволило высказать предположение (Frank, 1956), что своим появлением они обязаны особым пластинчатым образованиям, параллельным граням куба и представляющим собой сегрегации примесных атомов. Эванс и Фал непосредственно наблюдали такие «пластинки» при просмотре тонких алмазных срезов под электронным микроскопом (Evans, Phaal, 1962). В результате опытов Кайзера и Бонда (Kaiser, Bond, 1959) стало ясно, что основная роль в образовании «пластинок» должна принадлежать азоту, а после работы Такаги и Ланга (Takagi, Lang, 1964), показавших симбатность ультрафиолетовой прозрачности и интенсивности «шипов» по зонам нескольких алмазов, в зарубежной литературе прочно укоренилось мнение, что подавляющее большинство атомов азота в природных алмазах типа I находится именно в пластинчатых образованиях.

Проведенное нами сравнительное исследование оптических, ЭПР-спектров и рентгеновских свойств нескольких сот кристаллов алмаза из различных месторождений Якутии и Урала показало, что на самом деле наблюдается несколько более сложная картина. Результаты этого исследования и излагаются ниже.

Исследованные образцы представляли собой как прозрачные, бесцветные кристаллы «чистой воды» различной формы (октаэдры, октаэдроиды, пластинки, округлые формы), так и полупрозрачные и непрозрачные бесцветные или окрашенные в различные цвета кристаллы весом от 0,02 до 2 карат. Спектры ИК-поглощения изучались на двухлучевых спектрометрах UR-10 и UR-20, спектры УФ-поглощения — на спектрографе ИСП-28. Спектры ЭПР получены на радиоспектрометре типа РЭ-1301 в трехсантиметровом диапазоне, в качестве эталона использовались кристаллы $CuCl_2 \cdot 2H_2O$. Лауэграммы образцов получены на медном излучении при направлении рентгеновского пучка параллельно оси [111] кристалла; методика количественного сравнения изложена ранее (Соболев и др., 1967).

Остановимся прежде всего на результатах сопоставления ИК-спектров с лауэграммами образцов. Уже качественное рассмотрение полученных данных показывает, что примесный азот, проявляющийся в ИК-спектрах системой полос *A* (наиболее интенсивная из них 1282 $см^{-1}$), не имеет никакого отношения к появлению «шипов». На лауэграммах некоторых образцов с большой интенсивностью указанной системы «шипы» вообще не появляются и, наоборот, могут быть весьма интенсивными у образцов со слабой системой 1282 $см^{-1}$. На рис. 1 дано количественное сопоставление коэффициентов поглощения основных полос ИК-спектров алмазов с интенсивностью «шипов», полностью подтверждающее результат качественного рассмотрения. Наряду с этим наблюдается совершенно четкая корреляция интенсивностей «шипов» с ИК-полосой в области ~ 1370 $см^{-1}$.

Такой, казалось бы, совершенно неожиданный результат можно объяснить, предположив, что мы имеем дело с двумя различными по природе азотными центрами. Непарамагнитный характер обоих центров указывает на наличие ассоциаций атомов азота друг с другом. Мы склонны предположить, что центр — преимущественное состояние азота в природных алмазах — выраженный в ИК-спектрах системой полос *A* и является простейшей ассоциацией типа N_2. Что касается конкретной природы «пластинок», то здесь в настоящее время предложены две модели. Одна из них (Elliott, 1960) предполагает наличие двойного слоя замещающих азотных атомов, параллельного граням куба, вторая (Lang, 1964) предполагает существование связей C — N и N — N с существенным нарушением обычного расположения атомов в структуре (рис. 2). Полученные нами результаты сразу позволяют отказаться от модели Эллиота, однако не противоречат модели, предложенной Лангом. Дело в том, что появление полосы в области 1370 $см^{-1}$, лежащей за пределами разрешенной зоны частот алмазной решетки и принадлежащей поэтому локальному колебанию дефекта (Dawber, Elliott, 1963), возможно лишь при определенных соотношениях силовых постоянных связей и массы колеблющихся атомов. Это исключает возможность участия тяжелых атомов в образовании «пластинок», таких, как Al, Si и др. Из предположения об азотном происхождении «пластинок» следует некоторое повышение силовых постоянных связей по сравнению со связями C — C в алмазе. Модель же Эллиота подразумевает ослабление связей за счет электронов, находящихся на разрыхляющих орбитах. В то же время некоторое повышение силовых постоянных связей C — N и N — N в модели Ланга допустимо, если учесть плоское расположение связей вокруг атомов азота.

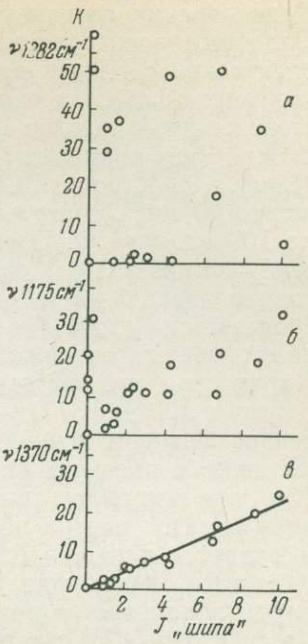


Рис. 1. Связь «шипов» на лауэграммах алмазов с ИК-спектрами. На оси абсцисс — относительные интенсивности (J) «шипов», на оси ординат — коэффициенты (K, в $см^{-1}$) поглощения полос в ИК-спектрах (с учетом взаимного наложения)

а — 1282 $см^{-1}$; *б* — 1175 $см^{-1}$; *в* — 1370 $см^{-1}$

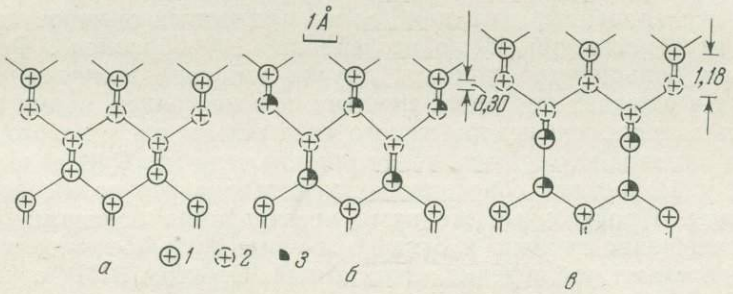


Рис. 2. Сечение элементарной ячейки алмаза по (110)

а — нормальная ячейка; *б* — модель азотной «пластинки» по Эллиоту; *в* — модель азотной «пластинки» по Лангу; *1* — атомы в плоскости чертежа; *2* — атомы выше и ниже плоскости чертежа; *3* — атомы азота

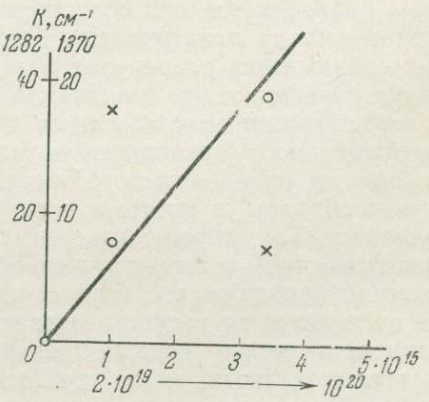


Рис. 3. Связь интенсивностей ИК-полос 1370 $см^{-1}$ (кружки) и 1282 $см^{-1}$ (крестики) с концентрацией «пластинок» (по данным Evans, Phaal, 1962). По оси абсцисс — концентрация «пластинок» на 1 $см^3$ (размер 200—300 Å) (нижние цифры) и рассчитанная для модели Ланга концентрация азота в атомах на 1 $см^3$ (верхние цифры). По оси ординат — коэффициенты поглощения (K) полосы 1282 $см^{-1}$ (слева) и 1370 $см^{-1}$ (справа)

Концентрацию азота в таких образованиях можно оценить, пользуясь результатами электронномикроскопического исследования алмазов в сопоставлении с ИК-спектрами (Evans, Phaal, 1962). На рис. 3 видно, что концентрация «пластинок» в алмазах также хорошо коррелируется с интенсивностью полосы 1370 $см^{-1}$ и совершенно не связана с полосой 1282 $см^{-1}$. Зная размер пластинок (200—300 Å) и исходя из модели Ланга (Lang, 1964), получим, что при интенсивности ИК-полосы, равной примерно 30 $см^{-1}$, содержание азота, входящего в «пластинки», равно около 10^{20} *атомов/см*^{3}. Поскольку в среднем интенсивность этой полосы в несколько раз ниже, а среднее содержание азота в преимущественном состоянии равно $2—3 \cdot 10^{20}$ *атомов/см*^{3} (Соболев и др., 1965), получаем, что содержание азота в «пластинках» в среднем примерно на порядок ниже его общего содержания.

Характерно, что частота обсуждаемой полосы варьирует от образца к образцу в пределах 1358—1378 $см^{-1}$, что, по-видимому, связано с обнаруженной Эвансом и Фалом (Evans, Phaal, 1962) вариацией размеров «пластинок» в пределах от 50 до 1000 Å.

Как уже говорилось выше, оба проявляющихся в ИК-спектрах природных алмазов центра носят непарамагнитный характер. Парамагнитным является центр, представляющий собой одиночный замещающий атом азота с Sp^3 гибридизацией валентных орбит. Лишний неспаренный электрон локализуется при этом на одной из связей C — N и дает сигнал в спектрах ЭПР с характерным расщеплением на ядре азота. Первыми спектр такого вида наблюдали Смит и др. (Smith et al., 1959) у половины исследованных ими кристаллов природных алмазов из африканских месторождений (было исследовано 120 образцов). Однако в дальнейшем большинство попыток других авторов получить спектр ЭПР азота в алмазах потерпело неудачу, и в настоящее время распространилось мнение, что центры такого типа есть лишь у некоторых окрашенных алмазов и у редкой разновидности типа *Ib* (Dyer et al., 1965), тогда как у бесцветных совершенных кристаллов все атомы азота ассоциированы. Проведенные же нами исследования показали, что это мнение совершенно неверно и связано, по-видимому, с экспериментальными трудностями наблюдения узких линий. Спектры ЭПР, отнесенные к азоту, были обнаружены нами у всех исследованных образцов (около 500) как алмазов различных месторождений Якутии и Урала, так и некоторых кристаллов зарубежного происхождения. При этом оказалось, что между содержанием парамагнитных центров и общей концентрацией азота в образце существуют совершенно определенные соотношения, а именно: отношение $N_{пар}/N_{общ}$ для большинства природных алмазов оказалось равным $\sim 2 \cdot 10^{-5}$. Общая концентрация азота при этом определяется его содержанием в преимущественном состоянии с учетом вклада пластинчатых ассоциаций. Постоянство этого соотношения соблюдается в пределах изменения общего содержания на два порядка. Очевидно, что наличие такого «равновесия» между одиночными и ассоциированными азотными центрами в природных алмазах может быть связано с особенностями условий их образования и должно этими условиями определяться. Интересно, что среди природных алмазов есть и образцы, в которых характер этого равновесия существенно нарушается. Так, хорошо известны зональные алмазы с бесцветным прозрачным ядром и лимонно-желтой оболочкой. Проведенные нами исследования показали, что если состояние азота в бесцветном ядре ничем не отличается от такового в других природных алмазах, то в оболочке равновесие между центрами оказывается сдвинутым в сторону одиночных атомов азота, число которых увеличивается примерно на два порядка. Одновременно в лимонно-желтой оболочке исчезают и ассоциации пластинчатого типа, в то время как общее содержание азота и его

преимущественное состояние (ассоциация типа N_2) остаются теми же. Наличие в природе зональных алмазов с существенно различным состоянием азота по зонам говорит о том, что как внедрение азота в структуру, так и установление равновесия между различными центрами проходило именно в очаге кристаллизации алмазов, а не определяется их последующей историей. Одновременно это обстоятельство свидетельствует и о довольно резких изменениях в условиях кристаллизации.

Для искусственных алмазов, содержание примесного азота в которых также довольно высоко, вообще не удается наблюдать центров, связанных с ассоциациями азотных атомов, тогда как содержание парамагнитных азотных центров доходит до $5 \cdot 10^{19}$ *атомов/см*^{3} (Соболев и др., 1965). По-видимому, условия современных кратковременных методов синтеза алмазов весьма далеки от условий образования большинства алмазов в природе. В этом смысле лимонно-желтая оболочка зональных алмазов занимает некоторое промежуточное положение между бесцветными природными и искусственными алмазами.

Еще один пример нарушения обычного равновесия дают нам природные алмазы типа *Ib* с существенно сниженным общим содержанием азота, но со значительным увеличением (до $5 \cdot 10^{17}$) числа парамагнитных атомов. Несколько таких образцов было обнаружено среди алмазов африканских месторождений (Dyer et al., 1965) и нами среди образцов уральских месторождений из коллекции ВСЕГЕИ [1].

В то же время весьма характерно, что у алмазов из эклогитовых ксенолитов (Соболев и др., 1966) общее содержание азота и соотношение между одиночными и ассоциированными центрами практически такое же, как у большинства природных алмазов типа *I*, извлекаемых из кимберлитовых пород.

Возможно, что, кроме описанных выше центров, в алмазах есть и другие образования, включающие примесный азот. Так, есть ряд оснований предположить, что хорошо известный центр голубой люминесценции природных алмазов (центр 415 $m\mu$) представляет собой ассоциацию типа N — Al; высказывается предположение о существовании диффузных пар N···Al, разделенных атомами углерода (Dean, 1965). Допустимы также и комбинации азотных центров с элементарными дефектами решетки. Доказательство природы таких центров и их проявления в физических свойствах алмаза является предметом дальнейших исследований.

THE NITROGEN CENTRES IN DIAMONDS

E. V. SOBOLEV, S. V. LENSKAYA,
V. I. LISSOYVAN, N. D. SAMSONENKO

SUMMARY

IR, UV, ESR-spectra and X-ray «spikes» of several hundreds diamonds from the Yakutia and Urals deposits were studied. The evidence was given for the presence of few different impurity introgen centres in natural diamonds: 1) Paramagnetic substitutional N atom; 2) Nonparamagnetic association of substitutional atoms, probably of N_2 type being the main nitrogen form in natural diamonds; 3) The platelets nitrogen. The platelets

[1] Авторы благодарят М. А. Гневушева и Е. А. Шеманину за любезное предоставление образцов для исследования.

nitrogen is displayed by X-ray «spikes», IR-band 1370 cm^{-1} etc, Lang's model of platelets was accepted. The estimated concentration of platelets nitrogen for the majority of natural diamonds is 10^{19}—10^{20} at/cm^3. The constant ratio ($C \sim 2 \cdot 10^{-5}$) between the number of paramagnetic centers and general amount of nitrogen was demonstrated for most noncoloured diamonds. The deviation from this constant was shown to be connected with the change in the diamond formation conditions. The main form of nitrogen present in the artificial diamond is paramagnetic center ($C \sim 1$). No nitrogen associations were recorded. Lemonyellow coat (but no the core) of coated diamonds had intermediate properties between colourless natural and artificial diamonds: $C \gg 2 \cdot 10^{-5}$, no platelets, the main form is of N_2 type. Diamonds from eclogites have the same nitrogen centers as most of colourless diamonds from kimberlites.

ЛИТЕРАТУРА

Соболев Е. В., Ленская С. В. О проявлениях «газовых» примесей в спектрах природных алмазов.— Геол. и геофиз., 1965, № 2.

Соболев Е. В., Бокий Г. Б., Самсоненко Н. Д. О некоторых особенностях ЭПР-спектров алмазов.— Ж. структ. хим., 1965, **6**, № 3.

Соболев Е. В., Ленская С. В., Лисойван В. И. и др. Некоторые физические свойства алмазов из якутского эклогита.— Докл. АН СССР, 1966, **168**, № 5.

Соболев Е. В., Лисойван В. И., Ленская С. В. О связи экстрарефлексов типа «шипов» в лауэграммах природных алмазов с оптическими свойствами.— Докл. АН СССР, 1967, **175**, № 3.

Champion F. C. Some physical properties of diamond.— Advanc Phys., 1956, **5**, N 20.

Dawber P. G., Elliott R. J. The vibration of an atom of different mass in a cubic crystals.— Proc. Roy. Soc. London, 1963, **273**, N 1353.

Dean P. J. Bound exitons and donor-acceptor pairs in natural and synthetic diamond.— Phys. Rev., 1965, **139**, N 2 A.

Dyer H. B., Raal F. A., du Preez L., Loubser J. H. N. Optical absorption features associated with paramagnetic nitrogen in diamond.— Philos. Mag., 1965, **11**, N 112.

Elliott R. J. Speculation on the centers formed by nitrogen in diamond.— Proc. Phys. Soc., 1960, **76**, N 491.

Evans T., Phaal C. Imperfections in type I and type II diamonds.— Proc. Roy. Soc. London, 1962, **A-270**, N 1343.

Frank F. C. On the X-ray diffraction spikes of diamond.— Proc. Roy. Soc. London, 1956, **A-237**, p. 168.

Kaiser W., Bond W. L. Nitrogen a major impurity in common type I diamond.— Phys. Rev., 1959, **115**, N 4.

Lang A. R. A proposed structure for nitrogen impurity platelets in diamond.— Proc. Phys., Soc., 1964, **84**, N 542.

Raman C. V. J. The crystal symmetry and structure of diamond.— Proc. Indian Acad. Sci., 1944, **A-19**, N 5.

Robertson R., Fox J. J., Martin A. E. Two types of diamond.— Philos. Trans. Roy. Soc., 1934, **A-232**, p. 463.

Rocco G. G., Gazzon O. L., Cali J. P. Nondestructive determination of nitrogen in diamond by photoactivation.— Internat. J. Appl. Radiat. and Isotopes, 1966, **17**, № 8.

Seal M. Nature of diamond coat.— Phylos. Mag., 1966, **13**, N 123.

Smith W. V., Sorokin P. P., Gelles I. L., Lasher G. J. Electron-spinresonance of nitrogen donors in diamond.— Phys. Rev., 1959, **115**, N 6.

Takagi M., Lang A. R. X-ray Bragg reflexion, «spike» reflexion and UV-absorption topography of diamonds.— Proc. Roy. Soc. London, 1964, **A-281**, N 1386.

III.

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ РАСТВОРЫ И ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

СТАДИЙНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ, ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД И ЯВЛЕНИЕ БЕРЕЗИТИЗАЦИИ

(по газово-жидким включениям в минералах)

Н. П. ЕРМАКОВ
Московский государственный университет

Для сложных полигенных месторождений в свое время (Ермаков, 1950, 1957) на основе исследований включений расплавов и растворов в минералах мы предложили следующее расчленение гипогенного рудного процесса во времени и пространстве.

Период перимагматической активности характеризует все минеральные сообщества, связанные в рудных месторождениях с дериватами внедрившейся интрузии определенного возраста. *Этап* рудообразования проявляется внутри периода в действии расплавов и растворов одинакового агрегатного состояния: расплавы и остаточные расплавы — магматические, в том числе пегматитовый этап, надкритические флюиды — этап пневматолиза, водные жидкие растворы — гидротермальный этап. *Стадия* минералообразования характеризует внутри этапа лишь различия в уровнях физико-химических параметров изменяющейся рудообразующей среды и прерывистость процесса, обычно возникающую вследствие внутрирудных подвижек, разделяющих стадии. *Ступень* минерализации, являющаяся частью стадии, прослеживается по относительно малым пульсациям и изменениям в $P — T — X$ действующих растворов.

В периоды минерализации, связанные в каждом данном районе с интрузиями разного состава и возраста, возникают определенные рудные поля и месторождения. Разные по составу интрузии дают различные поля и магматические месторождения. В пневматолитовом и гидротермальном этапах на полигенных месторождениях образуются различающиеся по составу, текстуре и структуре минеральные сообщества. В разные стадии каждого этапа часто возникают менее разнородные, но все же специфические в том или ином отношении минеральные парагенезисы. Ступени проявляются лишь в разных, но близких друг к другу минеральных генерациях и отражаются на их индивидах в явлениях частичного растворения и дорастания, в образовании фантом-кристаллов и т. д. Периоды, этапы, стадии и ступени по результатам своих проявлений могут быть продуктивными (рудными) или нерудоносными, но все они сопровождаются специфическими изменениями пород, возникшими под воздействием расплавов, главным образом их разнообразных газовых и жидких дериватов.

Стадии и ступени минерализации в рудных телах и вмещающих их породах удается выявлять лишь с помощью тонких минералогических и микротермометрических исследований газово-жидких включений растворов. Такой опыт был проведен нами на примере хрусталеносных жил Алдана (Ермаков, 1950). Крупные кристаллы горного хрусталя I ге-

нерации показали следующий ряд температур гомогенизации первичных жидких включений от внутренней к наружным зонам их роста: 221—192—172—167—166—150° С, а мнимовторичные, развитые в них по залеченным трещинам: 102—92—88—84—79° С. Последний ряд температур оказался характерным и для первичных включений поздних мелких кристаллов горного хрусталя II генерации, нараставших на крупные кристаллы кварца. Жиловмещающие измененные кварциты показали по вторичным включениям ранних и поздних залеченных «волосных» микротрещин, пересекающих границы зерен и друг друга, также два ряда температур гомогенизации: 234—180—178—160—154—150 и 94—90—87—83° С, почти точно совпадающих с рядом первичных включений кварцев жильного заполнения. На этом примере впервые была доказана возможность установления связи двух последовательных генераций кварца жильного заполнения и двухактного синхронного воздействия гидротермальных растворов на породы, вначале вызвавшего их выщелачивание, а затем наложенное окварцевание.

Позднее, под руководством и при участии автора, такие исследования были проведены на более сложных месторождениях разных генетических типов. В частности, с помощью Р. В. Холмского (Ермаков, Холмский, 1965) и Л. И. Колтуна были собраны и обработаны материалы по нескольким золоторудным месторождениям: Ключи в Забайкалье, Березовское на Урале.

На месторождении Ключи, относящемся к так называемой кварц-золото-турмалиновой формации, отчетливо проявляется ранняя кварц-турмалиновая, затем золото-сульфидная и самая поздняя карбонат-халцедоновая минерализация. Они отчетливо связаны с дериватами интрузии кислой магмы, образовавшей малый гранитный интрузив.

Турмалинизация и раннее окварцевание рудовмещающих пород осуществлялись в пневматолитовый этап растворами малой плотности, которые сохранились в виде мельчайших газовых включений, насыщающих идиоморфные кристаллики турмалина и метасоматического кварца I. Безрудный кварц II, развитый главным образом в жилах и прожилках, переполнен гидротермальными жидкими включениями, так же как и кварц III, с которым уже и ассоциируют золото и сульфиды. Между образованием кварца II и III произошли внутрирудные подвижки и формирование даек. Колломорфные выделения халцедона и кристаллизация карбонатов завершающей минерализации происходили в поздних тектонических трещинах. Температуры гомогенизации первичных жидких включений кварца II оказались равны 250—200°, кварц III и золото образовались в интервале температур 180—100° С, а халцедон и карбонаты третьей стадии гидротермального этапа — при температурах порядка 60° С и ниже. Вторичные включения, прослеживающиеся по трещинкам в кварце I, отвечают всем этим трем температурным интервалам, но сингенетические гидротермальному рудному этапу очень слабы и уменьшаются от стадии к стадии.

Таким образом, можно видеть, что явление турмалинизации, казалось бы очень характерное для месторождения и фиксированное даже в названии рудной формации, не имеет отношения к рудному процессу. В Забайкалье имеется много участков развития турмалинизированных пород, не нарушенных трещинами и не содержащих золотоносных кварцевых жил, и, наоборот, последние часто развиты в породах, не претерпевших такого изменения. Это в полной мере можно отнести и к жильным месторождениям так называемой медно-турмалиновой формации, при формировании которых медное оруденение и турмалинизация принадлежат к разным этапам процесса и генетически не связаны.

Более сложными оказались уральские золоторудные месторождения, на которых точными исследованиями фиксируются несовпадения про-

дуктивных стадий с околорудными изменениями пород, а последние иногда принадлежат даже к другим, более поздним периодам минерализации, обеспечивающим новые изменения не только уже измененных пород, но и руд ранее сформировавшегося месторождения (Кочкарь).

Крупное Березовское золоторудное месторождение, открытое на Среднем Урале еще в 1763 г., примечательно очень характерным гидротермальным метаморфизмом кислых интрузивных пород, известным в литературе и в геологических словарях под названием *«березитизации»*. Этот термин был предложен еще в 1842 г. Г. Розе для метасоматически измененных окварцованных и серицитизированных пород с вкрапленностью пирита, а также в небольшом количестве анкерита, рутила и апатита. В качестве реликтовых минералов развиты альбит и ортоклаз. Однако природа этих специфических наиболее широко распространенных околожильных изменений жильных гранит-аплитов и плагиогранит-порфиров, вмещающих рудные продуктивные жилы и прожилки кварц-золото-колчеданной и многих других формаций, оставалась до последнего времени не вполне выясненной. Собственно говоря, это нельзя было осуществить без учета консерватов рудообразующих и преобразующих сред, сохранившихся в виде газово-жидких включений в минералах березитов. Химизм процесса березитизации наиболее полно был рассмотрен Д. С. Коржинским (1953), который увязывал этот процесс с низкотемпературным околожильным метасоматозом пород кислого состава.

Однако, как показывают газово-жидкие включения в минералах березитов, наиболее надежно сохраняющиеся в кварцах разных генераций, процесс формирования минеральных парагенезисов в жилах месторождения и сопряженный с ним процесс березитизации вмещающих пород осуществлялись в несколько этапов и стадий.

По Н. И. Бородаевскому (1947), в варисском тектоно-магматическом этапе по многочисленным субмеридиональным крупным трещинам произошло внедрение кислой магмы, образовавшей на месторождении серию крутопадающих даек, а к юго-западу от рудной площади — гранитный интрузив.

После отвердения и последующего остывания дайковых тел в них возникла поперечная, преимущественно субширотная, как мы полагаем (Ермаков, 1962), эндокинетическая трещиноватость контракции и меридиональные трещины отрыва в контактах. В последующие стадии минерализации по этим трещинам разрывов и сколов циркулировали гидротермальные растворы, отделившиеся от длительно существовавшего на глубине очага гранитной магмы. В результате их деятельности возникли продольные приконтактовые («полосовые») и многочисленные внутридайковые («лестничные») жилы и прожилки рудоносного кварца, обычно не выходящие за пределы даек гранит-порфиров и относящиеся к промышленной кварц-золото-колчеданной формации.

В пределах рудного поля месторождения, занимающего площадь около 65 $км^2$, развиты также внедайковые пологие жилы субширотного простирания более ранней, не продуктивной кварц-шеелит-турмалиновой формации с мусковитом. Призальбандовый, частично метасоматический кварц II в них переполнен мельчайшими, существенно газовыми включениями ($Г_х \gg Ж$) с температурами гомогенизации ($T_г$) 420—370° С. В центре жил он обнаруживает уже жидкие первичные включения с пузырьками пара ($Ж_в > Г_п$), гомогенизирующиеся в интервале температур 320—220°С. Более поздний мелкозернистый кварц III с гидротермальным мелкоигольчатым шерлом содержит жидкие включения с температурами гомогенизации по первому типу (Ермаков, 1950) 270—170° С и для турмалина — 280—250° С (Ермаков, Холмский, 1965).

Образования кварца II не находят аналогов в жильном выполнении внутридайковых трещин, по-видимому, потому, что процессы контрак-

ции даек еще не получили разрядки в трещинообразовании. Растворы осуществляли метасоматоз в них только лишь путем проникновения через тонкие поры. Березитизация даек началась с действия «сухих» газов, вызвавших первоначальную альбитизацию калиевых полевых шпатов и образование «метавкрапленников» пневматолитового кварца I (см. рисунок). Флюидный кварц II уже интенсивно их заместил, и только после этого началась «гидротермальная» березитизация уже измененных ранее даек. В качестве ее свидетелей здесь уже выступают кварц III и его очень близкий «родственник»— кварц IV. Минералообразующие жидкие растворы, причастные к образованию метасом кварцев III и IV в породах, положили начало образованию жильного заполнения атектонических внутридайковых контракционных трещин и приконтактовых трещин отрыва даек еще не золотоносным, полупрозрачным кварцем и анкеритом. Одновременно они вызывали также явления серицитизации и турмалинизации в окружающих породах и жилах более ранней формации.

Только после того, когда последовательно проходившие процессы альбитизации, окварцевания, серицитизации и турмалинизации пород в основном были закончены, началась продуктивная золоторудная, уже низкотемпературная стадия рудообразования. Тектонические напряжения легко обеспечили приоткрывание новых путей движения растворов, так как дайковые породы оказались наиболее хрупкой геологической средой, а их атектоническая макротрещиноватость далеко не полностью была залечена минералообразованием предыдущей первой гидротермальной стадии (полупрозрачный кварц IV и анкерит). Об этом свидетельствуют сохранившиеся даже до наших дней полости с друзами кварца и сульфидных минералов (в основном пирита). От еще живущей внизу кислой интрузии к уровню формирования месторождения поступали гидротермальные дериваты, обогащенные соединениями металлов. Во вторую низкотемпературную (200° С) стадию образование кварц-золото-колчеданной формации (см. рисунок; кварц V, сульфиды и золото) в основном осуществилось заполнение внутридайковых трещин контракции, произошло позднее окварцевание и пиритизация березитов со слабым обогащением их золотом (до 2 *г/т*). В завершающую стадию образования мелкозернистого пирита и волокнистого кварца VI и в стадию кальцита низкотемпературные (100° С) растворы уже не вызвали сколько-нибудь заметных изменений пород.

Очень показательным для характеристики наиболее сложных случаев изменений пород и рудных тел в двух периодах и этапах минерализации является рудное поле Кочкарского месторождения. Большинство геологов его образование приписывают воздействию дериватов верхневарисской интрузии, образовавшей интрузив аляскитовидных микроклиновых гранитов в контакте с более ранним интрузивом плагиоклазовых адамеллитов (гранодиоритов). В трещинах растяжения и усадки последнего образовалась жильная свита, включающая более 200 промышленных жил так называемой кварц-золото-арсенопиритовой формации. Однако осуществленное Л. И. Колтуном минералого-термометрическое исследование с большой достоверностью показало, что ее образование связано в основном с дериватами «гранодиоритовой» магмы, а преобразование — с дериватами «аляскитовой» магмы. Именно поэтому на гидротермальные жилы кварц-арсенопиритового ($T_г$° 410—290° С) и анкеритового состава ($T_г$° 300—220° С), совмещенные с кварц-золото-сульфидным оруденением ($T_г$° 270—130° С), оказались наложенными пневматолитово-гидротермальные кварц-турмалиновые образования ($T_г$° 470—290° С), завершившиеся кристаллизацией мелкозернистого кварца и кальцита в интервале температур гомогенизации 125—40° С.

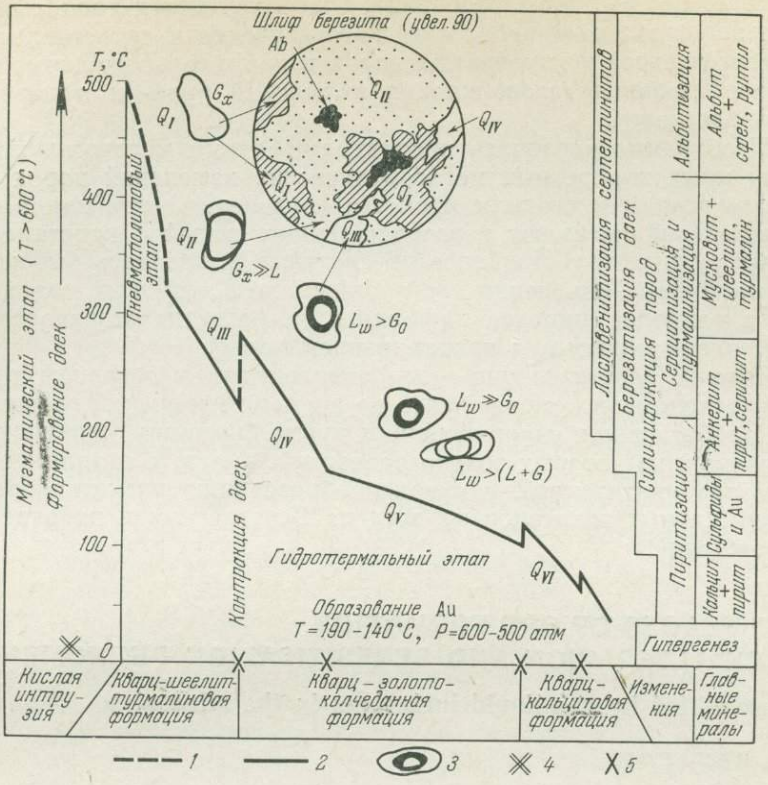


Схема рудообразования и изменения пород Березовского золоторудного месторождения (по данным газово-жидких включений)

1 — ход пневматолиза; *2* — ход гидротермальной деятельности; *3* — включения растворов; *4* — додайковые разрывы; *5* — внутридайковые разрывы. Символы: G_x и G — смесь газов, L_w – водный раствор, G_0 — пузырек пара (сжатия), Q_I — Q_{VI} — кварцы различных этапов и стадий

Все эти процессы рудообразующего действия минералообразующих растворов в трещинах-жилах, конечно, нашли выражение и в сингенетических изменениях рудовмещающих гранодиоритов и постгенетичном минералообразовании, связанном со вторым периодом перимагматической активности позднегерцинской аляскитовой интрузии. После ее внедрения происходили наложенные на ранние метасоматические изменения пород (альбитизация, биотитизация, силицификация и др.) новые изменения, связанные с этапами повторного пневматолиза и гидротермальной деятельности, вещественно выразившимися в мусковитизации, окварцевании, турмалинизации и хлоритизации пород рудовмещающих гранодиоритов.

Природа эндогенного рудообразования и закономерности околорудных изменений пород при изучении самих минералообразующих и преобразующих растворов в газово-жидких включениях минералов расшифровываются с мерой и числом несравнимо более точно, чем с помощью только визуальной фиксации стабилизированных явлений в объектах геолого-минералогического изучения. Поэтому представляется абсолютно необходимым равноправное исследование литолого-тектонической обстановки, рудообразующих и преобразующих растворов и продуктов их взаимодействий — руд и измененных пород.

ВЫВОДЫ

1. Так же как и для многостадийного процесса эндогенного образования рудных месторождений, для вмещающих пород различаются синхронные оруденению периоды, этапы, стадии и ступени пневматолито-

во-гидротермальных преобразований. Они выявляются лишь с помощью тщательного геолого-минералогического изучения и сопоставления рудных парагенезисов и измененных пород и параллельного термометрического исследования газово-жидких включений рудо- и минералообразующих растворов.

2. Необходимо различать и доказывать этими методами отношение тех или иных конкретных метасоматических изменений пород к определенным этапам и стадиям процесса оруденения, так как многие из этих изменений не имеют непосредственных связей с кристаллизацией жильных рудных тел. Наиболее интенсивные и, казалось бы, характерные околорудные изменения часто относятся к дорудным стадиям процесса, а наиболее широкое площадное их развитие связано с нерудоносным пневматолитовым пропариванием пород.

3. Явление березитизации — это комплексный, в основном дорудный процесс закономерно сменявшихся во времени изменений гранитоидных пород: альбитизации, силицификации, турмалинизации, серицитизации и пиритизации, из которых только последний, вместе с поздним окремнением и карбонатизацией, синхронен образованию низкотемпературных гидротермальных золотоносных жил на Березовском и на ряде других месторождений.

THE STAGES OF ORE FORMATION, ROCK ALTERATION AND BERESITISATION PHENOMENON

(examplified by gas-liquid inclusions in the minerals)

N. P. ERMAKOV

SUMMARY

The periods, stages and steps of pneumatolitic hydrothermal transformations which are synchronous to mineralization are distinguished in the multi-stage process of endogenous ore deposits formation and in country rocks. They can only be recognized by careful geological and mineralogical study as well as by parallel thermometric investigations of the gas-liquid inclusions of ore-forming and mineral-forming solutions. These methods are used to distinguish and to prove the connection between some metasomatic rocks alterations and some definite stages of the mineralization process, because many of these processes have no direct connection with vein ore bodies' crystallization. Most intensive near the ore alterations often belong to pre-ore stage processes. Their most wide regional distribution is caused not by ore-bearing pneumatolytic vapourization of the rocks. The beresitization phenomenon is mainly pre-ore which took place at some time with pyritization, late silicification and carbonatisation.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевский Н. И. Березовское рудное поле (геологическое строение). Металлургиздат, 1947.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского ун-та, 1950.

Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде.— Труды ВНИИП, 1957, 1, вып. 2.

Ермаков Н. П. Структуры локализации полезных ископаемых.—Труды ВНИИП, 1962, 7.

Ермаков Н. П., Холмский Р. В. Газово-жидкие включения как индикаторы возрастных взаимоотношений между рудой и дайками.— В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СКЛАДЧАТЫХ ЗОН СИБИРИ

(по данным минералотермометрии)

Т. Ю. БАЗАРОВА, В. П. КОСТЮК

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Первые сведения об определении температур гомогенизации в породообразующих минералах щелочных пород были опубликованы в 1963 г. Дальнейшие исследования в этом направлении, проведенные сотрудниками лаборатории минералогии, отражены в ряде периодических статей. Цель настоящего очерка — дать краткую сводку имеющихся материалов о термодинамических условиях минералообразования изученных массивов щелочных пород в магматогенную стадию.

Проблема происхождения щелочных пород в современной петрологии относится к одной из наиболее сложных. Она решается в геолого-петрографическом, тектоно-магматическом, физико-химическом и других аспектах. В последнем случае, наряду с изучением природных систем, широко привлекаются результаты экспериментов.

Опуская пока совершенно неясный вопрос о природе щелочных пород платформенного типа, отметим, что подчас нет полной уверенности в магматогенном происхождении интрузивных щелочных и нефелиновых сиенитов складчатых зон. В особенности сложно определяется роль процессов метасоматоза, фенитизации, палингенеза (в том числе и соленосных толщ) [1], ассимиляции материала вмещающих толщ и иных факторов в формировании щелочных пород

Объем статьи не позволяет нам сделать подробный обзор геологической обстановки, в которой находятся щелочные породы, развитые на огромной территории Средней и Восточной Сибири. Отметим лишь, что нефелинсодержащие интрузии [2] (натриевый ряд) хорошо известны в Кузнецком Алатау и Минусинской котловине, в Енисейском кряже, Туве, Восточном Саяне и Прибайкалье. В подавляющей массе щелочные породы приурочены к древним консолидированным складчатым структурам байкальского и салаирского орогенеза. Возраст их датируется преимущественно диапазоном нижний—средний палеозой. Вместе с тем в Прибайкалье достоверно выделяется группа щелочных пород мезозойского возраста.

Аналогичную структурную позицию занимают щелочные породы калиевого ряда — лейцитовые (ныне псевдолейцитовые) сиениты. Небольшие массивы их имеются в Горной Шории (Курепин, 1965) и среди нефелиновых сиенитов ультракалиевого плутона Сыннырв Прибайкалье. Известны также среднемезозойские (?) эффузивные лейцитовые породы и их пирокласты, залегающие внутри кальдер проседания в эруптивных аппаратах, возникавших в пределах древнего Алданского кристаллического щита (Билибин, 1958; Кравченко, Власова, 1962).

---

[1] См.: *И. Д. Царовский.* «Происхождение щелочных пород. Труды III Всес. петрогр. совещания». Изд-во «Наука», 1964.

[2] Широкая гамма их различных петрографических разновидностей для упрощения в дальнейшем именуется нефелиновыми сиенитами.

В Кузнецком Алатау нефелиновые породы входят в состав ряда разновозрастных магматических комплексов (Скобелев, 1963). Наиболее крупные тела щелочных сиенитов и нордмаркитов здесь генетически связываются с верхнекембрийско-ордовикской гранитоидной формацией, залегающей главным образом в карбонатных толщах. В контактах с последними нередко появляются нефелиновые и нефелинсодержащие породы.

В девоне преобладают нефелиновые породы, связанные генетически с щелочногабброидной и эффузивной базальто-трахитовой формациями, а нефелиновые породы комплекса щелочных сиенитов и граносиенитов играют подчиненную роль.

Нефелиновые и щелочные сиениты западных отрогов Восточного Саяна и Минусинской котловины образуют небольшие массивы, территориально и генетически приуроченные к гораздо более крупным выходам щелочноземельных гранитов (Саранчина, 1940; Лучицкий, 1960; Шохина, 1961). Нижняя возрастная граница устанавливается по соотношению с интрудируемыми осадочными отложениями в диапазоне нижний палеозой — верхний силур (Шохина, 1961; Чураков, 1947).

Среднепалеозойские щелочные породы, относимые многими геологами к сангиленскому комплексу, очень широко развиты в Восточной Туве. Их образование связывается с заключительными стадиями формирования каледонской геосинклинали. В северной части района распространены преимущественно породы типа сиенитов (иногда с фациями нефелиновых сиенитов), щелочных гранитов и гранитов, а в южной (Сангиленское нагорье) — преимущественно нефелиновые сиениты.

Комплекс щелочных пород, вероятнее всего, возник в результате кристаллизационной дифференциации гранитоидной магмы, слагающей наиболее крупные массивы и обусловившей кристаллизацию нефелиновых сиенитов и сиенитов первой фазы, с одной стороны, и щелочных гранитоидов второй фазы — с другой. Существенная роль при образовании нефелиновых сиенитов отводится инфильтрационному метасоматозу магматической стадии, т. е. гранитизации (сиенитизации) карбонатных основных вмещающих пород (Яшина, 1957, 1964; Павленко, 1963).

Массив нефелиновых сиенитов, оконтуренный комплексом жильных щелочных пород, в том числе и пегматоидных нефелиновых сиенитов, прорывающих вместе с гранитами и сиенитами протерозойскую карбонатную толщу, обнаружен в средней части Восточного Саяна (Крымский, 1960). Однако бóльшие по масштабам массивы щелочных пород известны в восточной части этого горного сооружения: Ботогольский, Нюрганский массивы, урикские нордмаркиты и др. Располагаются они полностью в толще протерозойских мраморизованных известняков с пачками метаморфических сланцев. В контактах Нюрганского массива наряду с известняками размещаются граносиениты, с которыми у щелочных пород выявляется достаточно тесная связь. Кроме древних, протерозойских гранитоидов, в районе чрезвычайно обильны палеозойские граносиениты с ярко выраженной субщелочной тенденцией. Возраст щелочных пород определяется как среднепалеозойский, но последние данные радиологических исследований (Кляровский, Костюк, 1965) позволяют относить их к нижнему палеозою (450—500 млн. лет).

По поводу происхождения щелочных пород Ботогола мнения исследователей расходятся. В. М. Куплетский (1925) считал, что они являются продуктом контактного воздействия гранитной магмы на известняки вмещающей толщи. Другие (Флоренсов, 1947; А. Д. Смирнов, Булдаков, 1962) склонны связывать щелочные породы массива с граносиенитами. Большое значение ассимиляции магмой известняков придает В. С. Соболев (1947), причем В. П. Костюк (1964) считает, что определяющую роль при этом играла только глубинная ассимиляция

граносиенитовой магмой карбонатного материала. По мнению В. П. Солоненко (1950), щелочные породы Ботогольского массива являются примером типично метасоматического образования. Еще более отчетливо связаны с субщелочными гранитоидами в ботогольском районе рибекит-эгириновые щелочные сиениты и нордмаркиты.

Своеобразная щелочная провинция выявлена в Северном Прибайкалье (Жидков, 1960, 1961, 1962; Андреев, 1965). К зоне разлома длиной 350—400 *км* здесь приурочено семь различных по размерам интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов. Наиболее примечателен из них крупный (650 *км*^{2}) концентрически-зональный плутон Сыннырский, характеризующийся ультракалиевым составом магм. Все массивы объединяются в единый конкудерский магматический комплекс. Возраст Сыннырского плутона считается постнижнекембрийским. Радиологические определения дают для интрузии возраст около 300 млн. лет, а для Бурпалы и Гоуджекита—330 млн. лет. И только для одной небольшой интрузии из этого звена получен возраст 200 млн. лет, что позволяет относить ее к нижнему мезозою (Жидков и др., 1963).

Природа высококалиевых пород плутона остается неясной. Большинство исследователей, признавая магматогенную кристаллизацию щелочных пород Сыннырa, расходятся в вопросе о первоисточнике магм. Так, Е. А. Нечаева (Шейнманн и др., 1961) считает щелочную интрузию результатом дифференциации гранитной магмы; А. Я. Жидков склонен связывать ее с щелочнобазальтоидной магмой, источником щелочей для которой были глубинные растворы. Согласно другому мнению, в формировании щелочных пород плутона значительное место отводится метасоматическим процессам (образование «сыннырitов»), а также фенитизации.

На общем фоне щелочного магматизма Сибири, приуроченного к зонам древних байкальского и салаирского этапов складчатости, известны и гораздо более молодые — мезозойские щелочные и нефелиновые сиениты, генетически связываемые с одновозрастными щелочными гранитами комплексов малокуналейского в Южном Прибайкалье (Дворкин-Самарский, 1965) и талойского на Витимском плоскогорье. Первые располагаются во внутренней зоне мезозоид, южнее регионального Удино-Витимского разлома. Геологические наблюдения и радиологические данные (168—188 млн. лет) позволяют уверенно относить щелочные и субщелочные гранитоиды малокуналейского комплекса к среднему мезозою. К талойскому комплексу А. А. Конев (1962) относит малые гипабиссальные интрузии, включающие ультракислые, субщелочные и щелочные гранитоиды, а также щелочные и нефелиновые сиениты, слагающие небольшие тела (от 1 до 50 *км*^{2}), обычно приуроченные к участкам пересечения двух систем разломов. По лепидомелану для одного из массивов получен возраст 133 млн. лет.

ПОПЫТКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Сложность геологической позиции щелочных пород приводит к тому, что по поводу происхождения одних и тех же объектов, как мы видели выше, подчас возникает несколько диаметрально противоположных точек зрения.

Не затрагивая гипотез о происхождении гранитоидных, в том числе и щелочных магм, коснемся лишь генетической природы щелочных и нефелиновых сиенитов, связанных как в Сибири, так и в ряде иных районов СССР с семейством гранигоидных пород. При этом нами делается

попытка выработки по возможности строгих критериев, позволяющих получать количественную оценку физико-химических и термодинамических параметров условий минералообразования.

Геологи сейчас располагают большим количеством новых и чрезвычайно важных данных об условиях кристаллизации в гидротермально-пневматолитовую стадию минералообразования. Принципиально решена также задача, позволяющая, кроме температур, определять два других параметра системы — давление и состав минералообразующих растворов (по-видимому, близкие к истинным) по составу содержимого, законсервированного в минерале-хозяине (Долгов, 1965).

Вместе с тем подобные исследования проводились для относительно низкотемпературных генераций минералов, формировавшихся при термальном режиме, обычно не превышавшем температуру инверсии β — α-кварца. Разработка новой конструкции высокотемпературной микротермокамеры (Базаров, 1968) позволила поднять температуру нагрева исследуемого препарата до 1600° С. Это открыло широкие перспективы для определения не только температур гомогенизации газово-жидких включений в породообразующих минералах магматогенных пород, но также температур плавления затвердевших (стекловатых или частично раскристаллизованных) включений расплава.

Удачными объектами термометрического изучения в щелочных породах оказались нефелин, слабо окрашенные щелочные и полущелочные клинопироксены, гранат, канкринит, содалит, кальцит и некоторые другие. В общей сложности было проведено около 7000 вполне достоверных определений температур гомогенизации включений.

В исследованиях мы исходили из следующих теоретических предпосылок: к заведомо первичным включениям, фиксирующим термальный режим в кристаллизующейся системе, можно относить только включения затвердевших остатков расплава. В минералах интрузивных пород такие включения встречаются относительно редко, но в минералах некоторых щелочных эффузивных и субвулканических пород, как правило, они присутствуют. В минералах нефелиновых сиенитов обычны двух- и трехфазовые (реже многофазовые) газово-жидкие или жидко-газовые включения с самым различным количественным соотношением фаз. Размеры включений очень мелкие — в основном тысячные, изредка сотые доли миллиметра.

Поскольку не всегда можно установить совершенно надежные критерии первичности газово-жидких включений в минералах, нижний температурный предел образования исследуемого минерала принимается в соответствии с максимальными температурами гомогенизации включений.

Давление в кристаллизующейся системе определялось по плотности и составу растворов в высокотемпературных газово-жидких включениях. Для суждения о солевом составе таких включений проводилось осаждение твердых фаз методом глубокого охлаждения на специальной установке.

Наиболее детально изучены условия образования щелочных пород восточной части Восточного Саяна (Костюк, Базарова, 1964, 1966; Базарова, 1965). Сложены они щелочными сиенитами с доминирующим кали-натровым полевым шпатом и клинопироксеном; реже и в меньшем количестве содержатся гастингсит и биотит. Нефелиновые сиениты отличаются от щелочных лишь присутствием нефелина. Пироксен существенно геденбергитовый, с небольшим содержанием эгиринового минала (15—20 мол.%). Иногда присутствует гроссуляр-андрадитовый гранат, который, по нашему мнению, образовался на последних стадиях магматической кристаллизации породы.

Таблица 1. **Результаты минералотермометрического изучения породообразующих минералов щелочных пород Восточного Саяна**

Порода	Изучавшийся минерал	Тип включения	Интервал температур гомогенизации, °С	Агрегатное состояние
Ботогольский щелочной массив				
Типичный нефелиновый сиенит	Нефелин	Первичное	850—680	Жидкость
	»	Вторичное	660—120	»
Пегматоидный нефелиновый сиенит	»	Первичное	840—680	»
	»	Вторичное	640—120	»
Нефелинсодержащий сиенит	»	Первичное	810—700	»
	»	Вторичное	660—120	»
Трахитоидный нефелиновый сиенит	»	Первичное	850—680	»
	»	Вторичное	660—140	»
Пегматоидная пироксен-полевошпатовая порода	Пироксен	Первичное?	800—700	»
	»	Вторичное	660—470	»
	»	»	410—280	»
	Кальцит	»	500—400	»
Нефелиновый сиенит из эндоконтакта	Гранат	Вторичное	400—100	»
Кальцитовый прожилок	Кальцит	Первичное	280—240	»
	»	Вторичное	240—120	»
Пегматоидный нефелиновый сиенит	Канкринит	»	400—120	»
Волластонитовый прожилок	Волластонит	Первичное		
		Вторичное	520—150	»
Нюрганский щелочной массив				
Типичные нефелиновые сиениты	Нефелин	Первичное	—	Расплав
То же	»	»	850—700	Жидкость
	»	Вторичное	680—480	»
	»	»	400—100	»

Результаты минералотермометрического изучения породообразующих минералов приведены в табл. 1.

Сыннырский плутон имеет концентрически-зональное строение. Внешняя зона сложена нефелиновыми сиенитами (дитроитами), среди которых относительно небольшое место занимают фойяиты. В центральной части плутона расположены трахитоидные пуласкиты и щелочные сиениты. Между последними и дитроитами в виде внутренней зоны кольцевой интрузии размещаются псевдолейцитоподобные сиениты («сынныриты») с характерной дактилоскопической структурой. Кроме того, среди поля дитроитов, чаще у их периферического контура, проявляются отдельные пятна типичных псевдолейцитовых сиенитов порфировидной структуры. Вкрапленники образованы ранними кристаллами лейцита (сейчас псевдолейцита).

Щелочные сиениты сложены калиевым полевым шпатом и биотитом; реже в них появляется слабо эгиринизированный пироксен и совсем редко — гастингсит. Полевой шпат в щелочных породах относится почти к чисто калиевому члену (95% ортоклаза, 5% альбита). Нефелин заметно отличается от минерала иных щелочных провинций повышенным содержанием кальсилитового минала (до 30 вес.%) и по этому

признаку уподобляется нефелинам из богатых калием щелочных эффузивов Африки (Smith, Sahama, 1954).

При общей высокой щелочности сыннырской магмы K_2O резко превалирует над Na_2O (соответственно 15—16 и 3—5 вес. %), что обусловило кристаллизацию здесь комплекса высококалиевых минералов.

Термометрические исследования проводились Л. И. Паниной (1966_1). Для нефелинов из дитроитов и фойяитов многократно получены высокие значения температур гомогенизации газово-жидких включений — выше 800°, а иногда даже выше 950° С. Близкие к указанным значения (выше 900° С) получены для включений в нефелине, обнаруженных в порфировидных псевдолейцитовых сиенитах, что позволяет предполагать выпадение лейцита в одну из наиболее ранних стадий кристаллизации. В калиевом полевом шпате из фойяитов Сыннырa впервые в практике термометрических исследований удалось обнаружить и надежно гомогенизировать ряд включений при температурах 840—730° С.

О природе щелочных пород малокуналейского комплекса Южного Прибайкалья среди исследователей также нет единого мнения. Существенная роль в образовании нефелиновых сиенитов отводится либо ассимиляции магмой пород кровли в гипабиссальных условиях (Ладаева, 1960), либо воздействию на магму сиенитового состава автометасоматических (сквозьмагматических) растворов ранней щелочной стадии (Г. В. Смирнов, 1963).

Температурные условия при формировании нефелиновых сиенитов Боргойской группы были установлены Л. И. Паниной (1966_2). Для нефелина получены температуры гомогенизации по жидким (двух- и трехфазовым) и существенно газовым включениям в пределах 700—750° С. Поскольку первичность включения при этом достоверно установить не удается (они диагностированы как вторичные), можно считать, что температура кристаллизации нефелина не может быть ниже максимальной температуры гомогенизации вторичных включений, т. е. ниже 750°. Минералотермометрические исследования, проведенные только для нефелинов из пегматитов и щелочных пород пегматоидной структуры Дахунурской интрузии в Сангиленском нагорье (Тува), показали, что их кристаллизация осуществлялась в интервале температур 750—680° С. Следовательно, формирование ийолитов, вмещающих эти пегматиты, должно было происходить при температуре не ниже 750°. Это замечание пока не распространяется на процессы, приведшие к нефелинизации вмещающих пород.

Для более обоснованных выводов об условиях образования щелочных пород и выяснения вопроса о том, насколько далеко можно распространять данные, полученные на сибирском материале, было проведено сравнительное изучение нефелиновых сиенитов из ряда других районов Советского Союза. Исследовались породообразующие минералы, главным образом нефелин, из щелочных пород Урала, Кольского п-ова и Приазовья. Более подробно результаты изучения этих пород изложены в специальных работах (Базарова, 1965; Базарова, Фейгин, 1966). Здесь лишь укажем, что получены такие нижние температурные пределы кристаллизации: в Ильменском массиве для миаскитов 950°, для миаскитовых пегматитов 800°; для уртитов Ловозерского плутона 980°; для фойяитов и луявритов плутона 740°; для фойяитов Октябрьского массива и хибинитов Хибинского плутона температуры гомогенизации находятся в пределах 700—720° С.

Отметим, что имеющиеся данные по температурам гомогенизации включений в породообразующих минералах (главным образом нефелине) щелочных пород Витимского плоскогорья в Прибайкалье также свидетельствуют о температурном режиме кристаллизации пород, соответствующем условиям магматических расплавов.

Наряду с высокими температурами гомогенизации включений в минералах, для нефелина из ряда массивов щелочных пород, развитых на западных отрогах Восточного Саяна и в Кузнецком Алатау, были получены гораздо более низкие температуры — не выше 400—420° С. Такие значения позволяют высказать предположение о значительном влиянии наложенных процессов метасоматоза на формирование упомянутых щелочных пород, что подчас косвенно подтверждается и общегеологическими данными (Происхождение щелочных пород, 1964). В последнем случае, однако, исчезают строгие критерии оценки истинной температуры минералообразования, поскольку в силу ряда причин могли отсутствовать условия, необходимые для захвата или сохранения более высокотемпературных включений.

Была также сделана попытка определения (там, где это возможно) других параметров кристаллизующейся системы — давления, состава летучих компонентов и состава жидкой фазы, законсервированных во включениях. Давление при температуре гомогенизации определялось по плотности и составу растворов в высокотемпературных газово-жидких включениях. Для суждения о солевом составе включений проводилось осаждение фаз методом глубокого охлаждения (до температуры —180° С) на соответствующей установке по методу, рекомендованному в ряде работ (Бакуменко и др., 1965; Долгов, Шугурова, 1966), со снятием результатов с соответствующих диаграмм.

Теоретической предпосылкой таких исследований служило следующее: захваченные в процессе кристаллизации расплава пузырьки выделившихся избыточных (против растворимости в магме при данных условиях) летучих и представляют собой первичные газово-жидкие включения, несущие информацию о термодинамических условиях в кристаллизующейся магме. Первичные включения летучих в момент захвата находятся, естественно, под давлением, соответствующим давлению в магме, которое определяется литостатической нагрузкой. Следовательно, экспериментально получаемые цифры характеризуют минимальное литостатическое давление, испытываемое магмой, и, по-видимому, достаточно достоверны.

Плотность и состав растворов высокотемпературных первичных газово-жидких включений зависят от существовавших в процессе кристаллизации температуры, давления и состава летучих и в общем случае фиксируют эти условия.

Результаты определения давления приведены в табл. 2. Зная общий стратиграфический разрез того или иного района и состав слагающих его пород, по имеющимся цифрам можно рассчитать ориентировочную глубину формирования массивов.

Определение количественного состава летучих компонентов, законсервированных во включениях, и их количественных соотношений проводилось дифференцированно: путем анализа водных вытяжек (классические методы аналитической химии), а для газов — с помощью метода газового анализа, предложенного Ю. А. Долговым и Н. А. Шугуровой (1966).

Анализировались водные вытяжки из нефелина, клинопироксена и граната, а также кальцита двух генетических типов из нефелиновых пород Ботогольского массива.

В составе включений в нефелине из катионов повсеместно содержатся ионы щелочных металлов, причем *Na* резко превалирует над всеми остальными (8 вес. % в Ботогольском и 10—13 вес. % в Нюрганском и Ильменском массивах), содержится 0,34% K. Для других катионов, обнаруживаемых в нефелинах не всех месторождений, составы колеблются в пределах (в вес. %): Si 0,23—1,23; Al 1,12—0,83; Ca 0,55—1,38; Fe 0,13—0,38; ионы Mg редки. Среди анионов преобладают (в вес.

Таблица 2. **Определение параметров давления при кристаллизации щелочных пород**

Нефелин	Тип включения	Характеристика включений в момент гомогенизации						
		температура, °С	агрегатное состояние	концентрация солей, вес. %	удельный объем CO_2*	давление раствора, *атм*	давление растворенной CO_2, *атм*	полное давление, *атм*
Ботогольский массив								
Из нефелиновых сиенитов	Первичное	760	Жидкость	22,8	145	1455	15	1470
	»	700		25,6	170	1255	15	1270
Из пегматоидных нефелиновых сиенитов	»	720		26,1	210	1340	10	1350
	»	710		26,2	125	1285	20	1300
	Вторичное	400		7,8	10	275	10	280
Нюрганский массив								
Из нефелитовых сиенитов	Первичное	740	Жидкость	46,3	120	1330	10	1340
	»	730	»	43,1	150	1300	10	1310
	Вторичное	500	»	41,7	100	400	20	430
Ловозерский массив								
Из уртитов	Первичное	810	Жидкость	22,0	120	1500	30	1530
	Вторичное	710	»	26,5	115	1280	20	1300
	»	710	»	24,7	150	1280	10	1290
	»	700	»	26,6	100	1260	20	1280
	»	300	»	31,3	250	55	5	60
Из фойяита	Первичное	720	»	19,8	150	1330	20	1350
	Вторичное	450	»	37,2	80	310	25	335
Октябрьский массив								
Из фойяита	Первичное	700	Газ	23	130	1160	15	1115
	»	680	»	25,5	150	1240	20	1260
	Вторичное	620	Жидкость	18,3	170	990	10	1000
Уральский миаскитовый массив								
Из миаскита, Ильменский массив	Первичное	800	Жидкость	45	Не опр.	1400	—	1400
Из пегматита, Ильменский массив	Вторичное	710	»	44	»	1200	—	1200

* Из газов, присутствующих во включениях, наибольшее значение имеет углекислота $(CO)_2$. Влияние прочих газов на величину давления вследствие их больших удельных объемов несущественно.

%) : Cl^- 3,40 — 6,40; HCO_3^- 1,04—4,07; SO_4 0,46—4,37; в некоторых случаях P до 2,25.

В общих чертах такой же порядок убывания содержания катионов и анионов отмечается для включений в клинопироксене, гранате и высокотемпературном кальците. Среда близка к нейтральной — pH в большинстве случаев колеблется в пределах 6—6,5, и очень редко это значение поднимается до 7,5—8.

В газовой фазе первичных включений CO_2 принадлежит 75—97 объемн. %, остальное — азоту и редким газам; во вторичных включениях, как правило, преобладают углеводороды (72—91%), остальное

приходится на CO_2. Можно заметить, что среди летучих, участвовавших в процессе кристаллизации изученных пород, главная роль принадлежала воде и CO_2. Кроме них, здесь имеются также Cl, F, SO_4, HCO_3; они совместно с катионами Na, K, Ca и др. образовывали растворенные в воде и расплаве соли, главную роль среди которых, очевидно, играет NaCl.

Таким образом, полученные цифровые данные позволяют высказать некоторые суждения о генетической природе щелочных пород изученных месторождений.

Ботогольский массив, как было отмечено, расположен в толще мраморизованных известняков. Появление волластонита, гроссуляра и диопсида в зонах экзоконтакта свидетельствует о том, что по глубинности процесса эти породы должны относиться к третьей, а вероятнее всего, к четвертой фации глубинности, по Д. С. Коржинскому (1940), и, следовательно, давление CO_2 здесь должно быть достаточно высоким. При определении давления по включениям в нефелине (см. табл. 2) получены нижние пределы (1470—1350 *атм*) для Ботогольского и Нюрганского (1340 *атм*) массивов, что при среднем объемном весе перекрывающих пород 2,5 *г/см*^{3} соответствует глубинам порядка 6 *км*. Температура кристаллизации нефелина для тех же случаев 850—680° С.

Микропертитовый полевой шпат здесь не содержит высокотемпературных включений. Однако экспериментально установлено (Боуэн, Таттл, 1952), что при давлениях водяного пара 1000 *атм* температура кристаллизации этого минерала из расплава понижается до 840° (при 2000 *атм* даже до 770°), а распад твердого раствора происходит при 700—660° С, что и фиксирует нижний температурный предел кристаллизации гранитоидной магмы.

Нижний температурный предел кристаллизации нефелина в дитроите Сыннырского плутона 950—770° С и для калиевого полевого шпата из фойяитов и сынныритов — соответственно 730 и 840°. Представляется поэтому совершенно очевидным, что полученные значения температуры (850—950° С) и давления (порядка 1400 *атм* и выше) для многокомпонентных природных систем позволяют с достаточным основанием считать, что эти параметры соответствуют термодинамическим условиям, существовавшим в магматических очагах, и что кристаллизация рассмотренных щелочных пород происходила из магматических расплавов.

На кристаллизацию нефелина из расплава, несомненно, указывает также наличие раскристаллизованных твердых включений, захват которых возможен только из расплава. Полученные невысокие давления (280—400 *атм*) во вторичных включениях нефелинов при температурах гомогенизации 300—500° С свидетельствуют о минимальном давлении летучих для наложенных процессов, фиксируемых образованием позднего кальцита, содалита, канкринита и др.

Очевидно, подобное же суждение о кристаллизации из магматического расплава можно вынести в отношении Ильменского, Ловозерского и Октябрьского щелочных массивов.

Детальное изучение включений в нефелине позволяет отметить ряд особенностей. Так, удивительное сходство морфологии, фазового состава, фазовых соотношений, высоких концентраций растворенных солей, качественного состава газовой фазы, поведения при нагревании (перераспределение материала внутри включений при высоких температурах), температур гомогенизации первичных газово-жидких включений в минерале из разных щелочных массивов еще больше подчеркивает сходство физико-химических условий кристаллизации нефелина и единый механизм образования первичных включений.

Если по поводу генезиса щелочных пород, относимых к интрузивным образованиям, у исследователей часто возникают разногласия, то совершенно бесспорным фактом является магматогенная природа нефелин- и лейцитсодержащих вулканических пород. Вместе с тем сведения о термальном режиме в момент интрателлурической кристаллизации породообразующих минералов в природных системах (расплавах) пока очень скудные.

Первичные включения расплава были изучены нами в нефелине, клинопироксене и оливине из нефелиновых базальтов массива Бакони в Венгрии, а также в лейците и клинопироксене из субинтрузивных фергусит-порфиров Восточного Памира [1].

Полная гомогенизация включений, приуроченных к центральным зонам минералов базальтов, с расплавлением кристаллических фаз во включении происходит в диапазоне температур 1250—1280° С для пироксена и 1270—1290° С для оливина. При охлаждении включения либо полностью восстанавливается первоначальный фазовый состав и соотношение фаз, либо отмечается более полная раскристаллизация, либо, наконец, происходит закалка — содержимое включения застывает в виде стекла. Газовая фаза при этом или совсем не появляется или появляется в меньшем объеме. Гомогенизация включений из внешних зон кристаллов тех же минералов наблюдается в интервале температур 1120—1160° С.

Наряду с указанными встречаются мнимовторичные включения расплава, приуроченные к трещинкам, возникшим в процессе роста кристаллов. Обычно они двухфазовые (газ+стекло), но иногда содержат третью фазу — кристаллик-узник. Гомогенизация таких включений осуществляется в узком интервале температур — от 1120 до 1130° С.

Гомогенизация первичных включений расплава в лейците из фергусит-порфиров происходит в достаточно широком диапазоне температур — от 1670 до 1350° С. Аналогичные включения в клинопироксене из этих же пород гомогенизируются в интервале температур 1320—1250° С.

Полученные цифры, несомненно, отражают некоторый начальный этап кристаллизации порфировых вкрапленников. Однако при этом надо иметь в виду сравнительно короткое время эксперимента и высокую вязкость силикатных расплавов вблизи точки плавления. Как полагает В. С. Соболев, при оценке температур начала кристаллизации вкрапленников, в частности, в нефелиновых базальтах, справедливее принимать нижнюю из полученных цифр, т. е. 1250° С, а возможно, даже температуру начала уменьшения газового пузырька (1200—1230° С), считая, что для полной гомогенизации необходим перегрев до 50° С. Такая оценка температур лучше согласуется с экспериментальными данными по изучению нефелина и других систем (Йодер, Тилли, 1965; Green, Ringwood, 1966).

---

[1] Результаты этих исследований служат предметом более подробного обсуждения в других статьях авторов.

A REVIEW OF THE RESULTS OF THE STUDY OF CONDITIONS OF SOME ALKALINE ROCK FORMATION IN SIBERIAN FOLDED AREAS

T. Ju. BAZAROVA, V. P. KOSTYUK

SUMMARY

The geological state and composition of Paleozoic (seldom Mesozoic) alkaline rocks, widespread in the olds folded belts of Siberia: Kuznetski Alatau and Minusinsky Basin as well as Tuva, Eastern Sajan and Sub-Baikal regions are presented.

The data concerning mass determinations of the nomogenization temperature of included gases and fluids in the nepheline and other rock-forming minerals (850—900° C) are listed; accordingly the pressure, which is determined according to the density and composition of solutions in the high-temperature inclusions in the nephelines of a number of alkaline massifs (1350—1470 *atm*), allow us to consider that these parameters reflect the crystallization conditions of minerals derived from magmatic melt. At the same time, for the nephelines of some alkaline massifs (Kuznetski Alatau) the homogenization temperature, at least, 400—420° were obtained.

Therefore, the above evidence suggests strong effect of processes of metasomatism on the formation of such rocks.

In the composition of inclusions cations of Na (8—13 wt. %) noticeably predominated over K, Ca, Si, Al et al. Among the anios, Cl (3,40—6,40%) predominates over HCO_3, SO_4, F.

In the gas phase of the primary inclusions CO_2 has 75—97 volumetric %; the rest ones have nitrogen and rare gases.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г. В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, 1965.

Базаров Л. Ш. Микротермокамера для высокотемпературных исследований включений в минералах.— Геол. и геофиз., 1968, № 8.

Базарова Т. Ю. Минералотермометрические исследования включений в минералах некоторых нефелиновых пород.— Докл. АН СССР, 1965, **161**, № 4.

Базарова Т. Ю., Фейгин Я. М. Минералотермометрические исследования нефелина из Ловозеровского массива.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, **95**, № 2.

Бакуменко И. Т., Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.— В кн. «Тезисы докладов II Всес. совещания по геотермобарометрии». Новосибирск, 1965.

Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Избр. труды. Т. I. Изд-во АН СССР, 1958.

Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $NaAlSi_3O_8$—$KAlSiO_8$—H_2O.—В кн. «Полевые шпаты». Т. 1. ИЛ, 1952.

Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.

Долгов Ю. А. Минералообразование в камерных пегматитах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, **94**, № 2.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Исследование состава индивидуальных газовых включений.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Т. IV. Новосибирск, 1966.

Ермаков Н. П. Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1949, № 3.

Жидков А. Я. Дифференцированный плутон щелочных пород в Северо-Байкальском нагорье.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 32.

Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород.— Докл. АН СССР, 1961, **140**, № 1.

Жидков А. Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции.— Геол. и геофиз., 1962, № 9.

Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубчина М. Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья.— Докл. АН СССР, 1963, **149**, № 1.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.

Кляровский В. М., Костюк В. П. О возрасте щелочных пород восточной части Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1965, **162**, № 2.

Конев А. А. Петрография щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайженского и Глухенского плутонов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 1.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды ИГН АН СССР, петр. серия, 1940, вып. 12 (№ 5).

Костюк В. П. О генезисе щелочных пород Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1964, № 9.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. К вопросу о формировании щелочных пород Восточного Саяна.— В кн. «Происхождение щелочных пород». Изд-во «Наука», 1964.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1966.

Кравченко С. И., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. Изд-во АН СССР, 1962.

Крымский В. М. Нефелиновые сиениты верховьев р. Пезо в Восточном Саяне.— Геол. и геофиз., 1960, № 9.

Куплетский В. М. Петрографический очерк Алиберовского месторождения графита.— Материалы СОПС АН СССР, 1925, № 55.

Курепин В. А. Псевдолейцитовые породы горы Сокол в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1965, № 2.

Ладаева В. М. Нефелиновые сиениты южных районов Бурятии.— Материалы по геол. и полезн. ископ. БАССР, 1960, вып. 1 (IV).

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.

Павленко А. С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Панина Л. И. Некоторые данные о температурных условиях формирования Сыннырского щелочного массива.— Докл. АН СССР, 1966_1, **170**, № 6.

Панина Л. И. О генезисе нефелиновых сиенитов Боргоя.— Геол. и геофиз., 1966_2, № 8.

Происхождение щелочных пород. Изд-во «Наука», 1964.

Саранчина Г. М. Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край).— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1940, вып. 8, № 45.

Скобелев Ю. Д. Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау.— В кн. «Материалы по геологии Западной Сибири». Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов Г. В. Петрохимические особенности нефелиновых сиенитов бассейна нижнего течения р. Джиды.— Труды БурКНИИ СО АН СССР, 1963, № 12.

Соболев В. С. Петрография Ботогольского щелочного массива.— В кн. «Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования». Иркутск, ОГИЗ, 1947.

Солоненко В. П. Генезис щелочных пород и графита Ботогольского массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.

Флоренсов Н. А. Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах.— В кн. «Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования». Иркутск, ОГИЗ, 1947.

Чураков А. Н. Верхнесилурийский нефелиновый пояс Восточного Саяна.— Реф. н-и. работ за 1945 г. Отд. геол.-геогр. наук АН СССР, 1947.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Р. Ф., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 12—13.

Шохина О. И. Щелочные породы Булан-Кульского массива (Красноярский край). Изд-во СО АН СССР, 1961.

Яшина Р. М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.

Яшина Р. М. О влияниях вмещающей среды на развитие контактно-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий (на примере щелочных массивов Юго-Восточной Тувы).— В кн. «Происхождение щелочных пород». Изд-во «Наука», 1964.

Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas. High pressure experimental investigations into the nature of the Mohorovicic discontinuity, the mineralogical and chemical composition of the Upper Mantle and the origin of basaltic and andesitic magmas.— Dept. Geophys. and Geochem. Austral. Nat. Univ. Publ., 1966, N 444.

Smith J. V., Sahama Th. G. Determination of the composition of natural nephelines by an X-ray method.— Mineral. Mag., 1954, **30**, № 226.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГРАНИТНЫХ БЛОКОВ О-ВА ВОЗНЕСЕНИЯ И ИХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Э. РЕДДЕР

Геологическая служба США, Вашингтон

ВВЕДЕНИЕ

Исследования профессора В. С. Соболева касаются обширных разделов минералогии и петрологии. Поэтому здесь кажутся уместными обзор и петрологическая трактовка некоторых лабораторных исследований по включениям (как водным, так и стекловатым) в минералах ряда гранитных пород о-ва Вознесения. Хотя основной материал данной работы является частью большого исследования по включениям этих пород (Roedder, Coombs, 1967), она содержит также новые данные и расширенное обсуждение некоторых вопросов. Автор отсылает к упомянутой работе за более детальными сведениями по геологической обстановке, минералогии и петрографии пород, по другим типам включений и по библиографии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Хотя на о-ве Вознесения преобладают базальтовые лавы, но имеются и трахитовые брекчии, а также многочисленные другие типы пород. Гранитные блоки, рассматриваемые в данной работе, представлены угловатыми обломками диаметром обычно менее 30 *см*, свободно лежащими на поверхности среди свалов трахитовых брекчий непосредственно вниз по склону от поста пятой мили по дороге на Грин-Маунтин. Нет признаков, чтобы эти блоки были заключены в расплаве трахитов, поскольку не найдена лава, их обволакивающая. Очевидно, они являются случайными обломками стен вулканического канала, отторгнутыми взрывом.

Отдельные гранитные блоки достаточно разнообразны по минералогии и текстуре, но все они представлены кварц-полевошпатовыми породами неравномерно миаролитового строения, пористыми и трещиноватыми. Большинство минеральных зерен имеет размеры от 1 до 5 *мм*. Лишь некоторые из блоков содержат порфировые выделения. Миароловые пустоты обычно малы и исключительно неправильны по форме: они постепенно переходят в интергранулярную пористость пород. Этот признак указывает на то, что летучая фаза присутствовала при кристаллизации, поскольку миаролитовые пустоты предполагают первоначальное существование флюида (газа или жидкости), растворимого или летучего настолько, что все следы его теряются впоследствии в атмосферу или в грунтовые воды.

Таким образом, эти пустоты представляют «включения флюида», которые вытекли и были смыты во всех легкорастворимых минералах. Более мелкие включения флюида из прочных и, по-видимому, непроницаемых отдельных кристаллов скорее, чем из поликристаллических проницаемых пород, дают нам образцы этих первоначально существовавших

флюидов и, как показано ниже, позволяют судить об условиях их формирования. Полевые шпаты широко варьируют от блока к блоку: от неправильно пятнистого пертита (моноклинная калиевая фаза состава Or_{67-74} и сдвойникованный альбит состава Or_{3-5}) до практически гомогенного санидина (Or_{35-55}), показывающего при оптическом и рентгеновском исследовании лишь слабые следы гетерогенизации.

Некоторые из блоков содержат редкий калиево-циркониевый силикат — далиит (Tassel, 1952), а большинство обнаруживает признаки пересыщения щелочами, подтверждаемые присутствием эгирина, арфведсонита и энигматита (в сумме 5—10%) в виде призм и игл длиной до 4 *мм*. Помимо далиита, наиболее обычными акцессорными минералами являются циркон и пирохлор. Породы содержат много Cl, F и Zr, но мало Ca; в их нормативном составе несколько процентов акмита.

ВКЛЮЧЕНИЯ И ИХ СВОЙСТВА

Шлифы из гранитных блоков обнаруживают очень большое число включений во всех минералах. В частности, многие из полевых шпатов содержат до 10^{10} включений[1] на 1 $см^3$. Хотя некоторые из них могут быть отнесены к первичным, происхождение большинства неопределенно. В образцах находится множество различных типов включений, свидетельствуя о большой сложности их истории. Но основную массу включений можно разделить на три группы. Включения всех этих групп сосуществуют в одних и тех же кристаллических зернах как кварца, так и полевых шпатов в каждом из изученных гранитных блоков, независимо от степени выщелачивания полевошпатовой фазы. Все включения в кварце имеют форму от округлых до четко выраженных отрицательных кристаллов, а в полевых шпатах она более или менее неправильна. Образцы содержат мало плоских и совсем не имеют длинных трубчатых включений, полезных при точных измерениях количественных соотношений фаз.

Тип I — стекло + маленький газовый пузырек с низким давлением

Такие включения обычны для всех изверженных пород, подвергшихся быстрому охлаждению, и представляют попросту части силикатного расплава или магмы. В блоках с о-ва Вознесения они редки в полевых шпатах, но обычны для кварца. Стекло имеет показатель преломления $1{,}500 \pm 0{,}002$ и в отдельных случаях обнаруживает слабую гранулированность (при сильно коллимированном освещении), вероятно, обусловливающую незначительное двупреломление. Испытания со вскрытием включений на специальном столике (модифицированная модель, по Deicha, 1950) свидетельствуют о почти полном вакууме в пузырьках. Многие из крупных включений типа I содержат мелкие изотропные дочерние кристаллы, ориентировочно определенные как флюорит (также присутствующий в стекловатых включениях смешанного типа I—II, см. рис. 1 и 2). Пузырек (образующийся за счет сжатия) составляет по объему всего несколько процентов (рис. 1).

Такие включения были подвергнуты нагреванию в различных условиях[2]. Дочерние флюоритовые кристаллы образовывались после выдерж-

[1] Определено подсчетом числа включений в малых объемах для типичных частей кристаллов.

[2] В каждом из экспериментов, описанных здесь, указанное время выбрано произвольно. Меньшие выдержки, возможно, принесут те же результаты.

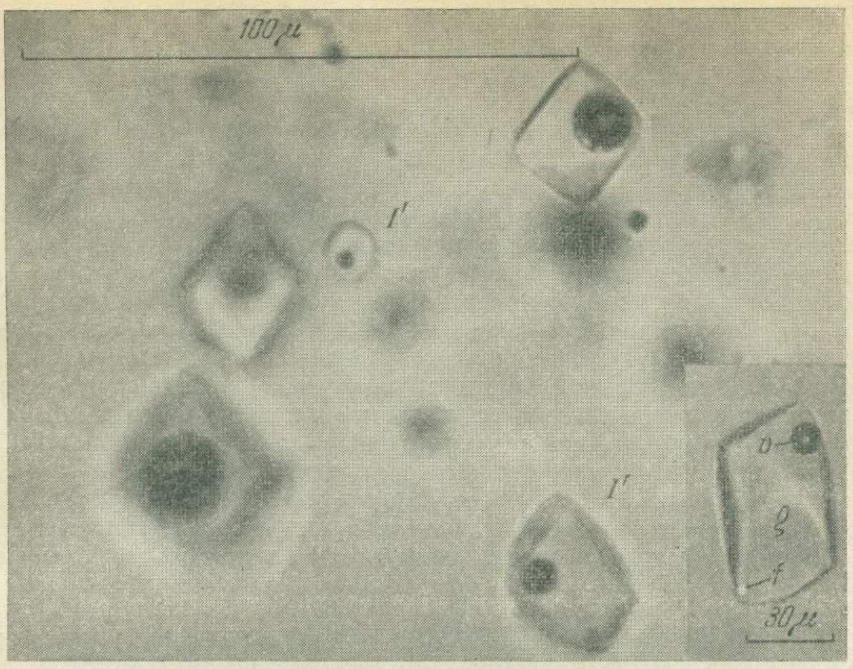


Рис. 1. Группа включений смешанного типа I—II в кварце. Каждое из них содержит тонкий слой воды и кристаллов соли снаружи пузырька в количестве, зависящем от его размеров. Хотя два включения, помеченные I^1, выглядят на этом рисунке как нормальные включения типа I с маленьким пузырьком, нагревание показывает, что в действительности они относятся к смешанному типу I—II (см. рис. 5). Вставка показывает включение типа I с газовым пузырьком (*v*) и флюоритовым кристаллом (*f*) в стекле (*g*). Обр. As-51,3

ки включений в течение 32 дней при температуре 710° С и растворялись за 43 *час* при 800° С.

Образец с чисто стекловатым включением был подвергнут последовательно нагреванию в различных условиях.

Включения не обнаруживают изменений после 19 *час* выдержки при 250° С, но 25 *час* выдержки при 415° С приводит к образованию сплетения неопределимых игольчатых двупреломляющих кристаллов во всех (кроме наименьших) включениях.

Последующая 96-часовая выдержка при 650° С приводит к укрупнению иголок, а после 32 дней экспозиции при 710° С большинство игл растворяется в стекле. Дополнительная 43-часовая выдержка при 800° С уничтожает и все оставшиеся иглы.

Отдельные образцы, нагревавшиеся в течение 24 *час*, обнаруживают девитрификацию и рост кристаллов при 400, 500 и 600, но не при 700° С. Двухчасовое нагревание при 1050° С, по-видимому, достаточно для того, чтобы гомогенизировать стекловатые включения. Это можно заключить из того факта, что многие мелкие стекловатые включения не содержат пузырьков после такого нагревания, если за ним следует быстрое охлаждение (приблизительно за 1 *сек*). Напротив, включения типа I даже размером менее 4 μ имели (или приобрели?) пузырьки «сжатия» после охлаждения за 4 *сек* от температуры 995° С.

Тип II — большой кристалл галита + насыщенный водный раствор + + газовый пузырек + второстепенные фазы

Газовые пузырьки в этих включениях составляют приблизительно 20—80% объема. Кристалл галита может занимать более 30% объема включения, соответствуя первоначальным гомогенным флюидам не менее чем с 70 вес. % NaCl (рис. 2, *II*). Определение галита основано на измерении показателя преломления[1] и наблюдениях его реакции с жидкостью, в результате которой образуется двупреломляющее соединение $NaCl \cdot 2H_2O$, замерзающее ниже +0,1° С. При последующем нагревании этот гидрат плавится инконгруэнтно, образуя жидкость + кристалл NaCl (Roedder, Coombs, 1967, фото 1, фиг. 9—7). Многие из более крупных включений типа II также содержат вторичный изотропный кубик (вероятно, KCl), небольшие количества жидкого CO_2, небольшое высокодвупреломляющее зерно (возможно, кальцит) и непрозрачное зерно.

Установлено, что температура гомогенизации включений типа II, как первичных, так и вторичных, обычно находится между 590 и 612° С и заканчивается в жидкой фазе (первый тип гомогенизации, по Н. П. Ермакову, 1950). Конечное растворение кристалла галита происходит немного ниже температуры исчезновения газового пузырька. Хотя плати-

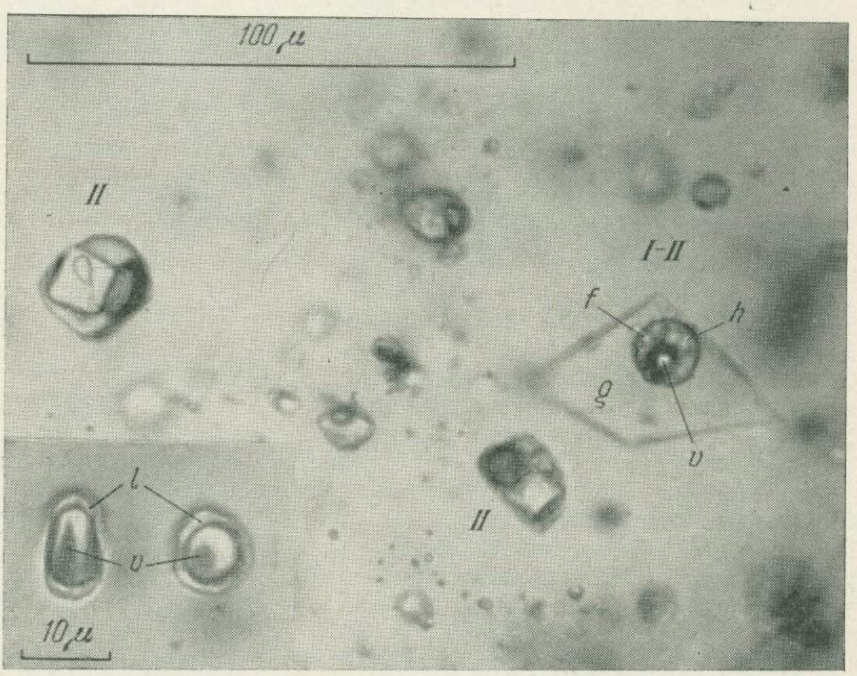


Рис. 2. Зерно кварца из обр. As-51,14 с несколькими, вероятно, первичными включениями типа II и с одним большим включением смешанного типа I—II. Последнее является полостью, имеющей форму отрицательного кристалла и заполненной стеклом (*g*), содержащим мелкие кристаллы флюорита (*f*) и большой «пузырек» с отдельным кубиком галита (*h*) и массой мелких кристаллов растворимых солей, а также газовый пузырек (*v*). Вставка показывает два включения типа III в кварце из этого же образца, каждое с жидкостью (*l*) и газовым пузырьком (*v*)

[1] Включения типа II настолько обильны в некоторых полевых шпатах, что рентгенографическое изучение этих монокристаллов показывает дифракционные линии трех наиболее ярких отражений галита.

ново-10%-родиевая термопара нагревающего столика (Richter, Abell, 1953) была откалибрована одновременно с текущими опытами на точках плавления очень чистого теллура (449,5° С) и сурьмы (630,5° С) [1], нельзя считать большой точность этих температур гомогенизации, поскольку очевидно наличие сильных термальных градиентов. Таким образом, экспериментальная погрешность достигает по крайней мере ±10° и, более вероятно, ±25° С.

Раздробленные зерна кварца и полевого шпата были нагреты, чтобы определить характеристики декрепитации включений типа II. Зерна кварца диаметром 0,1—0,5 *мм* не показали потерь флюида из включений после 24 *час* при 700° С. Некоторые зерна кварца размером до 0,1 *мм* сохраняют включения типа II в течение 2 *час* при 1050° С и даже 2 *час* при 1200° С. Большинство включений типа II в зернах полевого шпата схожего размера оставались целыми после 16 *час* при 600° С, но теряли флюид в течение 16 *час* при 710° С или 2 *мин* при 865° С. Поскольку образцы были большей частью меньше 1 *мм* в мельчайших капсулах платиновой фольги, время, необходимое для достижения ими температуры нагревателя, исчислялось лишь несколькими секундами. Чтобы получить быстрое воздушное охлаждение, капсулы выдергивались из горизонтальной трубки печи тонкой платиновой проволокой.

Тип III — разбавленный водный раствор + очень большой газовый пузырек, содержащий некоторое количество CO_2

Этот тип обычно содержит почти равное количество газа и жидкости (см. рис. 2). Может показаться при обычном освещении, что они непрозрачные или пустые. Поскольку жидкость образует тонкий слой вокруг большого пузырька, их трудно наблюдать с коллимированным светом нагревательного столика, и, следовательно, температуры гомогенизации (вероятно, в газовую фазу) не определены. Условия для просачивания или декрепитации для типа III были приблизительно аналогичны типу II. Исследование по вскрытию включений на специальном столике подтвердило присутствие газа под давлением; исследование замораживания показало образование сетчатого соединения $CO_2 \cdot 5{,}75\ H_2O$ и слабые признаки солей в растворе. Включения типов II и III, по-видимому, первичного генезиса встречаются в непосредственной близости, часто на расстоянии нескольких микрон, но распределены беспорядочно. Однако было найдено также множество залеченных искривленных трещин, оконтуренных десятками очевидно вторичных или псевдовторичных включений, имеющих форму ясно выраженных отрицательных кристаллов. Они представлены беспорядочно чередующимися включениями типов II и III.

Тип I—II не является общим, однако он особенно важен благодаря промежуточному характеру.

В дополнение к трем основным типам можно назвать большое число примеров включений, содержащих силикатные стекла, соляные растворы с кристаллами каменной соли и пузырьками пара. На рис. 2—6 показаны некоторые из них. В работе Редера и Кумбса (Roedder, Koombs, 1967, рис. 2) приводятся шесть других примеров. Включения с трудом фотографируются [2], однако везде видны большие «пузырьки» находящиеся внутри стекла. Их размеры слишком велики для того, чтобы образоваться при нормальном сокращении в результате охлаждения. Каж-

[1] Мельчайшие частицы этих элементов были спаяны в вакууме в особенно коротких секциях капиллярных трубок плавленого кремнезема диаметром <1 *мм* и помещены рядом с изучаемым зерном.

[2] Найдено много включений, которые не подходят для фотографирования, но при переменах освещения и фокуса в них можно разглядеть те же фазы.

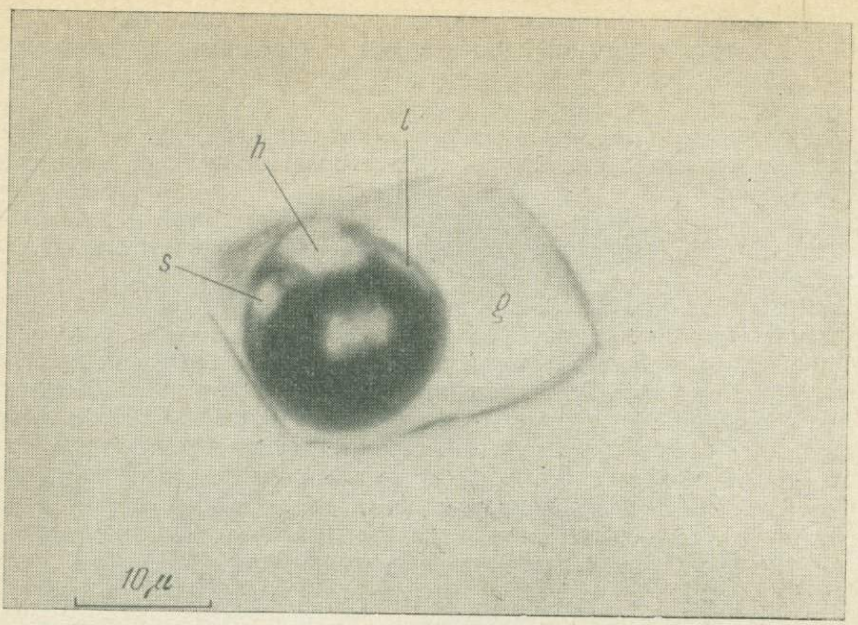


Рис. 3. Включение смешанного типа I—II в кварце, содержащее два изотропных кубика (вероятно, галита *h* и сильвина *s*), в каемке жидкости (*l*), окружающей пузырек в стекле (*g*)

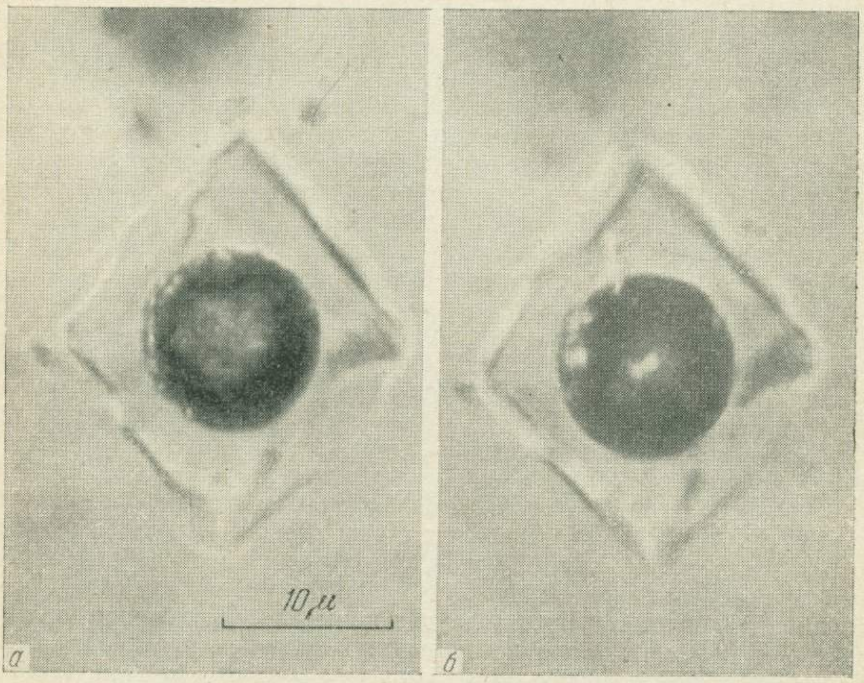


Рис. 4. Включение смешанного типа I—II, содержащее массу мелких кристаллов соли, оконтуривающих пузырек в стекле в том случае, когда образец охлаждался быстро (*а*); результатом кристаллизации после двухчасовой выдержки при 600° С были немногочисленные крупные кристаллы (*б*). Обр. As-51,3

дый такой «пузырек» содержит кристаллы, жидкость и пар. Внутренность «пузырьков» или усыпана сгустками увлажненных соляных кристаллов, окруженных паром, или содержит отдельные большие изотронные кубы и другие мелкие изотронные и двупреломляющие кристаллы, жидкость и пузырьки пара. Отношение газ+жидкость к стеклу широко варьирует. Контур цепочки мелких увлажненных кристаллов на поверхности пузырьков (например, рис. 4, *а*), получающихся после быстрого охлаждения в экспериментальных условиях, весьма напоминает наиболее типичную форму расположения твердых дочерних кристаллов в некоторых стекловатых включениях, где они «налипают» на пузырьки (главным образом благодаря преимущественному образованию зародышей на контакте фаз). Однако если включения смешанного типа I—II подвергать медленному нагреванию, например, в течение 2 *час* при 600° С, мелкие соляные кристаллики перекристаллизируются с образованием нескольких больших (см. рис. 4, *б*).

Большое число смешанных включений исследовалось при нагревании. Соляные кристаллы, пар и жидкость гомогенизируются в единый флюид при 600° С, аналогично гомогенизации включений типа II. Подобный эффект не наблюдается для стекловатой фазы или отдельных дочерних кристаллов, появляющихся в стекле. Наиболее высокая температура, выше 1050° С, не приводит к переходным эффектам. Например, включение (см. рис. 3), расположенное только на 16 μ ниже поверхности зерна, нагревалось до 1050° С в течение 2 *час*, однако в нем отсутствуют признаки разрушения. Мелкие зерна кварца (толщиной менее 0,3 *мм*), содержащие большое количество промежуточных включений типа I—II (в большинстве случаев в 30 μ под поверхностью), подвергались последовательной серии нагреваний с охлаждением и оптическим исследованием после каждого нагревания: 710° С в течение 32 дней; 800° С в течение 72 *час*; 990° С в течение 17 *час*. Ни в одном из включений изменений не наблюдалось; все представляют собой сгустки увлажненных соляных кристаллов, окаймляющих пузырек. Микрофотографии (см. рис. 1, 4, *а* и 6, *а*) получены после серии нагреваний. Включения на них выглядят так же, как и до нагревания. Зерна были нагреты до 1105° С в течение 42 *час* и охлаждены приблизительно за 2 *сек*. После этого эксперимента каждое включение смешанного типа имеет три фазы (фиг. 5 и 6, *б*): силикатное стекло (не измененное, за исключением некоторого увеличения объема в результате растворения стенок); хорошо видные пузырьки пара; крупные твердые шарики преимущественно изотропных соляных кристаллов с гранулярной поверхностью. Внутри каждого такого соляного шарика виден другой пузырек пара.

Из этих данных следует, что при 1105° С соль содержится в расплавленных шариках, не смешивающихся с водно-силикатным расплавом, и вся вода растворена в расплаве. При охлаждении расплав сокращается с образованием новых пузырьков пара, совершенно свободных от соли. Соляные глобулы кристаллизуются, когда стекло все еще мягкое. Их сокращение приводит к образованию новых пузырьков пара, находящихся в каждом шарике. Вторичное нагревание до 1105° С и последующее медленное охлаждение возвращают большинство включений к их первоначальному виду, с отдельными «пузырьками».

ЗНАЧЕНИЕ ПРИВЕДЕННЫХ ДАННЫХ И ВЫВОДЫ

Хотя результаты данной работы относятся, строго говоря, только к изученному материалу, из них следуют некоторые важные петрологические выводы.

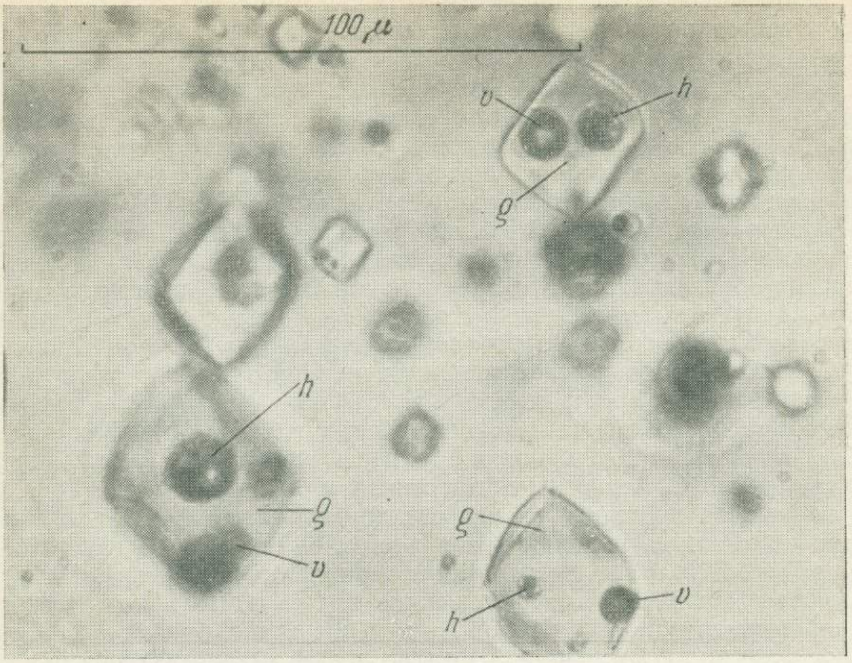


Рис. 5. Тот же участок, что и на рис. 1, после нагревания в течение 42 *час* при 1105° С и быстрого охлаждения. Каждое из включений смешанного типа I—II теперь состоит из гранулированного шарика (*h*), кристаллов соли и отдельного газового пузырька (*v*) в стекле (*g*)

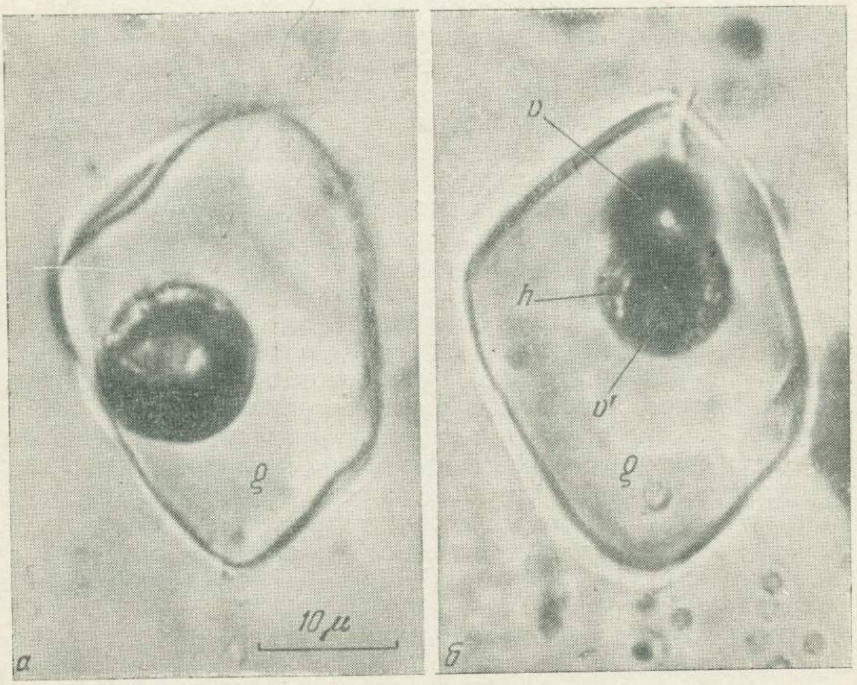


Рис. 6. Другое включение в том же образце, что и на рис. 1, при большом увеличении *а* — перед нагреванием; *б* — после нагревания до 1105° С. Буквенные обозначения те же, что и на рис. 5. Шарик кристаллов соли содержит маленькую полость (*v* [1]), возникшую за счет сокращения

Перегревание включений (выше температуры гомогенизации) и геологическая термометрия по декрепитации

Так как большинство включений типов II и III в кварцевых зернах (даже в том случае, если они меньше 0,7 *мм*) сохраняются в течение месяца при температурах на 100° С выше их температуры гомогенизации без декрепитации или частичного разрушения, а некоторые могут существовать в течение 1 *час* при температурах на 600° С более высоких, декриптограммы подобных образцов весьма ненадежны. Это кажется вполне понятным, так как для включений с высокой температурой гомогенизации характерно более медленное изменение давления с повышением температуры вблизи точки гомогенизации, чем для низкотемпературных включений того же состава.

Несмесимость водно-силикатных расплавов и соляных флюидов в гранитной магме

Постоянное наличие индивидуальных включений обоих типов (I и II) во всех образцах недвусмысленно указывает на существование (в течение неопределенного времени) каждого из этих типов во флюиде.

Большинство кристаллов кварца и небольшое количество фельдшпатоидов содержат, по-видимому, *первичные* включения обоих типов, указывая на *одновременное* существование двух несмешивающихся флюидов: силикатного расплава и плотного гидратизированного соляного флюида, или «расплава» (плотность около 1,4 $Г/см^3$). Более определенные данные о несмесимости содержатся во включениях переходного типа I—II. Это свидетельствует о наличии и захвате шариков плотного флюида гидратизированных солей, взвешенных в силикатном расплаве.

Может быть рассмотрена и альтернативная возможность, состоящая в том, что первоначально образовался гомогенный силикатный расплав, из которого при охлаждении выделились вода и соли, приведшие к появлению включений смешанного типа I—II. Хотя эта возможность сама по себе указывает на несмесимость при низких температурах и давлениях, ряд фактов ей противоречит. Наиболее существенный из них состоит в том, что отношение газ+расплав к стеклу колеблется в широких пределах. Оно не может быть объяснено простым расшнурованием удлиненных многофазовых включений, которое приводит к различному соотношению фаз («образование четок», описание их см. Laemmlein, 1929). Другой факт состоит в том, что большинство включений стекла (даже в одном зерне) имеет только нормальные мелкие пузырьки, без всяких признаков растворенных солей или воды. Наконец, поведение включений смешанного типа при нагревании необъяснимо, если предположить наличие гомогенного водно-силикатно-солевого флюида. Это видно из того факта, что при нагревании до 1105° С в силикатном расплаве образовывались обособленные капельки расплавленных солей. Выше уже говорилось о возможной температуре формирования пород. Их облик и условия образования свидетельствуют о том, что гомогенный силикатный расплав, содержащий растворенные соли и воду, не мог обусловить возникновение смеси включений типов I и II.

Громадная концентрация включений типа II в полевом шпате, возможно, просто является результатом предпочтительного «увлажнения» кристаллической поверхности; хотя полевой шпат рос главным образом из силикатного расплава, шарики солевого флюида в этом расплаве, вероятно, налипали на поверхность растущего кристалла и в большом количестве захватывались им. Нельзя поэтому сказать, что состав шариков отражает действительный состав флюида, из которого рос кристалл.

Подобные явления, если они осуществляются в значительных масштабах, могут привести к флотации кристаллов и дифференциации расплава.

Вскипание солевого флюида

Одновременное присутствие в одном и том же образце, по-видимому, первичных включений типов II и III свидетельствует о явлениях вскипания во флюиде. Подобное распределение солей и CO_2 между двумя типами[1] включений ожидалось для «жидкой» и «газовой» фаз в системе H_2O—CO_2—NaCl (Sourirajan, Kennedy, 1962; Takenouchi, Kennedy, 1965). Обычное присутствие этих двух типов включений в пределах одной залеченной трещины трудно объяснить без привлечения механизма разделения вскипающих растворов, возможно, в процессе эруптивной деятельности, изменение давления для которой является важным фактором. Особенности распределения и обилие двух типов включений предотвращают расшнурование длинных включений в качестве возможного механизма. Такое же вскипание, вероятно, имело место при ограниченном давлении, а следовательно, на ограниченной глубине, на которой захватывались включения типа III. Сорирайян и Кеннеди (Sourirajan, Kennedy, 1962) показали, что паровая фаза в равновесии с насыщенным растворов NaCl при 600° С (при температуре гомогенизации включений) имела давление только 392 *бар* и содержала только 0,04% NaCl.

Из всего сказанного следует, что рассматриваемые граниты кристаллизовались на небольшой глубине.

Зародышевание и кристаллизация стекловатых включений и скорость охлаждения

Исключая возможность присутствия какого-либо неизвестного гистерезисного эффекта, обратим внимание на следующий факт: нагревание в течение 24 *час* при 400, 500 или 600° С первичного однородного стекловатого включения вызывает его кристаллизацию. Следовательно, в природе это включение должно было быть охлаждено от 600 до 400° С быстрее, чем за 24 *час*. Данные по скоростям распада кали-натровых полевых шпатов и составу сосуществующих в этом случае фаз (Roedder, Coombs, 1967) противоречат этому заключению, но мы попытаемся его объяснить. Доказательством нашей точки зрения могут служить: факты первичной кристаллизации минералов в образце породы при температуре 650° С (или около), относительно быстрое охлаждение (менее чем 1 день) при температуре ниже 400° С, вероятная эруптивная деятельность в процессе кристаллизации минералов, поддержание температуры на уровне 400° С в течение некоторого времени и последующее охлаждение или быстрая закалка в температурном интервале, где дальнейшие реакции уже не идут.

Декрепитация включений в полевом шпате и температура извержения

Включения типа II (а также, вероятно, типа III) в полевом шпате осушаются за 2 *мин* в процессе нагревания при 865° С или за 16 *час* (или менее) при 710° С. Это требует, чтобы порода образовалась (при извержении) при температуре 865 или 710° С (так как порода была хрупкой, предполагается, что она не имела значительной механической прочности).

[1] Были найдены только редкие примеры смешанных включений типов II и III.

Перекристаллизация и изменение формы включений

Большинство включений из изучавшихся образцов и многие бесспорно вторичные включения приурочиваются к залеченным трещинам. Они являются явными отрицательными кристаллами. Так как почти невозможно для вторичных включений приобрести такую форму во время захвата, нужно признать, что они изменили свой облик уже после захвата. Подобные факты отмечал Леммлейн (Laemmlein, 1929). Такие изменения, вероятно, встречаются во всех случаях, когда: 1) минерал-хозяин имеет ограниченную растворимость во флюиде включения; 2) форма в процессе захвата включения не характеризовалась минимальной поверхностной энергией; 3) имелось достаточное время для перекристаллизации. Представляется удивительным в связи со сказанным, что видимую форму включения, и отрицательные кристаллы в частности, нередко используют в литературе в качестве критерия для доказательства первичности включения. Различия между двумя группами включений в описываемом здесь случае (одни — неправильные, другие — отрицательные кристаллы) могут быть, конечно, эмпирически связаны с их вторичностью или первичностью, но это может быть весьма далеким от истины выводом и иметь противоположное толкование.

Утечка содержимого включений в кварце

Если флюид просачивается из включения под действием давления, то остающийся материал не способен предоставить достоверную информацию для геологического изучения. Хотя наиболее глубокие лабораторные исследования учитывают это и обычно минимизируют проблему утечки флюида (об этом сообщается в некоторых статьях), здесь следует заметить, что при многих экспериментах по нагреванию обнаруживается, что кварц не испытывает потери водного флюида из включений даже при повышенных температурах[1]. Нагревание до температуры гомогенизации (600° С) увеличивает давление во включениях до 392 *бар* вдоль трехфазной кривой (Sourirajan, Kennedy, 1962). При более низкой солености или при более высокой температуре давление должно быть еще большим. 32 дня при 710° С плюс 11 дней при 800—1105° С не дают явных доказательств утечки в большом числе смешанных включений типов I и II (и в нескольких одиночных включениях типа II), даже когда многие из них находились на расстоянии меньше чем 30 μ от поверхности зерна. Аналогично включения типов II и III на расстоянии 20 μ от поверхности зерна не обнаруживают признаков утечки после нагревания в течение 2 *час* при 1200° С.

---

[1] Хотя образцы с о-ва Вознесения при охлаждении, вероятно, быстро прошли через температуру инверсии α—β-кварца, другие кварцсодержащие образцы при охлаждении переходили через эту температуру с медленной скоростью. Такой переход трудно воспроизвести при экспериментах, но возможно, что быстрая утечка флюида становится осуществимой именно при переходе. Это нужно учитывать (устное сообщение Бартона).

LABORATORY STUDY OF THE ROCK INCLUSIONS IN GRANITIC BLOCKS FROM ASCENSION ISLAND AND THEIR PETROLOGIC INTERPRETATION

E. ROEDDER

SUMMARY

Granitic blocks from the Ascension Island are random volcanic fragments torn from the walls of volcanic conduit by explosion blast. The granites are characterized by a miarolitic structure consisting of the felspars Or_{67-74} (or homogeneous sanidine Or_{35-55}) quartz, 5—10% aegirine, arfvedsonite, enigmatite, and accessory dalyite, zircon and pyrochlorine. In the quartz and felspars there are present three main types of inclusions.

1. Silicate glass (N=1,500)+a bubble of almost absolute vacuum+ +fluorite crystals to be dissolved at 880° C. They are homogenized at 1000—1050° C with glass devitrification proceeding at 700—710° C and below.

2. The crystals of NaCl+saturated water solution+gas (20—50% of the volume±additional phases (KCl?, $CaCO_3$, liquid CO_2 etc.). The homogenous fluid contains about 70% wt NaCl. Homogenization temperature of the liquid phase is 590—612 (±25°), decrepitation of the majority of inclusions occurs at 710° C within 16 hours.

3. The diluted water solution+gas (50% of the volume containing some CO_2). Homogenization into the gas phase and decrepitation are similar to those of the 2-nd type. There also occur intermediate inclusions of the 1—2 type (glass+saline solutions with the crystals of NaCl+gas), steam and fluid homogenizing like that of the 2-nd type (at 600° C). At 1105° C all the water dissolves in the melt, while salt remain as fused spheres. The postulated conclusions are that there exist simultaneously two immiscible melts: water silicate and hydratized saline. The contemporaneous presence of the primary inclusions of the 2-nd and 3-rd types provides evidence for the boiling phenomena occuring in the fluid at insignificant depth where granites under consideration were crystallized. Discussion is also made of the rate of cooling, eruption temperatures, recrystallization of inclusions and the lck of loss in the inclusion contents to take place in the quartz.

ЛИТЕРАТУРА

Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков, 1950.

Deicha G. Essais par ecrasement de fragments mineraux pour la mise en evidence d'inclusions de gaz sous pression.— Bull. Soc. franc. Minéral. et cristallogr., 1950, **73**, p. 439—445.

Laemmlein G. Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien.— Z. Krystallogr. Mineral., 1929, **71**, p. 237—259.

Roedder E., Coombs D. S. Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic clocks from Ascension Island.— J. Petrol., 1967, **8**, N 3.

Richter D. H., Abell I. F. A simple high-temperature microscope heating stage.— Amer. Mineralogist., 1953, **38**, p. 1269—1271.

Sourirajan S., Kennedy G. C. The system H_2O—NaCl at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1962, **260**, p. 115—141.

Takenouchi S., Kennedy G. C. The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions ot high temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1969, **163**, p. 445—454.

Tassel R., van. Dalyite, a new potassium zirconium silicate from Ascension Island, Atlantic.— Mineral. Mag., 1952, **29**, p. 850—858.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТЕКЛОВАТЫХ И РАСКРИСТАЛЛИЗОВАННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛАХ

И. Т. БАКУМЕНКО

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Частицы расплавов в виде раскристаллизованных и стекловатых включений, герметично законсервированных в минералах, являются единственным доступным нам материалом, химический состав которого тождествен с составом магмы на соответствующих стадиях ее раскристаллизации. Такие включения, подобно газово-жидким, дают возможность определения температур их захвата, оценки давления в различные моменты нагревания включений, а также определения химического состава летучих и силикатных составных частей магмы. Кроме того, включения позволяют судить о других особенностях магматического минералообразования.

НАБЛЮДЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ

Предварительный просмотр включений под микроскопом осуществляется наблюдением зерен минерала в иммерсии. Детальное выяснение морфологии включений, фазовых соотношений, а также определение оптических констант кристаллических фаз и стекла во включениях удобно проводить в шлифах. Специальные исследования (термометрия, газовый анализ и т. п.) проводятся на обычных плоско-параллельных полированных пластинках толщиной 1—0,1 *мм* (в зависимости от размеров включений и степени прозрачности минерала). Пластинки можно вырезать из породы или изготовлять из заранее отобранных зерен минерала. Последние удобны тем, что их не приходится разламывать при исследованиях, что способствует сохранению герметичности включений.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ

Подобно газово-жидким включениям, стекловатые и раскристаллизованные включения могут быть первичными, мнимо-вторичными и вторичными. Критерии их распознавания общеизвестны (Ермаков, 1950; Смит, 1956; Калюжный, 1960; Лесняк, 1964). Первичные включения расплавов, по нашим данным, преобладают в неизмененных лавовых минералах. В минералах из силлов, даек и эндоконтактов некоторых гипабиссальных изометричных тел, наряду с первичными включениями, широко распространены вторичные расплавные и газово-жидкие включения. В минералах глубинных изверженных пород и пегматитов абсолютно преобладают вторичные газово-жидкие включения, очень редко встречаются раскристаллизованные и отсутствуют стекловатые включения. Как первичные, так и вторичные включения расплавов или растворов могут иметь неправильную или кристаллографически правильную негативную огранку. Правильную огранку они приобретают в тех

случаях, когда минералообразующая среда сохраняла активность и способность к переформированию полости включения достаточное время после полной его изоляции. Форма таких негативных включений после проведения преобразований масштаба связывается с внешней формой кристалла-хозяина точкой инверсии.

Особый интерес представляет морфологическое исследование первичных включений, которые почти не испытали переформирования после полной изоляции в минерале. По форме и характеру расположения включений можно судить об особенностях зонально-секториального строения индивида: со скелетным, антискелетным, полицентрическим (-субиндивидуальным, многоглавым), ступенчатым, кривогранным или обычным плоскогранным нарастанием вещества. Включения позволяют также отмечать моменты резорбции и последующего разрастания даже изотропных кристаллов. Таким образом, даже простейшие визуальные исследования включений позволяют делать важные выводы об условиях минералообразования (скорости роста, пульсационном или спокойном характере роста, наличии моментов растворения и т. д.).

Еще больше сведений генетического характера можно почерпнуть, исследуя минеральный состав и агрегатное состояние многофазовых включений. По этому признаку стекловатые и раскристаллизованные включения подразделяются на включения минералообразующих расплавов и комбинированные включения. К комбинированным включениям относятся включения расплавов с захваченными минералами-спутниками и включения с аномально высоким количеством газовой фазы, захваченной при вскипании расплавов (Бакуменко, 1965, 1966).

Для правильной интерпретации как визуальных наблюдений, так и результатов опытов по нагреванию включений очень важно умение отличать комбинированные включения от обычных включений. Путаница с отнесением кристаллической фазы к минералу-спутнику или минералу-узнику приведет к ошибочным выводам о порядке кристаллизации минералов из расплава. Термометрическое исследование комбинированных включений может дать резкое завышение температуры гомогенизации по сравнению с истинной, характерной для неаномальных включений.

Наиболее четкий признак комбинированных включений состоит в аномальности их фазовых соотношений. При этом для включений с минералами-спутниками характерна невыдержанность относительных объемов фаз-спутников, которые нередко выступают за пределы включения. Кроме того, сингенетично могут захватываться обычные включения расплавов и отдельные кристаллики-спутники.

При захвате негомогенного расплава со взвешенными в нем газовыми пузырьками также наблюдается целая гамма включений с различными объемными соотношениями газа и стекла (или продуктов его раскристаллизации). В предельных же случаях возникают либо существенно-газовые, либо обычные стекловатые (или раскристаллизованные) включения.

Учитывая степень раскристаллизации герметичных комбинированных и обычных включений, можно судить о темпе охлаждения минерала, поскольку стекловатые включения возникают лишь при быстром охлаждении. Идентификация минералов-узников и минералов-спутников выявляет порядок кристаллизации минералов. Включения с аномальными газовыми пузырьками свидетельствуют о явлениях ретроградного кипения.

Более детально рассмотрим имеющие особое значение для петрологии вопросы термометрии, барометрии и определения состава включений.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР МАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ МЕТОДОМ ГОМОГЕНИЗАЦИИ СТЕКЛОВАТЫХ И РАСКРИСТАЛЛИЗОВАННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Определение температур минералообразования сводится к воссозданию температур, близких к условиям изоляции расплава во включениях и замерам температур их гомогенизации. На правомерности использования расплавных включений в термометрических целях и на результатах этих исследований мы остановимся ниже, после характеристики аппаратуры для экспериментов со включениями.

Микроскопы. Для визуальных наблюдений за включениями при их нагревании очень удобен микроскоп МБИ-6. Предметный столик микроскопа при экспериментах заменяется дюралюминиевой пластиной. Во избежание повреждения между конденсором и термокамерой для теплоотвода устанавливается полированное кварцевое стекло. Наблюдения ведутся с помощью 8- и 9-кратных объективов с утонченным корпусом. Нижние линзы объективов освобождаются от склейки бальзамом во избежание его пригорания. Это позволяет проводить длительные наблюдения при самых высоких температурах, периодически опуская объектив в термокамеру.

Микротермокамеры. Термометрические исследования включений с визуальными наблюдениями за фазовыми переходами проводятся в специальных высокотемпературных термокамерах. В качестве электронагревательных элементов в наиболее простых по конструкции камерах используются спирали, петельки и пластинки из тугоплавких материалов. Одной из первых установок такого рода была вакуумная камера В. А. Калюжного (1965), сконструированная на основе электровакуумного поста ЭВП-2. Эта термокамера позволяет получать в вакууме температуры до 1600° С.

При исследовании подавляющего большинства салических минералов и многих пироксенов и оливинов эксперименты по нагреванию включений можно проводить в воздушной среде. В этих случаях отпадает необходимость в громоздком вакуумном посту и появляется возможность использования портативных микротермокамер.

В лаборатории минералообразующих растворов испытано несколько вариантов таких камер, основой которых является камера, предложенная Ю. А. Долговым и Л. Ш. Базаровым (1965).

При работе до температур порядка 1400° С нагревательным элементом может служить платино-родиевая проволока сечением 1 *мм*, намотанная на кварцевую трубку диаметром 15 *мм* и высотой 25 *мм*. Чтобы уменьшить температурный перепад внутри нагревательного элемента, нагревательная спираль наматывается не только на наружную часть трубки, но переходит и в нижнюю часть внутри трубки. Свободные концы спирали подсоединяются к токоподводящим клеммам.

Для получения более высоких температур порядка 1700° С Л. Ш. Базаровым (1968) сконструирована камера с добавочной нагревательной петелькой, которая плотно прижимается сверху к предметному кварцевому стеклышку. Здесь нагревание препарата до температур порядка 1000° С осуществляется обычным нагревательным элементом из тугоплавкой проволоки (сталь ЭИ), намотанной на кварцевую трубку. Добавочный ввод в действие платино-родиевой петельки, питаемой через силовой трансформатор, позволяет получать локальный разогрев до необходимых температур.

Обоснование применяемого метода. После захвата и изоляции в минерале капелек расплава вследствие малой величины объемных эффектов минерала ΔV_t и ΔV_p объем включения в первом приближении может считаться постоянным при различных температурах и давлениях.

Вследствие усадки расплава при изохорическом понижении температуры во включении появится газовый пузырек. Одновременно будет иметь место отложение родственного материала на стенках включения. Оставшаяся масса либо застеклуется, либо раскристаллизуется в зависимости от темпа охлаждения. При медленном нагревании включений в случае их герметичности все процессы пойдут в обратном порядке. Момент гомогенизации вследствие малой сжимаемости расплава должен быть равен или близок к температуре захвата включения. Действительно, равенство температур изоляции включений и их гомогенизации было экспериментально подтверждено путем исследования включений в синтетических диопсидах, выращенных при 1300° С (Бакуменко и др., 1967). Синтез велся из безводного расплава диопсид-анортитового состава и диопсидового расплава с CaF_2 в качестве минерализатора. При многочасовых выдержках включений температура гомогенизации не изменялась. Таким образом, кинетические эффекты при оптимальных режимах нагревания не сказываются на результатах опыта.

Аналогичные опыты с включениями в природных минералах дают тот же результат. Это свидетельствует также и об отсутствии утечки летучих из включений, несмотря на то, что при высоких температурах летучие развивают значительное давление: даже при комнатных температурах это давление нередко равно десяткам, а иногда и первым сотням атмосфер. Однако проблема герметичности расплавных включений более сложная, чем проблема герметичности включений в гидротермально-пневматолитовых минералах. Для таких минералов, как кварц, полевые шпаты, нефелин, пироксен и некоторые другие, экспериментально было показано, что при температурах до 800—1000° С практически отсутствует удаление вещества из герметичных газово-жидких включений вследствие диффузии через кристаллическую структуру или благодаря утечке по структурным каналам, линейным дислокациям и т. п. Негерметичные же и аномальные включения сразу обнаруживаются при работе с сериями включений (Соболев и др., 1964).

В случае расплавных включений негерметичные и герметичные включения распознаются по тому же признаку. Серия неаномальных сингенетичных включений при их герметичности гомогенизируется при одинаковой температуре. Не полностью герметичные включения дают завышенные температуры гомогенизации либо взрываются или проплавляют стенки минерала, не гомогенизируясь. Поэтому опыты по гомогенизации одиночных включений не должны использоваться для геологических интерпретаций, ибо эти включения могут оказаться недостаточно герметичными.

К систематическому завышению температур могло бы привести и удаление летучих из герметичных включений путем диффузии на *магматической* стадии (при температурах, превышающих 1000° С). Особенно это касается H_2O и HF, ибо прочие летучие мало влияют на плавкость силикатных систем: азот, CO_2, аргон лишь несколько повышают точки плавления (Wyllie, Tuttle, 1959, 1961). Хотя известно, что в нерыхлых структурах диффузия вещества через кристаллическую структуру имеет очень незначительные масштабы, однако выявление истинной роли диффузионных явлений при высоких температурах и давлениях летучих нуждается в экспериментальной проверке.

Впрочем, об утечке воды из включения в магму имеет смысл говорить лишь при наличии градиента концентраций. В этом отношении заслуживают внимания такие эффекты: 1) в окружающем расплаве по мере его кристаллизации происходит накопление летучих; 2) вследствие этого, а также постоянства объема включений при падении температуры давление во включении может падать быстрее, чем в окружающей магме; 3) вследствие наличия температурных и гравитационных полей име-

ет место накопление воды в верхних частях магматических очагов (Кадик, 1965; Кадик, Хитаров, 1965), так что при подъеме магмы вкрапленники могут попасть в зону с повышенным количеством воды. Во всех этих случаях можно ожидать диффузию воды во включения. Это касается не только молекулярной воды, но и продуктов ее диссоциации при высоких температурах. Однако полученные высокие температуры гомогенизации свидетельствуют об отсутствии такого рода диффузии. Так что имеются благоприятные предпосылки для использования в целях термобарометрии не только газово-жидких, но и расплавных включений.

Гомогенизация включений и определение температур минералообразования. Для гомогенизации выбираются серии мелких включений, вблизи которых отсутствуют трещины. Это уменьшает вероятность разгерметизации включений при нагревании.

До температур, близких к началу разжижения стекла включений (обычно 1000° С и больше), какие-либо изменения формы газового пузырька или внешние изменения стекла обычно не проявляются. В отдельных случаях в результате окислительно-восстановительных реакций при температуре порядка 400° С наблюдается начало побурения бесцветных или окрашенных стекол. При дальнейшем нагревании интенсивность окраски возрастает, иногда до полной непрозрачности включения. При температуре 800—1000° С стекло обычно начинает обесцвечиваться, но в отдельных случаях этого не происходит и наблюдать гомогенизацию не удается. Подобные явления иногда наблюдаются при нагревании включений в плагиоклазах, не говоря о пироксенах и оливинах, которые нередко сами способны окисляться в воздушной среде.

Значительный интерес представляет наблюдение за подплавлением стенок включений, свидетельствующем о том, что при охлаждении включений на стенках происходило отложение родственного материала из капли расплава. В исследованных нами образцах количество отложенного материала было незначительным. Следовательно, резкое охлаждение вкрапленников и застеклование включений наступало при температурах, близких к температурам их изоляции.

Заметное увеличение объема полости включений при их нагревании неоднократно наблюдалось Т. Ю. Базаровой во вкрапленниках щелочных пород. Это можно объяснить наличием значительного температурного градиента с момента изоляции до момента застеклования включения.

Особый интерес представляет определение момента гомогенизации включений. Как было показано выше, температура гомогенизации расплавных включений позволяет оценить температуры изоляции включений, а следовательно, позволяет проследить особенности температурных изменений при росте всех минералов породы. Серии экспериментов, проведенных В. А. Калюжным, Т. Ю. Базаровой, автором и Е. Н. Булгаковой с включениями в минералах щелочных, кислых, средних и основных пород, показывают, что ранние вкрапленники кристаллизовались при более высоких температурах, чем поздние. В пределах отдельных индивидов первичные включения из центральных зон кристаллов также гомогенизируются при более высоких температурах, чем первичные включения из периферических зон и вторичные включения. Плавление стекловатой основной массы пород начинается при еще более низких температурах (нередко менее 1000° С). Это заставляет перед опытами очищать вкрапленники от основной массы: выплавляющийся материал заливает препараты, мешая наблюдениям и разрушая предметные стекла термокамер.

Экспериментально найденные температуры гомогенизации оказались очень высокими. Так, серии мелких герметичных включений в кварце из

кавказских кварцевых порфиров гомогенизируются при температуре 1260° С. Более крупные включения — негерметичны (имеют «усики») и дают завышенные температуры. В породах андезито-дацитового состава (вулкан Карымский на Камчатке) гомогенизация первичных включений в плагиоклазах наступает при 1340° С и вторичных — при 1280°, в двупироксеновых андезитах (вулкан Безымянный на Камчатке) включения в плагиоклазах гомогенизируются при 1345—1350° С. Эти температуры сопоставимы с данными В. А. Калюжного (1965) по включениям из вкрапленников плагиоклаза (1340° С) и пироксена (1290° С) из закарпатских гиалодацитов и с данными Е. Н. Булгаковой (Булгакова и др., 1967) по включениям в пироксене из габбро-долеритов (первичные 1280—1330, вторичные, 1150—1180° С). Более низкотемпературные расплавные включения были отмечены Т. Ю. Базаровой для вкрапленников из нефелиновых базальтов Венгрии, где в нефелине и оливине включения гомогенизировались при 1270—1290° С, а в пироксене при 1120—1280° С (Соболев и др., 1967). Наиболее высокотемпературные раскристаллизованные включения также были обнаружены Т. Ю. Базаровой в лейцитах Везувия и Восточного Памира (1600—1670° С). В пироксенах этих же пород гомогенизация включений наступает при 1280—1320° С (Базарова, Дмитриев, 1967).

Низкотемпературные включения расплавов обнаружены лишь в позднем кварце из пемз (740—1045° С) и минералах из одинита (600—650° С). Ранние включения — значительно более высокотемпературны.

Полученные температуры свидетельствуют о кристаллизации фенокристаллов эффузивных и некоторых жильных пород из очень бедных водой магм, а также о накоплении воды по мере кристаллизации основной массы порфировых пород.

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ СОСТАВА МАГМ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ ИХ РАСКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

В составе магм, как известно, различают силикатные «породообразующие» составные части и летучие. О составе первых определенное представление дают валовые химические анализы горных пород. О составе летучих компонентов приходилось судить лишь на основании косвенных данных: 1) по наличию в породе минералов со входящими в их состав летучими (амфиболы, слюды и т. п.); 2) по данным исследования летучих в вулканических стеклах; 3) по данным анализа составов вулканических газов и термальных источников; 4) по продуктам постмагматических процессов и т. п. (Виноградов, 1959; Набоко, 1959; Башарина, 1953, 1966; Иванов, 1960; Кононов, 1965 и др.).

Однако все эти данные могут быть получены и путем прямого анализа включений расплавов, отражающих валовой состав расплава в момент его захвата кристаллом. К сожалению, методика комплексного анализа состава расплавных включений отсутствует, и пока анализу подвергаются отдельно — газовые пузырьки, стекло и кристаллики.

О составе газовой фазы включений. Первые сведения о валовом составе газов во включениях магматических минералов получены путем анализа газов, извлеченных в вакуумных мельницах. С разработкой Ю. А. Долговым и Н. А. Шугуровой (Долгов, Шугурова, 1966_1; Шугурова, 1965, 1967_1) методики анализа газовой фазы из индивидуальных включений появилась возможность прямого определения состава летучих на конкретных стадиях магматического и постмагматического процесса, начиная с первых вкрапленников в магме и кончая газами постмагматических процессов. Ю. А. Долговым и Н. А. Шугуровой накоплен большой фактический материал по газовым анализам включений из

минералов пегматитовых и гидротермально-пневматолитовых образований. Имеются некоторые данные и по составу газов из включений в вулканических стеклах и вкрапленниках некоторых магматических пород (Долгов, сообщение на Метеоритном совещании; Базарова, Шугурова, 1968; Бакуменко, Лопухов, Шугурова, 1969).

Исследование летучих (по включениям), участвующих в магматическом минералообразовании, только начинается. При анализе газов из стекловатых и раскристаллизованных включений потребуется дальнейшее развитие методики по определению паров воды. Н. А. Шугуровой предпринимаются попытки подбора поглотителей и для расчленения компонентов, которые пока определяются в суммарном виде.

Помимо методических, имеется ряд других затруднений, связанных с особенностями нахождения газовой фазы во включениях. В частности, требуются некоторые коррективы на растворимость части летучих в стекле, особенно H_2O и HF. Еще одна трудность появляется при исследовании включений в минералах, подвергшихся очень сильной закалке. Газы включений здесь не собраны в отдельный пузырек, а находятся в межзерновом пространстве раскристаллизованной массы или на поверхности стекловатого включения. Такие включения необходимо предварительно расплавить, что приводит к объединению пузырьков в один.

Имеющиеся материалы по составу газов, полученные на основании валовых анализов и анализов индивидуальных включений, свидетельствуют о большом разнообразии составов и количественных соотношений летучих в магматическом минералообразовании. Косвенным указанием на количественные различия служат данные по вскрытию включений в инертных жидкостях, когда в одних случаях наблюдается резкое, в других — незначительное увеличение газовых пузырьков, а в третьих — даже засасывание жидкости в полость пузырька (см. ниже). Прямые анализы газов индивидуальных включений, проведенные в лаборатории минералообразующих растворов, также показали различия в составе таких включений (табл. 1).

В таблицу включены данные по составу газовой фазы из некоторых включений в минералах кислых и средних эффузивов. Как видно из таблицы, соотношения газов во включениях характеризуются большим разнообразием с преобладанием то углекислоты, то газов из группы «азот + + редкие газы». Во включениях, в которых отсутствуют азот и редкие газы, обнаружены также кислые газы из группы H_2S, SO_2, HF, HCl, NH_3. Такие газы, как H_2, CO, O_2 и тяжелые углеводороды, в наших образцах пока не обнаружены. В первичных включениях в кварцевых вкрапленниках из пемз и кварцевых порфиров ряда районов обнаружен тот же набор газов, причем в ранних включениях группа кислых газов может ассоциировать с «азотом + редкими газами».

По предварительным данным, азот и редкие газы в наших примерах обнаружены во включениях, соответствующих более ранним стадиям кристаллизации магм, чем углекислота. Примечательно, что по наблюдениям Л. А. Башариной (1964) и в эксгаляциях кислых лав вулкана Безымянного углекислота является наиболее поздним продуктом (после выделения хлора и сернистых газов).

Интересные данные получены Н. А. Шугуровой по составу газовой фазы во включениях в минералах щелочных пород (Базарова, Шугурова, 1968). Здесь преобладает CO_2 и в резко подчиненном количестве содержатся углеводороды, H_2 и газы группы H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF. Эти газы находятся во включении под давлением в несколько атмосфер.

О причинах разнообразия газов и закономерностях их проявления по одиночным анализам выборочно взятых образцов пока говорить трудно, но в связи с разработанностью методики выяснение этих проблем является лишь вопросом времени.

Таблица 1. **Результаты количественного анализа состава газовой фазы (в вес. %) индивидуальных включений (аналитик Н. А. Шугурова)**

№ пп	Образец	Диаметр газового пузыря	$\frac{V \text{ вскрытого пузыря}}{V \text{ пузыря во включении}}$	Σ (H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF)	CO_2	Тяжелые углеводороды	O_2	CO	H_2	N_2 + редкие газы
1	Кварц из липаритового туфа (месторождение Большое Банное, Камчатка)	?	?	0,0	0,0	0,0	Не анал.			
2	То же	?	?	0,0	5,23	0,0	0,0	0,0	0,0	94,77
3	Плагиоклаз из андезито-дацитовой бомбы (вулкан Карымский, Камчатка)	0,294	93,4	0,0	8,7	0,0	0,0	0,0	0,0	91,3
4	То же	0,090	14,5	0,0	7,15	0,0	0,0	0,0	0,0	92,85
5	» »	0,048	9,8	0,0	33,2	0,0	0,0	0,0	0,0	66,8
6	Гиперстен из гиалодацитов Закарпатья (с. Велятино)	0,030	0,77	0,0	34,5	0,0	0,0	0,0	0,0	65,5
7	Кварц из туфов вулкана Унзен (о-в Кюсю, Япония)	0,024	0,283	0,0	42,6	0,0	0,0	0,0	0,0	57,4
8	Плагиоклаз из тех же туфов	0,013	0,187	9,9	90,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	То же	0,011	0,154	8,2	91,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

К определению состава стекловатой фазы включений и продуктов ее раскристаллизации. Хотя методы химического анализа этих фаз пока не разработаны, их общий состав и даже относительные количества компонентов известны по косвенным, в основном петрохимическим данным. Судя по физическим свойствам, а также по наличию непосредственных переходов «заливообразных» включений в основную массу пород, состав стекла или раскристаллизованной массы «поздних» включений близок к составу основной массы пород.

О составах силикатной части включений в более ранних минералах представление можно составить на основании замера физических констант (кристаллооптический, микрорентгеновский и другие анализы) либо путем несложных расчетов, если известен валовой состав породы, порядок кристаллизации минералов, их количества и состав.

Об изменениях состава стекловатой фазы включений проще всего можно судить на основании замеров ее показателей преломления. Например, в работе В. А. Калюжного (1965) отмечается повышение показателей преломления стекол из включений, последовательно захватываемых по мере кристаллизации дацитового расплава, что, скорее всего, связано с накоплением в расплаве воды и раскислением магмы (см. также Мархинин и др., 1960).

Твердые фазы во включениях определяются кристаллооптическими методами; таким путем определялись фазы-узники и фазы-спутники, представленные пироксенами, амфиболами, полевыми шпатами и прочими породообразующими и более редкими минералами.

Особенно перспективными для анализа и стекловатой, и кристаллической фаз являются бурно развивающиеся прямые методы точечного

анализа, например, с помощью лазерных спектральных ультрамикроанализаторов, рентгеноспектральных микроанализаторов и т. п. Эти методы уже применяются для исследований газово-жидких включений (Доломанова и др., 1965). Магматические включения этими методами исследовать значительно проще, ибо фон от компонентов минерала-хозяина легко устранить, обнажая включения подшлифовыванием пластинки. Эти методы особенно перспективны в отношении анализа поведения микроэлементов в ходе магматического процесса.

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ДАВЛЕНИЯ ВО ВРЕМЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Наиболее распространен при оценке давлений по газово-жидким включениям известный метод В. А. Калюжного (Калюжный, 1955, 1960; Полыковский и др., 1963), применимый к исследованию сингенетичных включений, которые захватывались при кипении растворов.

Этот же принцип был применен Реддером (Roedder, 1963) для определения давлений по включениям в фенокристаллах и нодулях из базальтов различных районов мира. В оливине из нодулей им были обнаружены стекловатые и углекислотные включения, образовавшиеся при кипении базальтового расплава. В сингенетичности их убеждают приведенные Реддером фотографии комбинированных включений стекла жидкой углекислоты и газа с непостоянными объемными соотношениями стекла и суммарного объема двух углекислых фаз. Отсюда, определяя плотность углекислотных включений, можно найти изохору, на которой находятся параметры *P-T* кипения расплава. Принимая температуру процесса между 1100—1200° С, замеренную на гавайских толеитовых лавах, за нижний температурный уровень захвата включений, при плотностях углекислых включений от 0,7—0,8 до 0,89 *г/см*^{3}, давление для момента формирования нодулей по диаграммам Кеннеди (экстраполяция) оценивается в 2500—5000 *бар* (такое же давление развивает столб базальтовой магмы в 8—16 *км*). Помимо нодулей исследовались вкрапленники оливина, титан-авгита и окисленной роговой обманки. Часть из них является дезагрегированными частями нодулей, поднимающимися с глубин. Но встречаются и несомненные фенокристаллы со стекловатыми и сингенетичными с ними газовыми углекислотными включениями малой плотности, захваченными при малых давлениях, соответствующих глубинам в несколько метров столба лавы.

Подобные давления можно ожидать и для некоторых фенокристаллов в камчатских лавах, в которых нами также встречались комбинированные стекловатые включения с непомерно большими газовыми пузырьками, но без фазы жидкой CO_2.

Однако для большинства вкрапленников в порфировых породах включения, типичные для кипящих магм, не характерны. В этих случаях о давлении косвенно можно судить путем расчета давлений в момент гомогенизации высокотемпературных вторичных газово-жидких включений (Бакуменко и др., 1965) и по ряду других признаков. Например, бипирамидальные вкрапленники кварца, в которых первичные стекловатые включения гомогенизируются при температуре 1260° С, могли образоваться в форме α-кварца, а не тридимита лишь при давлениях порядка 2 *кбар* (по диаграммам И. А. Островского, Бакуменко и др., 1967).

Имеется возможность и для прямой оценки давления по обычным магматическим включениям. Для этого фиксируется температура начала плавления стекла и давление во включении при комнатной температуре (по увеличению объема при вскрытии включения). Объем изолированных газовых пузырьков до температур порядка 1000° С, как правило,

неизменный, следовательно, изменение давления газа в зависимости от температуры в этом интервале является изохорическим. Зависимость между ними в первом приближении имеет вид: $\frac{P_1}{T_1^\circ K} = \frac{P_2}{T_2^\circ K}$, отсюда при температуре порядка 1000° С сохранившиеся во включении малоплотные газы развивают давление $P_2 = 4{,}4\,P_1$. При увеличении плотностей для реальных газов (например, CO_2) коэффициент растет, что видно из табл. 2, рассчитанной по данным Кеннеди (Kennedy, 1954) и справочника Н. Б. Варгафтика (1967).

Таблица 2. **Зависимость плотности и коэффициента P_1/T_1 для CO_2**

Плотность, *г/см³*	Давление при 17°С, *атм*	Давление при 1000°С, *атм*	Коэффициент P_1/T_1
0,01	5,2	24,3	4,64
0,1	35	250	7,14
0,2	60	540	9

О плотности газовых пузырей во включениях можно судить по следующей прикидке: при 20° С и 1 *атм* CO_2 имеет плотность 0,0021, азот 0,0013 *г/см³*. Учитывая преобладание во включениях то CO_2, то азота, плотность газовых пузырей, развивающих давление 1 *атм*, равна 0,0021—0,0013 *г/см³*. Пузыри, увеличивающиеся при вскрытии в 10 раз, имеют плотность 0,013—0,021, в 100 раз —0,13—0,21 *г/см³*. Поэтому в большинстве включений при температуре 1000° С ориентировочно развивается давление в пределах 25—550 *атм*. По аналогии с данными для воды (Кадик, Хитаров, 1965) можно ожидать, что при температурах выше 1000° С растворимость летучих мало изменяется в зависимости от температуры. Если это так, то указанные выше давления являются лишь минимальными значениями давлений в условиях изоляции включений.

Таким образом, определение давлений по включениям позволяет различать минералы, кристаллизующиеся на больших глубинах и в относительно приповерхностных условиях.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

Одной из важных проблем петрологии является вопрос о ликвации магм. Все геологические доказательства в пользу ликвации магм, например, «находки» округлых стекол одного состава в стеклах другого состава, несостоятельны: эти образования оказались сферолитами. Лучшим доказательством наличия ликвации были бы находки включений с двумя стеклами: ведь стекла сохраняются во включениях в минералах даже тогда, когда основная масса породы полностью раскристаллизована. В литературе, начиная с наблюдений Фуке в 1873 г., неоднократно отмечались находки стекловатых включений, в которых у границы с газовым пузырьком имеется еще одна фаза, предположительно «стекловатая», представленная, как правило, окрашенным аморфным веществом с показателем преломления большим, чем у обычной фазы стекла. Нами также были обнаружены такие включения в кварце и плагиоклазе из туфов Японии. В этих породах на несколько десятков обычных стекловатых включений приходится одно включение с двумя аморфными фазами. Исследование этих включений показало, что вторая фаза «стекла» представлена бальзамом, который засасывается в те включе-

ния, которые разгерметизируются при приготовлении препаратов. Засасывание бальзама во вскрывающееся включение происходит вследствие того, что давление в невскрытых включениях оказалось меньше атмосферного. Обычно во включениях давление всегда больше атмосферного, поэтому «набальзамированные» стекловатые включения так редки [1].

Таким образом, по данным изучения включений в многочисленных минералах из пород разного состава, дифференциация силикатных магм путем ликвации представляется сомнительной.

В решении проблемы образования магм на месте и соотношения процессов вторичного переплавления и метасоматоза включения также могут сыграть важную роль. Например, уже сейчас известны находки вторичных стекловатых включений в реликтовых минералах кислых пород, подвергающихся вторичному переплавлению под воздействием диабазовых даек.

Изучение включений имеет значение и для литологии (определение области сноса по характеру включений в обломочных минералах), и для космической геологии (анализ состава и типа включений в метеоритах), и для других отраслей геологии.

С помощью изучения включений можно решить и ряд частных вопросов. Например, до сих пор нет других однозначных критериев для распознавания вкрапленников и зерен магматического происхождения от метакристаллов и порфиробласт, особенно в измененных породах. Определение порядка кристаллизации минералов по включениям также более надежно, чем по критерию идиоморфизма зерен.

Приведенные в статье конкретные определения температур, давлений и составов магм, а также геологические интерпретации базируются в основном на изучении стекловатых и частично раскристаллизованных включений. Дальнейшей задачей является более детальное изучение полностью раскристаллизованных включений, что позволит более строго подойти к решению проблем, связанных с генезисом глубинных магматических пород.

THE STUDY OF CRYSTALLIZED AND GLASSY INCLUSIONS IN MAGMATIC MINERALS

J. T. BAKUMENKO

SUMMARY

Some peculiar features of crystallized and glassy inclusions in the effusive rocks as well as in the minerals of alkaline, acidic neutral and basic rocks are reported. Temperatures of homogenization are given for the inclusions in the disseminated deposits of quartz, plagioclase, nepheline, olivine, pyroxene and leucite from the measurements made by the author and previous investigators. Preliminary conclusions are made of very small water contents in the vein rocks and its progressive accumulation in the process of magma crystallization. Analysis of the gas phase is given for some magmatic inclusions. From the study of the above inclusions, the present author considers the possibility of differentiating silicate magma by means of liquation as unlikely.

[1] Для газово-жидких включений это явление впервые отметил Дэви в 1922 г. Малое давление газовая фаза развивает во включениях, где газы с высокими парциальными давлениями (CO_2 и др.) присутствуют в малом количестве.

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Л. Ш. Микротермокамера для высокотемпературных исследований включений в минералах.— Геол. и геофиз., 1968, № 8.

Базарова Т. Ю., Дмитриев Э. А. Температурные условия кристаллизации фергуситпорфиров Восточного Памира.— Докл. АН СССР, 1967, **177**, № 1.

Базарова Т. Ю., Шугурова Н. А. Летучие компоненты при кристаллизации некоторых щелочных эффузивных и гипабиссальных пород.— Докл. АН СССР, 1968, **178**, № 6.

Базарова Т. Ю., Соболев В. С. Две генерации включений расплава в породообразующих минералах одинита.— Докл. АН СССР, 1969, **186**, № 3.

Бакуменко И. Т. О первичных включениях в магматических минералах и начальных экспериментах с ними.— В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. Изд-во «Наука», 1966.

Бакуменко И. Т., Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по геотермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.— Докл. АН СССР, 1967, **175**, № 5.

Бакуменко И. Т., Лопухов А. С., Шугурова Н. А. Раскристаллизованные включения в кварце палеотипных горных пород.— Докл. АН СССР, 1969, **185**, № 2.

Башарина Л. А. Исследование газообразных продуктов возгонов вулканов Ключевского и Шивелуч в 1946—1947 гг.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1953, № 18.

Башарина Л. А. Эксгаляции кислых лав вулкана Безымянного.— В кн. «Современный вулканизм северо-восточной Сибири». Изд-во СО АН СССР, 1964.

Башарина Л. А. Вулканические газы Камчатки. Автореф. канд. дисс., 1966.

Булгакова Е. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных траповых интрузий Норильского района.— Докл. АН СССР, 1967, **177**, № 2.

Булгакова Е. Н. Исследование включений расплава в породообразующих минералах Черногорской интрузии (Норильский район).— Докл. АН СССР, 1969, **185**, № 2.

Варгафтик Н. Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. Физматгиз, 1967.

Вилли П. Дж., Таттл О. Ф. Плавление в земной коре.— В кн.. «Труды XXI сессии МГК». Вып. 2. ИЛ, 1963.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Исследования состава индивидуальных газовых включений.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1966_1, **4**.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. О газах постмагматических процессов минералообразования.— Докл. АН СССР, 1966_2, **170**, № 6.

Доломанова Е. И., Лидер В. В., Рожанский В. Н., Элинсон М. М. Состав некоторых газово-жидких включений в морионе по данным точечного и газового анализов.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по геотермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. ун-та, 1950.

Иванов В. В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР.— В кн. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Медгиз, 1960.

Кадик А. А. Физико-химические условия равновесия воды с силикатными расплавами (магмами) кислого состава при высоких давлениях и вопросы петрологии, связанные с ними. Автореф. канд. дисс., М., 1965.

Кадик А. А., Хитаров Н. И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды.— Геохимия, 1965, № 5.

Калюжный В. А. Жидкие включения в минералах как геологический барометр.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.

Калюжний В. А. Методи вивчення багатофазових включень у мінералах. Київ, Вид. АН УРСР, 1960.

Калюжный В. А. Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гиалодацитов Закарпатья.— Докл. АН СССР, 1965, **160**, № 2.

Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. Изд-во «Наука», 1965.

Кранк И. Г., Ойя Р. В. Экспериментальное изучение анатексиса.— Труды XXI сессии МГК. Вып. 2. ИЛ, 1963.

Лесняк В. Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Изд-во Львовск. ун-та, 1964.

Мархинин Е. К., Борисов О. Г., Мархинина С. Н. Опыт определения химического состава вулканических пород Камчатки и Курильских островов по показателям преломления их искусственных стекол.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 30.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакции.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.

Полыковский В. С., Ройзенман Ф. М., Максарева Т. С., Фокеев В. М. К методике определения давления по включениям в кварце.— Труды МГРИ, 1963, **31**.

Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. ИЛ, 1956.

Соболев В. С., Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т., Щербакова З. В. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов.— Докл. АН СССР, 1964, **157**, № 2.

Соболев В. С., Костюк В. П., Базарова Т. Ю., Базаров Л. Ш. Включения расплавов в фенокристаллах нефелиновых базальтов.— Докл. АН СССР, 1967, **173**, № 2.

Шугурова Н. А. О методе ультрамикрохимического газового анализа индивидуальных включений в минераллах.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по геотермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Шугурова Н. А. Химические обоснования методов газового анализа индивидуальных включений в минералах.— Материалы II Всес. совещания по геотермобарометрии. Изд-во «Наука», 1967_1.

Шугурова Н. А. Изменение состава газовой фазы включений в минералах в процессе формирования кварц-флюоритоносных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1967_2, **176**, **№ 3.**

Kennedy G. C. Pressure-volume-temperature relations in CO_2 at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., **1954, 252, N 4.**

Moulson A. J., Roberts J. P. Water in silica glass.— Trans. Brit. Cearm. Soc., 1960, **59**, N 9.

Roedder E. Liquid CO_2 inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.— Amer. Min., 1965, **50**.

Shepherd E. S. The gases in rocks and some related problems — Amer. J. Sci., 1938, **35-A**.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting granite and feldspars.— Amer. J. Sci. 1959, **257**.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. II. The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite.— Amer. J. Sci., 1961, **259**, N 2.

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Ю. А. ДОЛГОВ

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

До сих пор предполагалось, что условия метаморфизма, связанного с высокими давлениями, не могут содействовать образованию достаточно крупных включений в минералах метаморфических парагенезисов.

Экспериментальные данные по уплотнению пород под действием всестороннего давления (Воларович, 1962) свидетельствуют о закрытии эффективной пористости в породах. Общие теоретические соображения (Ден, 1949) также свидетельствуют о необходимом уменьшении эффективной пористости.

Геологические наблюдения и обобщения позволили показать, что для пегматитов увеличение глубины их образования приводят к изменению структуры и строения пегматитовых тел (Гинзбург, Родионов, 1960). Миароловые пустоты в пегматитовых телах перестают существовать на глубинах более 8 *км*. Начиная с этих же глубин, пегматитовые тела теряют зональное строение и обладают преимущественно массивным строением и гранитовой структурой. Все эти факты свидетельствуют о резком сокращении эффективной пористости пород и деятельности поровых растворов.

Измерение давлений во включениях позволило установить глубины, начиная с которых поровые растворы передают не гидростатическое давление в системе связанных пор, а литостатическое давление, которое действует на изолированные порции растворов (Долгов, 1965).

Таким образом, некоторые общие теоретические соображения об уменьшении эффективной пористости с глубиной в настоящее время пополнены экспериментальными данными.

Высокое всестороннее давление, как это установлено экспериментальными работами, благоприятствует пластическим преобразованиям горных пород и, как следствие, содействует превращению эффективной пористости в систему разобщенных изолированных пор.

Давление оказывает влияние не только на твердые компоненты породы, но также на мобильную фазу межгранулярных поровых растворов породы и на жидкости и газы во включениях минералов.

Минералы и минеральные ассоциации метаморфических пород свидетельствуют об определенных условиях метаморфизма. Вместе с тем включения в минералах метаморфического и реликтового происхождения содержат полезную информацию об этих условиях.

Исследовались включения в различных минералах: кварце, дистене, берилле, силлиманите, относящихся к различным фациям метаморфизма.

Включения в кварце, дистене, берилле были обнаружены и исследованы из пород Мамского района, который хорошо известен мусковитовыми и керамическими пегматитами (Великославинский и др., 1963).

Особенно детально были исследованы включения в дистене, который содержался: 1) во вмещающих пегматиты дистен-гранат-двуслюдяных и дистен-гранат-мусковитовых сланцах, 2) в пегматитах и 3) в кварцевых линзах. Метаморфические породы относятся к ставролит-дистеновой субфации амфиболитовой фации метаморфизма.

В дистене были обнаружены включения: 1) однофазовые жидкие (без газового пузырька), 2) двухфазовые жидкие, состоящие из двух жидкостей (без газового пузырька), 3) многофазовые, содержащие две жидкости и твердую фазу.

Однофазовые жидкие и двухфазовые жидкие включения обнаружили любопытнейшую особенность — отсутствие газового пузырька и оказались сильно уплотненными жидкостями. Таким образом, для минералов метаморфического происхождения уплотненность жидкости во включениях является следствием влияния высоких давлений и достаточно высоких температур. Гетерогенизация таких включений с появлением газовой фазы при комнатной температуре не осуществляется. Жидкие включения находятся не на кривой двухфазовой равновесия, а на изохорах, соответствующих их гомогенной плотности.

Весьма важно было получить данные о плотности растворов. Для этого был применен метод криометрии (Roedder, 1962; Мельников, 1965; Долгов и др., 1965).

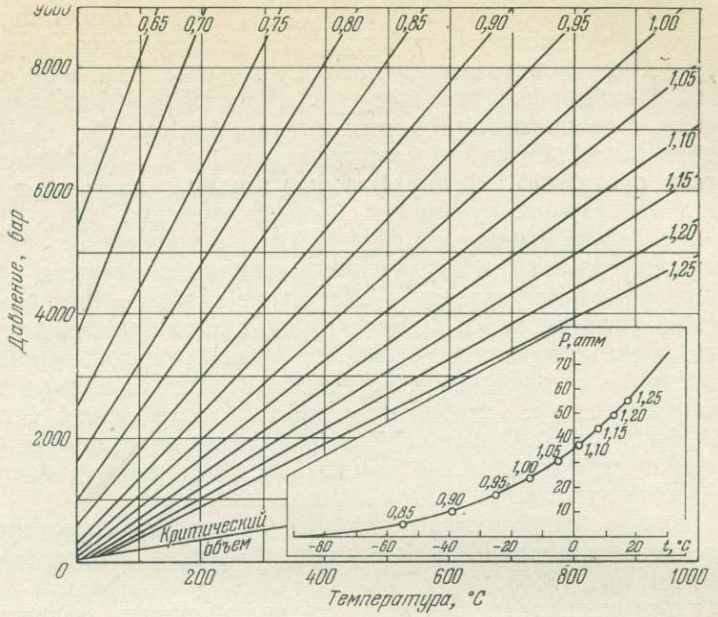
Прозрачные препараты дистена со включениями охлаждались в специальной камере (Базаров, 1966). Любой необходимый темп охлаждения позволял проводить систематическое наблюдение под микроскопом и измерения во включениях. При различных температурах происходила гетерогенизация включений с появлением газового пузырька в жидкости, после чего включение гомогенизировалось. Были измерены температуры гомогенизации и гетерогенизации.

Исследовались различные группы включений. Включения с двумя жидкостями содержали водносолевой раствор и жидкую углекислоту. Содержание углекислоты колебалось в достаточно широких пределах — от 15—20 до 60—80%.

Кроме этой группы, в препаратах наблюдались включения, содержащие одну жидкость. Среди этих включений большинство было чисто углекислыми и только небольшая часть содержала водносолевые включения. Проверка проводилась методом замораживания включений. Чистые углекислые включения замерзали, как правило, ниже температуры тройной точки для углекислоты (в большинстве случаев при температуре взгонки —78,48° С). Оттаивание углекислоты происходило при температурах, близких к тройной точке. Это и служило методом диагностики жидких углекислых включений. Жидкие водносолевые включения обладали большой метастабильностью и замерзали иногда при очень низких температурах (Roedder, 1962). Однако оттаивание включений осуществлялось при постоянных температурах, после того, как достигалось температурное равновесие между последним кристалликом льда и жидкостью. Полученные температуры полного оттаивания растворов были использованы для вычисления солевой концентрации по NaCl-эквиваленту.

Солевые концентрации колебались в пределах от 12 до 21 вес.% NaCl и представляли непрерывный ряд от включений с относительно малой солевой концентрацией к пересыщенным включениям (включения с твердой фазой).

Для определения плотностей растворов были использованы чисто углекислые включения. Результаты гомогенизаций приведены в табл. 1. Плотность углекислоты оценивалась по диаграмме для *PTV* значений (см. рисунок), построенной по справочным данным (Справочник



PTV-диаграмма для CO_2, построенная по справочным данным (Справочник химика, 1963)

химика, 1963) в области отрицательных температур. Средние температуры гомогенизации заключены в пределах (—7) — (—27)° С, удельный объем CO_2 соответственно имеет пределы 0,94—1,00 *см³/г*.

Двухфазовые жидкие включения были использованы для гомогенизации в области высоких температур. Включения содержали различное количество углекислоты и водносолевого раствора.

Гомогенизация таких включений соответствует трем типам.

1. Водносолевой раствор преобладает. По мере повышения температуры углекислота растворяется в водносолевом растворе. Полное растворение углекислоты происходило для разных включений в интервале температур 240—280° С.

Таблица 1. **Температуры гомогенизации и гетерогенизации чисто углекислых включений в дистене и удельный объем растворов при средних температурах**

Порода	Температура, °С			Уд. объем, *см³/г*
	гетерогенизации	гомогенизации	средняя	
Дистен-гранат-двуслюдяной				
Сланец	—25	—14	—19,4	0,96
То же	—32	—22	—27	0,94
Плагиоклазовый пегматит	—27	—19	—23	0,95
То же	—28	—19	—23,5	0,95
» »	—22	—13	—17,5	0,97
Дистен + кварц, линза	—18	— 7	—12,5	1,00
То же	—24	—13	—18,5	0,96
» »	—22	—13	—17,5	0,97
» »	—22	—15	—18,5	0,96

2. Преобладает углекислота. В этом случае наблюдалось растворение водносолевого раствора в углекислоте при температурах, близких к 260° С.

3. Соотношения углекислоты и водносолевого раствора примерно равные. Гомогенизация таких включений похожа на гомогенизацию газово-жидких включений с критической точкой (третий вид, по Н. П. Ермакову, 1949, 1950). При повышении температуры после незначительного увеличения объема CO_2 (100—150° С) мениск не изменяет своего положения, но уменьшает кривизну, а граница фазового раздела становится все более тонкой (выравнивание плотности и концентрации). Температуры полной взаимной растворимости жидкостей в таких включениях 250—270° С. Содержание углекислоты 55—60%. Смешанные жидкие двухфазовые включения также отражают уплотнение растворов под действием высокого давления.

В дистене изучались и многофазовые включения ($Ж_1 — Ж_2 — Т$). Твердая фаза во включениях была представлена кубическим кристалликом. Гомогенизация жидких фаз происходила при температурах 260—310° С. По данным В. С. Соболева и Т. Ю. Базаровой (1963), такие включения гомогенизировались при температурах 310—325° С.

Полного растворения твердой фазы удалось достигнуть при 575° С. В экспериментах при температурах 650—700° С соль еще полностью не растворялась, а включения взрывались.

Дистен — минерал, образующийся в главном периоде метаморфизма. Н. Г. Судовиков (1964) называет такие минералы конгенетическими, или критическими, устойчивость которых «ограничена относительно узкими пределами вариаций давления и температуры, возможных для данной фации». В мамских месторождениях дистен содержится как во вмещающих породах, так и в пегматитах. Уже было высказано мнение, что включения, содержащие различные количества CO_2, могли захватываться в процессе вскипания растворов (Долгов и др., 1967). Однако этот способ встречает затруднения в связи с тем, что при высоком давлении система связанных пор могла не существовать и нужно допустить рост дистена при температурах 240—280° С.

По данным Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), кианит-альмандин-мусковитовая субфация альмандин-амфиболитовой фации имеет вероятные условия метаморфизма, характеризуемые температурами 550—750° С и давлениями от 4 до 8 *кбар*.

Можно сделать второе предположение, что разобщение единых пор под действием давления ведет к неравномерному распределению летучих и малолетучих компонентов, содержащихся во включении. Тогда для всех включений с различным содержанием углекислоты гетерогенизация на две несмешивающиеся жидкости будет начинаться на линии полной смесимости системы $H_2O — CO_2$. Температуры полной смесимости, полученные при гомогенизации двужидких включений (240—280°С), соответствуют давлениям более 2000 *атм*. Температура гомогенизации включения с критическим соотношением $H_2O — CO_2$ — около 270° С, что соответствует давлению 2100 *атм*.

По содержанию CO_2 имеется непрерывный ряд включений от водносолевых до углекислых. Углекислые включения могут служить показателем условий метаморфизма, если считать, что их трансформация относится к главному периоду метаморфизма с температурой 550—750° С. Тогда давления могут быть определены по *PTV*-диаграмме для чистой углекислоты (см. рисунок). Полученные удельные объемы для CO_2 (1,00—0,94 $см^3/г$) позволяют оценить давления (табл. 2) для указанных выше температур.

Можно только отметить, что полученные удельные объемы углекислоты отвечают давлениям, которые ориентировочно указаны Ф. Тер-

нером и Дж. Ферхугеном для альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма.

Оба объяснения возникновения включений в дистене имеют недостатки, и только будущие исследования покажут механизм их обособления.

Дистен является минеральным новообразованием, характерным для определенных условий метаморфизма. Это подтверждается содержанием его как во вмещающих метаморфических породах, так и в пегматитах. В пегматитах присутствуют кристаллы берилла. Вместе с тем он отсутствует во вмещающих метаморфических породах и не может быть отнесен к минералам метаморфического происхождения. В берилле также содержатся включения, однако без метаморфизующих растворов. Все растворы во включениях, как и сам минерал, реликтового происхождения по отношению к метаморфическим породам, если он образовывался до наступления главного периода метаморфизма. Его образование может относиться к регрессивной ветви метаморфизма при активном воздействии интрузий уже в условиях низких температур и давлений. В первом случае берилл проходил главный период метаморфизма и должен каким-либо образом отражать воздействие высоких давлений. Во втором случае берилл не существовал в условиях главного периода метаморфизма.

Таблица 2. **Оценка давления при образовании дистенов Мамского месторождения по величинам удельных объемов CO_2 во включениях**

Удельный объем V_{CO_2}, *см³/г*	Температура метаморфизма, °С	Давление *P*, *атм*
0,94	550	6100
0,94	750	8500
1,00	550	5200
1,00	750	6800

Берилл мамских пегматитов встречается в виде довольно крупных кристаллов, достигающих 5—8 *см* по длинной оси. Из кристалла пластинки были выпилены параллельно и перпендикулярно главной оси. Распределение включений обычное. Вторичные и первично-вторичные включения располагаются в залеченных трещинах. В междутрещинных пространствах обнаружены островные группы включений и единичные включения. По агрегатному состоянию отмечались однофазовые включения, двухфазовые с различным соотношением фаз и многофазовые (*Ж—Ж—Г*, *Ж—Ж—Т* или *Ж—Ж—Г—Т*). Проверка агрегатного состояния проводилась методом криометрии. Были выявлены включения, содержащие две жидкости. Эти включения гомогенизировались при температурах 10, 11° С. Обнаружены многочисленные обычные газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся от 100 до 340° С.

Для сравнения были исследованы включения в бериллах волынских камерных пегматитов (табл. 3). Данные по криометрии и гомогенизации включений позволяют сделать некоторые предварительные выводы. Мамский берилл не содержит включений, гомогенизирующихся в газ. В нем содержатся включения жидкостей, уплотненных значительно меньше, чем у дистена. Это служит указанием на то, что берилл не образовывался в условиях главного периода метаморфизма. Область его образования ограничена температурой и давлениями, значительно более низкими, чем для дистена. Мамский берилл отличается от волынского тем, что в нем существуют уплотненные жидкие растворы. Это обстоятельство, по-видимому, означает, что мамский берилл начал кристаллизоваться в условиях регрессивного метаморфизма, когда вся метаморфическая толща вместе с пегматитами достигла условий значительно более низких давлений (2—3 тыс. *атм*) и температур (300—400° С). На пути регрессивного метаморфизма метаморфическая толща

Таблица 3. **Температуры гомогенизации и гомогенные агрегатные состояния включений в берилле**

Агрегатное состояние	Температура, °С		Гомогенное агрегатное состояние	Число измерений
	гетерогенизации	гомогенизации		
Берилл мамский				
$Ж_{H_2O} - Ж_{CO_2}$	+5	+11	Ж	1
$Ж_{H_2O} - Ж_{CO_2}$	+5	+11	Ж	1
$Ж_{H_2O} - Ж_{CO_2}$	+5	+11	Ж	1
Ж — Г	—	100	Ж	5
Ж — Г	—	130	Ж	3
Ж — Г	—	140	Ж	6
Ж — Г	—	180	Ж	2
Ж — Г	—	220	Ж	6
Ж — Г	—	250	Ж	1
Ж — Г	—	260	Ж	6
Ж — Г	—	270	Ж	1
Ж — Г	—	340	Ж	1
Берилл волынский				
Ж — Г	—	350	Ж	2
Ж — Г	—	375	Ж	1
Ж — Г	—	410	Г	1
Ж — Г	—	435	Ж	1
Ж — Г	—	510	Г	1

с пегматитами могла подвергаться активизации магматическим теплом за счет внедрения интрузий.

Волынский берилл кристаллизовался в обычных условиях, характеризующихся высокими температурами начала кристаллизации (600—700° С) и относительно низкими давлениями: не более 1000—1500 *атм* на ранних этапах формирования и 400—600 *атм* на более поздних этапах. Указанные пределы давления соответствуют: а) раннему литостатическому давлению на растворы, б) более позднему гидростатическому в системе связанных пор. Для волынских бериллов определены давления по первично-вторичным включениям, которые показывают эпизодические адиабатические расширения в камере пегматита. Относительно небольшое внешнее давление не препятствует образованию контракционных и тектонических трещин, ведет к мгновенному приращению объема и адиабатическому снижению температур и давлений. Для исследованных включений из волынского берилла установлены температуры гомогенизации в пределах 210—510° С и соответствующие давления 152—558 *атм*.

Включения изучались также в андалузите, силлиманите и кварце (хребет Хамар-Дабан) [1]. Изучение включений было сопряжено с большими трудностями из-за незначительных размеров (несколько микрон). Исследовались однофазовые жидкие водносолевые включения. Температуры гетерогенизации и гомогенизации этих включений показывают, что уплотненность водносолевых растворов была высокой. Сжимаемость воды и водносолевых растворов значительно меньше, чем у углекислоты. При гетерогенизации однофазовых жидких включений использовалось явление метастабилизма, которое позволяет существовать воде и ее солевым растворам в жидком состоянии при температурах

[1] Автор благодарен В. В. Хлестову, любезно предоставившему образцы для исследований. Описание пород этого района можно найти в работе А. А. Шафеева (1964).

значительно более низких, чем температура замерзания. Это явление известно, но слабо исследовано. Данные по плотности воды или ее водносолевых растворов в области минусовых температур отсутствуют. Таким образом, уплотненные водные растворы солей в отличие от чисто углекислых не имеют экспериментальной основы для построения *PTV*-диаграмм в области отрицательных температур. Такая кривая может быть проведена приближенно на основе экстраполяции данных для чистой воды в область отрицательных температур. Следует отметить, что существующая *PTV*-диаграмма состояний для чистой воды в области высоких температур и давлений также построена на экстраполяционных и расчетных данных. Концентрации NaCl только незначительно влияют на положение кривой двухфазового равновесия, и практически для концентрации NaCl 20 вес.% кривая двухфазового равновесия мало отличается от таковой для чистой воды (Sourirajan, Kennedy, 1962).

Измерение удельного объема чистой воды на кривой двухфазового равновесия в зависимости от температуры и давления для замкнутых систем, которыми представлены включения, следует вести при изохорическом процессе (V=const). Явления метастабилизма, позволяют понижать температуру без замерзания раствора до очень низких значений. На этом пути часто наблюдается явление гетерогенизации. Появление газового пузырька соответствует выходу на кривую двухфазового равновесия. Существует разница между температурой гетерогенизации и гомогенизации, так как при гетерогенизации необходима работа для создания поверхности раздела двух фаз. Несмотря на кажущуюся простоту экстраполяционного варианта, существуют значительные трудности создания более или менее точной расчетной $P-T$-диаграммы для чистой воды в области ее метастабильного состояния при минусовых температурах.

Без этой диаграммы пока нельзя применить температуры гомогенизации в минусовой области для каких-либо точных расчетов давлений и глубин минералообразования для кварца, силлиманита и андалузита из

Таблица 4. **Данные проверки агрегатного состояния включений методом криометрии в минералах Хамар-Дабана**

Минерал	Агрегатное состояние	Температура, °С		Примечание
		гетерогенизации	гомогенизации	
Кварц	Ж	+ 5	+15	Включение не замерзало и газ не появлялся до —105°С
»	Ж	+ 3	+25	
»	Ж	—54	—38	
»	Ж	—	—	
Силлиманит	Ж	—60	—47	Были группы включений, в которых газ не появился при охлаждении до —105 и —130°С
»	Ж	—22	—	
»	Ж	—58	—47	
» (4 вкл.)	Ж	—67	—58	
Андалузит	Ж	+ 8	—	При —58°С два включения замерзли. При нагревании (—54°С) началось оттаивание и появился газ
» (3 вкл.)	Ж	—19	— 8	
» (2 вкл.)	Ж	—42	—36	Имелись группы включений, в которых при охлаждении до —130°С газовый пузырек не появился
» (2 вкл.)	Ж	—83	—66	

метаморфических пород Хамар-Дабана. Однако приведенные в табл. 4 данные по гомогенизации и гетерогенизации позволяют качественно разделить минералы по степени уплотненности растворов. Силлиманит и андалузит образовывались примерно в одних условиях глубин и давлений. Кварц имеет несколько генераций, одна из которых образовалась или существовала во время главного периода метаморфизма, другие относятся к новообразованиям во время регрессивного метаморфизма.

Три анализа включений в андалузите показывают, что он имел возможность образовываться при пониженных давлениях, которые соответствуют условиям образования кварца поздних генераций.

Еще один фрагмент подобных исследований можно привести на примере кварца, связанного с образованием жадеитов хребта Борус (Западный Саян). Образцы для работы любезно переданы Н. Л. Добрецовым. Образование «льдистого» кварца Н. Л. Добрецов (1963) связывает с высокими давлениями. При этом для парагенезиса жадеит+анальцим+кварц с реликтами альбита, который, возможно, близок к образованию этого кварца, они составляли 12,5—14 *кбар*. Такие высокие давления сказались на внешнем облике «льдистого» кварца. Он обладает большим остаточным напряжением. Большие величины давления влияли не только на минерал, но и на включения. Изолированные породы включений распались на мельчайшие включения, которые нельзя обнаружить под микроскопом. Жидкость в таких включениях была очень сильно уплотнена. Сам факт наличия очень редких включений был зафиксирован с помощью термобарического анализа. На термобарограммах пяти образцов кварца были зафиксированы единичные взрывы, характеризуемые очень малыми амплитудами импульсов приращения давлений за счет взрывания немногих мельчайших включений. Остальные включения были настолько мелкими, что их взрывание не привело к импульсным приращениям давления, хотя общее приращение количества газа в приборе было заметным.

Этот пример показывает, что давления оказывают существенное влияние не только на минерал, но и на включения в нем, приводя к деградации вакуолей по размеру. Данные, приведенные в работе, позволяют высказать некоторые общие соображения о формировании нового типа включений, характерных для метаморфических пород.

1. Конгенетические минералы, образующиеся в главном периоде метаморфизма и сохраняющие устойчивость при изменении условий метаморфизма, имеют включения, представленные: жидким водносолевым раствором, жидкой углекислотой, двухфазовыми включениями с жидкой углекислотой и жидким водносолевым раствором в различных соотношениях, многофазовыми включениями, в которых помимо двух жидкостей содержится одна или две твердые фазы. Включения в конгенетичных минералах по плотности соответствуют условиям их захвата в процессе образования этих минералов.

2. Устойчивые реликты, входящие в группы типичных минералов, также содержат включения, имеющие реликтовое происхождение. Включения в реликтовых минералах приходят в равновесие с $P-T$-условиями, существующими в главном периоде метаморфизма. В экспериментах Грина (Green, 1966) отмечается, что образцы мелкозернистого песчаника и новакулита при осевом сжатии в условиях всестороннего давления от 5 до 16 *кбар* и температуре 300—1200° С уменьшали первоначальную длину на 4—30%. Такое значительное уменьшение образцов прежде всего зависит от закрытия эффективной пористости. Возникающие при этом замкнутые поры содержат растворы уплотненных жидкостей. Трансформация и уменьшение вакуолей идут в соответствии с правилом Рикке и экспериментами Г. А. Рассела. Хоббс (Hobbs, 1966) подвергал природные и синтетические монокристаллы кварца всесто-

роннему давлению до 15 *кбар* и отмечал развитие раздувов, изгибов и идиоморфных зерен. Можно предполагать, что развитие новообразованных кристаллических зародышей группируется вокруг дефектов в кристаллах и прежде всего вокруг включений. В дальнейшем включение, окруженное мельчайшими зернами новообразованных зародышей, имеет возможность сближать свои стенки под действием внешнего литостатического давления $P_л$ до тех пор, пока давление жидкости внутри включения $P_в$ не станет равным литостатическому: $P_л = P_в$ или $P_л = P_в = 0$. Сдвиганию стенок включения содействует перенос вещества, который происходит по правилу Рикке из мест с повышенным давлением (межзерновые пространства) в зону пониженного давления (включение). Одновременное действие двух факторов — сдвигание стенок зерновой оболочки включения и отложение вещества на внутренних стенках включения — приводит к сокращению внутреннего объема включения и уплотнению жидкости в нем.

3. Крайним случаем, который ведет к исчезновению включений, является «льдистый» кварц, который мог испытывать нагрузочное давление до 15 *кбар*. Процесс выравнивания внешнего давления с давлением внутри вакуоли завершался равновесием. Дальнейшее повышение температуры после установления равновесия могло приводить к обратному процессу — росту давления в вакуоли выше литостатического давления, вытеснению жидкости в межзерновые пространства и полному закрытию вакуолей. При этом жидкость размещалась в межзерновых пространствах в виде мельчайших включений, находящихся за пределами разрешающей способности микроскопа.

4. Регрессивный ход метаморфизма часто приводит к продолжению роста конгенетичных и реликтовых минералов, а также к возникновению минеральных новообразований. Этому процессу сопутствовало возникновение включений в минералах, но уже с менее плотными жидкостями, что хорошо прослеживается при исследовании включений методом криометрии и гомогенизации. За нижним температурным пределом регрессивного метаморфизма (ниже 300° С) находится область, в которой становятся возможными существование системы связанных пор и развитие контракционных и тектонических трещин. В этих условиях также возможен рост некоторых минералов из метаморфических сообществ. Рост кварца связан с захватом обычных растворов, которые гетерогенизируются с образованием газового пузырька. Плотности этих растворов невелики.

Таким образом, кварц, который существовал в условиях главного периода метаморфизма и дальше рос в условиях регрессивного метаморфизма, может иметь сложный набор включений, начиная от сильно уплотненных жидкостей и до включений с малой плотностью.

Расшифровка условий образования метаморфических пород по включениям с уплотненными жидкостями может служить хорошим дополнением к методам парагенетического анализа и физико-химическим экспериментальным исследованиям, целью которых также является установление термодинамических условий образования. Кроме того, появляется возможность оценки условий образования метаморфических и метаморфогенных месторождений полезных ископаемых методами минералогической термо- и барометрии.

Автор выражает искреннюю благодарность Н. М. Поповой и В. А. Сенинной за проведение очень трудных анализов включений с уплотненными жидкостями.

INCLUSIONS IN THE METAMORPHIC ROCK MINERALS AS INDICATED BY CONDITIONS OF METAMORPHISM

Yu. A. DOLGOV

SUMMARY

Use of the high resolution microscopes made it possible to find inclusions in the minerals of metamorphic origin. Inclusions are high density liquids of aqueous salt brine solution or CO_2 (carbonic acid). Inclusions were also found consisting of two immiscible liquids (aqueous brine solutions — CO_2) as well as that containing the solid phase. The characteristic feature of such inclusions is the lack of gas bubbles. CO_2 densities of inclusions in disthene were determined by cryometric method. CO_2 density agrees with temperatures and pressures characteristic of thealmandine, from amphibole metamorphic facies. Berille, andalusite, sillimanite and quartz were studied in similar way. The new type of inclusions and the suggested methods of investigation may be used to evaluate conditions of the origin of metamorphic and metamorphogenic deposits.

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Т. IV. Изд-во СО АН СССР, 1966.

Великославинский Д. А., Казаков А. А., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1963, вып. 17.

Воларович М. П. Исследования физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях.— В кн. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геология рудных месторождений, 1960, № 1.

Ден Э. Б. Плотность при высокой температуре.— В кн. «Справочник для геологов по физическим константам». ИЛ, 1949.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хребта Борус (Западный Саян).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, 1.

Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании.— В кн. «Менералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Попова Н. М. Криометрический метод определения газов во включениях.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по геотермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (С. В. Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1967, **175**, № 2.

Ермаков Н. П. Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1949, № 3, приложение 1.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1950.

Мельников Ф. П. Предварительные результаты криометрических исследований минералообразующих растворов во включениях.— В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Соболев В. С., Базарова Т. Ю. О температуре кристаллизации дистена в пегматитах.— Докл. АН СССР, 1963, **153**, № 4.

Справочник химика. Т. I. Госхимиздат, 1963.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1964.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных метаморфических пород. ИЛ, 1961.

Шафеев А. А. Стратиграфия и метаморфизм докембрия Юго-Западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1964, **158**, № 3.

Green H. B. Prefferd orientation of quartz due to recrystallization during deformation. Trans. of Amer. Geophys. Union., 1966, **47**, N 3.

Hobbs B. E. Stress relaxation in single cristals of quartz.— Trans. Amer. Geophys. Union., 1966, **47**, N 3.

Roedder E. Studies of fluid inclusions I. Low temperature aplication of a dual-purpose freesing and heating stage.— Econ. Geol., 1962, **57**, N 7.

Sourirajan S., Kennedy G. The system H_2O—NaCl at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1962, **260**, N 2.

ИЗУЧЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ МЕТОДОМ ЗАМОРАЖИВАНИЯ

Л. Ш. БАЗАРОВ, И. В. МОТОРИНА

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Широкое развитие в последние годы различных методов исследования включений в минералах — высокотемпературной минералотермометрии (Долгов, Базаров, 1965), термобарометрии (Долгов, Серебренников, 1965), анализа газовой фазы индивидуальных включений (Долгов, Шугурова, 1966), ультрамикрохимического анализа индивидуальных включений (Калюжный, 1958; Маслова, 1961), изучение состава включений на рентгеновском микроанализаторе (Доломанова и др., 1965) — позволило существенно расширить представления об условиях формирования отдельных минералов, горных пород и месторождений полезных ископаемых.

Наиболее важными моментами, представляющими интерес для большинства исследователей, являются вопросы определения физико-химических параметров кристаллизовавшейся системы: интервалов температур кристаллизации исследуемого минерала, состава и концентрации солей в минералообразующих растворах и интервалов давлений, при которых осуществлялось минералообразование.

В настоящее время наиболее разработаны методы определения температур гомогенизации включений: метод гомогенизации включений в микротермокамерах (Ермаков, 1950; Калюжный, 1960; Долгов, Базаров, 1965 и др.), термобарический (Долгов, Серебренников, 1965) и термозвуковой (Ермаков, 1950; Долгов, Райхер, 1953; Ермаков, Громов, 1965) методы, обеспечивающие высокую производительность и достоверность результатов. Достаточно хорошо разработан метод анализа газовой фазы индивидуальных включений, обеспечивающий высокую производительность, чувствительность и воспроизводимость. Перечисленные выше методы определения температур гомогенизации и определения состава газовой фазы включений вполне удовлетворяют современным требованиям.

К сожалению, методы определения состава растворов и концентраций солей разработаны недостаточно, совершенно не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к современным методам, и являются одной из основных проблем в минералотермометрии.

Результаты исследования состава растворов во включениях представляют собой фактический материал для суждений об особенностях химизма минералообразующих сред, характере изменения солевого состава растворов в процессе формирования минералов, концентрациях компонентов в растворах, генезисе минералов и отдельных месторождений в целом и т. д.

Знание составов и концентраций растворов в первичных включениях в минералах совместно с температурами гомогенизаций, агрегатным состоянием и плотностью минералообразующих сред во включениях позволяет составить полное представление о физико-химических условиях,

существовавших в процессе кристаллизации минералов. Выяснение этих условий представляет существенный интерес для выбора рационального направления геологопоисковых работ, общей теории рудогенеза, а также для определения исходных параметров при синтезе минералов.

Существуют три основных направления в определении состава минералообразующих растворов: 1) определение состава индивидуальных крупных включений методами ультрамикрохимии (Калюжный, 1958; Маслова, 1961); 2) определение валового состава растворов во включениях методами водных вытяжек (Грушкин, Приходько, 1952; Roedder, 1963; Калюжный, 1960 и др.) и определение валового состава газов при извлечении их в вакуумных мельницах; 3) определение состава газовой фазы индивидуальных включений методом селективного поглощения (Долгов, Шугурова, 1966).

Определение состава методами ультрамикрохимии представляет больший интерес, нежели определение состава растворов методом водных вытяжек. Но их применение возможно лишь при наличии в исследуемых минералах очень крупных (более 0,5—1 *мм* в поперечнике) включений с достаточно высокой концентрацией растворенных веществ. Величина достаточной концентрации определяется чувствительностью методов. Результаты химических анализов водных вытяжек и экстракций газов из мельниц представляют собой суммарный, валовый состав газов и растворов, охватывающий всю историю существования исследуемого минерала, включая посткристаллизационный период, и позволяют составить лишь самое общее, ориентировочное представление.

Исследования газово-жидких включений методом замораживания, получающие в последнее время довольно широкое развитие (Леммлейн, Клевцов, 1955; Мельников, 1965; Roedder, 1963; Долгов, Базаров, 1965, и др.), в ближайшем будущем, на наш взгляд, могут оказать существенную помощь в определении составов и концентраций растворов индивидуальных включений и явиться новым перспективным направлением в определении составов минералообразующих сред.

В работах Г. Г. Леммлейна, П. В. Клевцова (1955) и Роддера (Roedder, 1963) замораживание включений применялось для выяснения следующих вопросов: 1) определение концентраций солей в растворах во включениях; 2) получение некоторых суждений о солевом составе растворов; 3) определение температуры гомогенизации жидких однофазовых включений; 4) получение точного относительного количества углекислоты.

Результаты изучения солевого состава включений, проведенного различными исследователями (Ермаков, 1950 и др.), показывают, что главная роль в растворах в большинстве случаев принадлежит хлоридам Na и K. Поэтому при проведении исследований при замораживании растворов в ультрамикроавтоклавах основное внимание нами уделялось именно этой группе солей.

Нашим исследованиям природных и искусственных включений в минералах методом замораживания предшествовало приобретение некоторого навыка и опыта в работе, полученных при проведении детального изучения фазовых превращений и поведения искусственных систем $NaCl—H_2O$; $KCl—H_2O$; $NaCl—KCl—H_2O$; $NaCl—CaCl_2—H_2O$; $NaCl—KCl—CaCl_2—H_2O$ и др. при минусовых температурах.

Используя прием тщательного изучения поведения и свойств растворов в искусственных ультрамикроавтоклавах и природных включениях при минусовых температурах и сопоставления полученных данных со свойствами различных солевых систем на физико-химических диаграммах, можно несколько расширить область применения метода замораживания. Появилась возможность однозначно определять состав твердых фаз в многофазовых (3—4 фазы) газово-жидких включениях, опре-

делять состав главных солей (хлоридов) в двухфазовых (газ+жидкость) включениях, оценивать концентрации прочих солей, присутствующих во включениях в ненасыщенном состоянии, орентировочно определять общую концентрацию в растворах во включениях.

Выполнение операций по изучению поведения различных твердых фаз при минусовых температурах можно осуществить лишь на установках для замораживания, имеющих систему тонкой регулировки скорости охлаждения препарата.

Поскольку в настоящее время приемы определения солевого состава методом замораживания в достаточной мере разработаны авторами лишь для наиболее часто встречающихся во включениях солей NaCl и KCl, описываемая методика касается в основном приемов и способов определения этих солей. Вместе с тем эти приемы с успехом могут быть использованы и при определении $CaCl_2$ и $MgCl_2$, обладающих достаточно ярко выраженными индивидуальными свойствами.

Ниже приводятся некоторые рекомендации, позволяющие составить представление об особенностях изучения включений методом замораживания.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ СОЛЕЙ В РАСТВОРАХ

Концентрация солей в растворах во включениях может быть определена по температуре появления твердой фазы (замерзание) в гомогенном растворе двухфазового (газ+жидкость) включения. При этом необходимо, чтобы был известен состав соли, играющей основную роль в растворе. Приемы определения преобладающей соли (хлоридов) во включениях будут описаны ниже.

Препарат с исследуемым включением помещается в камеру установки для замораживания (Базаров, 1966). При постоянном наблюдении постепенно снижается температура препарата-включения. Скорость охлаждения при первоначальном замораживании не имеет существенного значения. Существует лишь один прием определения концентрации солей в ненасыщенном растворе, если известен состав преобладающей соли (хлорид). Концентрацию можно определить по физико-химической диаграмме для подобных систем, получив предварительно температуру начала замерзания раствора (появление первой мельчайшей кристаллической фазы льда H_2O или соли).

Известно, что для замерзания (начало кристаллизации) солевого раствора в соответствии с теорией кристаллизации требуется некоторое пересыщение. Процесс возникновения зародышей новой фазы зависит от целого ряда причин (пересыщение, степень кристаллического структурного сродства сосуществующих фаз, наличие примесей и т. д.) и достаточно полно освещается в специальной литературе (Сирота, 1962 и др.). Отметим здесь, что вследствие исключительной чистоты природных включений, замерзание растворов в них происходит лишь при существенных переохлаждениях, составляющих иногда —(150—170)° С. В некоторых случаях растворы во включениях замерзают при подъеме температуры после охлаждения до максимальной температуры (на использованной авторами установке —180° С). Это объясняется, по-видимому, тем, что наиболее вероятная возможность концентрационной и энергетической флуктуации ионов в растворе (центр кристаллизации — зародыш) для каждого отдельного случая (включения) находится в сравнительно узком температурном интервале и при быстром охлаждении камеры время пребывания включения в благоприятном для кристаллизации интервале температур оказывается слишком малым. При дальнейшем снижении температуры энергия отдельных ионов оказывается

меньше оптимальной для кристаллизации, их подвижность и вероятность появления флуктуации уменьшается. Дальнейшее снижение температуры не может изменить (без некоторых специальных мер) положения, и раствор во включении может оставаться в метастабильном состоянии неопределенно долго при весьма низких температурах. Например, раствор во включении в флюорите, имевший истинную температуру замерзания —3,6° С, не замерзал при —180° С при трехчасовой выдержке.

При медленном подъеме температуры в камере (при достижении оптимального интервала температур) наступает быстрая, обычно мгновенная кристаллизация. Отметим также, что большинство включений замерзает все же при первоначальном снижении температуры. После полного замерзания раствора во включении, которое обычно фиксируется по резкому потемнению (явление полного внутреннего отражения света от бесчисленных различно ориентированных мелких кристалликов льда и солей), температура в камере медленно повышается. При температуре, равной эвтектической, вследствие появления жидкости наблюдается быстрое частичное просветление включения. Появление раствора вызывает при остановке нагревания интенсивную перекристаллизацию мелких кристалликов агрегата в более крупные. Дальнейшее повышение температуры включения приводит к исчезновению всех мелких кристалликов, остается лишь несколько наиболее крупных. Исключительно медленным подъемом и остановками температуры добиваются такого положения, когда при постоянной температуре одновременно сосуществуют раствор и мельчайший (остаточный) кристаллик твердой фазы. При этих условиях малейшее изменение температуры в сторону повышения вызывает полное растворение кристаллика, понижение температуры на эту же величину вызывает его рост. Полученная температура и будет являться истинной температурой начала замерзания раствора, которая при известном составе преобладающей соли в растворе позволяет определить концентрацию.

После получения температуры замерзания имеет смысл определить температуру, при которой происходит эвтектическая кристаллизация. Разница между температурой эвтектической кристаллизации системы H_2O — главная соль (из справочников) и полученной позволяет составить представление о влиянии прочих солей, содержащихся в растворе во включениях.

Истинная температура эвтектической кристаллизации в природных включениях может быть получена лишь при очень медленном нагревании (подъеме температуры) замерзшего при переохлаждении включения. Температура, при которой появляется первое минимальное количество жидкой фазы в замерзшем включении (просветление включения), и является истинной температурой эвтектики. При этих условиях снижение температуры на 0,1° С приводит к полному замерзанию раствора во включении, повышение температуры на 0,1° С приводит к существенному оттаиванию. Полученную таким образом температуру эвтектической кристаллизации следует проверить на истинность при медленном снижении температуры в камере и замораживании раствора, содержащего не растворившуюся твердую фазу (лед — H_2O или соль). Совпадение полученных температур указывает на правильность определения температуры эвтектики.

Из особенностей построения *ТХ*-разрезов физико-химических диаграмм ($NaCl—H_2O$; $KCl—H_2O$ и др.) следует, что при одной и той же температуре (в интервале от 0° С до температуры эвтектики) возможно существование двух растворов с различными концентрациями: ненасыщенного, концентрация которого определяется по левой ветви двухфазовой кривой (лед H_2O — раствор), и насыщенного, концентрация которого определяется по правой ветви двухфазовой кривой (соль — раствор).

Поскольку кристаллы льда и гидрогалита ($NaCl \cdot 2H_2O$) во включениях обладают под микроскопом сходной анизотропией и морфологией и диагностика их по оптическим характеристикам в большинстве случаев затруднительна, нами был найден прием, позволяющий достаточно быстро отличать фазу льда H_2O от гидрогалита. Сущность этого приема связана с характером растворимости в воде льда и гидрогалита. При понижении температуры на 1° объем кристалла $NaCl \cdot 2H_2O$ увеличивается незначительно; объем кристалла льда увеличивается существенно. Эта особенность легко обнаруживается на любой диаграмме температура — состав двухкомпонентной системы $NaCl—H_2O$ по наклону к оси абсцисс (состав) кривых двухфазового равновесия.

Основное отличие между льдом H_2O и кристалликами выпавшей соли KCl заключается в изотропности KCl, сохраняющейся и при кристаллизации в области минусовых температур (до —6,6° С).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ СОЛИ (ХЛОРИДОВ) В РАСТВОРАХ В ДВУХФАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

В двухфазовых включениях (газ+жидкость) в минералах возможно существование двух типов растворов: 1) имеющих концентрацию соли меньше эвтектической; 2) с концентрацией соли больше эвтектической.

Определение состава преобладающей соли в растворах типа 1. При замораживании двухфазового (газ+жидкость) включения первоочередной задачей является определение типа раствора во включении. В случаях, когда последней твердой фазой при оттаивании оказывается лед H_2O, раствор должен быть отнесен к типу 1, если же последней фазой оказывается соль — к типу 2.

Наибольшую трудность при определении состава соли представляют включения с растворами типа 1, особенно в случаях, когда концентрация солей мала. Определение состава главной соли в объемных включениях представляется возможным лишь в случаях, когда морфология включения позволяет рассматривать под микроскопом в периферических частях включения весьма тонкий слой раствора. Обычно для определения состава преобладающей соли во включениях с растворами типа 1 авторам приходилось отбирать плоские включения. Замораживание включения осуществляется описанным выше способом. Определяется истинная температура начала замерзания (кристаллизации) раствора и температура, при которой происходит эвтектическая кристаллизация. Наличие твердой фазы — льда H_2O при достаточно медленном снижении температуры позволяет сконцентрировать остаточный высококонцентрированный раствор в плоском включении на ограниченной площади. При перекристаллизации после полного замерзания включения в тонких слоях удается определить состав главной соли, кристаллизовавшейся одновременно с льдом H_2O. Если кристаллики соли выпадают в эвтектике при температуре близкой —10,6° С, то преобладающей солью является KCl. При оттаивании (растворении) замерзшего при эвтектической температуре раствора, содержащего в основном NaCl, первые порции раствора появляются на контакте зерен гидрогалита $NaCl \cdot 2H_2O$ и льда. Способ, позволяющий отличить твердую фазу H_2O от гидрогалита, описан выше. Снижение температуры на некоторую величину (0,1°) при наблюдении за частично оттаявшим эвтектическим агрегатом вызывает энергичный рост зерен льда H_2O и существенно более медленный рост зерен гидрогалита. Наиболее резко эта особенность выражена у соли NaCl, прочие хлориды (например, $CaCl_2$ и $MgCl_2$) увеличивают размер зерен приблизительно пропорционально увеличению объема льда $H_2O \cdot KCl$ — единственный из хлоридов, обладающий изотропностью при кристаллизации в области минусовых температур, от 0° до —6,6° С.

Определение состава преобладающей соли в растворах типа 2. При замораживании растворов типа 2 в двухфазовых включениях любой формы последовательно выполняются все операции по определению истинной температуры начала замерзания раствора и температуры эвтектической кристаллизации. В растворах этого типа возможны два случая: а) концентрация солей (хлоридов) ниже концентрации насыщения при 0° С; б) концентрация растворенных солей выше концентрации насыщения при 0° С.

При замораживании растворов, имеющих концентрацию солей ниже концентрации насыщения при 0° С, твердой кристаллической фазой при определении истинной температуры начала замерзания является соль. Если кристаллик соли в скрещенных николях под микроскопом изотропен, соль является KCl; если кристаллик обладает двупреломлением и незначительно увеличивает объем при понижении температуры, то соль является гидрогалитом $NaCl \cdot 2H_2O$.

Растворы двухфазовых включений, имеющие концентрацию выше концентрации насыщения при 0° С, ведут себя при замораживании несколько иначе.

Замерзание растворов при первоначальном снижении температуры происходит обычным порядком. При последующем подъеме температуры в первую очередь, так же как и в предыдущем случае, растворяется лед H_2O. Остающиеся кристаллы соли при остановке на некоторой (минусовой) температуре интенсивно перекристаллизовываются и могут быть анализированы на состав. Если главная соль представлена NaCl, то при медленном подъеме температуры выше 0° С с некоторой задержкой происходит инконгруэнтное плавление $NaCl \cdot 2H_2O$ с образованием изотропного кристаллика (обычно одного) NaCl кубического или прямоугольного облика. При последующем снижении температуры ниже 0° С кристаллизация $NaCl \cdot 2H_2O$ обычно не наблюдается. Если соль представлена KCl, то после оттаивания замерзшего раствора кристаллики KCl остаются изотропными как при температуре выше 0° С, так и при минусовой температуре. Кристаллизация KCl осуществляется без задержки при переходе от плюсовых к минусовым температурам, до —6,6° С.

Ниже для большей ясности изложения определение состава в трех- и четырехфазовых включениях рассматривается нами на конкретных примерах.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ СОЛИ В ТРЕХФАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

При замораживании трехфазового (газ+жидкость+кристаллик-узник) включения во флюорите из пегматита Центрального Казахстана (рис. 1, *а*) эвтектическая кристаллизация была достигнута при переохлаждении до температуры —51° С (см. рис. 1, *б*). При снижении температуры в охладительной камере от +20° до 0° С кристаллик-узник увеличился весьма незначительно. Дальнейшее снижение температуры не вызывало каких-либо изменений в поведении фаз внутри включения (за исключением некоторого перемещения газового пузырька) до температуры —51° С, при которой осуществлялась весьма быстрая эвтектическая кристаллизация в метастабильной области. Истинная температура эвтектической кристаллизации составила —29,4° С (см. рис. 1, *в*). Далее температура в камере была поднята до —2° С, и камера при этой температуре выдерживалась в течение 1 *час*. Во включении произошла интенсивная перекристаллизация, мелкие и средние кристаллики выпавшей соли растворились, крупные сохраняли свои размеры. Для того, чтобы гарантийно избавиться ото льда H_2O во включении, температура в камере была

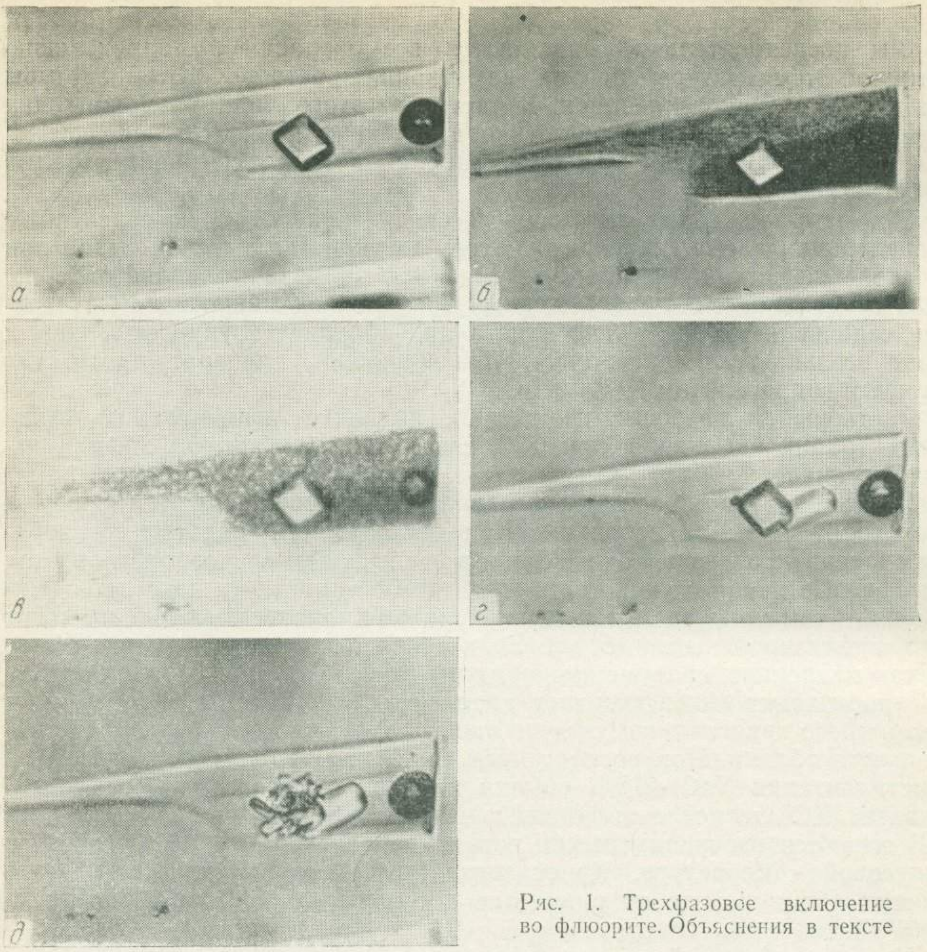


Рис. 1. Трехфазовое включение во флюорите. Объяснения в тексте

кратковременно (3 *мин*) повышена до +2° С. При этой температуре интенсивно начали плавиться (растворяться) крупные кристаллики выпавшей соли. В скрещенных николях кристаллики соли обладали двупреломлением. При снижении температуры в камере до 0° С растворение кристалликов соли резко замедлялось, и при температуре ниже 0° С наблюдался некоторый рост кристаллов. Почти все выпавшие двупреломляющие кристаллики соли исчезли при выдержке камеры в состоянии равновесия при температуре —0,1° С. Оставшиеся единичные кристаллики, составляющие менее 0,1 % объема включения, начинали увеличиваться в объеме при снижении температуры и исчезали при продолжительной выдержке полностью при температуре +0,2° С. Кристаллизация выпавшей из раствора двупреломляющей соли (см. рис. 1, *г*) осуществляется как за счет вещества, выделяющегося из раствора, так и за счет некоторого растворения кристаллика-узника (см. рис. 1, *д*).

Анализ свойств кристаллика-узника, выявленных при замораживании включения, позволяет установить, что кристаллик-узник, присутствующий во включении, является солью NaCl, так как все возможные прочие соли (хлориды) не обладают свойствами, обнаруженными у данной соли при замораживании.

В изучавшемся включении температура исчезновения газа была равна 210° С; температура полной гомогенизации (растворение твердой фазы) —230° С. Концентрация NaCl в насыщенном растворе NaCl — H_2O

при 230° С составляет 36,5 вес.%. По диаграмме двухкомпонентной системы NaCl—H_2O давление во включении в момент полной гомогенизации составило 20 *атм*. Следует отметить, что поскольку температура истинной эвтектики в нашем случае отличается от температуры эвтектики двухкомпонентной системы NaCl—H_2O, по-видимому, в составе растворов во включении наряду с NaCl присутствуют в незначительном количестве (2—3%) иные соли, изменяющие температуру эвтектической кристаллизации и не обнаруживающиеся в виде твердых фаз при замерзании.

Когда преобладающая соль в трехфазовом включении представлена NaCl, кристаллизация гидрогалита $NaCl \cdot 2H_2O$ при некоторой постоянной минусовой температуре может осуществляться до полного растворения кристаллика NaCl. Авторы столкнулись с подобным явлением и при изучении трехфазовых включений (газ+жидкость+кристаллик NaCl) в чкаловите из щелочных пегматитов Гренландии (образец получен от В. С. Соболева). Растворение NaCl связано с тем, что эта соль при температуре ниже 0° С в водных растворах метастабильна. Устойчивой фазой для этих условий является гидрогалит $NaCl \cdot 2H_2O$.

Определение KCl в трехфазовых включениях исключительно просто. Достаточно снизить температуру до —5° С, не замораживая включения полностью. Кристаллик KCl сравнительно равномерно увеличивается в объеме. Хлористый калий, кристаллизующийся из раствора при минусовых температурах, также изотропен, до —6,6° С.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ЧЕТЫРЕХФАЗОВОГО ВКЛЮЧЕНИЯ

При замораживании четырехфазового включения (газ+жидкость+твердая фаза *1*+твердая фаза *2*) эвтектическая кристаллизация осуществилась с переохлаждением при температуре — 69° С (рис. 2, *а*, *б*). При медленном снижении температуры от +20 до 0° С наблюдалось незначительное увеличение объема твердых фаз. При дальнейшем снижении температуры твердая фаза *2* (см. рис. 2, *а*) продолжала расти, твердая фаза *1* (см. рис. 2, *а*) прекратила свой рост совершенно. Истинная температура тройной эвтектики, полученная при состоянии равновесия (кристаллизация при постоянной температуре), оказалась равной — 37,6° С (см. рис. 2, *в*). Продолжительная выдержка включения (до 2 *час*) при температуре 0° С после замерзания позволила осуществить интенсивную перекристаллизацию и частичное растворение выпавших в эвтектике твердых фаз и полное исчезновение фазы льда (см. рис. 2, *г*). В скрещенных николях часть выпавших кристалликов оказалась изотропной (кубической), часть обладала отчетливо видимым двупреломлением. Проводя весьма медленное охлаждение (3—5 *град/час*), удавалось добиться кристаллизации из раствора изотропной твердой фазы на «затравке» — кристаллике-узнике 2. Поведение двупреломляющей твердой фазы $NaCl \cdot 2H_2O$ при замораживании аналогично описанному выше случаю. Сопоставление особенностей в поведении твердых фаз при замораживании и физико-химических свойств растворов хлоридов на диаграммах для двухкомпонентных систем позволяет однозначно определить кристаллик-узник 1 как NaCl, кристаллик-узник 2 KCl. При некотором навыке удается перекристаллизовать выпавший во включении сложный агрегат из солей KCl и $NaCl \cdot 2H_2O$ в достаточно крупные кристаллы, позволяющие при минусовых температурах отчетливо различать двупреломление моноклинной соли $NaCl \cdot 2H_2O$ и изотропность KCl (см. рис. 2, *г*, *д*). Как указывалось выше, KCl является единственной солью хлоридов, остающейся кубической при кристаллизации в минусовой области, что позволяет довольно легко отличать его

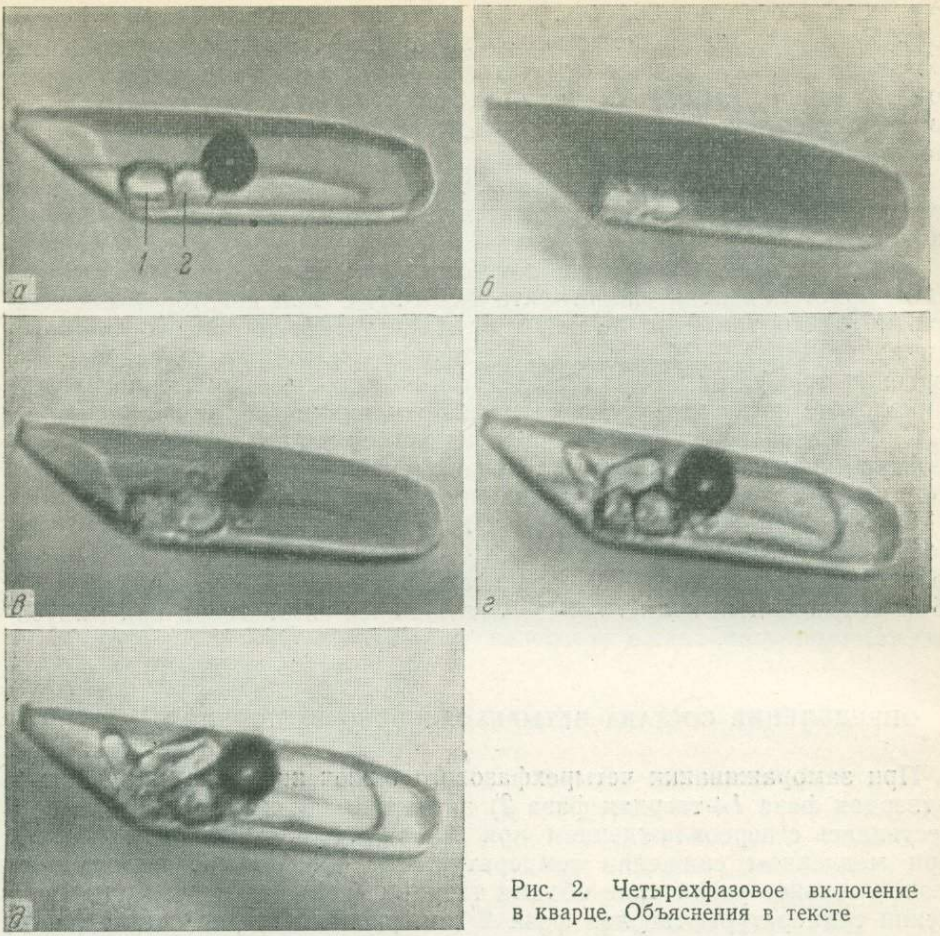


Рис. 2. Четырехфазовое включение в кварце. Объяснения в тексте

от NaCl, имеющего аналогичную структуру при температуре выше 0° С. Двупреломление минерала-хозяина во всех случаях может быть устранено установкой его в положение полного погасания в скрещенных николях под микроскопом.

Суммарная концентрация солей в растворе во включении, определенная по температурам растворения твердых фаз и диаграмме растворимости NaCl и KCl в воде, составляет 39,5 вес.%. Температура полной гомогенизации, определенная до замораживания, составляет 200° С. Давление в момент гомогенизации во включении (без учета влияния прочих солей) по диаграмме для трехкомпонентной системы H_2O—NaCl—KCl (Равич, Боровая, 1950) составляет около 14 *атм.* Следует отметить, что температура тройной эвтектики в нашем случае существенно отличается от температуры эвтектики для чистой тройной системы H_2O—NaCl—KCl. Это связано, по-видимому, с присутствием в растворе некоторого количества солей, например, $CaCl_2$, способных значительно понизить температуру замерзания системы включения. В настоящее время не представляется возможным определить методом замораживания состав этих солей вследствие незначительного содержания их в растворах. Работа в этом направлении продолжается на искусственных включениях.

Приведенные выше результаты изучения солевого состава растворов во включениях совершенно не исключают возможности обнаружения во включениях в роли главной, преобладающей соли какой-либо другой

соли, например, Na_2CO_2 или других. Отметим здесь лишь, что во всех изучавшихся нами включениях в разных минералах главная роль в солевом составе в растворах принадлежала хлоридам Na и K.

ВЫВОДЫ

1. Метод замораживания включений, наряду с известным ранее применением (Леммлейн, Клевцов, 1955; Roedder, 1963), может быть с успехом использован для диагностики солевого состава индивидуальных двух- и многофазовых (твердые фазы+жидкость+газ) включений.

2. Метод исключительно удобен для отличия во включениях (без вскрытия) твердых фаз NaCl от KCl.

3. Все газово-жидкие включения в минералах замерзают лишь при существенном переохлаждении в метастабильной области.

4. Истинная температура эвтектической кристаллизации раствора во включении может быть получена лишь при плавлении (в состоянии равновесия) замерзшего в области переохлаждения раствора.

Авторы считают своим приятным долгом выразить признательность академику В. С. Соболеву за советы, сделанные в процессе проведения экспериментов.

STUDY OF MINERAL INCLUSIONS BY FREEZING TECHNIQUE

L. Sh. BAZAROV, I. V. MOTORINA

SUMMARY

Study of the phase transformation observed in the process of freezing of artificial and natural inclusions makes it possible to determine uniquely the solid phase composition in the multi — phase gas — liquid inclusions as well as that of predominant salts in twophase inclusions and evaluate concentrations of different salts present in the inclusions in unsaturated state. It makes also possible to estimate roughly general salt concentration of solutions in the inclusions. As a diagnostic technique one used incongruent $KCl \cdot H_2O$ at — 6,6° C, $NaCl \cdot 2H_2O$ at — 0° C, $MgCl_2$ at — 3,4° C etc. It was established that there are present no nonfreezing inclusions. Methods of supressing resistence to freezing (metastability) were developed. Necessary and sufficient criteria for the rapid distinguishing between the ice — phase (H_2O) and saline phase NaCl, KCl, $CaCl_2$ etc. are established. Four types of solutions are separated as a function of phase composition as well as methods of their investigation.

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Т. 4. Изд-во СО АН СССР, 1966.

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, 81, вып. 2.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Т. 1. Изд-во «Наука», 1965.

Долгов Ю. А., Райхер Л. Д. Автоматический термозвукорегистратор.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.

Долгов Ю. А., Серебренников А. И. Техника и результаты термобарических исследований температур по включениям растворов.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по геотермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Состав газов индивидуальных включений различных минералов.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по геотермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Исследование состава индивидуальных газовых включений.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1966, **4**.

Доломанова Е. И., Лидер В. В., Рожанский В. Н., Элинсон М. М. Состав некоторых газово-жидких включений в морионе по данным точечного и газового анализов.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по гетермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. ун-та, 1950.

Ермаков Н. П., Громов А. В. Применение и обоснование декрептометрической съемки при поисках слепых рудных тел и математическая обработка ее результатов.— Тезисы докладов на II Всес. совещании по геотермобарометрии, Новосибирск, 1965.

Калюжный В. А. К изучению состава минералов-узников многофазовых включений.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 9.

Калюжный В. А. Методи вивчення богатофазовых включень у мінералах. Київ, Вид. АН Укр. РСР, 1960.

Леммлейн Г. Ш., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащем кристаллики галита и сильвина.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, **84**, № 1.

Маслова И. Н. Ультрамикрохимическое исследование состава жидкой и газовой фаз двухфазовых включений кварцев Волыни.— Геохимия, 1961, № 2.

Мельников Ф. П. Предварительные результаты криометрических исследований минералообразующих растворов во включениях.— В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Т. 1. Изд-во «Наука», 1965.

Равич М. И., Боровая Ф. Е. К вопросу об исследованиях водных растворов при повышенных температурах.— Изв. СФХА АН СССР, 1950, **20**.

Сирота Н. Н. Состояние и проблемы теории кристаллизации.— В кн. «Кристаллизация и фазовые переходы». Минск, 1962.

Справочник по растворимости солевых систем. Т. I. Госхимиздат, 1950.

Стырикович М. А., Хайбуллин И. Х. Диаграммы фазовых равновесий систем: $NaCl—H_2O$, $Na_2SO_4—H_2O$, $CaSO_4—H_2O$, $SiO_2—H_2O$.— Докл. АН СССР, 1956, **109**.

Roedder E. Studies of fluid inclusions.— Econ. Geol., 1963, 58, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

I. ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

У. Г. ЭРНСТ.

Распределение элементов в тектонических включениях голубых сланцев из серпентинитов в Калифорнийских Береговых хребтах и дискуссия о тектонике голубых сланцев. 5
Перевод Н. Л. Добрецова.

В. П. Де РОВЕР.

Некоторые проблемы образования глаукофана и лавсонита. 24
Перевод Н. Л. Добрецова, К. Б. Кепежинскаса, В. В. Ревердатто.

Р. Г. КОУЛМЕН, Дж. Р. КЛАРК.

Пироксены в голубосланцевой фации Калифорнии. 41
Перевод Н. Л. Добрецова.

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, Н. В. СОБОЛЕВ.

Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. 54

Н. БАКУН-ЧУБАРОВА.

Гранаты из эклогитов Снежницких гор (Восточные Судеты). 77

С. И. НАБОКО.

Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации. 88

К. Б. КЕПЕЖИНСКАС, Г. Н. АНОШИН, В. Г. ЦИМБАЛИСТ.

Химизм пород фации дистеновых сланцев и распределение в них золота (на примере участка рек Большой и Малый Ходакан, Витимо-Патомское нагорье). 98

М. Ю. ФИШКИН.

Метасоматические процессы в вулканогенных породах Закарпатья и их роль в рудообразовании. 108

II. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ

А. С. ПОВАРЕННЫХ.

Кристаллохимическая роль титана, циркония и урана в силикатах. 124

В. А. КИРКИНСКИЙ.

Метастабильные твердые растворы. 141

В. Ф. БРЭДЛИ.

Дискуссионные аспекты кристаллохимии слоистых силикатов. 152
Перевод В. А. Киринского.

И. КОСТОВ.
Габитусы и генезис полиморфных модификаций Al_2SiO_5. 157

И. И. ШАФРАНОВСКИЙ, В. А. МОКИЕВСКИЙ, В. В. ГОТОВЦЕВ, В. Д. КОЛОМЕНСКИЙ.
К вопросу о кристалломорфологии алмаза. 161

Е. КУРОДА, И. МАЦУХИСА.
О кристаллической структуре оливина.
Перевод В. В. Велинского. 169

В. П. КОСТЮК, Л. И. ПАНИНА, Э. С. ГУЛЕЦКАЯ.
Минералогия высококалиевых щелочных пород сложного Сыннырского плутона (Северное Прибайкалье). 181

Ю. Н. КОЛЕСНИК, Д. К. АРХИПЕНКО, Э. С. ГУЛЕЦКАЯ, П. Д. ШАРУДО.
Особенности биотитов из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций. 198

А. МИАШИРО.
Апатит и алланит, ассоциирующие с включениями ксенолитов в гранитных породах.
Перевод Р. Ф. Журавель. 209

Р. А. ХАУИ.
Несколько замечаний об аксините и турмалине из юго-западной Англии.
Перевод К. Б. Кепежинскаса. 211

Н. С. ВАРТАНОВА, И. В. ЗАВЬЯЛОВА, В. И. СИМОНОВА.
Элементы-примеси акцессорного магнетита из гранитоидов Восточного Забайкалья 216

Е. В. СОБОЛЕВ, С. В. ЛЕНСКАЯ, В. И. ЛИСОИВАН, Н. Д. САМСОНЕНКО.
О состоянии примеси азота в алмазах. 223

III. МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ РАСТВОРЫ И ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Н. П. ЕРМАКОВ.
Стадийность рудообразования, изменений пород и явление березитизации (по газово-жидким включениям в минералах). 229

Т. Ю. БАЗАРОВА, В. П. КОСТЮК.
Обзор результатов изучения условий образования некоторых щелочных пород складчатых зон Сибири (по данным минералотермометрии). 235

Э. РЕДДЕР.
Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков о-ва Вознесения и их петрологическое значение. 247

И. Т. БАКУМЕНКО.
Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. 259

Ю. А. ДОЛГОВ.
Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. 272

Л. Ш. БАЗАРОВ, И. В. МОТОРИНА.
Изучение включений в минералах методом замораживания. 282

CONTENTS

I. PETROLOGY OF METAMORPHIC AND METASOMATIC ROCKS

W. G. ERNST.
Element partitioning in blueschist tectonic inclusions from serpentinites, California Coast Ranges and a discussion of blueschist tectonic. 5

W. P. DE ROEVER.
Some problems concerning the origin of glaucophane and lawsonite.

R. G. COLEMAN, J. R. CLARK.
Pyroxenes in the blueschist facies of California. 41

N. L. DOBRETSOV, N. V. SOBOLEV.
Eclogites in metamorphic complexes of Kazakhstan, Tyan-Shan, Southern Ural and their genesis. 54

N. BAKUN-CHUBAROVA.
The garnets from eclogites of Sneznik Mountains. 77

S. I. NABOKO.
Physico-chemical conditions of hydrothermal feldspatisation and albitization. 88

K. B. KEPEZHINSKAS, G. N. ANOSHIN, V. G. TSIMBALIST.
Chemical composition of rocks of kyanite schist facies and distribution of gold in them (on the example of Khodakan river, Vitim-Patom Upland). 98

M. YU. FISHKIN.
Metasomatic processes in volcanic rocks of Transkarpathian and their role in ore formation. 108

II. GENETIC MINERALOGY AND CRYSTALLOCHEMISTRY

A. S. POVARENNYKH.
Crystallochemical role of titanium, zirconium and uranium in silicates. 124

V. A. KIRKINSKII.
The metastable solid solutions. 141

W. F. BRADLEY.
Discussional aspects of the layered silicates crystallochemistry. 152

I. KOSTOV.
Habit types and genesis of the polymorphic modifications of Al_2SiO_5. 157

I. I. SHAFRANOVSKII, V. A. MOKIEVSKII, V. V. GOTOVTSEV, V. D. KOLOMENSKII.
To the probletm of the diamond crystallomorphology. 161

Y. KURODA, Y. MAZUCHISA.
On crystal structure of olivine. 169

V. P. KOSTYUK, L. I. PANINA, E. S. GULETSKAYA.
The mineralogy of high potassic alkaline rocks of Synnirskii pluton (Northern Near-Baikal). 181

YU. A. KOLESNIK, D. K. ARKHIPENKO, E. S. GULETSKAYA, P. D. SHARUDO.
The specific features of biotites from corundum plagioclasites and adjacent assemblages. 198

A. MIYASHIRO.
Apatite and allanite associated with xenolitic inclusions in granitic rocks. 209

R. A. HOWIE.
Some notes on axinite and tourmaline from South-West England. 211

N. S. VARTANOVA, I. V. ZAVYALOVA, V. I. SIMONOVA.
Minor elements in the accessory magnetite of the East Transbaikalian granites. 216

E. V. SOBOLEV, S. V. LENSKAYA, V. I. LISSOYVAN, N. D. SAMSONENKO.
The nitrogen centers in diamonds. 223

III. MINERAL-FORMING SOLUTIONS AND INCLUSIONS IN MINERALS

N. P. ERMAKOV.
The stages of ore formation, rock alterarion and beresitisation phenomenon (examplified by gas-liquid inclusions in the minerals). 225

T. YU. BAZAROVA, V. P. KOSTYUK.
A review of the results of the study of conditions of some alkaline rocks formation in Siberian folded areas. 239

E. ROEDDER.
Laboratory study on the rocks inclusions in granitic blocks of Ascension Island and their petrologic interpretation. 247

I. T. BAKUMENKO.
The study of crystallized and glassy inclusions in magmatic minerals. 259

YU. A. DOLGOV.
Inclusions in the metamorphic rocks minerals as indicated by conditions of metamorphism. 272

L. SH. BAZAROV, I. V. MOTORINA.
The study of inclusions in minerals by the method of freezing. 282

УДК 550.42 : 552.43/794/+551.24 : 552.43

Распределение элементов в тектонических включениях голубых сланцев из серпентинов в Калифорнийских Береговых хребтах и дискуссия о тектонике голубых сланцев. Эрнст У. Г. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Предлагается тектоническая модель, связывающая локализацию голубых сланцев с быстрым погружением и заполнением энсиматического «рва» в зоне, пограничной по отношению к континенту. Как следствие этой модели рассматривается надвигание континентальной плиты на океаническую кору, приводящее к увеличению мощности и деформациям эвгеосинклинальных призм, погружению изотерм и подъему давлений до величин, отвечающих условиям метаморфизма голубых сланцев. Возникающие зоны нарушений открывают доступ флюидам и облегчают подъем гидратизированного материала мантии сквозь земную кору; такие гипербазиты содержат тектонические включения пород как фундамента, так и энсиматического рва.

Представлены химические анализы сосуществующих глаукофанов, белых слюд, хлоритов, актинолитов и арагонитов из пяти включений глаукофановых сланцев в серпентинитах. Привлечены также данные по шести подобным образцам из работы Ли и др. (Lee et al., 1966). Распределение элементов обнаруживает систематические закономерности, но разброс значителен, что свидетельствует о перекристаллизации включений в различных условиях. Выведенные константы равновесия показывают, что температуры, господствующие при метаморфизме глаукофановых сланцев на западном Сикоку, выше, чем при перекристаллизации тектонических блоков Калифорнийских Береговых хребтов. Табл. 8. Библ. 75 назв. Илл. 6.

УДК 549.643.3+549.619+552.43

Некоторые проблемы образования глаукофана и лавсонита. Де Ровер В. П. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Имеющиеся экспериментальные и рентгенометрические данные свидетельствуют о том, что для формирования природного железосодержащего глаукофана, как и лавсонита, требуются значительные давления. Эти минералы не образуются при простом погружении осадков; во многих случаях они кажутся генетически связанными с внедрением масс альпинотипных гипербазитов. Присутствие синметаморфических трещин, заполненных характерными минералами фации глаукофановых сланцев, говорит о возможности существования значительных перегрузок тектонического происхождения, которые вместе с давлением нагрузки играют решающую роль в формировании глаукофана и лавсонита. Эти перегрузки имеют место на ранних стадиях движений в геосинклинальном обрамлении, а также в связи с надвигами. В случае регионального распространения глаукофана и лавсонита эти минералы более или менее ограничены отдельными зонами сильных перегрузок. Библ. 93 назв.

УДК 549.642 : 552.43/794/

Пироксены в голубосланцевой фации Калифорнии. Коулмен Р. Г., Кларк Дж. Р. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Метаморфизм голубых сланцев францисканской формации в Калифорнии сопровождается образованием пироксенов, специфических для каждого из типов материнских пород. Чистый жадеит ограничивается метасоматическими лейкократовыми массами в серпентинитах. Жадеитовый пироксен (70—90% жадеита) сосуществует с кварцем в граувакках, а омфацит наряду с эгириновым пироксеном присутствует в метабазальтах. Кремнистые породы характеризуются эгириновым пироксеном и не содержат ни жадеита, ни омфацита.

Химические, оптические и рентгенометрические параметры пироксенов перечисленных пород показывают сильную вариацию, связанную с составом пород. Жадеитовые пироксены имеют пространственную группу симметрии $2C/c$, тогда как присутствие слабых рефлексов в омфацитах несовместимо с этой группой; обработка структурных данных показывает, что они соответствуют пространственной группе симметрии $P2$. Табл. 4. Библ. 46 назв. Илл. 3.

УДК 550.48/574+235.216+471.503/

Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Изложены новые данные об эклогитах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала, а также впервые описаны находки эклогитов среди пород актюзской серии в Северном Тянь-Шане и в Чарском поясе в Восточном Казахстане. В ранее известных и изученных комплексах — в Кокчетавском массиве, Макбальском поднятии и максютовском комплексе Южного Урала — обнаружено много общих черт, позволяющих говорить об общности генезиса всех этих эклогитов. Все описанные эклогиты являются докембрийскими (возраст свыше 550 млн. лет) и относятся к метаморфическому основанию рифейско-палеозойских геосинклиналей. По исходному составу эклогиты соответствуют основным базальтовым породам. Приведены химические анализы пород, пироксенов и гранатов. Предложен механизм образования эклогитов при непосредственном внедрении базальтовой магмы под высоким давлением в глубоко погруженные части геосинклинального трога. Табл. 2. Библ. 38 назв. Илл. 7.

УДК 549.621.9 : 552.48/438/

Гранаты из эклогитов Снежницких гор (Восточные Судеты). Бакун-Чубарова Н. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Исследовались 32 образца гранатов из эклогитов массива Снежник. Выполнены силикатные анализы, определены концентрации рассеянных элементов группы железа, а также показатели преломления. Среди гранатов собственно эклогитов (без плагиоклаза) выделяются четыре группы: 1 — альмандин-пироповые — с самой малой железистостью и низким содержанием кальциевого компонента, из эклогитов типа Д; 2 — гроссуляр-альмандин-пироповые — с более высоким содержанием кальциевого компонента и преобладанием пиропа над альмандином, из эклогитов типа С; 3 — гроссуляр-пироп-альмандиновые — с преобладанием альмандина над пиропом, из эклогитов типа А, В, С; 4—пироп-гроссуляр-альмандиновые— с са-

мым малым участием пиропа, с максимальной железистостью и содержанием кальциевого компонента, из эклогитов типа Е.

Гранаты из пород эклогит-каринтиновой серии принадлежат к группе гроссуляр-пиропальмандиновых. Гранат из пород эклогит-гранулитовой серии характеризуется максимальным участием кальциевого компонента и большой железистостью. Эклогиты типа Д и Е могли, вероятно, образоваться за счет основных изверженных пород. Гранаты типа Д отличаются наибольшим содержанием рассеянных элементов группы железа: хрома, никеля и кобальта, а типа Е — очень малым содержанием хрома и большим — ванадия и титана. В генетической группе эклогитов, располагающихся среди гнейсов и мигматитов, роль геохимических индикаторов, подтверждающих их осадочный генезис, могут сыграть большая железистость (45%), повышенное содержание кальциевого компонента (20%) и марганца, а также малые количества хрома, кобальта и никеля. Табл. 4. Библ. 16 назв. Илл. 1.

УДК 553.065.5

Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации. Набоко С. И. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Рассматриваются условия развития адуляра и альбита в современных гидротермальных системах. Зона развития адуляра и альбита по разрезу располагается ниже зоны цеолитизации, причем альбитизация обычно глубже адуляризации. Адуляр и альбит, как правило, замещают первичный плагиоклаз и ассоциируют с цеолитами (ломонтитом, вайракитом) или кальцитом и кварцем; в верхней части зоны адуляризация сопровождается выщелачиванием. Для этих процессов характерен привнос в породы калия при одновременном выносе натрия или сохранении первичного содержания натрия. При этом адуляризация происходит под воздействием щелочных растворов (pH 9—10), а альбитизация — слабокислых (pH ~6), в обоих случаях натрий в растворах в десятки раз преобладает над калием. Полученные данные сопоставляются с условиями адуляризации и альбитизации в древних формациях, в частности на Береговском месторождении в Закарпатье. Табл. 4. Библ. 10 назв.

УДК 550.42 : 552.43+553.411(571.5)

Химизм пород фации дистеновых сланцев и распределение в них золота (на примере участка рек Большой и Малый Ходокан, Витимо-Патомское нагорье). Кепежинскас К. Б., Аношин Г. Н., Цимбалист В. Г. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Приводятся новые данные по химизму и содержанию золота в породах фации дистеновых сланцев, расположенных в выступах древнепротерозойского фундамента Ленского золотоносного района. Сравнение химизма метаморфических образований и предполагаемых исходных пород, проведенное методом математической статистики, указывает на изохимический характер метаморфизма прогрессивной и ретроградной (в незначительных масштабах) стадий. С использованием около 100 спектрохимических анализов золота показано, что изохимический характер метаморфизма в породах р. Ходокан проявлен не только в отношении главных породообразующих окислов, но также и в отношении поведения золота. Можно предположить, что в процессе метаморфизма произошло лишь перераспределение золота. Наиболее высокие концентрации золота наблюдаются в метадиабазах, где имеются содержания золота порядка 10^{-5}, в гранитоидах чуйско-кодарского комплекса и жильных образованиях, связанных как с этим комплексом, так и с метаморфическими толщами, что указывает на возможную генетическую связь первичного золота с магматизмом кислого и основного состава. Табл. 4. Библ. 18 назв.

УДК 553.065(477.8)

Метасоматические процессы в вулканогенных породах Закарпатья и их роль в рудообразовании. Фишкин М. Ю. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Характерными особенностями формирования и пространственного размещения золото-полиметаллических, баритовых, ртутных, каолиновых и алунитовых месторождений Закарпатья является исключительно широкое проявление процессов околорудного метасоматизма. Устанавливается четкая зональность метасоматоза и оруденения, выраженная в смене с глубиной алунитового, каолинового и баритового оруденения полиметаллическим (Берегово-Беганьский район), а ртутного — ртутно-полиметаллическим и полиметаллическим (Вышково). Формирование золото-полиметаллических месторождений Закарпатья, а также внутренних Карпат сопровождалось интенсивной адуляризацией и пропилитизацией трансильванского типа, сменяющихся кверху сернокислотным выщелачиванием, где образован комплекс вторичных кварцитов с крупными залежами высокоглиноземного — каолинового и алунитового сырья и где сформировались месторождения баритовых руд (Берегово-Беганьский район). Ртутное оруденение Вышково, а также Дубриничей сопровождалось аргиллизацией гранодиорит-порфиров и дацитов. Библ. 36 назв. Илл. 4.

УДК 548.3 : 549.6

Кристаллохимическая роль титана, циркония и урана в силикатах. Поваренных А. С. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Рассматривается кристаллохимическая роль Ti, Zr и U в силикатах в связи с позицией этих атомов в различных структурах последних и относительной прочностью связей между соответствующими полиэдрами. Атомы Ti, Zr и U, в большинстве случаев не способные принимать четверную координацию, образуют с кислородом октаэдры. Последние могут соединяться с тетраэдрами SiO_4 в гетерогенные (т. е. состоящие из полиэдров разной координации) прочно связанные комплексы. Эти комплексы представляют собой обычно каркасные или слоистые структурные мотивы, в которых SiO_4-тетраэдры связаны вместе с TiO_6- или ZrO_6-октаэдрами или с U-полиэдрами только общими вершинами и составляют основу титано-, цирконо- и ураносиликатов. Для титано- и цирконосиликатов известны в настоящее время следующие каркасные радикалы:

1) $[Ti\,(Si_2O_7)]^{2-}\,{}^{3}_{\infty}$
(лабунцовитовый)

2) $[Ti\,(Si_3O_9)]^{2-}\,{}^{3}_{\infty}$
(бенитоитовый)

3) $[Ti\,(Si_4O_{10})\,O]\,{}^{2-3}_{\infty}$
(нарсарсукитовый)

4) $[Ti_2\,(Si_4O_{12})\,O_2]^{4-}\,{}^{3}_{\infty}$
(батиситовый)

5) $[Fe^{3+}Ti_2\,(Si_2O_7)_2\,O]^{3-}\,{}^{3}_{\infty}$
(йокинитовый)

1) $[Zr\,(Si_3O_9)]^{2-}\,{}^{3}_{\infty}$
(катаплеитовый)

2) $[Zr\,(Si_4O_{11})]^{2-}\,{}^{3}_{\infty}$
(власовитовый)

3) $[Zr\,(Si_6O_{15})]^{2-}\,{}^{3}_{\infty}$
(эльпидитовый)

4) $\{Zr\,[Si_6O_{12}\,(OH)_6]\}^{2-}\,{}^{3}_{\infty}$
(ловозеритовый)

Среди слоистых комплексов установлены пока только титаносиликатные и ураносиликатные радикалы, принципиально отличные друг от друга. В титаносиликатах сетки состоят из Ti-октаэдров и Si_2O_7 — $\sim$ групп, в ураносиликатах — из U_2O_5-полиэдров и Si-тетраэдров или Si_2O_5-слоев:

1) $\{Fe_2\,[Ti\,(Si_2O_7)]\,O\,(OH)\}^{2-}\,{}^{2}_{\infty}$
(бафертиситовый)

2) $\{Na_3Ti\,[Ti_2\,(Si_4O_{14})\,O_2\,(F,\,OH)\}^{2-}\,{}^{2}_{\infty}$
(лампрофиллитовый)

3) $\{(Mn,\,Fe)_7\,[Ti\,(Si_4O_{12})]_2\,O_2\,(OH)_6\}^{3-}\,{}^{2}_{\infty}$
(астрофиллитовый)

1) $[UO_2\,(SiO_4)]^{-}\,{}^{2}_{\infty}$
(уранофан-склодовскитовый)

2) $[(UO_2)_2\,(Si_2O_5)_3]^{2-}\,{}^{2}_{\infty}$
(хейвиттовый)

3) $[(UO_2)_3\,(Si_2O_5)_4\,(OH)_2]^{4-}\,{}^{2}_{\infty}$
(ранкилитовый)

Отрицательный заряд всех радикалов насыщается ионами щелочных (Na и K) или щелочноземельных (Ca, Sr и Ba) элементов, которые способствуют прочности связи в этих комплексных атомных постройках. Табл. 4. Библ. 33 назв. Илл. 14.

УДК 548.32

Метастабильные твердые растворы. Киркинский В. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Изоморфные смеси с концентрациями, большими, чем для равновесных условий, могут образовываться как результат быстрого изменения температуры и давления, полиморфных переходов, радиактивного распада, роста кристаллических фаз из жидких и газообразных сред и т. д. Возможность последующего сохранения метастабильных твердых растворов связана с очень медленными скоростями процессов в твердом состоянии, особенно при низких температурах. Явления образования и длительного сохранения твердых растворов имеют место в различных геологических процессах и физико-химических экспериментах. Детальные исследования этих явлений позволяют использовать их как для получения материалов с необходимыми техническими свойствами, так и для правильного понимания подобных случаев изоморфных веществ в природе. Табл. 1. Библ. 37 назв.

УДК 548.3 : 549.623

Дискуссионные аспекты кристаллохимии слоистых силикатов. Брэдли В. Ф. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. I. «Наука», 1970 г.

Дается краткий обзор вопроса с целью отразить соотношения между природой структурной постройки слоистых силикатов и принципами химии растворов, обусловливающими сложные минеральные составы. Библ. 4 назв. Илл. 2.

УДК 549.613

Габитусы и генезис полиформных модификаций Al_2SiO_5. Костов И. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Отношение $2c(a+b)$ для кристаллических решеток андалузита, силлиманита и кианита равняется, соответственно, 0,71, 0,76 и 0,75. Их структуры относятся к асиальному A^c-типу с уклоном к пластинчатым образованиям для кианита. Высокие пересыщения способствуют формированию кристаллов, более удлиненных в направлении с наименьшим параметром решетки. Повышение температуры действует в противоположном направлении и, по-видимому, служит основной причиной появления у этих минералов короткопризматических форм. Библ. 14 назв. Илл. 4.

УДК 548.44 : 549.211

К вопросу о кристалломорфологии алмаза. Шафрановский И. И., Мокиевский В. А., Готовцев В. В., Коломенский В. Д. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Плоскогранные и кривогранные алмазы описаны с помощью вершинных, реберных и гранных форм в соответствии с принятыми символами. Библ. 17 назв. Илл. 5.

УДК 548.7 : 549.621.1

О кристаллической структуре оливина. Курода Ё., Мацухиса И. «Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. «Наука», 1970 г.

Оливины с совершенной спаянностью по (100), (010) и (001) обнаруживают большую интенсивность рефлекса (020), отражающую особенности их структуры. По степени интенсивности этого рефлекса выделяется три группы: 1) оливины с совершенной спаянностью, 2) обычные оливины, 3) оливины, синтезированные при атмосферном давлении. Первичные дуниты, состоящие из оливина со спайностью, перекристаллизованы в метаморфические дуниты с обычным оливином в метаморфическом ореоле эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций или на более высоких ступенях. Оливин со спайностью, нагретый выше 1400° С при атмосферном давлении, обнаружил ослабление рефлекса (020) до обычных значений. Последующее нагревание до 1700° С вызвало дальнейшее ослабление этого рефлекса до значений, характерных для оливинов, синтезированных при атмосферном давлении. Оливины, полученные из смеси окислов при высоких давлениях и температурах (44—72 *кбар* и 1600° С), показывают типы рефлексов, отличные от всех перечисленных выше оливинов. Предполагается возможность полиморфного изменения кристаллической структуры оливинов. Табл. 5. Библ. 9 назв. Илл. 8.

УДК 549 : 552.33(571.5)

Минералогия высококалевых щелочных пород сложного Сыннырского плутона (Северное Прибайкалье). Костюк В. П., Панина Л. И., Гулецкая Э. С. «Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. «Наука», 1970 г.

Впервые для щелочного плутона приводится 25 полных химических анализов породообразующих минералов. Это позволило рассмотреть закономерности изменения парагенезисов минералов на диаграммах, построенных из предположения определяющей роли щелочей K_2O и Na_2O в процессе кристаллизации расплава. Ультракалиевый состав магмы обусловил чрезвычайно широкое развитие в щелочных породах таких минералов, как лейцит (сейчас псевдолейцит), калиевый полевой шпат (95% *Орт*) и биотит. Нефелин также отличается высоким содержанием кальсилитового минала (до 30 вес.%), что необычно для нефелина из пород интрузивной фации. Табл. 7. Библ. 17 назв. Илл. 3.

УДК 549.623.5 : 552.4

Особенности биотитов из корундовых плагиоклазитов и смежных ассоциаций. Колесник Ю. Н., Архипенко Д. К., Гулецкая Э. С., Шарудо П. Д. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Биотиты корундовых плагиоклазитов принадлежат к истонит-сидерофиллитовой серии. Биотиты десилицированных месторождений лазурита, флогопита, берилла и др. принадлежат к флогопит-аннитовой серии. Эти различия биотитов связаны с особенностями метаморфических процессов. Табл. 5. Библ. 29 назв. Илл. 8.

УДК 549.753.1 : 552.321.1

Апатит и алланит, ассоциирующие с включениями ксенолитов в гранитных породах. Миаширо А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. «Наука», 1970 г.

Апатит содержит Ca, P, F, H_2O и др. Неизвестно, какой из этих компонентов или из других факторов является главной причиной относительного обилия апатита в ксенолитах и породах, непосредственно их окружающих. Алланит также более обычен для ксенолитов и окружающих их зон, чем для основной части гранитов. В работе приводятся результаты наблюдений, подтверждающих это. Ассоциация апатита и алланита с ксенолитами может быть связана с концентрацией летучих в остаточном расплаве. Библ. 5 назв.

УДК 549.623.3(423)

Несколько замечаний об аксините и о турмалине из юго-западной Англии. Хауи Р. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Приведены новые химические анализы двух аксинитов из контактово-метасоматических пород, ассоциирующих с аплитом Мелдон, Девоншир, а также сосуществующих аксинита и турмалина из метасоматически измененного долерита вблизи Ст. Айвс, Корнуолл. Кратко рассмотрены химизм и оптические свойства аксинита. Табл. 13. Библ. 12 назв.

УДК 549.731.1 : 552.321.1(571.55)

Элементы-примеси акцессорного магнетита из гранитоидов Восточного Забайкалья. Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Симонова В. И. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

На основе количественных спектральных анализов, проведенных по специально разработанной методике, и последующей их статистической обработки рассмотрены особенности концентраций ряда элементов-примесей (Cr, V, Ni, Co, Mg, Mn, Ti, Zr, Sn, Pb) в магнетитах гранитоидов Восточного Забайкалья. Сделаны выводы о зависимости средних содержаний и дисперсий элементов-примесей в магнетитах от основности пород, об «унаследованности» состава магнетитов древних гранитов молодыми и об ограниченной возможности использования элементов-примесей в магнетитах для генетического расчленения гранитоидов Восточного Забайкалья. Табл. 3. Библ. 7 назв.

УДК 548.74 : 549.211

О состоянии примесного азота в алмазах. Соболев Е. В., Ленская С. В., Лисойван В. И., Самсоненко Н. Д. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Изучены ИК- и УФ-спектры поглощения, спектры ЭПР и рентгеновские свойства нескольких сот кристаллов природных алмазов из месторождений Якутии и Урала. Показано, что

примесный азот в природных алмазах присутствует одновременно в нескольких формах: а) одиночные парамагнитные центры, б) простые ассоциации, предположительного типа II, представляющие собой основную форму азота в природных алмазах, в) сложные ассоциации, имеющие вид пластинок, параллельных граням куба. Для большинства бесцветных алмазов отношение числа парамагнитных центров к общему содержанию азота является постоянной величиной $2 \cdot 10^{-5}$. По отклонению от этой величины можно судить об изменении условий образования. Для искусственных алмазов преобладающей формой вхождения азота является одиночный центр; появление ассоциаций не регистрируется. Лимонно-желтая оболочка зональных алмазов занимает промежуточное положение между бесцветными природными и искусственными алмазами: повышение числа одиночных центров и отсутствие «пластинчатых» ассоциаций, простые ассоциации остаются главной формой. Распределение азотных центров у алмазов из эклогитового ксенолита такое же, как у большинства алмазов кимберлитовых пород. Библ. 48 назв. Илл. 3.

УДК 553.245+553.065.5

Стадийность рудообразования, изменений пород и явление березитизации (по газово-жидким включениям в минералах). Ермаков Н. П. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Так же как и для многостадийного процесса эндогенного рудообразования, для вмещающих пород различаются синхронные оруденению периоды, этапы, стадии и ступени пневматолито-гидротермальных преобразований. Они выявляются лишь с помощью тщательного геолого-минералогического изучения и сопоставления рудных парагенезисов и измененных пород и параллельного термометрического исследования газово-жидких включений рудо- и минералообразующих растворов.

Этими методами различаются и доказываются отношения конкретных метасоматических изменений пород к определенным этапам и стадиям процесса оруденения. Наиболее интенсивные и характерные околорудные изменения часто относятся к дорудным стадиям процесса, а наиболее широкое площадное их развитие связано с нерудоносным пневматолитовым пропариванием пород.

Березитизация — комплексный, в основном дорудный процесс; она включает последовательно альбитизацию, силификацию, турмалинизацию, серицитизацию и пиритизацию пород, из которых только последняя, вместе с поздним окремнением и карбонатизацией, синхронна образованию низкотемпературных гидротермальных золотоносных жил на Березовском и на ряде других месторождений. Библ. 6 назв. Илл. 1.

УДК 552.33(57)+553.245

Обзор результатов изучения условий образования некоторых щелочных пород складчатых зон Сибири (по данным минералотермометрии). Базарова Т. Ю., Костюк В. П. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Кратко рассмотрены геологическое положение и состав палеозойских (реже мезозойских) щелочных пород, развитых в древних складчатых зонах Сибири, в Кузнецком Алатау и Минусинской котловине, в Туве, Восточном Саяне и Прибайкалье. Данные массовых определений температур гомогенизации газово-жидких включений в нефелине и других породообразующих минералах (850—900° С и выше), а также давлений, определяемых по плотности и составу растворов в высокотемпературных включениях в нефелинах ряда щелочных массивов (1350—1470 *атм*), позволяют считать, что эти параметры отражают условия кристаллизации минералов из магматических расплавов. Наряду с этим для нефелина некоторых щелочных массивов (Кузнецкий Алатау) были получены температуры гомогенизации не выше 400—420° С. Поэтому возникает предположение о значительном влиянии процессов метасоматоза на формирование таких пород. В составе летучих компонентов во включениях среди катионов Na (8—13 вес.%) заметно преобладает над K, Ca, Si, Al и др. Среди анионов C (3,40—6,40 вес.%) преобладает над HCO_3, SO_4 и F. В газовой фазе первичных включений CO_2 принадлежит 75—97 объемн.%; остальное — азоту и редким газам. Табл. 2. Библ. 47 назв.

УДК 552.322(69)+553.245

Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков о-ва Вознесения и их петрологическое значение. Реддер Э. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

В гранитных блоках из трахитовых брекчий кварц и полевой шпат содержат большое количество разных включений. Среди них по составу выделяются три главных типа: I, II и III, являющихся, по-видимому, результатом захвата на глубине трех несмешивающихся индивидуально гомогенных фаз: силикатного расплава, плотного водносолевого раствора с 50—70 вес.% NaCl и богатого водой пара, содержащего CO_2. Кроме того, имеются много включений смешанного типа I—II, подтверждающих существование на глубине обособленных капелек водносолевого флюида в силикатном расплаве, из которого формировался гранит. Эксперименты по гомогенизации и девитрификации включений показывают, что гранитные блоки в момент эруптивного выброса были горячими и что имеются некоторые пределы скорости их охлаждения. При изучении включений затронуты также проблемы значимости декрепитационного метода, давления при кристаллизации гранитов, изменения формы включений после захвата, возможности утечки для включений в природе. Библ. 8 назв. Илл. 6.

УДК 552.313+553.245

Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. Бакуменко И. Т. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Рассматриваются возможности визуальных наблюдений и экспериментов с обычными и комбинированными включениями расплавов. По экспериментальным данным, температуры гомогенизации таких включений в кварце, плагиоклазе, пироксене, оливине, нефелине, лейците всегда превышают 1100° С, что свидетельствует об относительной сухости магм. Просмотр многочисленных включений показал, что гипотеза о дифференциации магм путем ликвации на два силикатных расплава не подтверждается. Обсуждаются методические аспекты определения давлений и химизма процессов магматического минералообразования. В частности, анализы состава магматических газов из индивидуальных включений показали абсолютное преобладание CO_2 и азота+редких газов (помимо воды). Табл. 2. Библ. 46 назв.

УДК 552.4+553.245

Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. Долгов Ю. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Использование микроскопов с высокой разрешающей способностью сделало возможным обнаружение включений в минералах метаморфического генезиса. Эти включения представляют собой плотные жидкости (водносолевой раствор или углекислота). Найдены также включения, состоящие из двух несмешивающихся жидкостей (водносолевой раствор и CO_2) и содержащие твердые фазы. Характерной особенностью таких включений является отсутствие газовых пузырьков. Для включений в дистене с помощью криометрического метода была определена плотность углекислоты. Полученные значения находятся в хорошем соответствии с температурами и давлениями, характеризующими альмандин-амфиболитовую фацию метаморфизма. Аналогичным образом исследованы берилл, силлиманит, андалузит и кварц. Новый тип включений и предлагаемая методика могут быть использованы для оценки условий образования метаморфических пород и метаморфогенных месторождений. Табл. 4. Библ. 21 назв. Илл. 1.

УДК 553.245

Изучение включений в минералах методом замораживания. Базаров Л. Ш., Моторина И. В. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. II. «Наука», 1970 г.

Изучение поведения различных твердых фаз в искусственных и природных препаратах при минусовых температурах позволило использовать метод замораживания для диагностики солевого состава индивидуальных двух- и многофазовых (твердые фазы+жидкость+газ) включений. Метод представляется исключительно удобным для отличия во включениях (без вскрытия) твердых фаз NaCl и KCl. Библ. 20 назв. Илл. 2.

Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР

Редактор *С. П. Кориковский*
Художник *К. М. Егоров*
Технические редакторы *Ф. М. Хечох, Ю. В. Рылина*

Сдано в набор 24/VII 1969 г. Подписано к печати 6/IV 1970 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Бумага № 2
Усл. печ. л. 26,95. Уч.-изд. л. 25,7 Тираж 2000 экз.
Тип. зак. 5775 Т-05167. Цена 2 р. 76 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

4158

А. А. Борисов, Г. И. Круглякова, Н. П. Лопатина

Геолого-геофизические результаты анализа пространственной структуры аномального магнитного поля территории СССР и сопредельных территорий (см. стр. 55)

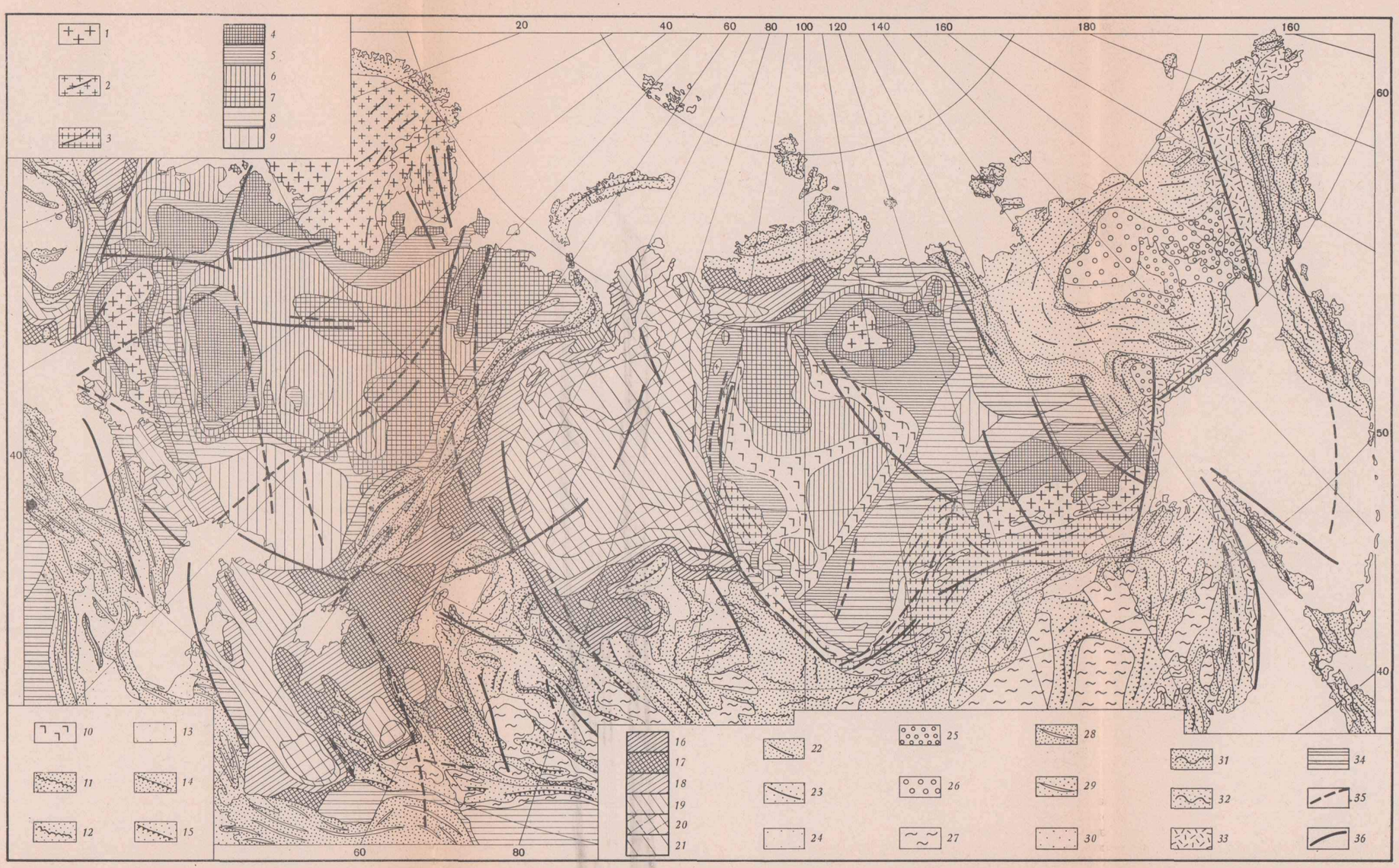


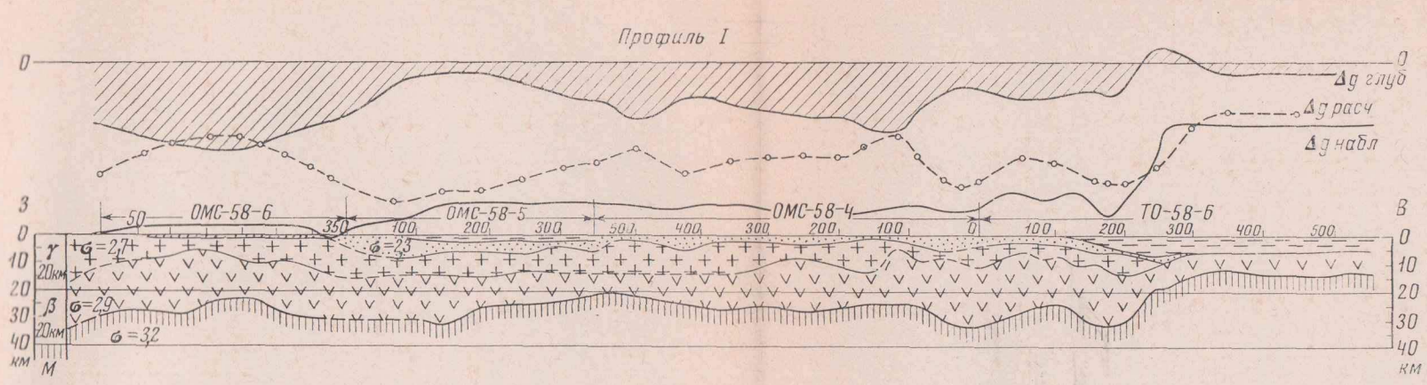
Рис. 3. Тектоническая карта СССР и сопредельных территорий (под ред. Н. С. Шатского, схематизированная Д. А. Туголесовым) в сопоставлении с осями магнитных аномальных систем (по А. А. Борисову и др.)

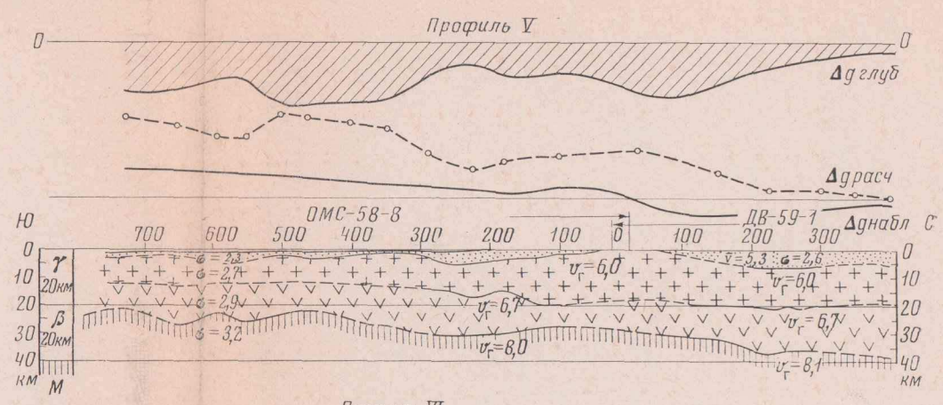
1—3 — докембрийская складчатость древних платформ (*1* — архейская; *2* — протерозойская; *3* — рифейская); *4—9* — платформенный чехол древних платформ (для Русской платформы глубины докембрийского основания: *4* — выше — 500 *м*; *5* — от — 500 до —1000 *м*; *6* — от — 1000 до —2000 *м*; *7* — от —2000 до — 3000 *м*; *8* — от — 3000 до —4000 *м*; *9* — ниже —4000 *м*; для Сибирской и Аравийской платформ и Таримского массива: *4* — нижнепалеозойский чехол менее 1000 *м*; *5* — то же, более 1000 *м*; *6* — средне-, верхнепалеозойский и нижнемезозойский чехол мощностью менее 1000 *м*; *7* — то же, более 1000 *м*; *8* — мезозойский чехол мощностью менее 1500 *м*; *9* — то же, более1500 *м*); *10* — трапы Сибирской платформы; *11—15* — палеозойская складчатость (*11* — нижний структурный ярус каледонской складчатости; *12* — верхний структурный ярус каледонской складчатости; *13* — внутренние впадины на каледонском складчатом основании; *14* — нижний структурный ярус герцинской складчатости; *15* — верхний структурный ярус герцинской складчатости); *16—21* — мезокайнозойский платформенный чехол на палеозойском складчатом основании (глубины складчатого основания: *16* — выше 0 *м*; *17* —от 0 до — 1000 *м*; 18 — от —1000 до —2000 *м*; 19 — от —2000 до —3000 *м*; *20* — от —3000 до —4000 *м*; *21* — ниже —4000 *м*); *22—26* — мезозойская складчатость Тихоокеанского пояса (*22* — нижний структурный ярус; *23* — верхний структурный ярус; *24* — внутренние впадины; *25* — срединные массивы, выходы докембрия и палеозоя; *26* — срединные массивы — мезозойский чехол); *27* — впадины Центральной Азии и Сибири, заполненные мезозойскими и кайнозойскими образованиями; *28—30* — кайнозойская альпийская складчатость (28 — нижний структурный ярус; *29* — верхний структурный ярус; *30* — внутренние впадины) *31—33* — кайнозойская складчатость Тихоокеанского пояса (*31* — нижний структурный ярус; *32* — верхний структурный ярус; *33* — вулканический комплекс окраинной зоны кайнозойской складчатости); *34* — краевые прогибы всех складчатых систем. Линии внутри контуров складчатых областей обозначают простирание складчатости; *35* — оси систем минимумов ΔT_a; *36* — оси систем максимумов ΔT_a

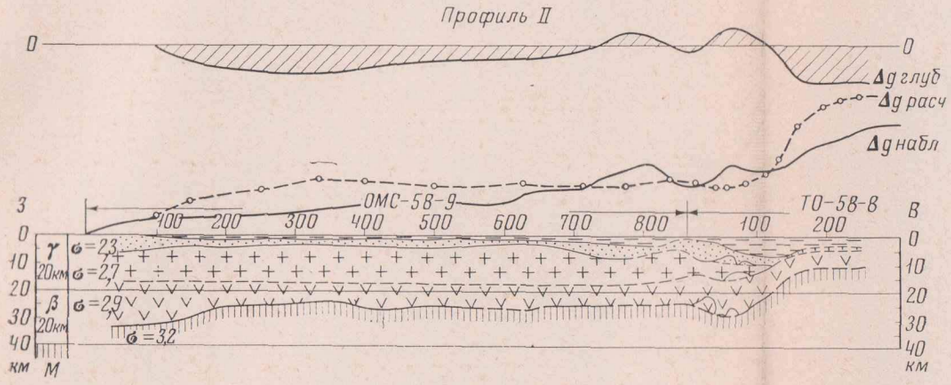
Методика и результаты

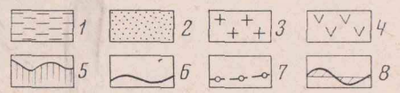
А. А. Бориссв, Г. И. Кругляксва, Н. П. Лопатина

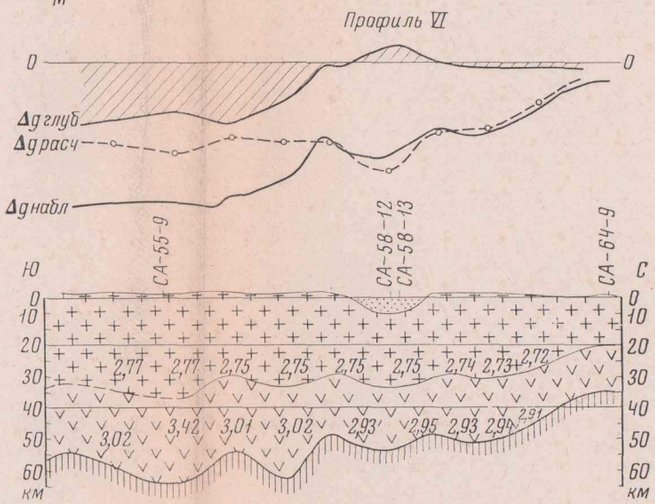
Геолого-геофизические результаты анализа пространственной структуры аномального магнитного поля территории СССР (см. стр. 60)

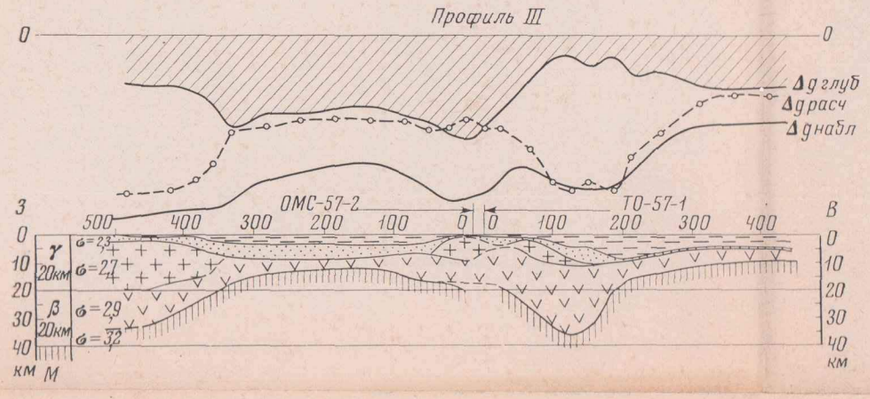


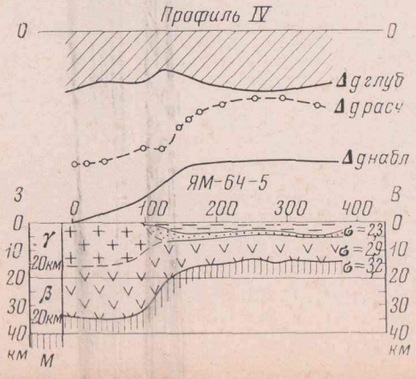












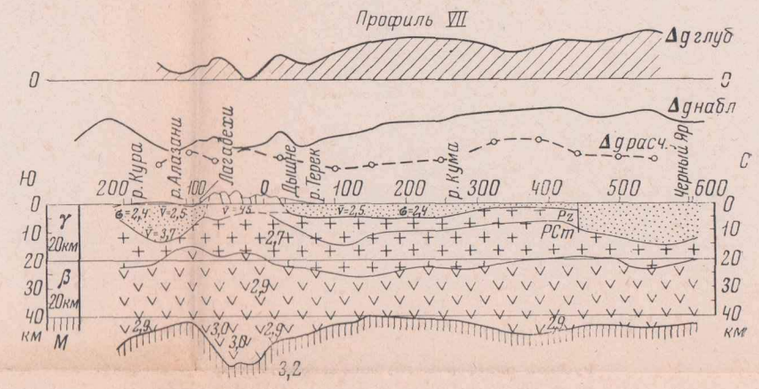


Рис. 5. Разрезы земной коры и глубинные аномалии силы тяжести. Составила Н. П. Лопатина в 1968 г.

1 — вода; слои земной коры: *2* — осадочный, *3* — «гранитный», *4* — «базальтовый»; *5* — поверхность Мохоровичича; графики аномалий силы тяжести: *6* — наблюденных, *7* — расчетных, *8* — глубинных. Расположение профилей см. на рис. 4.

4158

Б. А. Хрычев

Некоторые результаты изучения скоростной характеристики земной коры по профилю ГСЗ Темиртау-Куйбышев (см. стр. 179)

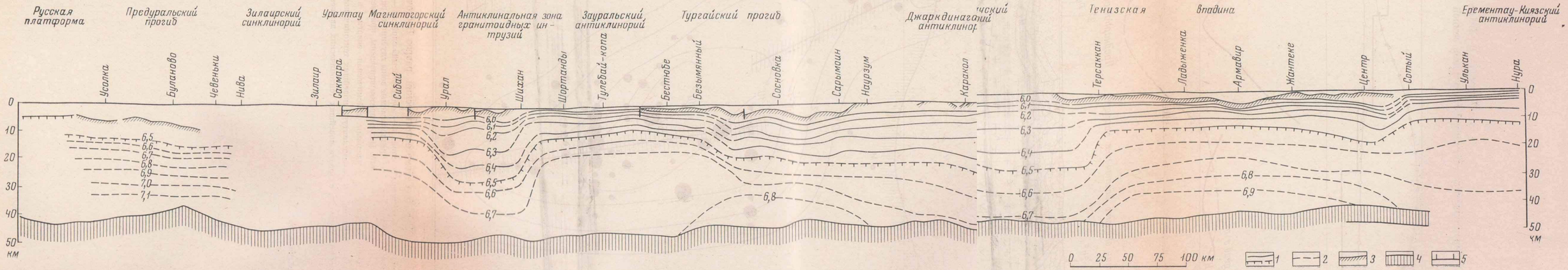


Рис. 4. Разрез линий равных скоростей по профилю Темиртау — Куйбышев

1 — ЛРС по рефрагированным волнам; *2* — ЛРС по отраженным волнам; *3* — поверхность фундамента; *4* — поверхность М Мохоровичича; *5* — пункты взрыва

Характеристика сейсмогенных разломов земной коры (см. стр. 188)

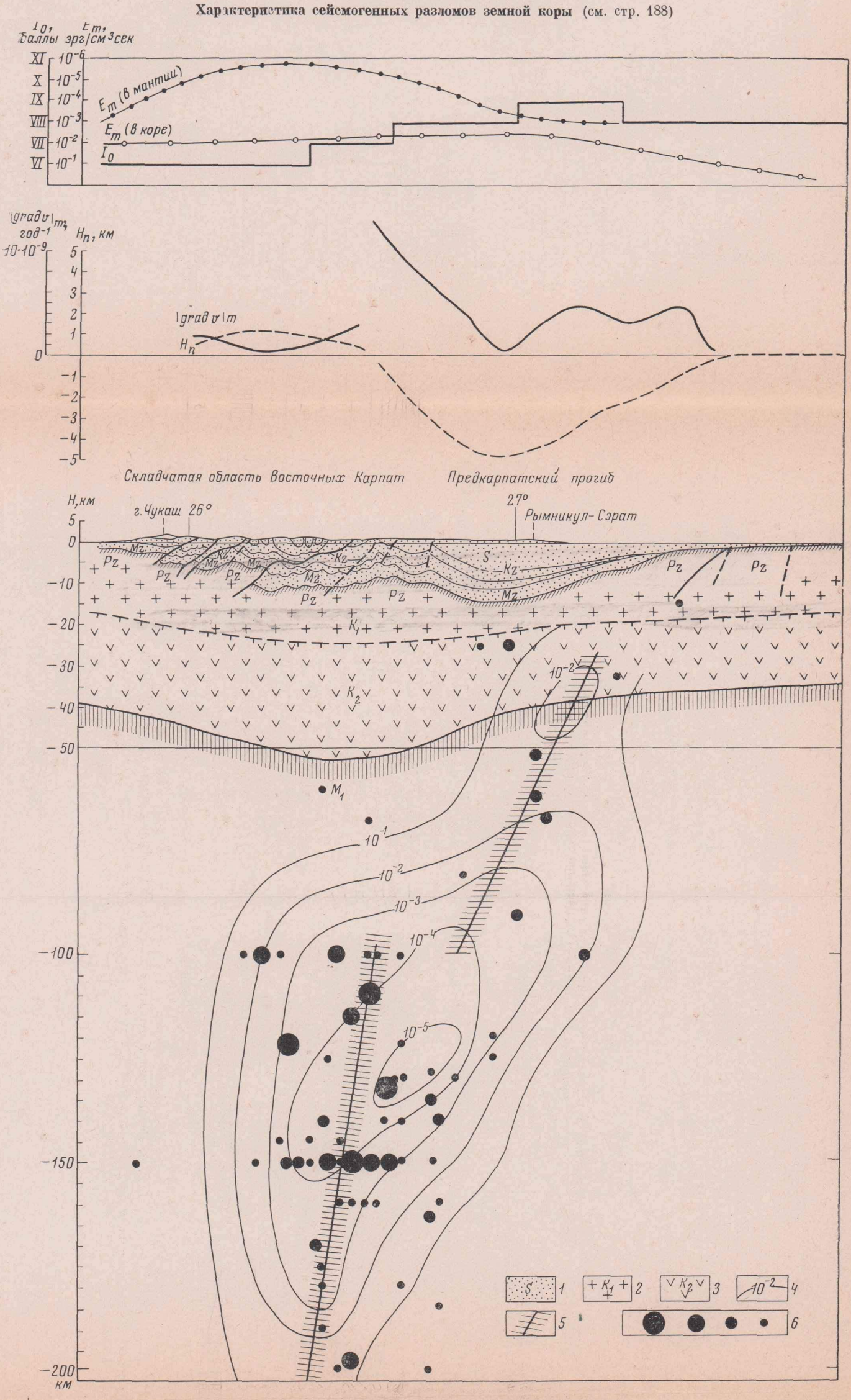


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез Восточных Карпат

1 — осадочный слой; *2* — «гранитный» слой; *3* — «базальтовый» слой; *4* — изоэнергетические линии фокальной зоны района Вранча (в *эрг/см³·сек*); *5* — предполагаемые зоны глубинных разломов; *6* — гипоцентры землетрясений. Над разрезом приведены кривые:

I_0 — балльность землетрясений; E_m — удельная сейсмическая энергия, в *эрг/см³·сек*, высчитанная раздельно для очагов в коре и в мантии; H_n — амплитуда новейших тектонических движений; $|\,\mathrm{grad}\ v\,|_m$ — абсолютные величины градиента скорости новейших тектонических движений, в единицах $n \cdot 10^{-9}$ *год*$^{-1}$

Методика и результаты

Е. В. Кочергин, М. Л Красный, О. А. Соловьев, И. К. Туезов

Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона (см. стр. 105)

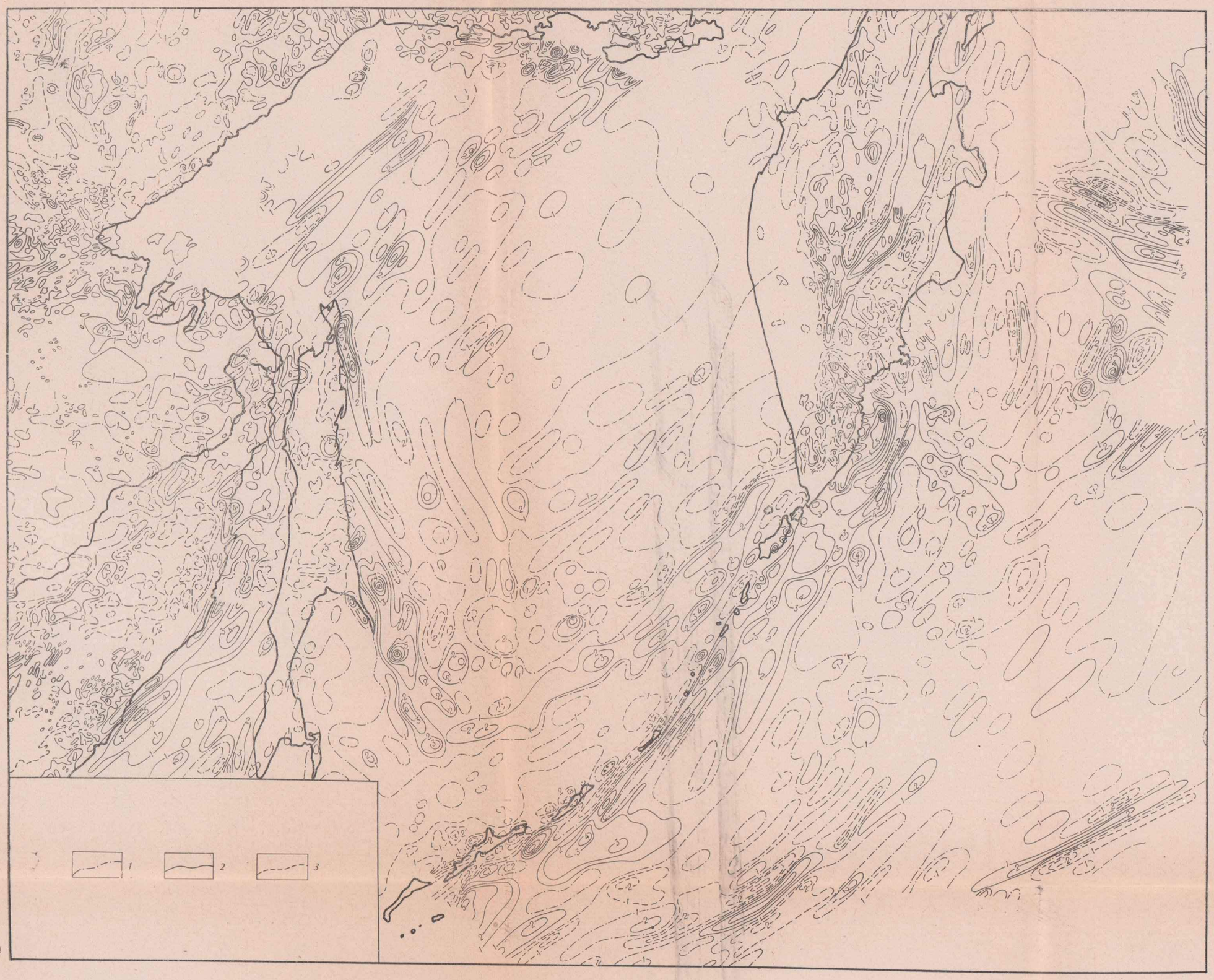


Рис. 1. Карта изолиний ΔT_a. Масштаб 1 : 2 500 000. Составил О. Н. Соловьев в 1962 г.

1 — нулевая изодинама ;*2* — изодинама положительных значений ΔT_a в миллиэрстедах; *3* — отрицательных

Методика и результаты