

С. В. МЕЛЬГУНОВ,  
Н. А. КУЛИК,  
И. Т. БАКУМЕНКО

**МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
МЕТАМОРФОГЕННЫХ  
СЕГРЕГАЦИОННЫХ  
ПЕГМАТОИДОВ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 236

---

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 236

S. V. MELGUNOV  
N. A. KULIK  
I. T. BAKUMENKO

MINERALOCY  
AND GEOCHEMISTRY  
OF METAMORPHOGENIC  
SEGREGATIVE  
PEGMATOIDS

Responsible editor A. S. Mitropolski



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»  
SIBERIAN BRANCH  
Novosibirsk · 1975

С. В. МЕЛЬГУНОВ  
И. А. КУЛИК  
И. Т. БАКУМЕНКО

МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
МЕТАМОРФОГЕННЫХ  
СЕГРЕГАЦИОННЫХ  
ПЕГМАТОИДОВ

Ответственный редактор А. С. Митропольский .



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск-1975

В книге приводятся результаты изучения метаморфогенных пегматоидов, содержащих в значительных количествах кордиерит, андалузит, дистен, силлиманит. Описан минеральный состав отдельных типов сегрегационных пегматоидов, приведены данные о физико-химических условиях их образования. Подробно изложен материал по геохимии прогрессивного метаморфизма, рассмотрено поведение породообразующих элементов и элементов-примесей, в том числе урана и тория. Книга представляет интерес для геохимиков и минералогов, а также специалистов, занимающихся вопросами метаморфизма.

In this book the results of the study of metamorphogenic pegmatoids containing the considerable amounts of cordierite, andaluzite, dysten and sillimanite are given. The mineralogical composition is described and the data on the physical and chemical conditions of their formation are presented. The material concerning the progressive metamorphogenic geochemistry including the formation of pegmatoids is presented in detail. The behaviour of the rock-forming elements and trace elements including uranium and thorium are considered. The book is interesting for geochemists and mineralogists dealing with the problem of metamorphism.

## ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой монографии авторы подробно характеризуют оригинальные метаморфогенные образования, встреченные при изучении некоторых метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Эти образования по морфологическим особенностям и структурным взаимоотношениям минералов наиболее близки к пегматитам, а по способу возникновения являются сегрегационными, что и нашло свое отражение в названии — сегрегационные пегматоиды.

Отличительной чертой их, ограничивающей предмет рассмотрения, является существенное представительство в их составе высокоглиноземистых минералов — кордиерита, андалузита, дистена, силлиманита. По-видимому, подобные образования при метаморфизме — явление редкое, поскольку кроме описания сегрегационного образования отдельных порфиробласт в обширной литературе, посвященной метаморфизму и минералогии метаморфических превращений, сведения о них отсутствуют. Правда, по устному сообщению Б. В. Петрова, сходные образования встречены им в метаморфических комплексах Хамар-Дабана, так что, возможно, они распространены шире, чем это известно, но не обратили еще на себя должного внимания специалистов, занимающихся метаморфизмом. С наибольшей полнотой и многообразием в минеральном составе пегматоиды представлены в пределах метаморфического комплекса Южно-Чуйского и Катунского хребтов, менее проявлены такие образования среди кристаллических сланцев и гнейсов Большой Мунгун-Тайги, как единичные отмечены в метаморфических породах Курайского хребта и верховьев р. Бугузун. Между тем эти пегматоиды, появляющиеся в самом конце прогрессивного метаморфизма, несут богатую информацию о физико-химических условиях переломного момента в развитии метаморфизма. Эта информация важна для понимания геохимии образования магматических пород, где все еще решается вопрос о метаморфизме и гранитах как о причине и следствии; не менее важна она и для суждения о природе и свойствах гидротермальных растворов в момент их зарождения и начала взаимодействия с окружающими породами. Поэтому авторы сочли необходимым по возможности полно привести фактический материал по наиболее хорошо изученным объектам. Они выражают глубокую признательность химикам-аналитикам З. В. Малисовой, Г. М. Мельгуновой, Н. И. Соловьевой, Н. А. Шугуровой, Л. А. Непенной, аналитикам-спектральщикам Н. В. Резникову, В. И. Симоновой, обеспечившим высокое качество аналитических данных. Поскольку в работе использованы различные методы исследования, авторы сочли целесообразным охарактеризовать применявшиеся методики, чтобы дать представление об уровне используемых в работе данных. Частично приводимые результаты опубликованы в более ранних работах (Митропольский и др., 1967, 1972 и др.), но повторение их с учетом нового материала вызывалось необходимостью прямых сопоставлений, без которых характеристика главных объектов работы была бы явно неполной и недостаточной.

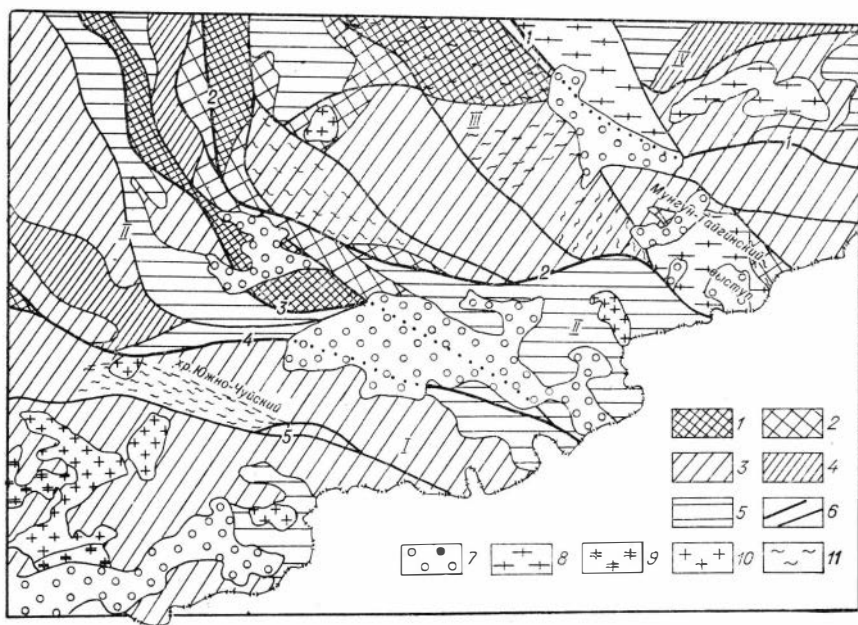
# СЕГРЕГАЦИОННЫЕ ПЕГМАТОИДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (Горный Алтай)

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАИОНА

В геологическом отношении область распространения метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта относится к северо-восточному крылу Холзунско-Чуйского антиклинория (рис. 1), который является одной из крупных структурно-формационных зон Горного Алтая, согласно схеме тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области по В. А. Кузнецову (1963). В этой части антиклинорий сложен мощной толщей флишеидных песчано-глинистых отложений горно-алтайской серии, относимой условно к верхнему кембрию — нижнему ордовику.

Существует ряд схем расчленения горно-алтайской серии, в основу которых положены характерные особенности переслаивания пород. На наш взгляд, наиболее приемлема схема расчленения отложений на две свиты, предложенная К. Л. Волочковичем (1964).

Нижняя зеленосланцевая свита распространена на южных и северных склонах Южно-Чуйского хребта. Она состоит из мелкозернистых полимиктовых песчаников (50—60%), алевролитов (15—25%), сланцев (20—25%), в нижних горизонтах разреза встречаются маломощные про-



слои гравелитов и конгломератов. Для отложений свиты характерно ритмичное переслаивание пород. Сланцы имеют кварц-альбит-хлорит-серицитовый состав.

Верхняя пестроцветная свита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами зеленовато- и вишнево-серого цвета. По минеральному составу породы верхней свиты отличаются от пород нижней лишь появлением прослоев, обогащенных известково-глинистым материалом. Общая мощность свит 5,5—6,5 км.

На восточном окончании Южно-Чуйского хребта в небольших грабен-синклиналях сохранились терригенные отложения силура и нижнего девона, которые совместно с горно-алтайской серией составляют средний структурный ярус в пределах антиклинория. В этих же грабен-синклиналях присутствуют вулканогенно-осадочные отложения среднего девона, относимые к верхнему структурному ярусу. Поскольку силурийские и девонские отложения в формировании пород метаморфического комплекса не участвуют, подробно описывать их нет необходимости.

Среди интрузивных пород, прорывающих метаморфические образования, главная роль принадлежит гранитоидам. Они образуют небольшой Карасукский массив, для которого характерны как порфировидные, так и равномернозернистые граниты, по составу относящиеся к среднему типу целочномезельных гранитов, но Дэли (Четвериков, 1956). В апофизах и дайках по мере удаления от массива передо наблюдается постепенный переход от нормальных среднезернистых разновидностей к лейкократовым аплитовидным гранитам. Абсолютный возраст по биотиту из биотитовых гранитов 237—295 млн. лет (Митропольский и др., 1967). Близки по составу и возрасту (288—298 млн. лет) к гранитоидам Карасукского массива лейкократовые граниты с турмалином и гранатом, образующие густую сеть даек в осевой части Южно-Чуйского хребта. Близки по возрасту также гранитоиды, слагающие другие массивы в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория: абсолютный возраст по биотиту для гранитов Акалахинского и Калгутинского массивов соответственно 314 и 347 млн. лет (определение Н. И. Полевой, ВСЕГЕИ). Наименее распространены в пределах Южно-Чуйского хребта гранит-порфиры, образующие несколько пластовых тел неясного возраста. Прочие интрузивные породы представлены дайками кварцевых диабазов, диабазовых порфиритов, лампрофиров и встречены лишь в восточной части Южно-Чуйского хребта, где контролируются зонами крупных разрывных нарушений. Наиболее поздними среди них являются лампрофиры (Оболенская, 1967). Приведенные данные позволили рассматривать интрузивные породы Холзунско-Чуйского антиклинория и, в частности, гранитоиды Южно-Чуйского хребта как проявления герцинского и позднегерцинского магматизма.

*Рис. 1.* Тектоническая схема юго-восточной части Горного Алтая (составлена с использованием схемы В. А. Кузнецова).

*Структурно-фациальные зоны:* 1 — выступы верхнепериферических геосинклинальных отложений; 2 — зоны салаирского этапа консолидации, карбонатно-вулканогенно-терригенные отложения  $P_3 - C_{1-2}$ ; 3 — 4 — зоны каледонского этапа консолидации, в том числе: 3 — миогеосинклинальные флишвидные толщи  $C_{1-2} - O_1$ ; 4 — терригенно-карбонатные отложения унаследованных прогибов  $O_{1-2} - S_1$ ; 5 — зоны позднекаледонского-раннегерцинского этапа консолидации  $D_1 - D_2$ ; 6 — глубинные и прочие разломы; 7 — кайнозойские впадины. *Интрузивные комплексы:* 8 — позднекаледонские многофазные интрузии сложного состава от плагигранитов до кислых гранитов (шапшальский комплекс  $\mu S_1$  ?); 9 — позднегерцинские умеренно кислые гранитоидные интрузии (змеиногорский комплекс  $D_3 - C_1$ ); 10 — позднегерцинские интрузии биотитовых, часто порфировидных гранитов (таштаузский комплекс  $C_3 - P$ ); 11 — метаморфические комплексы. *Тектонические структуры:* I — Холзунско-Чуйский антиклинорий; II — Ануйско-Чуйский синклинорий; III — Шапшальско-Чулышманская зона; IV — Тувинский прогиб. *Глубинные разломы:* 1 — Шапшальский; 2 — Курайский; 3 — Айгулак — Северо-Чуйский; 4 — Чарышко-Теректинский; 5 — Дикастрский разлом.



Поскольку сегрегационные пегматоиды в своем генезисе теснейшим образом связаны с формированием метаморфических пород, их рассмотрение невозможно без предварительной характеристики последних во всей последовательности и сложности их образования.

Геологическое изучение метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта, проводившееся в течение ряда лет (Митропольский, Кулик, Мельгунов, 1967; Кебезишас, Мельгунов, 1971; Долгов, Мельгунов, Шугурова, 1970), показало, что образование его связано с прогрессивным метаморфизмом отложений горно-алтайской серии. Об этом свидетельствуют постепенные переходы между породами серии и кристаллическими сланцами комплекса, наблюдавшиеся на северных склонах хребта.

Метаморфические породы слагают центральную часть приразломной антиклинали, прослеживающейся вдоль глубинного Чарышко-Теректинского разлома в широтном направлении от р. Тара на востоке до р. Аргут на западе. Длина полосы комплекса около 100 км, ширина 10—16 км. Западнее р. Аргут метаморфические породы продолжаются вдоль водораздела Катунского хребта. Антиклиналь представляет собой линейную складку с крутыми опрокинутыми крыльями и сильно сжатым ядром. Особенно отчетливо структура складки вывлекается на южном склоне хребта благодаря глубоким врезам рек и каров. Осевая линия ее ориентирована параллельно основному направлению гребня хребта. В этой части структуры породы имеют вертикальное или близкое к нему падение, по мере удаления от осевой линии вкост простирания отмечается постепенное выволаживание пород до 35—40°. В пределах развития метаморфического комплекса, в особенности в замковой части антиклинали, породы резко дислоцированы, нередко с образованием мелких складок высших порядков и с широким развитием послонных и секущих жил пегматитов, мигматитов и пегматоидных обособлений.

### Внутреннее строение метаморфического комплекса

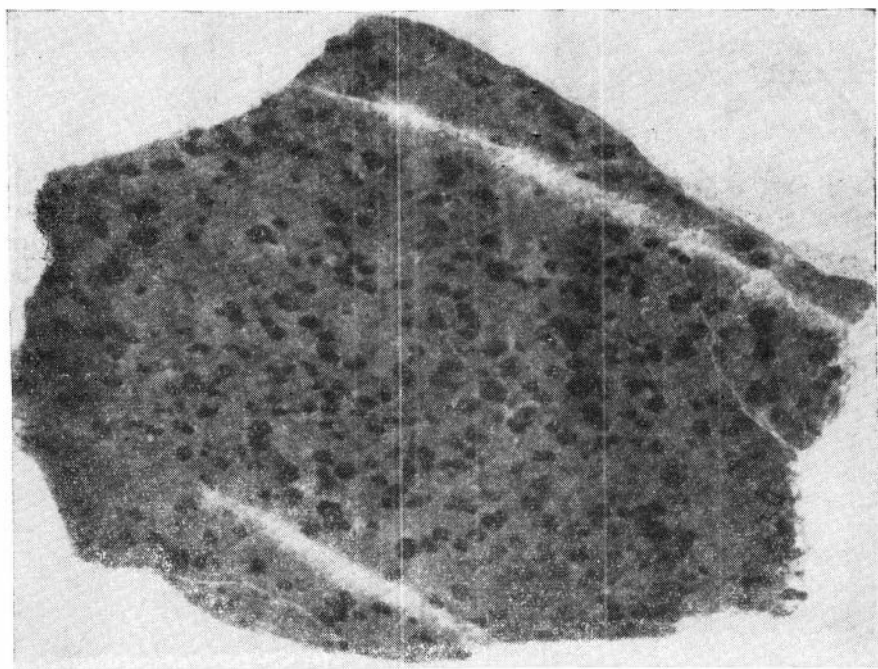
При пересечениях метаморфического комплекса вкост простирания пород наблюдается увеличение степени их метаморфизма от периферии к осевой части антиклинальной структуры с последовательной сменой хлоритовых сланцев биотитовыми, затем кордиерит- и гранатсодержащими, которые сменяются кристаллическими сланцами и гнейсами, содержащими андалузит, дистен и силлманит.

Петрографо-минералогическое изучение метаморфических пород позволило по «индекс-минералам» выделить в пределах комплекса четыре зоны.

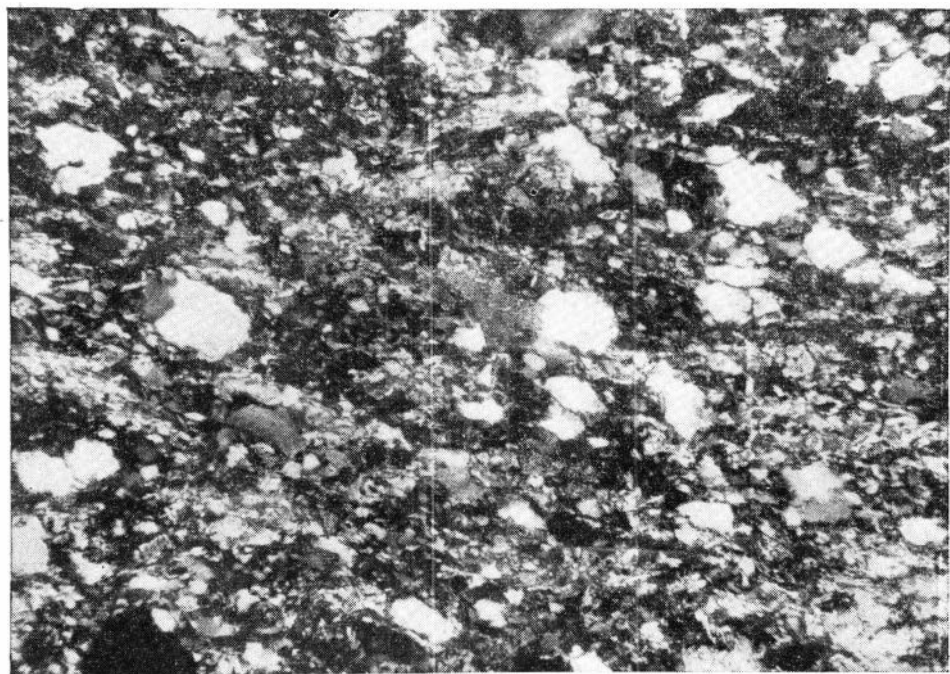
**Зона I.** Внешняя граница зоны характеризуется появлением биотита в породах горно-алтайской серии. Такие постепенные переходы известны на северных склонах хребта. На юге в связи с блоковым перемещением вдоль Джасатрского разлома, срезающего южное крыло структуры, породы первой зоны выпадают из разреза метаморфического комплекса.

Наиболее распространена минеральная ассоциация кварц + хлорит + альбит (олигоклаз) + серицит + эпидот + биотит + карбонат. Гораздо реже — кварц + плагиоклаз + хлорит + актинолит + эпидот. Амфиболсодержащие породы образуют редкие маломощные прослои и в целом не характерны для зоны.

Начальная стадия биотитизации существенно не изменяет текстурных особенностей исходных пород. Сохраняются рисунок ритмичного переслаивания и первичная рассланцовка, которые с усилением метаморфизма постепенно исчезают, и породы приобретают пятнистое (рис. 2), слоисто-пятнистое, сланцеватое или массивное строение. Вблизи внешней границы зоны распространены бластопелитовая, бластоалевролитовая и бла-



*Рис. 2.* Пятнистый биотитовый сланец, зона I, полированный штафф,  $\times 2$ .



*Рис. 3.* Биотитизированный песчаник, зона I, структура бластомилитовая. С анализатором,  $\times 40$ .

стопсаммитовая структуры пород (рис. 3), которые ближе к внутренней границе сменяются норфиروبластовой, микролендобластовой или микролендогранобластовой, реже гранобластовой. Средний количественный минеральный состав пород приведен в табл. 1. Размер зерен породообразующих минералов 0,04—0,5 мм, редко больше; норфиروبластических выделений 0,6—1,5 мм. В сланцах и алевролитах, подвергшихся биотитизации, кварц и альбит (№ 9—10) являются новообразованными минералами. В качестве реликтов саммитового материала они сохраняются лишь в песчаниках в виде сильно корродированных по периферии зерен. Эпидот образует тонко- и мелкозернистые агрегаты и встречается обычно совместно с хлоритом. Он слабо плеохроирует:  $N_g$  — бесцветный,  $N_p$  — светло-зеленый,  $N_m$  — светло-фишашковый;  $2V_{Np} = 72—80^\circ$ ,  $N_g = 1,760—1,776^*$ ,  $N_p = 1,726$ ,  $N_m = 1,747—1,754$ ,  $f_{06} = 26—31\%$ . По оптическим свойствам эпидот относится к маложелезистой разновидности пистацита (Трегер, 1958). Хлорит находится в тесном сростании с серицитом и эпидотом в виде спутанно-волоконистых агрегатов и отдельных тонких чешуек светло-зеленоватой окраски. Плеохроизм выражен слабо, двупреломление очень низкое,  $N_m = 1,615$ ,  $f_{06} = 38\%$ . Биотит развивается по хлориту. На начальной стадии замещения он появляется в виде бесформенных мелких пятен с неясными распылчатыми границами и плохо выраженной спайностью. С усилением метаморфизма пятна биотита формируются в отчетливые порфиروبласты (метакристаллы) и отдельные более мелкие чешуйки. Порфиروبласты включают в себя зерна ранее образованного кварца, плагиоклаза и других минералов с характерной сидовидной структурой сростаний. Порфиروبласты биотита широко распространены среди пород рассматриваемой зоны, обуславливая пятнистую или пятнисто-полосчатую текстуру — пятнистые сланцы. Биотит зеленовато-бурый в шифах,  $N_m = 1,633$ ,  $f_{06} = 52\%$ . Рудные минералы (ильменит и магнетит) встречаются иногда в большом количестве — до 6,5% от общей массы породы. Они обычно обогащены прослойки, сложенные хлоритом, эпидотом и биотитом. Ильменит часто сдвойникован, размеры зерен 0,1—0,2 мм. С ильменитом ассоциирует рутил. Циркон в сланцах и алевролитах находится в форме мельчайших зерен — до 0,02 мм, в песчаниках — до 0,11 мм по удлинению; зерна призматические, несколько округлые. Сфен, по-видимому, является новообразованным минералом, встречается совместно с биотитом, образуя ксеноморфные скопления размером до 0,3 мм.

Зона II. Со стороны биотитизированных пород зоны I она ограничивается изоградой кордиерита, внутренняя ее граница соответствует изограде ставролита. Наиболее распространены следующие минеральные ассоциации кристаллических сланцев, слагающих зону: кварц + биотит + мусковит + плагиоклаз + хлорит + гранат, кварц + биотит + плагиоклаз + хлорит + гранат + кордиерит, кварц + биотит + плагиоклаз + мусковит + хлорит + кордиерит, в единичных случаях встречается кварц + биотит + плагиоклаз + мусковит + хлорит + андалузит. Часто в составе пород гранат и кордиерит отсутствуют. В отличие от биотитизированных песчаников, алевролитов и сланцев зоны I рассматриваемые породы имеют полосчатую контрастную текстуру, обусловленную обособлением прослоев существенно биотитового и преимущественно кварц-плагиоклазового состава, мощность которых 2—3 мм. Характерны также параллельные и порфиروبластические (очковые) текстуры. Структура пород — лепидобластовая, лепидогранобластовая и порфиروبластовая. Размер зерен 0,1—0,6 мм, порфиروبласт — до нескольких сантиметров (порфиروبласты микропикнитового кордиерита, рис. 4). Состав сланцев приведен в табл. 1. Пла-

\* Здесь и далее в работе значения показателей преломления приводятся по результатам иммерсионных определений в монохроматическом желтом свете с точностью  $\pm 0,002$ , а иногда —  $\pm 0,001$ . Проверка показателей преломления иммерсионных жидкостей проводилась параллельно с определением. Контроль оптической ориентировки исследованных зерен — коноскопический.



Рис. 4. Кристаллический сланец с порфиробластами кордиерита (I), зона II. Полированный штупф, патур. вел.

гиоклаз представлен олигоклазом № 18—20. Биотит буровато-зеленого цвета,  $N_g = N_p = 1,616$ ,  $f_{об} = 43\%$  (по диаграмме Е. Н. Ушаковой, 1970). Кордиерит, как правило, образует мелкозернистые стяжения мозаичной или пойкилитовой структуры, переполненные мелкими зернами рудных (ильменит, магнетит) и чешуйками биотита. Последние часто достигают 3—5 мм и придают гетеробластовым выделениям кордиерита ярко выраженный пятнистый вид. Макроскопически стяжения кордиерита отличаются пепельно-серой окраской, на выветрелой поверхности они нередко выделяются в виде рельефных округлых «лепешек», напоминая внешне ухлощенные раздавленные гальки,  $N_g = 1,545$ ,  $N_m = 1,537$ . Значительно реже по сравнению с кордиеритом встречается в этой зоне гранат. Он об-

Таблица 1  
Средний количественный минеральный состав метаморфических пород  
Южно-Чуйского хребта, %

Минерал	Породы зоны						
	биотитовый песчаник, зона I	кристаллические сланцы, зона II	гнейсы, зона III	гнейсы, зона IV	мигматиты	биотитовые автохтонные гранитоиды	роговообманковые автохтонные гранитоиды
Кварц	27,0	31,0	28,0	30,0	32,0	30,0	24,0
Плагиоклаз	26,0	29,0	33,0	37,0	59,0	54,0	45,0
Биотит	12,0	21,0	23,0	23,0	6,8	11,0	9,4
Хлорит	22,0	10,0	—	—	—	—	—
Мусковит	4,0	2,0	2,0	2,4	1,4	1,5	—
Эпидот	4,0	—	—	—	—	—	—
Кордиерит	—	10,0	4,0	0,5	—	—	—
Гранат	—	2,0	2,0	1,0	0,5	—	0,6
Силлиманит	—	—	1,3	3,7	0,3	0,2	—
Ставролит	—	—	3,9	—	—	—	—
Дистен+андалузит	—	—	0,7	—	—	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—	—	14,0
Акцессорные из них:							
ильменит+магнетит+гематит	5,0	4,0	2,1	2,4	—	3,3	6,9
Циркон	4,6	3,5	1,8	2,2	—	0,4	2,4
Сфен	0,14	0,1	0,1	0,06	—	0,22	—
Ортит	—	—	—	—	—		0,6

разует мелкие зерна (0,2—0,3 мм в поперечнике) и хорошо ограненные кристаллики. По оптическим свойствам ( $N=1,785-1,788$ ) и параметру решетки ( $a=11,56 \text{ \AA}$ ) гранат может быть отнесен к шпронг-спессартиновому ряду с содержанием шпрона 28%, гроссуляра и спессартина — 14% (Sriramadass, 1957). Хлорит не отличается от хлорита первой зоны, он светло-зеленый,  $N_p=1,615$ . Для мусковита  $N_g=1,604$ ,  $N_m=1,600$ . Андалузит встречается крайне редко вблизи внутренней границы зоны в виде мелких изометричных зерен. Рудные минералы представлены магнетитом, пльменитом и гематитом. В порфиробластах биотита и вокруг них отмечается сыпь зернышек этих минералов, особенно пльменита и гематита. В кордиеритовых стяжениях преобладает пльменит, иногда в сростании с гематитом, реже магнетит. Количество включений увеличивается к периферии стяжений кордиерита, подчеркивая их границу. Размеры зерен рудных минералов 0,005—0,5 мм, редко до 1 мм. Циркон и сфен имеют продолговатые овальные зерна размером 0,02—0,11 мм, которые ориентированы длинной осью по направлению метаморфической слоистости. Содержание этих акцессорных минералов в породе не превышает 0,2%. В биотите циркон окружен широкими интенсивными плеохроичными двориками.

Зона III. Для кристаллических сланцев и гнейсов этой зоны характерны следующие минеральные ассоциации: кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+ставролит+дистен+силлиманит; кварц+плагноклаз+биотит+гранат+ставролит+дистен+силлиманит; кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+гранат+ставролит+дистен+силлиманит; кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+кордиерит+андалузит; кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+кордиерит+силлиманит; кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+кордиерит+ставролит+силлиманит; кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+ставролит+кордиерит+андалузит+силлиманит+дистен; кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+кордиерит+гранат. Гнейсы, содержащие ставролит с дистеном, встречаются преимущественно в западной части зоны. Ставролит присутствует в значительных количествах (рис. 5), а мусковит, дистен и андалузит встречаются спорадически. В восточной части зоны широко распространены кордиеритсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы с единичными находками ставролита (рис. 6).

Текстура пород слоистая, параллельно-слоистая, сланцеватая; структура — порфиробластовая, гранобластовая, иногда фибробластовая. Количественный минеральный состав гнейсов колеблется в широких пределах в связи с большим разнообразием минеральных ассоциаций.

Плагноклаз представлен олигоклазом № 23—27. Основность его в ассоциации с дистеном, андалузитом и силлиманитом повышается. Для биотита  $N_g=N_m=1,617-1,625$ ,  $f_{\text{ог}}=44-48\%$ . Силлиманит в виде лучистых и сноповидных агрегатов развивается по биотиту и мусковиту, часто полностью замещая их (фибролит). Образование фибролита по биотиту сопровождается выделением тонкой и мелкой вкрапленности пльменита и магнетита. Иголочки силлиманита встречаются также по границам и в массе зерен плагноклаза и кварца. Ставролит ( $N_g=1,754$ ,  $N_m=1,749$ ,  $N_p=1,747$ ,  $2VN_g=86-88^\circ$  плеохроизм —  $N_g$  лимонно-желтый,  $N_m$  — бесцветный), как и силлиманит, приурочен к прослойкам, обогащенным биотитом. Образует изометричные зерна  $1,2 \times 0,6$  мм в поперечнике, идиобласты с частично проявленными кристаллографическими формами или диабласти. Последние представляют собой группы изометричных вростков с одинаковой оптической ориентировкой. Иногда мелкие зерна ставролита, концентрируясь, образуют лизовидные стяжения размером 1,0—1,5 см, обуславливающие узловатую текстуру породы. Дистен встречается реже ставролита, образует мелкие (0,3—0,15 мм) идиобласты с хорошо выраженной свайностью: макроскопически заметен голубой цвет, хотя в шлифах плеохроизм не характерен и лишь иногда чуть заметна голубоватая окраска,  $N_g=1,728$ ,

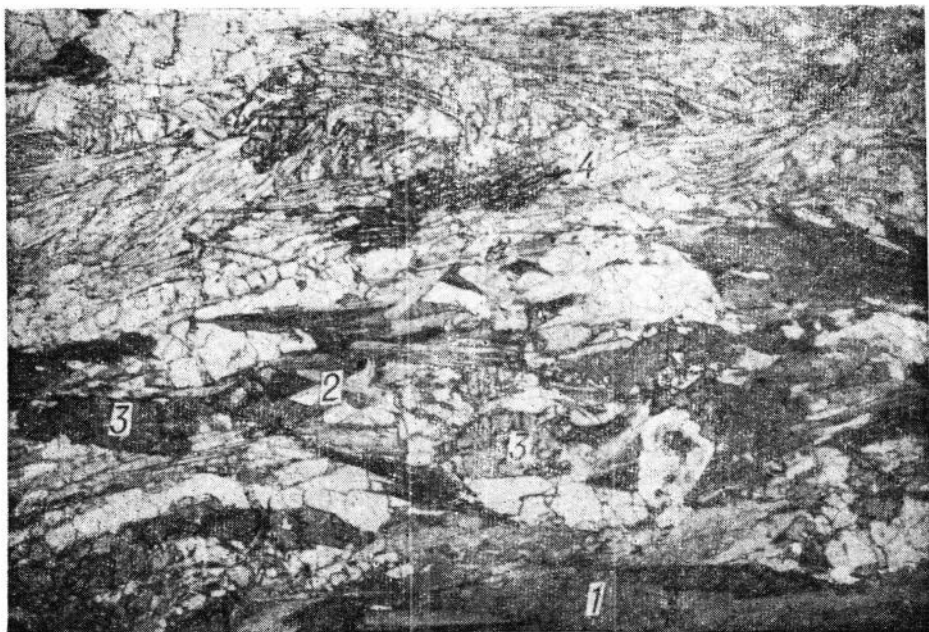


Рис. 5. Биотит (1) - мусковит (2) - ставролитовый (3) гнейс с дистеном (4). Прозрачный шлиф без анализатора,  $\times 50$ .

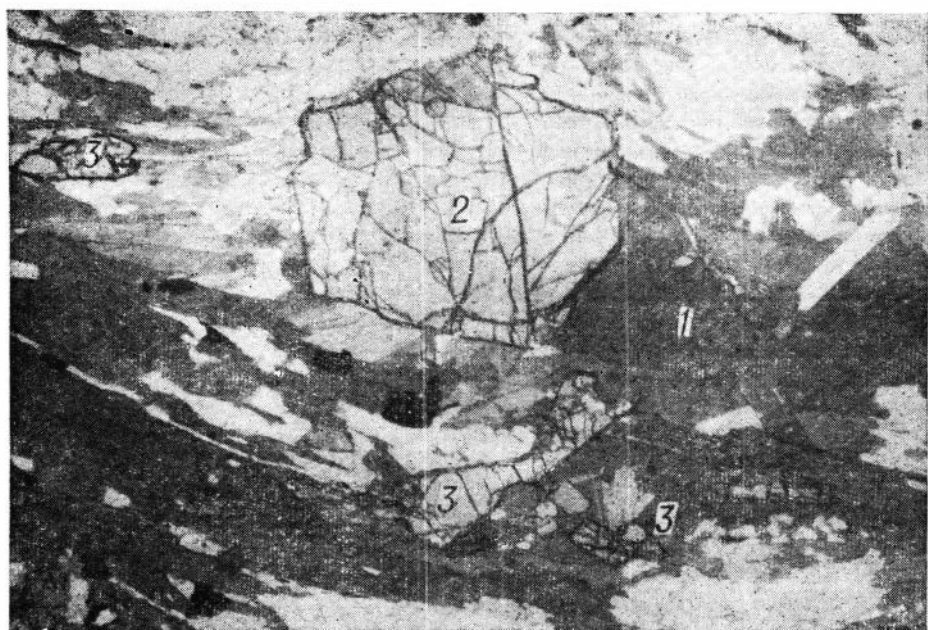


Рис. 6. Биотит (1) - гранит (2) - ставролит (3) - кордиеритовый гнейс, зона III. Прозрачный шлиф без анализатора,  $\times 50$ .

$2VNp=83^\circ$ ,  $Ng - Np=0,014$ ,  $CNg=5-6^\circ$ . Андалузит отмечен в кварцево-полевошпатовых прослойках сланцев в виде ксеноморфных, бесцветных под микроскопом, вrostков идиобласт. В минеральных ассоциациях зоны III, содержащих кордиерит, сохраняется унаследованная форма кордиерита зоны II — крупные стяжения мозаичной структуры. Отдельные чистые порфиробласты его встречаются редко. Кордиерит зоны III ( $Ng=1,545-1,550$ ,  $Nm=1,537-1,540$ ) гораздо менее загрязнен вrostками рудных минералов, биотита и мусковита. Гранат широко развит в гнейсах западной части зоны, где его содержание нередко достигает 7%. Образует идиобласты буровато-красного цвета размером 1,0—4,0 мм в поперечнике,  $N=1,793-1,795$ . Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Последний часто находится в срastании с гематитом и иногда сдвойникован. Отмечена тесная ассоциация этих минералов с биотитом. Циркон и сфен очень редки и встречаются в основном как включения в биотите, окруженные контрастными плеохроичными двориками. Зерна циркона овальные, несколько удлинённые, 0,02—0,11 мм.

**Зона IV.** Занимает центральную часть антиклинали Южно-Чуйского хребта. При переходе от зоны III к зоне IV исчезает ставролит.

Сложена кварц-плагиоклаз-биотит-гранат-силлиманитовыми (часто с мусковитом), кварц-плагиоклаз-биотит-гранат-мусковитовыми, кварц-плагиоклаз-биотит-силлиманитовыми, кварц-плагиоклаз-биотитовыми, кварц-плагиоклаз-биотит-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами. Предельными минеральными ассоциациями являются кварц+плагиоклаз+биотит+мусковит+гранат+силлиманит, кварц+плагиоклаз+мусковит+биотит+силлиманит+кордиерит. В западной части зоны наиболее распространен парагенезис биотит+гранат+силлиманит, на востоке чаще всего встречается ассоциация с кордиеритом и силлиманитом. Гнейсы имеют грубополосчатую, параллельно-слоистую текстуру, обусловленную чередованием прослоев мощностью 4—6 мм, обогащенных биотитом и лейкократовых — кварц-плагиоклаз-кордиеритовых. Местами появляется плоччатость. Структура пород лепидограпобластовая, грапобластовая и лепидофробластовая. Последняя характерна для прослоев, обогащенных биотитом и силлиманитом.

Плагиоклаз (андезин № 34—37) в срastании с кварцем образует изометричные зерна размером от десятых долей миллиметра до 2,5 мм. Биотит часто крупночешуйчатый, буровато-зеленый или зеленый. В кордиеритсодержащих гнейсах цвет его более бурый. Чешуйки ориентированы параллельно общей полосчатости гнейсов,  $Ng=Nm=1,626-1,630$ ,  $Np=1,575$ ,  $f_{\text{ос}}=48-50\%$ . Силлиманит очень характерен для этой зоны и встречается почти во всех разновидностях слагающих ее гнейсов. Образует тонкие удлинённые призматические кристаллы без концевых граней и тонковолокнистые буроватые агрегаты — фибролит. Последний развивается главным образом по биотиту и мусковиту (рис. 7), иногда по кордиериту и плагиоклазу. При замещении биотита фибролитом выделяются магнетит и ильменит, образующие поблизости от замещенных участков сыпь уплощенных мелких зернышек вдоль спайности биотита. Вместе с тем в массе фибролита сохраняются более крупные реликтовые зерна рудных минералов. На стыках зерен плагиоклаза и кордиерита силлиманит образует оторочки разноориентированных игольчатых кристалликов. Гранат приурочен в основном к прослойкам биотита. В них он образует изометричные, реже вытянутые в направлении слоистости гнейсов порфиробласты размером 1—2 мм, а в прослойках кварц-плагиоклазового состава — мелкие неограниченные зерна. Цвет граната красновато-бурый  $N=1,798$ . Иногда гранат содержит тонкую вкрапленность рудных минералов. Кордиерит в гнейсах восточной части зоны встречается в виде мелких зерен с плохо выраженной отдельностью либо образует порфиробласты до 3,5 мм в поперечнике,  $Ng=1,551$ ,  $Nm=1,542$ . Порфиробластам свойственна микропиклитовая структура — обычны включения кварца, рудного минерала и чешуек биотита; встречаются также мельчайшие зерна



Рис. 7. Биотит (1) -мусковит (2) -силлиманитовый (3) гнейс. Черное — ильменит. Зона IV. Прозрачный шлиф без анализатора,  $\times 50$ .

турмалина и циркона, вокруг последнего образуются яркие плеохроичные дворники, в значительных количествах появляется силлиманит.

В пределах зоны IV гнейсы и кристаллические сланцы частично мигматизированы и содержат небольшие тела автохтонных гранитоидов с нерлистыми окончаниями и постепенными переходами во вмещающие породы. Мигматиты и автохтонные гранитоиды вскрываются в наиболее глубоко эродированных участках, обычно обнажаясь в ложах каров в виде сглаженных ледником «бараньих лбов». Выходы отдельных тел автохтонных гранитоидов, чередуясь с мигматитами и с участками мигматизированных гнейсов, образуют полосы шириной 1—1,5 км. Мигматизированные гнейсы не только слагают периферические участки послойных тел автохтонных гранитоидов, но и широко распространены на удалении от них среди обычных гнейсов, переходя в последние по простиранию. Характерной особенностью гранитизированных пород является отсутствие в них калиевого полевого шпата.

**Мигматиты.** На начальной стадии мигматизации происходит образование послойных сегрегаций кварц-плаггиоклазового состава мощностью до 5 см, представляющих собой типичные артериты по классификации Седерхольма (Sederholm, 1907), или вениты Холмквиста (Holmqvist, 1921). В результате породы приобретают полосчатую текстуру. Наряду с артеритами появляются многочисленные послойные обособления того же состава, постепенно переходящие в окружающие гнейсы (рис. 8). Средний минеральный состав мигматитов приведен в табл. 1.

Плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезитом № 28—32. Биотит бурый, желтовато-бурый,  $Ng = Nm = 1,619$ ,  $f_{\text{св}}$  около 45%. Силлиманит образует тонкие призмочки внутри зерен плаггиоклаза и редко встречается в виде фибролитовых выделений, замещающих биотит. У мелких буровато-красных идиобластов граната  $N = 1,795$ .

Автохтонные гранитоиды по минеральному составу подразделяются на две разновидности: одна сложена кварцем, плаггиоклазом и биотитом, для другой характерно присутствие роговой обманки и грана-



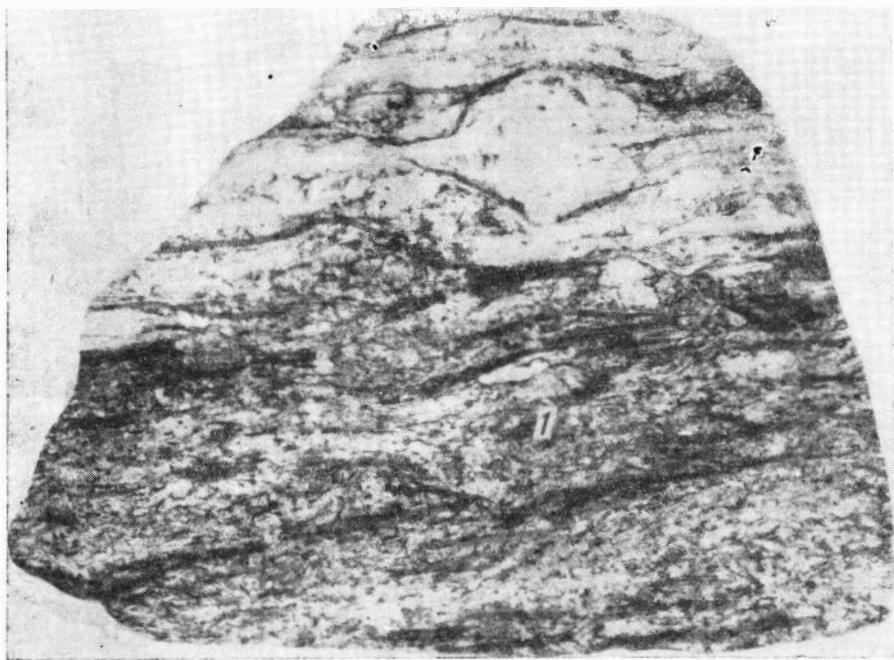


Рис. 8. Мигматизированный биотит-гранат (1)-силлиманитовый гнейс. Полированный шгүф, натур. вел.

та (см. табл. 1). Гранитоиды первой разновидности в поданном количестве и спорадически содержат силлиманит и мусковит. Как правило, обе указанные разновидности, связанные между собой постепенными переходами, наблюдаются в пределах одних и тех же тел, образуя чередующиеся полосы и пятна. Примечательно нахождение амфибола и в окружающих участки гранитизации гнейсах зоны IV. Особенностью таких амфиболсодержащих гнейсов является присутствие кварца (до 30%), что резко отличает их от собственно амфиболовых сланцев, незначительно распространенных среди пород метаморфического комплекса. Структура гранитоидов грано-, гетерограно- и ленидогранобластовая. Текстура гнейсовидная, массивная. Размер зерен минералов 2,3—3 мм.

Плагиоклаз в гранитоидах первой разновидности представлен олигоклазом № 25—28. Биотит зеленовато-бурого цвета распределен в породе неравномерно, часто образует шпирообразные скопления листочков,  $N_g = N_m = 1,617$ ,  $N_p = 1,517$ ,  $f_{об} = 40\%$ . Силлиманит встречается в виде мелких скоплений иголок в зернах плагиоклаза, биотита и в интерстициях между ними.

Количественный минеральный состав амфиболсодержащих гранитоидов резко непостоянен. Большие колебания в содержании главных породообразующих минералов прежде всего связаны с постепенными переходами от первой разновидности гранитов ко второй. В связи с этим можно различать существенно роговообманковые породы, по составу отвечающие диоритам, и существенно биотитовые, в которых амфибол присутствует в незначительных количествах. Макроскопически породы имеют зеленовато-серый и серо-зеленый цвет, для них характерны мелко- и среднезернистая гетерогранобластовая такситовая, нередко порфиробластическая структуры.

Роговая обманка встречается в форме идиобластов ситовидной структуры размером 3—4 мм. Макроскопически минерал имеет зеленый цвет; плеохроизм по  $N_g$  — темно-голубовато-зеленый, по  $N_p$  светло-зеленый, по  $N_m$  — зеленовато-желтый;  $2VN_p = 78-86^\circ$ ,  $N_g = 1,680$ ,  $N_p = 1,633$ ,

$Nm = 1,673$ ,  $f_{\bullet\bullet} = 45-50\%$  (определение по диаграмме В. С. Соболева и Е. А. Костюк, 1970). Плагноклаз образует крупные порфиробласты (до  $5 \times 2$  мм) и соответствует андезиту № 40—42, в разновидностях с наибольшим содержанием роговой обманки — кислому андезиту № 33—36. Биотит роговообманковых графитов имеет желтовато-бурую окраску,  $Ng = Nm = 1,624-1,627$ ,  $Np = 1,579$ ,  $f_{\bullet\bullet} = 45\%$ . Гранат встречается в виде редких зерен красно-бурого цвета размером до 1,5 мм,  $N = 1,795$ . Рудные минералы представлены пльменитом и магнетитом. Наиболее обогащены ими (до 2—4,5%) роговообманковые разности автохтонных графитоидов. Другие аксессуарные минералы распределяются следующим образом: для обычных, не содержащих амфибол, графитоидов характерны анатит, ортит и в небольших количествах циркон; сфен концентрируется преимущественно в узкой периферической части тел. Для роговообманковых разностей ведущими аксессуарными минералами являются сфен и клиноцоцит, несколько реже встречается ортит. Циркон присутствует в виде единичных очень мелких зерен.

### Условия формирования пород метаморфического комплекса

По своему характеру метаморфизм пород Южно-Чуйского хребта имеет признаки регионального. К этим признакам относятся широко распространенные минеральные ассоциации с дистеном, ставролитом, а также совместное нахождение дистена, силлиманита и андалузита, указывающее на высокие давления во время формирования пород и тем самым исключающее условия обычного (неглубинного) контактового метаморфизма, при котором дистен и ставролит являются запрещенными минералами. Можно также привести низкие значения железистости кордиеритов, в то время как в контактовых роговиках железистость кордиерита превышает 50% (Добрецов, Соболев, 1970).

Согласно схеме фаций регионального метаморфизма (Добрецов, Соболев, 1970), формирование метаморфических пород Южно-Чуйского хребта происходило в температурном интервале зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фаций. Слагающие зону I песчаники, алевролиты и сланцы горно-алтайской серии кварц-альбит-эпидот-серицит-хлоритовой состава могут быть отнесены к образованиям высокотемпературной биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Кристаллические сланцы зон II и III являются типичными представителями эпидот-амфиболитовой фации. Присутствие дистена в ассоциации со ставролитом и мусковитом в гнейсах на западном продолжении зоны III свидетельствует о том, что на отдельных участках метаморфизм происходил при повышенном давлении (група  $S_3$  — фации дистен-мусковитовых сланцев). Гнейсы зоны IV, вероятно, образовались в условиях перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации, о чем говорит исчезновение в породах зоны ставролита и появление ассоциации силлиманит + биотит + гранат. Совместное нахождение дистена, андалузита и силлиманита в гнейсах зоны III указывает на термодинамические условия метаморфизма области тройной точки равновесия этих минералов, оптимальные значения которой соответствуют температуре около 600°C и давлению 6,5—7 кбар или выше (Althaus, 1967; Добрецов, Соболев, 1970). Вместе с тем по экспериментальным данным (Richardson, 1968) ставролит с кварцем и мусковитом устойчив при температуре не ниже 650°C и соответствующем давлении области тройной точки равновесия андалузит-силлиманит-дистен. При подобных условиях метаморфизма и наличии достаточного количества воды и летучих компонентов могут возникать начальные явления апатексиса (Boettcher, Wjllie, 1969). Поэтому присутствие небольших тел автохтонных графитоидов среди пород зоны IV можно объяснить начальными процессами гранитизации. Наши наблюдения показывают, что на современном

эрозионном срезе в пределах метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта вскрываются самые верхние участки очагов гранитизации, так как мигматиты и автохтонные гранитоиды обнаруживаются в ложах каров и отсутствуют на более высоких гипсометрических уровнях. Механизм образования продуктов гранитизации метаморфического комплекса еще недостаточно выяснен. Очевидно, в их формировании существенную роль играли метасоматические преобразования. Об этом свидетельствуют реликты пространственной ориентировки и полосчатости гнейсов в гранитизированных породах, наличие постепенных переходов от гнейсов к мигматитам и гранитоидам и согласное залегание между ними. Не менее важным фактором является резкое уменьшение в мигматитах содержания акцессорных минералов и рудных элементов-примесей по сравнению с вмещающими гнейсами и автохтонными гранитоидами. По мнению многих исследователей (Wegmann, 1935; Судовиков, 1964; и др.), подобные метасоматические преобразования широко развиты на начальных стадиях гранитизации, т. е. над уровнем реоморфизма.

### Изменение химического состава пород комплекса в прогрессивную стадию метаморфизма

По химическому составу кристаллические сланцы и гнейсы метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта сходны с типичными на-рагнейсами, образовавшимися в результате метаморфизма глинистых пород и филлитов (Розенбуш, 1934). В табл. 2 и 3 приведены средние значения и среднеквадратичные отклонения для содержания порообразующих окислов в метапелитах рассматриваемого района. Они характеризуются значительным содержанием  $Al_2O_3$ , преобладанием его молекулярных количеств над суммой щелочей и извести, а также преобладанием молекулярных количеств  $MgO$  над  $CaO$  (2,5:1) и  $Na_2O$  над  $K_2O$  (1,5:1). В целом средние химические составы метапелитов близки и характеризуются незначительными отклонениями в содержании тех или иных окислов. Для сопоставления химизма метапелитов был применен статистический анализ с помощью критерия Стьюдента (Урбах, 1964).

В метапелитах зон II — IV пет различий между содержанием сравниваемых окислов. В породах зон I и II, I и III устанавливаются лишь значимые отклонения суммарного железа ( $t=2,24$ ,  $t_{05}=2,09$ ;  $t=2,96$ ,  $t_{05}=2,04$ ;  $t=2,57$ ,  $t_{05}=2,02$ ). По среднему содержанию п.п.п. метапелиты зоны I отличаются от метапелитов каждой последующей зоны (зоны I—IV:  $t=4,82$ ,  $t_{01}=2,70$ ). Ввиду высокого значения п.п.п. все анализы пересчитаны к 100% после вычета п.п.п. При этом по содержанию магния сохранились значимые различия для исходных пород и пород зоны II и III ( $t=2,40$ ,  $t_{05}=2,04$ ;  $t=2,81$ ,  $t_{05}=2,70$ ), а также по содержанию суммарного железа между зонами I и II ( $t=2,50$ ,  $t_{05}=2,09$ ). Различие по суммарному железу зон I—II стало незначимым. Появились значимые различия в содержании  $Al_2O_3$  между породами серии и зоны I ( $t=2,27$ ,  $t_{05}=2,04$ ). В некоторых случаях эти различия невелики, в других, например для суммарного железа и  $Al_2O_3$ , зависят от способа пересчета. Кроме того, для всех сравниваемых пород от исходных до гнейсов зоны IV отмечается выдержанность содержаний окислов, за исключением п.п.п. Приведенные данные свидетельствуют об изохимическом метаморфизме (Грубенман и Ниггли, 1933; Phinney, 1963; Chinner, 1967; Хильтова и др., 1969; Кебезинская и Хлестов, 1970; и др.).

При сопоставлении средних составов кристаллических сланцев и гнейсов с составом автохтонных гранитоидов (см. табл. 2 и 3) выявляются существенные различия в содержании железа, магния, кальция и щелочей. Состав автохтонных гранитоидов аналогичен гранодиоритам и плагиогранитам, по Розенбушу (1934) и Дэли (Четвериков, 1956), и характеризуется резким преобладанием кальция над магнием и натрия над калием.

Средние значения (в числителе) и средние квадратичные отклонения (в знаменателе) содержаний породообразующих окислов метаморфических пород Южно-Чуйского хребта

Породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Н. п. п.	Сумма щелочей	Количество анализов
Породы горноалтайской серии	$\frac{59,58}{4,26}$	$\frac{0,80}{0,10}$	$\frac{15,92}{1,61}$	$\frac{8,09}{1,33}$	$\frac{4,08}{0,97}$	$\frac{0,17}{0,08}$	$\frac{4,83}{0,85}$	$\frac{2,26}{1,31}$	$\frac{2,44}{0,65}$	$\frac{2,39}{0,80}$	$\frac{3,54}{1,35}$	$\frac{4,83}{0,51}$	19
Биотитизированные песчаники, алевриты и сланцы зоны I	$\frac{62,45}{3,80}$	$\frac{0,76}{0,14}$	$\frac{14,60}{2,15}$	$\frac{7,40}{1,35}$	$\frac{4,34}{1,35}$	$\frac{0,14}{0,05}$	$\frac{4,63}{0,56}$	$\frac{2,78}{0,72}$	$\frac{2,64}{0,68}$	$\frac{2,26}{0,67}$	$\frac{2,39}{1,20}$	$\frac{4,90}{0,75}$	14
Кристаллические сланцы зоны II	$\frac{61,83}{3,91}$	$\frac{0,69}{0,15}$	$\frac{15,65}{2,40}$	$\frac{8,61}{1,01}$	—	$\frac{0,16}{0,07}$	$\frac{4,11}{1,01}$	$\frac{2,32}{0,79}$	$\frac{2,20}{0,47}$	$\frac{2,64}{0,90}$	$\frac{2,16}{1,10}$	$\frac{2,84}{1,10}$	8
Кристаллические сланцы и гнейсы зоны III	$\frac{62,19}{4,92}$	$\frac{0,70}{0,17}$	$\frac{15,21}{2,57}$	$\frac{8,68}{2,46}$	$\frac{5,65}{2,46}$	$\frac{0,15}{0,05}$	$\frac{4,14}{0,85}$	$\frac{2,44}{1,09}$	$\frac{2,35}{0,56}$	$\frac{2,43}{0,62}$	$\frac{1,74}{1,00}$	$\frac{4,78}{0,82}$	21
Гнейсы зоны IV	$\frac{62,61}{5,16}$	$\frac{0,82}{0,44}$	$\frac{15,03}{1,46}$	$\frac{8,21}{2,98}$	$\frac{5,26}{2,25}$	$\frac{0,10}{0,06}$	$\frac{4,05}{1,58}$	$\frac{2,28}{1,03}$	$\frac{2,56}{0,61}$	$\frac{2,54}{0,88}$	$\frac{1,95}{0,90}$	$\frac{5,09}{0,54}$	8
Биотитовые автохтонные граптоиды	$\frac{64,44}{4,28}$	$\frac{0,50}{0,14}$	$\frac{16,12}{0,85}$	$\frac{5,68}{2,46}$	$\frac{4,00}{2,52}$	$\frac{0,11}{0,02}$	$\frac{2,24}{0,88}$	$\frac{4,84}{0,88}$	$\frac{3,74}{0,36}$	$\frac{1,25}{0,60}$	$\frac{1,02}{0,64}$	$\frac{4,99}{0,26}$	5
Мигматиты	$\frac{72,95}{1,66}$	$\frac{0,12}{0,014}$	$\frac{13,95}{0,31}$	$\frac{3,14}{0,90}$	$\frac{2,57}{0,90}$	$\frac{0,06}{0,01}$	$\frac{0,97}{0,47}$	$\frac{2,34}{0,71}$	$\frac{4,06}{0,47}$	$\frac{1,38}{0,60}$	$\frac{0,86}{1,84}$	$\frac{5,44}{0,31}$	5
Гнейсы III, IV зон, подвергшиеся метасоматическим изменениям	$\frac{60,03}{2,21}$	$\frac{0,84}{0,15}$	$\frac{16,40}{1,05}$	$\frac{9,32}{1,95}$	$\frac{6,44}{1,83}$	$\frac{0,18}{0,04}$	$\frac{4,07}{0,84}$	$\frac{2,79}{0,78}$	$\frac{2,22}{0,43}$	$\frac{4,10}{0,29}$	Не опр.	$\frac{6,69}{0,33}$	

Таблица 3

Средние значения (в числителе) и средние квадратичные отклонения (в знаменателе) содержащих породообразующих окислов метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (химические анализы пород приравненные к 100% за вычетом п. п. н., H<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)

Породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма щелочей	Количество анализов
Породы горноалтайской серии	$\frac{62,01}{3,92}$	$\frac{1,26}{0,85}$	$\frac{16,58}{1,70}$	$\frac{8,48}{1,38}$	$\frac{4,26}{1,02}$	$\frac{0,18}{0,09}$	$\frac{5,03}{0,90}$	$\frac{2,36}{1,40}$	$\frac{2,57}{0,70}$	$\frac{2,48}{0,90}$	$\frac{5,07}{0,60}$	19
Биотитизированные песчаники, алевролиты и сланцы зоны I	$\frac{64,22}{3,59}$	$\frac{0,79}{0,15}$	$\frac{15,03}{2,29}$	$\frac{7,70}{1,27}$	$\frac{4,48}{1,35}$	$\frac{0,14}{0,05}$	$\frac{4,76}{0,56}$	$\frac{2,86}{0,72}$	$\frac{2,71}{0,68}$	$\frac{2,33}{0,71}$	$\frac{5,04}{0,83}$	14
Кристаллические сланцы зоны II	$\frac{63,25}{4,23}$	$\frac{0,70}{0,15}$	$\frac{16,00}{2,32}$	$\frac{8,82}{1,11}$	—	$\frac{0,16}{0,06}$	$\frac{4,20}{1,05}$	$\frac{2,37}{0,80}$	$\frac{2,26}{0,46}$	$\frac{2,69}{0,91}$	$\frac{4,94}{1,09}$	13
Кристаллические сланцы и гнейсы зоны III	$\frac{63,64}{4,56}$	$\frac{0,71}{0,17}$	$\frac{15,58}{2,72}$	$\frac{8,91}{2,59}$	$\frac{5,81}{2,56}$	$\frac{0,15}{0,06}$	$\frac{4,24}{0,88}$	$\frac{2,49}{1,09}$	$\frac{2,41}{0,57}$	$\frac{2,49}{0,64}$	$\frac{4,89}{0,85}$	21
Гнейсы зоны IV	$\frac{64,13}{5,12}$	$\frac{0,84}{0,45}$	$\frac{15,40}{1,48}$	$\frac{8,20}{3,14}$	$\frac{5,38}{2,31}$	$\frac{0,11}{0,06}$	$\frac{4,16}{1,63}$	$\frac{2,33}{1,04}$	$\frac{2,66}{0,61}$	$\frac{2,60}{0,91}$	$\frac{5,22}{0,56}$	8
Биотитовые автохтонные гранитоиды	$\frac{65,04}{3,23}$	$\frac{0,50}{0,14}$	$\frac{16,52}{0,89}$	$\frac{5,77}{2,37}$	$\frac{4,07}{2,46}$	$\frac{0,11}{0,08}$	$\frac{2,27}{0,91}$	$\frac{4,90}{0,97}$	$\frac{3,79}{0,33}$	$\frac{1,27}{0,66}$	$\frac{5,06}{0,23}$	5
Мигматиты	$\frac{73,88}{1,90}$	$\frac{0,12}{0,05}$	$\frac{14,10}{0,5}$	$\frac{3,17}{1,10}$	$\frac{2,59}{1,10}$	$\frac{0,06}{0,01}$	$\frac{0,98}{0,56}$	$\frac{2,45}{0,45}$	$\frac{4,11}{0,65}$	$\frac{1,39}{0,41}$	$\frac{5,50}{0,13}$	5

По отношению молекулярных количеств алюминия к сумме щелочей и извести породы относятся к нормальному ряду. Мигматиты отличаются от автохтонных гранитоидов повышенным содержанием кремнезема и натрия, меньшим количеством железа, магния, кальция и калия, т. е. являются более кислыми производными гранитизации.

Учитывая, что при гранитизации происходит существенное перемещение вещества, можно понять приуроченность амфиболсодержащих пород к эдноконтактам автохтонных гранитоидов. Так как в составе горно-алтайской серии нет пород с высоким содержанием магния и кальция, естественно считать, что образование амфиболсодержащих пород связано с обогащением их этими окислами вследствие выноса при обособлении кварц-полевошпатового материала в процессе гранитизации гнейсов.

Поведение элементов-примесей, в том числе и радиоактивных, в процессе прогрессивного метаморфизма подробно рассмотрено в работах С. В. Мельгунова (1972, 1974), А. С. Митропольского с соавторами (1972). Поэтому мы здесь ограничимся лишь кратким изложением результатов, необходимых далее для понимания геохимии этих элементов в формирующихся сегрегационных пегматоидов.

Уран и торий. Обработка большого аналитического материала показала, что среднее содержание урана в исходных песчано-глинистых отложениях горноалтайской серии очень низкое — 1,9 г/т, тория — 10,0. Слабая радиоактивность подобных пород такого же возраста характерна в целом для Алтае-Саянской складчатой области. Различия в содержании этих элементов между отдельными литологическими разностями незначительно — мелкозернистые песчаники содержат в среднем 2,0 г/т урана и 10,0 — тория, сланцы — 1,7 г/т урана и 8,9 — тория. Среди метаморфических пород комплекса наименее радиоактивны мигматиты (урана 0,2 г/т, тория 3,8 г/т). Характерно увеличение неравномерности содержания урана и тория при нарастании метаморфизма. Эта зависимость отчетливо устанавливается как при сопоставлении средних оценок коэффициентов вариации, так и в изменчивости содержания элементов по отдельным геохимическим профилям. Наибольшей неравномерностью распределения урана и тория характеризуются мигматиты и автохтонные гранитоиды (коэффициент вариации 46—71%), в то время как однородные по составу исходные отложения горно-алтайской серии (и других близких по возрасту свит) отличаются равномерным распределением содержания этих элементов (коэффициент вариации 23—26%).

Детальные работы с применением  $\alpha$ - и нейтрон-осколочной радиогрaфии, выщелачивания «легкоподвижного» урана из пород и минералов, а также изучение поминеральных балансов урана и тория в породах различных температурных зон дали материал для суждения о формах нахождения радиоактивных элементов. Так, для урана устанавливается рассеянная форма нахождения, изоморфное вхождение в кристаллическую решетку некоторых пороодообразующих и акцессорных минералов и образование субмикроскопических включений собственно урановых минералов, диагностировать которые не удалось. Значительная же часть тория оказывается заключенной в пороодообразующих минералах, в частности, в слоистых алюмосиликатах — биотите, хлорите и др., что позволяет предполагать для него рассеянную форму нахождения. Характерно также изоморфное вхождение его в решетку акцессорных минералов — циркона, ортита и сфена.

Сопоставляя средние содержания урана и тория в породах различных температурных ступеней, установили, что при прогрессивном метаморфизме однородных по составу терригенных толщ отчетливо проявляется тенденция к уменьшению содержания этих элементов. Интенсивность выноса урана и тория из метаморфизируемых толщ в первую очередь зависит от масштаба минеральных превращений, приводящих к исчезновению прежних и появлению новых минералов-посителей и концентраторов. Так,

наибольшие потери урана (около 60% от первоначального его содержания в отложениях горноалтайской серии) связаны с массовым развитием минеральных превращений, происходящих в условиях перехода от зеленосланцевой к низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации (зоны I—III), т. е. с полным исчезновением в этом температурном интервале хлорита и эпидота — основных породообразующих минералов, содержащих большую часть исходного «породного» урана. Последний, высвобождаясь при разложении этих минералов, по-видимому, переходил в метаморфогенные растворы и выносился. В отличие от урана миграция тория в начальной стадии прогрессивного метаморфизма незначительна. Как показали результаты анализов мономинеральных фракций, почти весь торий, содержащийся в хлорите и эпидоте, удерживается новообразованными минералами, в частности биотитом (более 45%), который, являясь сквозным минералом всех ассоциаций при последующем нарастании метаморфизма, обеспечивает стабильность уровня содержания этого элемента вплоть до начала мигматизации. На высокотемпературных ступенях процесса концентратом тория наряду с биотитом становится также появляющийся ставролит (около 15% от общего содержания). Резкое понижение содержания тория в мигматитах, практически не содержащих биотита и других его минералов-носителей, показывает, что вынос основного количества тория (60% от первоначального содержания) происходил именно на этой ступени метаморфизма, а некоторое повышение содержания тория (и урана) в автохтонных гранитоидах по сравнению с гнейсами зоны IV и мигматитами обнаруживает направление этого выноса при дальнейшем развитии гранитизации. Главными концентраторами урана в гнейсах, мигматитах и автохтонных гранитоидах оказываются акцессорные минералы — циркон, сфен и ортит. Уменьшение содержания урана в этих породах при нарастании метаморфизма происходит главным образом за счет избирательного растворения и перекристаллизации акцессорных минералов, что особенно заметно для циркона, одного из основных концентраторов элемента: в высокотемпературных гнейсах и мигматитах исчезает толкая фракция циркона (до 0,02 мм), которая в исходных породах горноалтайской серии является преобладающей.

Во всех образованиях прогрессивной стадии метаморфизма корреляционная зависимость между содержанием урана и тория слабая (от  $r=0,3$  в исходных породах до  $r=0,1$  в гнейсах зоны IV). Это объясняется следующим образом. Преимущественно рассеянная форма нахождения урана и тория в существенно глинистых отложениях флишoidных толщ (Наузов и др., 1963), обусловленная, в первую очередь, явлениями сорбции (Гавшин и др., 1973), не способствует появлению высоких корреляционных связей между ураном и торием в исходных породах метаморфического комплекса. В дальнейшем при диагенезе и прогрессивном метаморфизме осадков (Мельгунов, 1972, Митропольский, Мельгунов и др., 1975) носителями и концентраторами урана и тория, играющими основную роль в балансе этих элементов, последовательно становятся разные минералы. Поскольку область устойчивости данных минералов и миграционная способность урана и тория в меняющихся условиях метаморфизма различны, то, естественно, изменение содержания одного элемента не соответствует изменению содержания другого. Это наглядно выражено на графиках распределения урана и тория по геохимическим профилям (рис. 9, 10). Более высокая корреляционная связь между содержанием урана и тория в автохтонных гранитоидах ( $r=0,4$ ) по-видимому, вызвана одновременной концентрацией их новообразованными эпидотом, сфеном и ортитом, т. е. преимущественно изоморфной связью.

Данные по геохимии других элементов-примесей в породах прогрессивной стадии метаморфизма, полученные методом полуколичественного спектрального анализа, также позволяют обнаружить интересные закономерности (Мельгунов, 1974). Прежде всего следует отметить, что содержа-

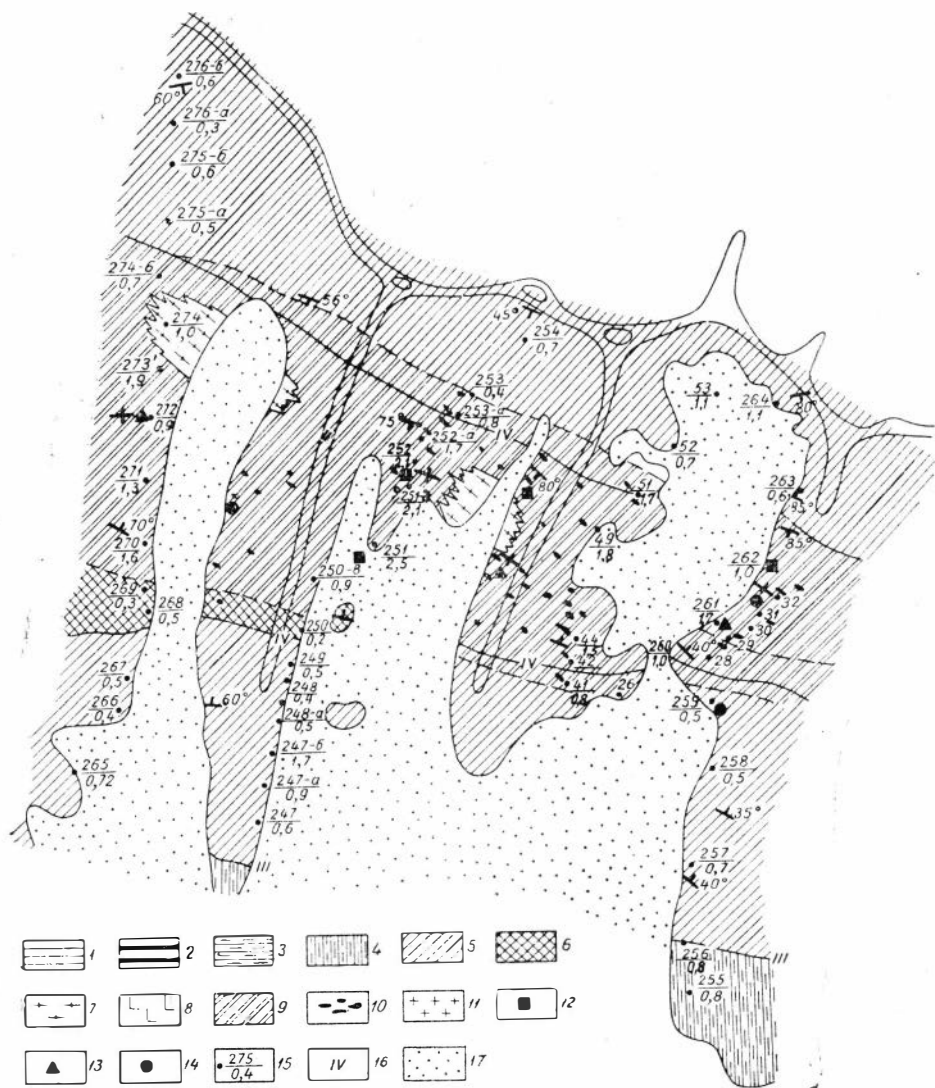


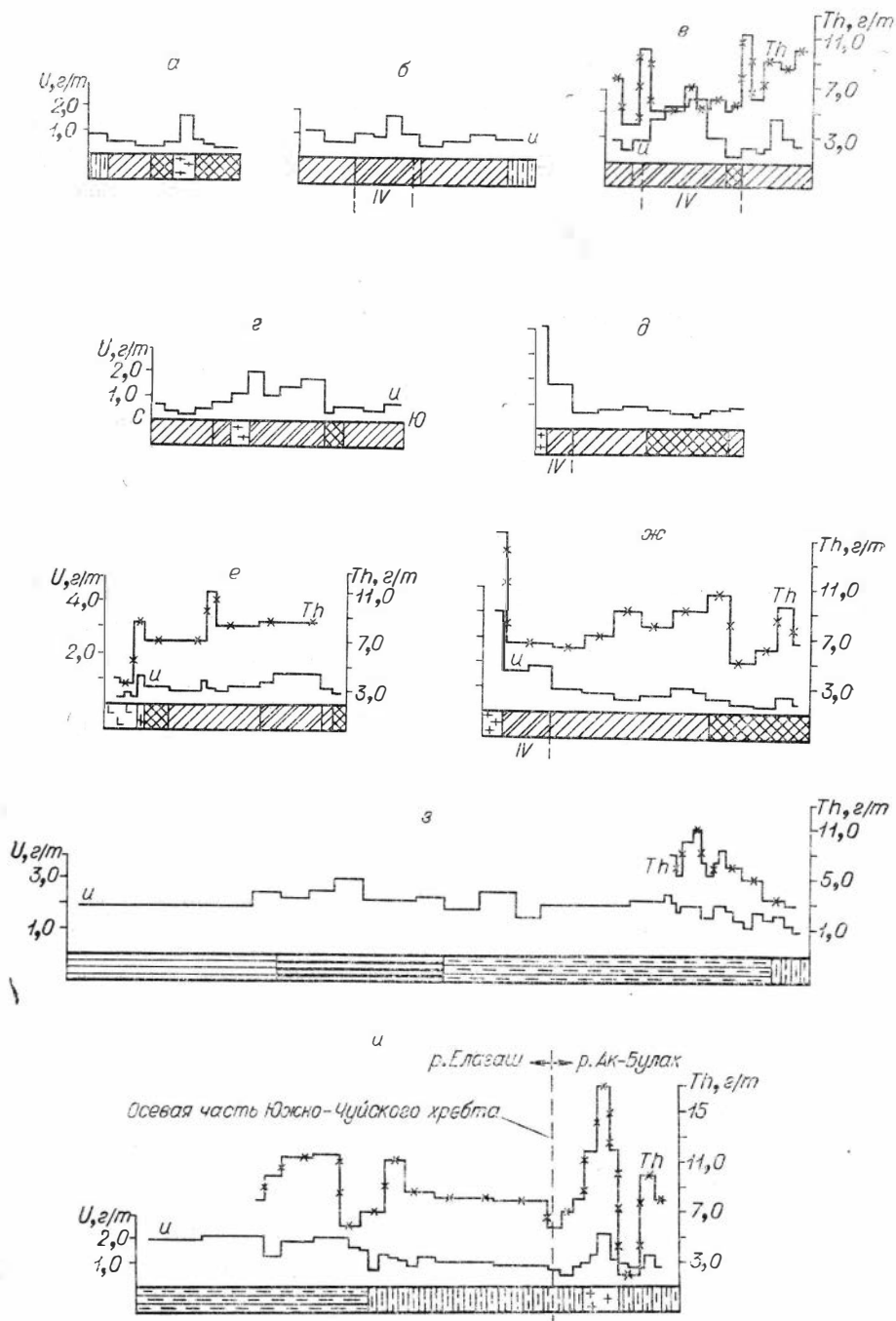
Рис. 9. Схема геохимического опробования междуречья Ку-Карагай и Мен-Булак. 1 — горноалтайская серия, верхняя свита; 2 — горноалтайская серия, нижняя свита; 3 — биотитизированные песчаники, алсвролиты и сланцы зоны I; 4 — кристаллические сланцы зоны II; 5 — кристаллические сланцы и гнейсы зоны III; 6 — гнейсы зоны IV; 7, 8 — автохтонные гранитоиды; 9 — гнейсы, подвергшиеся метасоматическим изменениям, с участками развития порфиробласта и пегматоидных обособлений; 10 — пегматоидные обособления; 11 — интрузивные граниты (P); нахождение пегматоидных обособлений с 12 — дистенсиллиманит-андалузитовой, 13 — дистен-силлиманитовой и 14 — дистен-андалузитовой ассоциациями; 15 — номер пробы (числитель), содержание урана, (знаменатель); 16 — границы между зонами среди метасоматически измененных гнейсов; 17 — ледниковые отложения.

ние большинства элементов-примесей с усилением метаморфизма уменьшается. При этом различные элементы по-разному ведут себя в определенных температурных интервалах. Так, концентрация халькофильных и большинства сидерофильных элементов остается постоянной в процессе метаморфизма вплоть до формирования мигматитов, когда наблюдается резкое уменьшение их содержания.

Литофильные элементы. В этой группе наиболее интересно распределение бария, стронция и циркония. Содержание же иттрия, лантана и других элементов настолько мало, что данные рядового спектрального анализа оказываются неинтерпретируемыми. Наибольшие потери бария и стронция (около 50% от их первоначального содержания в поро-



дах) связаны с высокотемпературной стадией хлоритовой фации, когда происходит разложение эпидота и карбонатов с образованием плагиоклазов повышенной основности и замещением хлорита биотитом. При усилении метаморфизма количество бария остается постоянным, а стронция убывает до 10% от первоначального. Основным концентратом бария является биотит (свыше 50%) и плагиоклаз, а стронция — преимущественно плагиоклаз. По-видимому, барий в биотите занимает структурное место калия, а стронций в плагиоклазе — место натрия, поскольку уменьшение содержания стронция параллельно повышению основности плагиоклаза в ходе



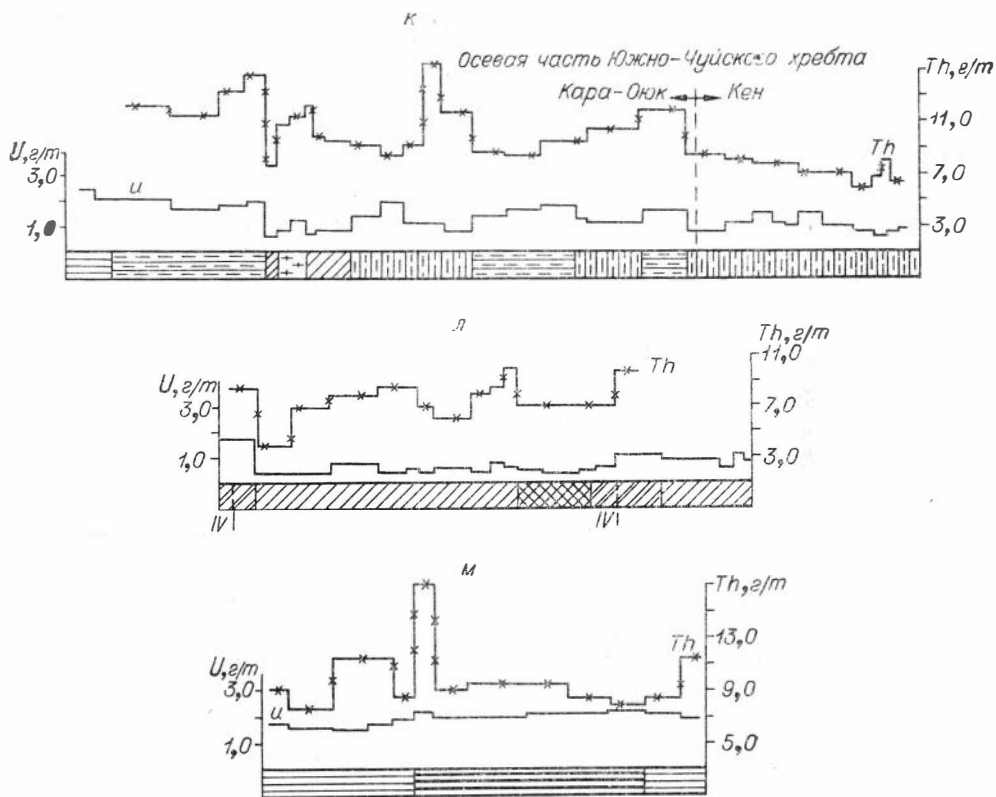


Рис. 10. Профили геохимического опробования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта.

а — р. Чикты; б — левобережье р. Ку-Карагай; в — правобережье р. Мен-Булак; г — р. Узунгур; д — р. Дара; е — левобережье р. Тюнь; ж — р. Елангаш — оз. Атакуль; и — реки Елангаш, Ак-Булак; к — реки Кара-Оюк, Кен; л — р. Ойлу; м — р. Ирбисту. Уса. обозн. см. на рис. 9.

метаморфизма. В автохтонных граптоидах содержание стронция возрастает в 7 раз по сравнению с исходными породами серии и в 30—70 раз по отношению к гнейсам зоны IV и мигматитам. Основным концентратом циркония в метаморфических породах является циркон. Вместе с тем в гнейсах и кристаллических сланцах около 20% циркония оказывается связанным с биотитом, в котором при микроскопическом изучении вросстки циркона не обнаруживаются. Доля циркония, приходящаяся на биотит (содержание  $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ ), остается постоянной практически вплоть до образования мигматитов. Уменьшение содержания циркония в гнейсах зоны IV (в 2 раза от первоначального) и в мигматитах (более чем в 9 раз) происходит, как это было показано и для урана, за счет растворения тонкой фракции циркона (до 0,02 мм). В автохтонных граптоидах содержание циркония возрастает в 8 раз по сравнению с мигматитами, но не достигает уровня первоначальных содержаний в отложениях серии.

Сидерофильные элементы. Температурные условия формирования сланцев и гнейсов зон I—IV не оказали существенного влияния на содержание марганца, титана, хрома, никеля, ванадия и кобальта. Поэтому можно предположить, что указанные элементы сконцентрированы главным образом в так называемых «сквозных» минералах. Исключение составляют хром и никель, содержание которых в породах несколько уменьшается (примерно на 25—30%) при переходе от низкотемпературной хлоритовой к высокотемпературной биотитовой субфации зеленых

сланцев. Это может быть объяснено изменением предела насыщения хромом и никелем при биотитизации хлорита (Дир и др., 1966). В последнем пределе насыщения несколько выше. Биотит для хрома, никеля, ванадия и кобальта является основным минералом-носителем и концентратором. Неудивительно, что во время интенсивного разложения биотита в процессе мигматизации значительная часть хрома (около 60%), никеля (более 80%), ванадия (около 70%) выносятся из породы. Некоторое количество указанных элементов находится в рудных минералах — магнетите и ильмените. В балансе марганца основная доля его содержания приходится на кордиерит и гранат, которые широко распространены в породах зон II—IV, а первые находки кордиерита относятся даже к зоне I. Судя по стабильности содержания марганца в породах различных температурных ступеней, гранат и кордиерит, по-видимому, полностью концентрируют его, и при исчезновении их в мигматитах содержание марганца в породах падает до 25% от первоначального. В условиях гранитизации происходит существенное уменьшение содержания титана (более чем в 2 раза). В гнейсах и кристаллических сланцах основное количество титана сконцентрировано в ильмените и магнетите (около 80% от общего содержания), остальная часть приходится на биотит и другие железо-магnezильные силикаты.

### МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ И СЕГРЕГАЦИОННЫЕ ПЕГМАТОИДЫ

С прогрессивной стадией метаморфизма в пределах комплекса связано появление особых высокотемпературных пород, обнаруживающих признаки интенсивных метасоматических преобразований. К ним относятся обогащенные биотитом порфиробластические гнейсы и кристаллические сланцы, содержащие специфические пегматоидные обособления. Они распространены в зонах III и IV и локализируются в своеобразных ореолах над участками мигматизации и телами автохтонных гранитоидов.

#### Обогащенные биотитом гнейсы и кристаллические сланцы

Уже макроскопически эти породы отличаются от нормальных гнейсов и кристаллических сланцев зон III и IV. Они более темные за счет большего количества биотита, характеризуются неравнополосчатой кристаллизационно-сланцеватой текстурой и частым проявлением микроплойчатости. Прослойки, насыщенные биотитом, имеют большую мощность (до 0,4 см), чем прослойки кварц-полевошпатового состава, и нерезко от них отграничены, в то время как обычные гнейсы этих зон характеризуются отчетливой грубой полосчатостью. Поскольку, однако, обычные породы и обогащенные биотитом различны связаны постепенным переходом, а развитие последних локально и проявляется только вблизи участков мигматизации и автохтонного гранитообразования, приходится относить отмеченные текстуры изменения за счет интенсивной биотитизации и перекристаллизации пород, вызванных близким присутствием магматического очага. Такие изменения еще более отчетливо вскрываются при изучении соотношения породообразующих и аксессуарных минералов. Обогащенные биотитом породы содержат 44—48% кварца и плагиоклаза, 36—42% биотита, до 1,5% граната, 2,5—4,3 андалузита и силлиманита, до 6,5 ильменита и магнетита, до 2,5 анатита и турмалина, около 0,8 ортита, 0,10 рутила и 0,15% циркона.

Зерна плагиоклаза (№ 24—25) размером до 0,5—0,8 мм тонко сдвойникованные, свежие, в сростании с кварцем имеют зубчатые или извилисто-заливчатые границы. Широко развитые структуры прорастания

обоих минералов напоминают симплектитовые и свидетельствуют о втором их образовании (Половинкина, 1966). Сохраняются деформированные реликты крупных метабластов кварца, характерных для гнейсов зон III—IV в целом, однако они обладают облачным угасанием и на отдельных участках перекристаллизованы с появлением ксеноморфных зерен, обнаруживающих иную оптическую ориентировку. Биотит желтовато-бурого цвета, показатели преломления меняются:  $N_g = N_m = 1,625 - 1,635$ ,  $N_p = 1,572 - 1,583$ ,  $f_{0.6} = 51 - 53\%$ . Расположение листочков биотита не всегда подчиняется общему направлению полосчатости пород, даже в пределах обогащенных биотитом прослоек, иногда минерал распределен беспорядочно и крайне неравномерно, в результате чего исчезает полосчатое строение гнейсов. Гранат представлен альмандином ( $N = 1,798$ ), он встречается в виде раздробленных реликтовых зерен и в виде мелких идиоморфных кристаллов, по-видимому, новообразованных. Реликтовые зерна каких-либо следов замещения не обнаруживают. Андалузит приурочен к лейкократовым прослойкам, где образует диабласти и изометричные зерна. Одновременно главным образом по границе зерен кварца и плагиоклаза присутствуют тонкие иголки силлиманита, но по сравнению с обычными гнейсами зоны IV количество его заметно сокращается. Ильменит и магнетит ассоциируют с биотитом — густая вкрапленность неправильных зерен, мелких кристалликов, пластинчатых выделений, вытянутых вдоль спайности биотита, переполняют листочки последнего и подчеркивают их границы. Общее количество рудных минералов в несколько раз превышает обычное содержание их в гнейсах зон III—IV. Характерны тесные сростания ильменита и магнетита.

Важными акцессорными минералами в описываемых разностях пород являются апатит, турмалин, циркон и ортит. Апатит в основном приурочен к обогащенным биотитом прослоям, форма выделений — идиобласти и округлые зерна размером  $0,005 - 0,6$  мм,  $N_o = 1,634$ ,  $N_e = 1,637$ , что позволяет относить минерал, по Винчеллу (1953) и Трегеру (1958), к фтор-apatиту. Турмалин макроскопически черный, под микроскопом плеохроирует от густо-сине-зеленого до коричневого,  $N_o = 1,654$ ,  $N_e = 1,625$ . Циркон и ортит по большей части также заключены в биотите в виде мелких зерен. Короткопризматические и удлиненные зерна ортита размером до  $0,2$  мм почти всегда обнаруживают зональное строение. Циркон тонкоигольчатый, призматический, иногда дает круглые и овальные зерна. Оба минерала в биотите сопровождаются густоокрашенными плеохроичными двориками.

### Порфиробластические гнейсы и кристаллические сланцы

Увеличение количества и разрастание диабластов андалузита, плагиоклаза и кордиерита приводит к тому, что обогащенные биотитом разновидности пород превращаются в порфиробластические разности. В типичном своем проявлении они заметно отличаются большим количеством крупных метакристаллов и порфиробластов отмеченных минералов (рис. 11, 12), в связи с чем сланцевая текстура породы сменяется грубоочковой, местами свилевой. Макроскопически порода становится бугристой и легко раскалывается на крупные лизовидные желваки, внутри которых находятся порфиробласты, обтекаемые основной тканью (рис. 13). Последняя представляет собой обогащенный биотитом гнейс, характеристика которого приведена выше. Поэтому остановимся подробнее лишь на описании порфиробластов, поскольку именно порфиробласты являются началом формирования пегматоидов, и в этом смысле порфиробластические гнейсы являются промежуточной ступенью. Заметные на этой ступени особенности сохраняются и в крупных пегматоидных телах, но в них они менее отчетливы из-за большей завершенности процесса и более поздних паложений.



Рис. 11. Порфиробластический гнейс с крупными метакристаллами андалузита. Полюсованный штуф, 1/2 натур. вел.

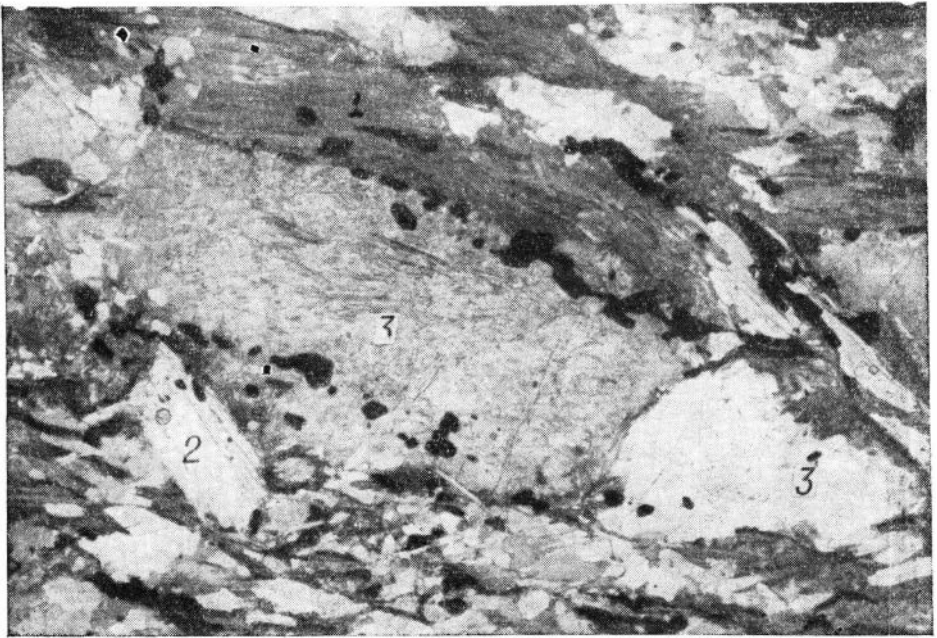


Рис. 12. Биотит (1) -мусковит (2) -силлиманит-кордиеритовый гнейс с порфиробластическими выделениями кордиерита (3) с силлиманитом, окруженным оторочкой пльменита и магнетита (черное). Прозрачный шлиф с анализатором,  $\times 50$ .

Развитие порфиробластеза рассмотрим на примере андалузита и кордиерита.

Первоначально мелкие порфиробласты андалузита представляют собой изометричные или неправильно вытянутые стяжения буровато- или темно-серого цвета, плотные, матовые или со слабым мерцающим блеском и характерным занозистым изломом. Под бинокляром видно, что темный цвет их обусловлен переполненностью включениями рудных минералов в виде округлых плоских табличек и изометричных зерен, в которых угадывается искаженный октаэдр. Там же, где количество рудных уменьшается, проступает розовато-бурый цвет собственно андалузита. Под микро-

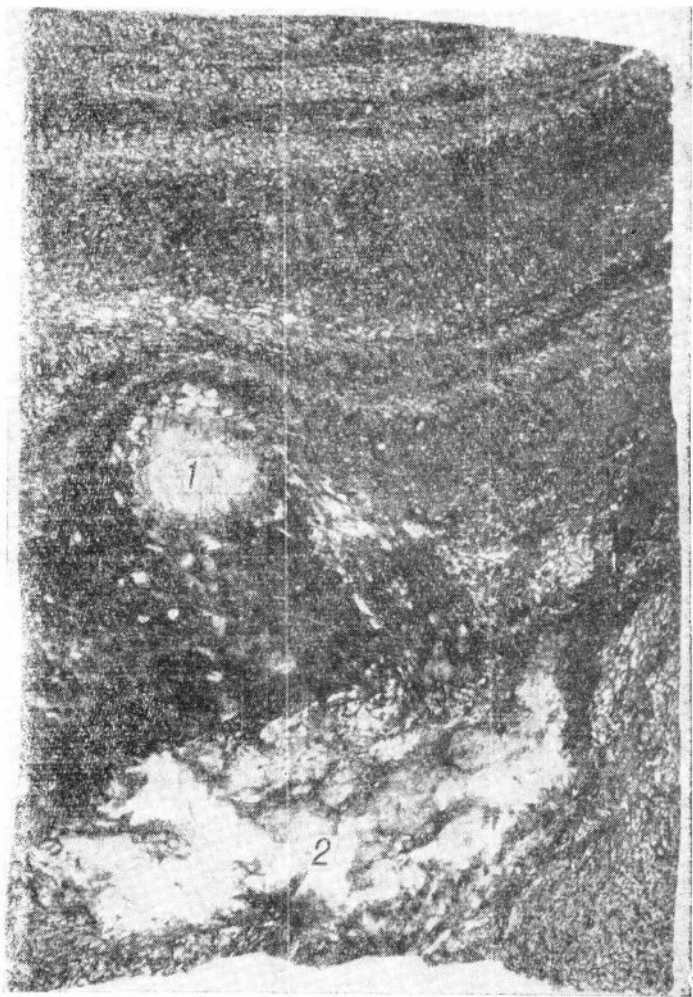


Рис. 13. Начальная стадия роста метакристалла андалузита (1) с отделением крупночешуйчатого биотита (темное слева), включающего кордиерит, и крупнозернистого плагиоклаз-кордиеритового агрегата (2). Хорошо видны следы динамики процесса собирательной кристаллизации — метакристалл растет в замковой (сводовой) части микроскладки. Полированная пластинка,  $\times 2$ .

скопом такие стяжения оказываются ксенобластами с характерной структурой разрастания собирательной перекристаллизации (амебовидной, симплектитовой или бластопойкилитовой) — рис. 14—16. Кроме рудных минералов, ильменита, магнетита и гематита, в микропойкилитовых вростках наблюдаются кварц, плагиоклаз и биотит. Размер вростков 0,1—0,2 мм. Внешний контур порфириобластов часто глубокозаливчатый или кружевной из-за того, что к их периферии количество вростков постепенно увеличивается и они несколько укрупняются. При этом вокруг порфириобластов наблюдается множество мелких каплевидных и стебельчатых зернышек андалузита, расположенных радиально к границе порфириобласта и имеющих с последним одинаковую оптическую ориентировку. За счет слияния с мелкими диабластиками происходит разрастание неправильных выделений андалузита с последующим превращением их сперва в идиобласты, а в конечном счете в крупные призматические метакристаллы (достигающие  $8 \times 2,5$  см), которые особенно хорошо заметны на выветрелой

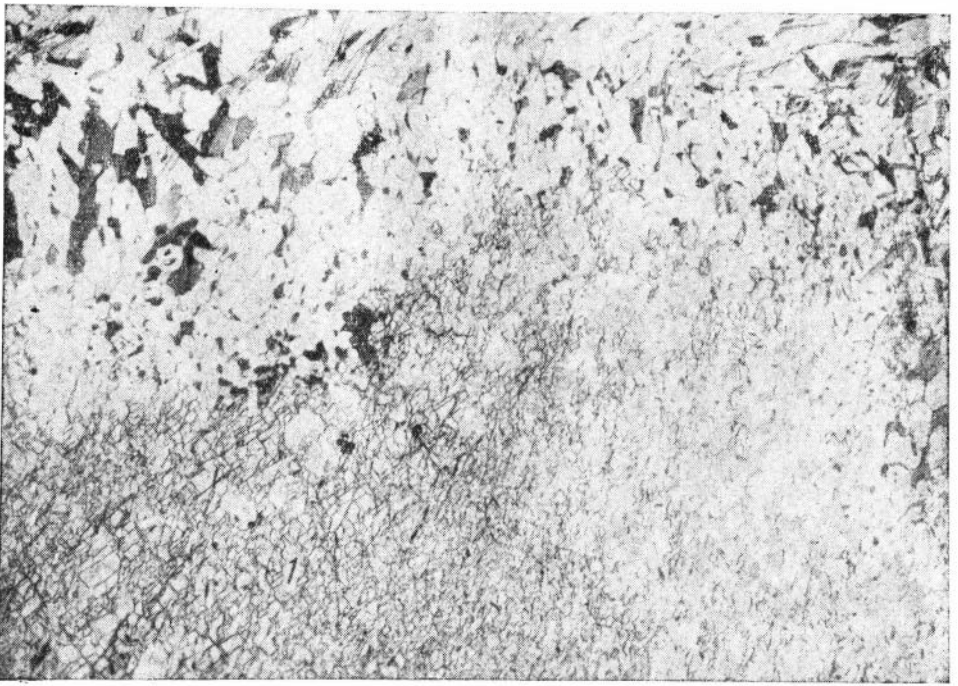


Рис. 14. Краевая часть метакристалла андалузита (I) с диаблостовой структурой. Прозрачный низиф, без анализатора,  $\times 20$ .

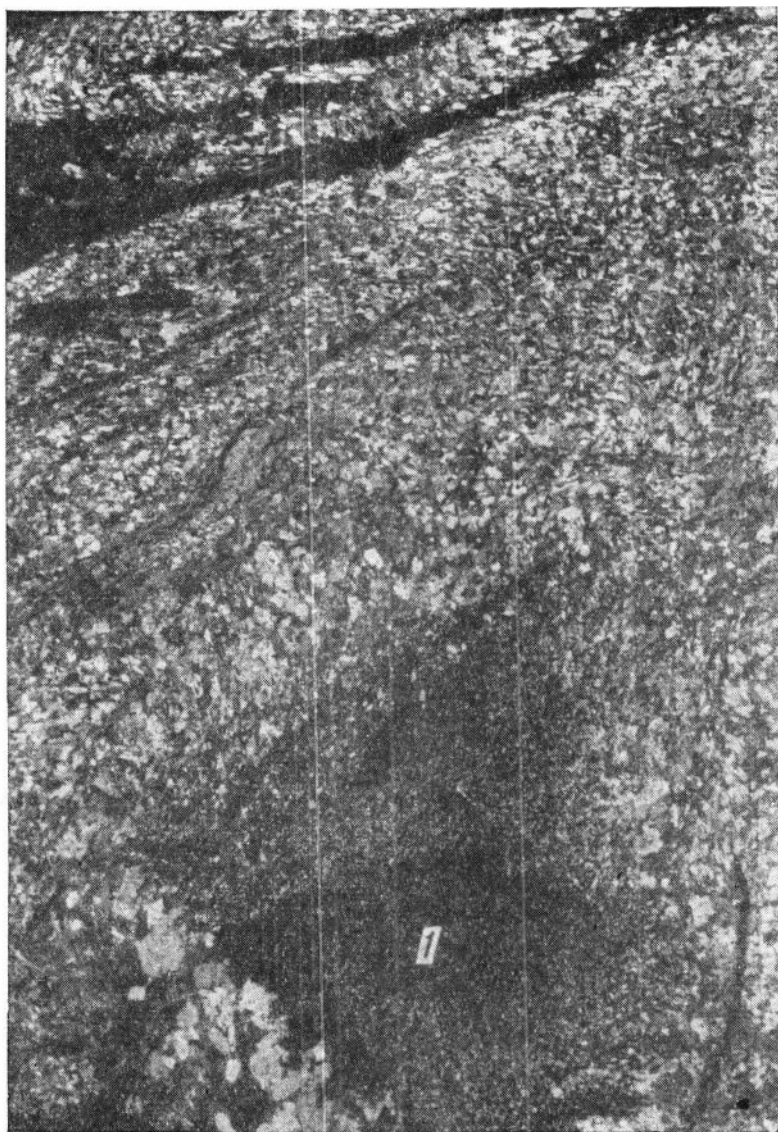
поверхности породы благодаря красновато-бурому или розоватому цвету и большой твердости.

Такие идиобласты и метакристаллы часто обнаруживают несимметричность строения: при срезе, поперечном удлинению, две соседние грани призмы оказываются менее развитыми, чем аналогичные две другие, так что характерное для андалузита ромбическое сечение превращается в удлиненное в одну сторону тетрагон. Очевидно, такая асимметричность развития граней одной простой формы отражает асимметрию питающей среды при росте порфириобластов — более «короткие» (в срезе) грани соответствуют более активно растущим частям метакристалла и фиксируют направление преимущественного питания; по большей части оно совпадает с направлением плоскостей общей сланцеватости породы, хотя может быть и косым и даже перпендикулярным по отношению к ней.

В крупных метакристаллах центральная часть нередко обнаруживает следы скелетного роста — она оказывается состоящей из примыкающих друг к другу блоков, часто со следами свойственной минералу огранки, пространство между которыми состоит из крупночешуйчатого биотита, а сами блоки могут чуть-чуть различаться по оптической ориентировке. Такое блоковое строение иногда указывает направление преимущественного роста, а иногда становится причиной того, что единый метакристалл, по существу, является многоглавым сростком субпараллельно ориентированных индивидов (см. рис. 11).

Отчетливо проявляется очищение минерала в процессе роста порфириобластов — вроски минералов-примесей, в крупных метакристаллах наблюдаются только в краевых частях, а внутренняя часть оказывается мономинеральной, включенные ранее минералы сдвигаются в пространство между «блоками», возникающими в результате скелетной перекристаллизации ядра порфириобласта, либо вытесняются на периферию.

Изучение порфириобластов андалузита, отражающих разную степень превращения их в метакристаллы, позволило проследить изменения в ок-



*Рис. 15.* Метакристалл андалузита (1) на погасании с отчетливой микрофиллиговой структурой; хорошо видна плагиоклаз-кордиеритовая зона, переходящая в биотит-кордиеритовую. Прозрачный шлиф, с аналлизатором,  $\times 20$ .

ружающей породе, связанные с развитием бластеза. Прежде всего вследствие отмеченной самоочистки растущих метакристаллов и сдвигания к периферии минералов-включений возникает своеобразная зональность, наиболее отчетливая вокруг завершенных метакристаллов (см. рис. 16). Порфиробласты и метакристаллы оказываются окруженными каемкой кварц-биотит-плагиоклазового состава, насыщенной рудными и акцессорными минералами. По мере удаления от порфиробластов наблюдается последовательная смена зон различного минерального состава: от плагиоклаз-кордиеритовой к биотит-кордиеритовой и существенно кварцевой с подчиненным количеством биотита. Минеральный состав зон определяется преобладанием одного минерала над другим. Зоны непостоянны по ширине, могут быть прерывистыми, иногда расширяются и образуют подобие «теневых двориков» (см. рис. 13, 16). Основное количество плагиок-



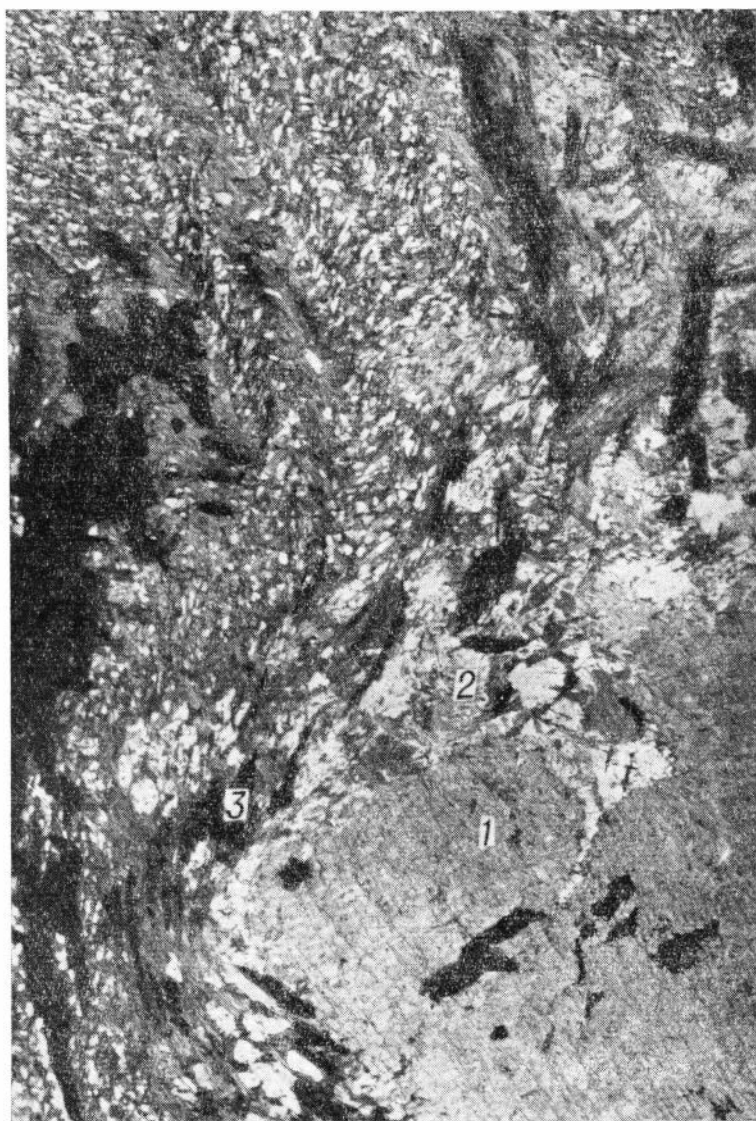


Рис. 16. Зональность вокруг кристалла андалузита:  
 1 — андалузит, 2 — плагиоклаз-кордиеритовая зона, 3 — биотит-кордиеритовая зона. Полированная пластинка,  $\times 6$ .

лаза сконцентрировано в плагиоклаз-кордиеритовой зоне, в биотит-кордиеритовой его значительно меньше и очень мало в участках, обогащенных кварцем. Наиболее крупные зерна (2,5—3,0 мм) с хорошо выраженным полисинтетическим двойникованием характерны для плагиоклаз-кордиеритовой зоны. В остальных зонах и во включениях внутри порфиробластов и метакристаллов андалузита плагиоклаз не двойникован. Микроворостки его внутри порфиробласта-хозяина представлены андезитом № 33—35, в периферической части метакристалла и на границе с ним, в каемке, обогащенной рудными и акцессорными минералами, — олигоклазом № 26, в центральной части плагиоклаз-кордиеритовой зоны — олигоклазом № 22, в зоне биотит-кордиеритового состава — № 19—20, участки, обогащенные кварцем, содержат олигоклаз № 16. По мере удаления от порфиробластов основность плагиоклаза в гнейсе вновь повышается до № 24—25. Кордиерит встречается в плагиоклаз-кордиеритовой и биотит-кордиеритовой



Рис. 17. Бiotит-кордиеритовая зона вокруг метакристалла андалузита (1) и выделения кордиерита (2). Полировальная пластинка,  $\times 2$ .

(рис. 17) зонах. Зерна его голубоватые, бесцветные, в биотит-кордиеритовой зоне крупные (5—6 мм), округлые. Показатели преломления несколько меняются, возрастая по мере удаления от порфиробластов и метакристаллов андалузита,  $N_g = N_m = 1,542 - 1,546$ ,  $N_p = 1,537 - 1,540$ . По отношению к андалузиту и плагиоклазу кордиерит является более поздним, что хорошо заметно по структурам замещения в плагиоклаз-кордиеритовой зоне и по границам с метакристаллами андалузита (рис. 18, 19). Развитие кордиерита по плагиоклазу в биотит-кордиеритовой зоне сопровождается выделением мирмецитовых вростков кварца (рис. 20). Биотит окрашен в буровато-зеленый цвет,  $N_g = N_m = 1,630$ ,  $N_g = 1,581$ ,  $f_{об} = 50\%$ . Максимальный рост листочков биотита с образованием крупночешуйчатого агрегата наблюдается вдоль осей микроскладок, часто осложняющих текстуру породы и особенно отчетливых в пределах биотит-кордиеритовой зоны вокруг порфиробластов (рис. 21). К этим же перегибам микроскладчатости приурочены наиболее крупные выделения кордиерита, переполненные мелкочешуйчатым биотитом, нередко сохраняющим ориентировку слюдистого агрегата, окружающего кордиерит. Кварц, встречающийся в небольшом количестве во внешних частях порфиробластов и метакристаллов андалузита и в биотит-кордиеритовой зоне, становится главным

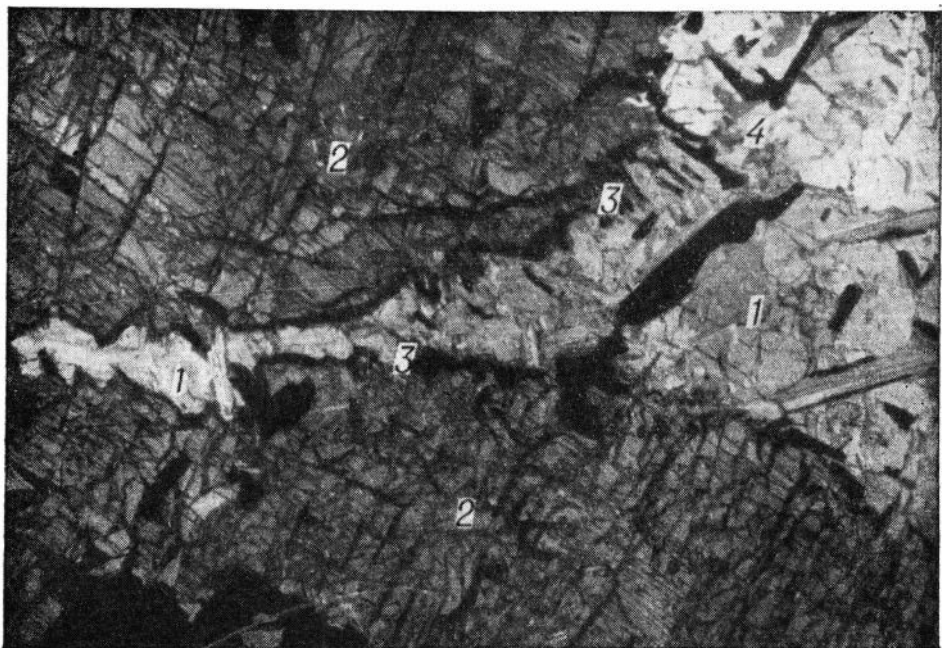


Рис. 18. Кордиерит (1) по границе с метакристаллом андалузита (2). Видна оторочка биотита (3), 4 — плагиоклаз. Прозрачный шлиф, с анализатором,  $\times 50$ .



Рис. 19. Замещение плагиоклаза (1) кордиеритом (2). На погасании красная часть метакристалла андалузита (3). Плагиоклаз-кордиеритовая зона, деталь рис. 16. Полированная пластинка,  $\times 20$ .

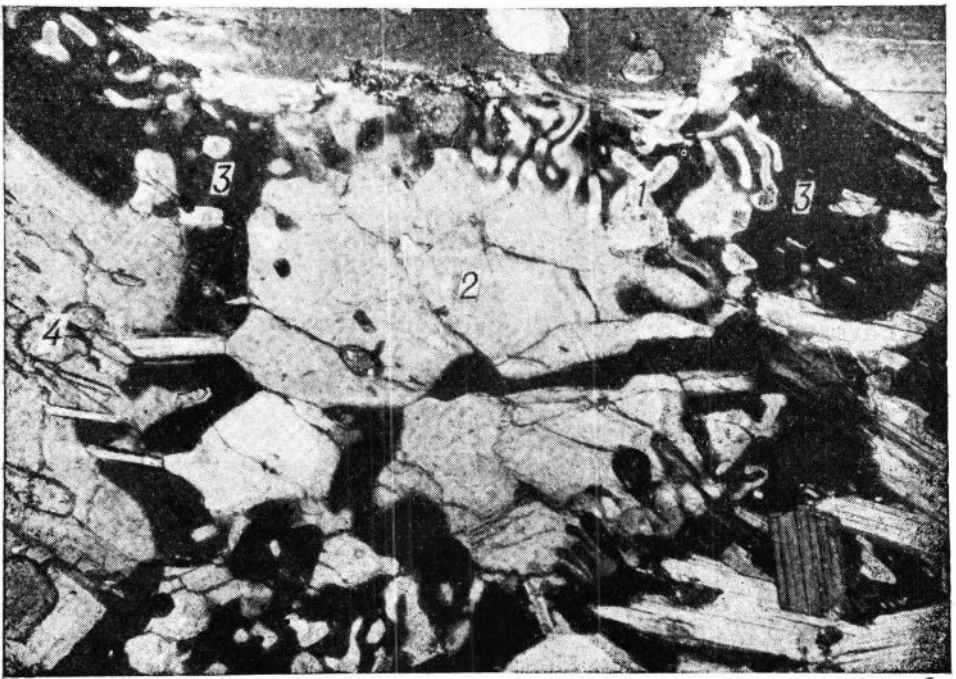


Рис. 20. Появление мирмекитовых вростков кварца (1) при замещении плагиоклаза (2) кордиеритом (3), 4 — анатит. Биотит-кордиеритовая зона. Прозрачный шлиф, с анализатором,  $\times 50$ .



Рис. 21. Биотит-кордиеритовая (1) и биотит-кварцевая (2) зоны, осложненные микроскладчатостью. Полупрозрачная пластинка,  $\times 2$ .

минералом в самой внешней зоне, содержащей в виде примеси небольшое количество биотита. Здесь он образует полигональные зерна размером до 0,07 мм (см. рис. 21). Силлиманит отмечен в виде тонких иголок и их скоплений в зернах плагиоклаза по периферии метакристаллов андалузита, однако непосредственные взаимоотношения его с последним не наблюдались. Рудные и акцессорные минералы, в повышенном количестве скопцентрированные в каемке непосредственно у порфиробластов и метакристаллов, представлены магнетитом, ильменитом, анатитом, турмалином, в

меньшей степени ортитом и цирконом. Из рудных преобладают гематит и ильменит, образующие тонкие сростания. Апатит и турмалин, преимущественно приуроченные к биотиту, дают идиоморфные кристаллы размером до 0,2 мм в поперечнике. Апатит, судя по показателю преломления ( $N_o = 1,637$ ), относится к обогащенной фтором разновидности. Кристаллы его переполнены мельчайшими каплевидными включениями с низким двупреломлением и более низким, чем у апатита, показателем преломления, диагностировать которые, однако, не представляется возможным. Турмалин под микроскопом плеохроирует от густо-сине-зеленого по  $N_o$  до буроватого по  $N_e$ ;  $N_o = 1,654$ ,  $N_e = 1,625$  — по оптическим данным может быть отнесен к ряду драгит — шерл с преобладанием драгитовой составляющей. Циркон и ортит образуют призматические кристаллы размером в десятки и сотни доли миллиметра. Для циркона  $N_o = 1,920$ . Зерна ортита иногда обнаруживают зональное строение. В отличие от других акцессорных минералов наибольшее количество этих двух устанавливается в биотит-кордиеритовой зоне, в кордиерите и биотите они окружены интенсивными плеохроичными двориками.

В развитии порфировобластов кордиерита наблюдается та же последовательность, что и для андалузита — возникновение мелких ксенобластов, насыщенных пойкилитическими включениями других минералов, затем рост их с одновременным самоочищением путем перекристаллизации и сдвигания минералов-примесей к периферии, в результате чего возникает зональность в распределении минералов вокруг порфировобластов. Однако для кордиерита тенденция к самоогранке порфировобластов и превращению их в идиобласты выражена значительно слабее, чем для андалузита, в связи с чем и отдельные крупные метакристаллы кордиерита встречаются гораздо реже. Обычно процесс оказывается зафиксированным на уровне образования пойкилобластов, реже встречаются порфировобласты с чистой серединой и пойкилобластической периферией. Нередки очковые выделения чистого кордиерита, в которых процесс перекристаллизации и самоочистки прошел до конца, со всеми характерными зональными преобразованиями вокруг ппх, но которые при этом так и не приобрели идиоморфных ограничений (см. рис. 12). Поскольку кордиеритовые порфировобласты встречаются в тех же породах, что и андалузитовые, по-видимому, это явление связано с различиями кристаллических структур минералов и гораздо меньшей кристаллизационной силой кордиерита. Наиболее часто при образовании порфировобластов кордиерита наблюдается следующая зональность в распределении вещества.

1. Мономинеральная внутренняя часть порфировобласта. Она может занимать очень малый объем в порфировобласте или даже отсутствовать вовсе, может быть не сплошной, а образовывать несколько чистых участков, по, как правило, располагается в центральной части.

2. Пойкилобластическая периферия порфировобласта. В качестве вростков присутствуют плагиоклаз и биотит, иногда кварц. Из-за очень малых размеров вростков основность плагиоклаза определить не удалось.

3. Зональное окружение порфировобластов. Вплотную к порфировобластам примыкает светлая зона кварц-плагиоклазового состава. Плагиоклаз здесь представлен кислым андезином и олигоклаз-андезином № 28—35. Эта зона с внешней стороны подчеркивается темной прерывистой каемкой, состоящей в основном из рудных минералов с биотитом. По мере удаления от порфировобласта она сменяется зоной, существенно обогащенной биотитом, но содержащей также кварц и плагиоклаз. Биотит в ней, в отличие от биотита гнейсов, под микроскопом обнаруживает плеохроизм в розово-бурых тонах и по оптическим свойствам может быть отнесен к разновидностям, содержащим титан ( $N_g = N_m = 1,630$ ). Плагиоклаз представлен олигоклазом № 15—17. Обогащенная биотитом зона может быть различной ширины, биотит в ней более крупночешуйчатый и расположение его листочков обуславливает «обтекание» порфировобластических глаз-

ков окружающим гнейсом, в который эта зона постепенно переходит. Основность плагиоклаза при этом возрастает до нормального для гнейсов уровня — № 25. В качестве примесей во всех зональных образованиях вокруг порфиробластов присутствуют акцессорные минералы, из которых следует отметить новообразованный циркон, в отличие от циркона гнейсов, образующий очень мелкие, хорошо ограненные кристаллики, и гранат, характерный для кварц-плагиоклазовой и существенно биотитовой зон. В целом количество акцессорных минералов равномерно возрастает по мере удаления от порфиробластов.

### Сегрегационные пегматоиды

Наблюдавшиеся переходы от порфиробластов, не имеющих кристаллографических ограничений, к хорошо образованным метакристаллам, от отдельных порфиробластов и метакристаллов к их срастаниям позволяют восстановить последовательность возникновения сперва мелких, а затем и более крупных гнезд, сложенных преимущественно высокоглиноземистыми минералами. Показанный на примере развития метакристаллов андалузита процесс собирательной кристаллизации еще отчетливее обнаруживается в срастаниях соседних порфиробластов и метакристаллов, когда находящийся между ними и вокруг них материал основной ткани породы подвергается перекристаллизации с явной тенденцией к разделению и обособлению минералов, ранее бывших в тесном срастании в мелкозернистом агрегате. Происходит стягивание вещества по принципу «однородное к однородному», очистка растущих минеральных индивидов и сегрегация мелких зерен кордиерита, кварца, плагиоклаза в более крупные выделения. В результате в порфиробластических гнейсах обособляются полиминеральные тела различных размеров, а в непосредственном их окружении вследствие перераспределения минерального вещества в гнейсах происходит образование более или менее отчетливых зон различного минерального состава.

Как отмечалось, рост порфиробластов и метакристаллов не обнаруживает особой избирательной направленности, поэтому возникающие в результате их разрастания и срастания друг с другом обособления оказываются по отношению к вмещающим их гнейсам и кристаллическим сланцам как согласными, так и несогласными. Крупнокристаллическое, иногда гигантокристаллическое сложение, подобное типичным пегматоидным срастаниям, известным для разных по составу и генезису пород, позволяет рассматривать эти обособления как специфические метаморфогенные пегматоиды, которые по способу их образования могут быть названы сегрегационными. По форме тел и минеральному составу сегрегационные пегматоиды подразделены на следующие группы:

1. Гнезда, сложенные порфиробластами и метакристаллами андалузита и (или) кордиерита с крупноблоковым плагиоклазом и кварцем.
2. Кварцевые жилы с крупными скоплениями кристаллов андалузита, кордиерита, дистена или силлиманита, кварц-дистеновые жилы.
3. Линзы и жилы с отчетливым зональным строением, содержащие высокоглиноземистые минералы.

Пегматоиды первой группы являются переходной разновидностью к порфиробластам и отличаются от последних отсутствием микропойкилитовой и диабластовой структур и включений иных минералов внутри метакристаллов. Они широко распространены в порфиробластических гнейсах и образуют очковые стяжения, короткие линзы и желваки сферической формы, достигающие иногда 0,5—0,8 м в поперечнике. Среди них преобладают кварц-плагиоклаз-кордиеритовые разновидности, но достаточно широко представлены и плагиоклаз-кордиерит-андалузитовые. Характеристику пегматоидов этой группы мы приведем на примере кварц-плагиоклаз-кордиеритовых обособлений.

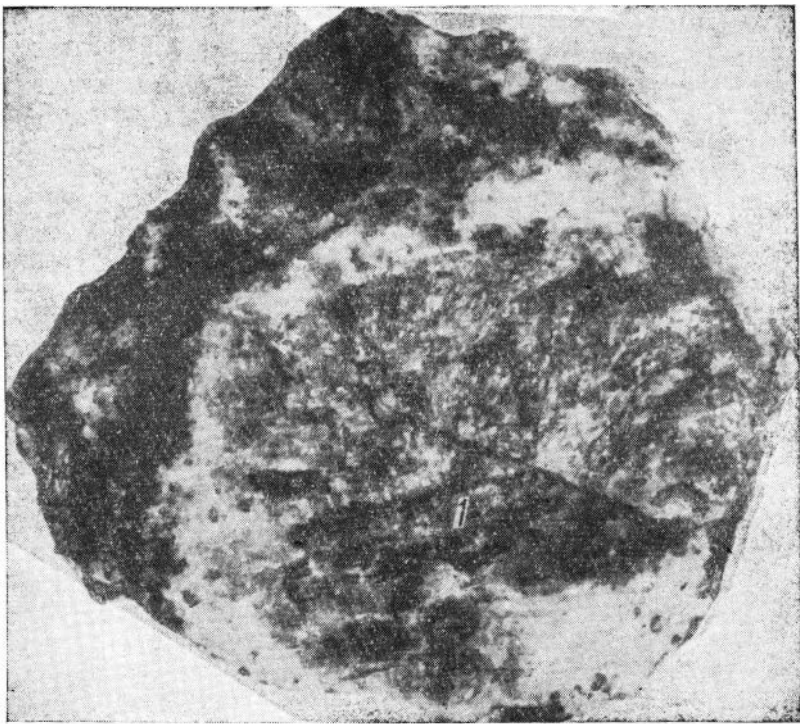


Рис. 22. Пегматоидное обособление кварц-плагноклаз-кордиеритового состава.

1 — кордиерит. Штуф, натур. вел.

Ядро таких обособлений, сложенное мономинеральным кордиеритом, достигает часто 10—15 см (рис. 22), а иногда — 50 см в поперечнике. Это может быть отдельный порфиробласт или сросток порфиробластов, реже встречаются гнезда, в которых кордиерит образует хорошо ограниченные метакристаллы или их двойники. Кордиерит обнаруживает различную степень сохранности — от совершенно свежего, прозрачного, бесцветного или голубовато-фиолетового и фиолетового, не содержащего вrostков других минералов, до слабо-зеленоватого, замутненного, с листочками хлорита и мусковита, развивающихся за его счет. В некоторых гнездах кордиерит полностью теряет прозрачность, становится грязно-зеленым и лишь по характеру спайности и реликтам минерала под микроскопом удастся установить, что в этих случаях имеем дело с полными псевдоморфозами хлорита и мусковита по кордиериту — пинитами и хлорофиллитами. Очень редко наблюдаются замещения кордиерита тонко-игольчатым агрегатом турмалина, вплоть до образования псевдоморфоз. Оптические свойства неизмененных кордиеритов независимо от окраски сходны:  $N_g=1,545$ ,  $N_m=1,538-1,541$ ,  $N_p=1,535$ ;  $2VN_p=76-78^\circ$ . Вычисленная по оптическим данным железистость кордиерита 17—19%, по данным химического анализа (табл. 4) — 18—19%, т. е. он принадлежит к богатой магнием маложелезистой разновидности.

Периферическая часть обособлений более мелкозерниста и сложена главным образом плагноклазом (рис. 23), в меньшем количестве присутствуют также кварц и кордиерит, образующие с плагноклазом незакономерные срастания. Характерно, что в отличие от кордиерита из ядер пегматоидных обособлений кордиерит периферической части переполнен мелкими (десятые — сотые доли миллиметра) зернышками ильменита, а также включает в себя большое количество апатита и тонкие призматические кристаллы рутила и циркона. Плагноклаз образует мяккие и круп-

## Химический состав кордиеритов и андалузитов из пегматоидных обособлений

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe●	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П. п. п.	Сумма
---------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	-------------------------------	----------	-------

## Кордиериты

1	50,26	Сл.	31,51	0,03	1,65	3,79	0,38	9,98	Сл.	0,35	0,18	Не обн.	1,61	Не обн.	99,79
2	50,09	»	31,34	0,02	0,89	3,60	0,59	10,58	»	0,61	0,11	0,08	1,86	»	99,77
3	49,75	»	32,13	0,03	0,79	3,90	0,44	10,27	»	0,38	0,13	0,25	1,49	»	99,56

## Андалузиты

4	36,90	0,10	60,60	Сл.	1,16	0,34	0,04	0,28	0,23	0,32	0,29	—	—	—	100,26
5	36,75	0,12	61,05	»	1,27	0,27	0,03	0,22	0,18	0,15	0,20	—	—	—	100,21

Примечание. 1 — кордиерит из мелких гнезд; 2 — кордиерит из кварцевой жилы; 3 — кордиерит из пегматоидной жилы зонального строения; 4 — андалузит из мелких гнезд; 5 — андалузит из кварцевой жилы.

ные (до 1,2×0,9 см) идиобласты, отчетливо двойникованные; он представлен кислым андезином.

Вокруг пегматоидных гнезд в окружающей породе — как ранее вокруг отдельных порфириобластов и метакристаллов — наблюдается хорошо выраженная зональность. Непосредственно вокруг пегматоидных обособлений развита рудная каемка существенно ильменитового состава (рис. 24, 25). Распределение ильменита в ней неравномерно — на границе с плагиоклазом обособления ильменита образуют сплошную оторочку шириной до 0,5 см, там же, где пограничными оказываются зерна кордиерита, ильменит как бы рассеивается, образуя густую вкрапленность в самом кордиерите и в прилегающих к последнему листочках биотита (см. рис. 25). Зерна ильменита двойникованы и часто находятся в сра-

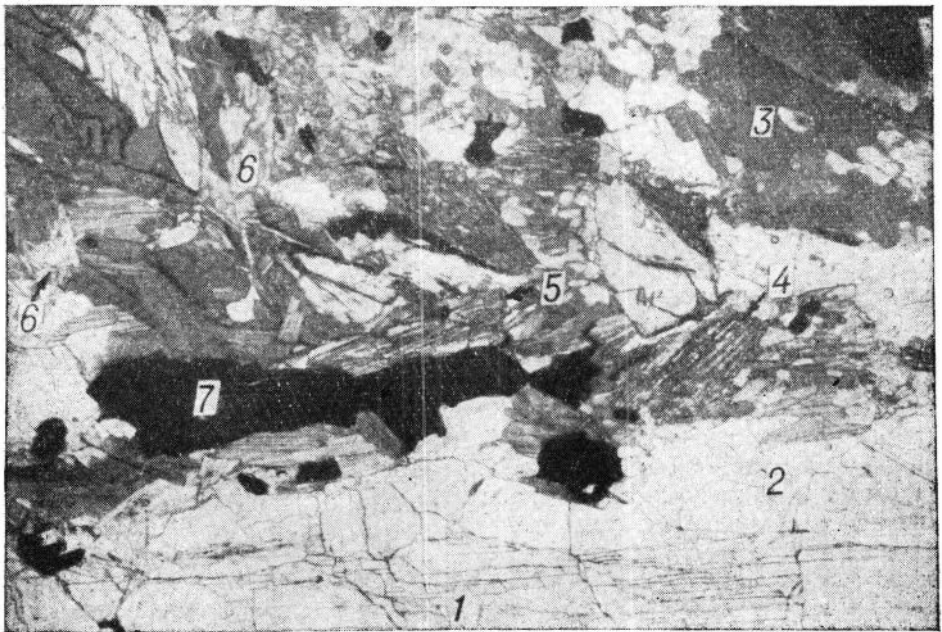


Рис. 23. Краевая часть кварц-плагиоклаз-кордиеритового пегматоидного обособления. 1 — кордиерит; 2 — плагиоклаз, кварц; 3 — биотит; 4 — дистен; 5 — андалузит; 6 — силлиманит; 7 — ильменит. Прозрачный шлиф, без анализатора, × 20.



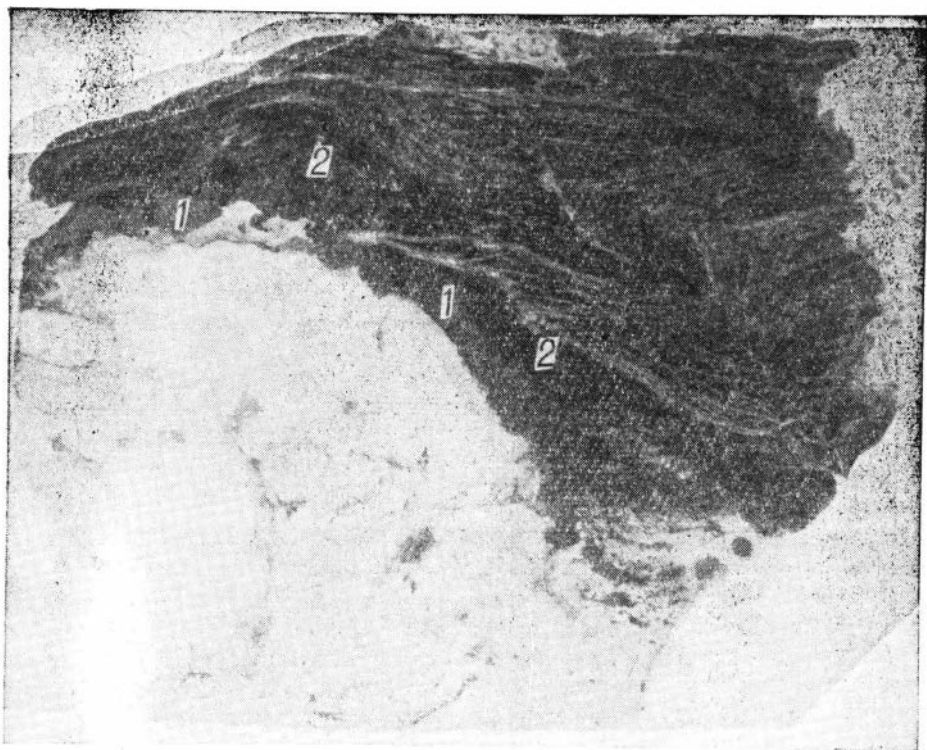
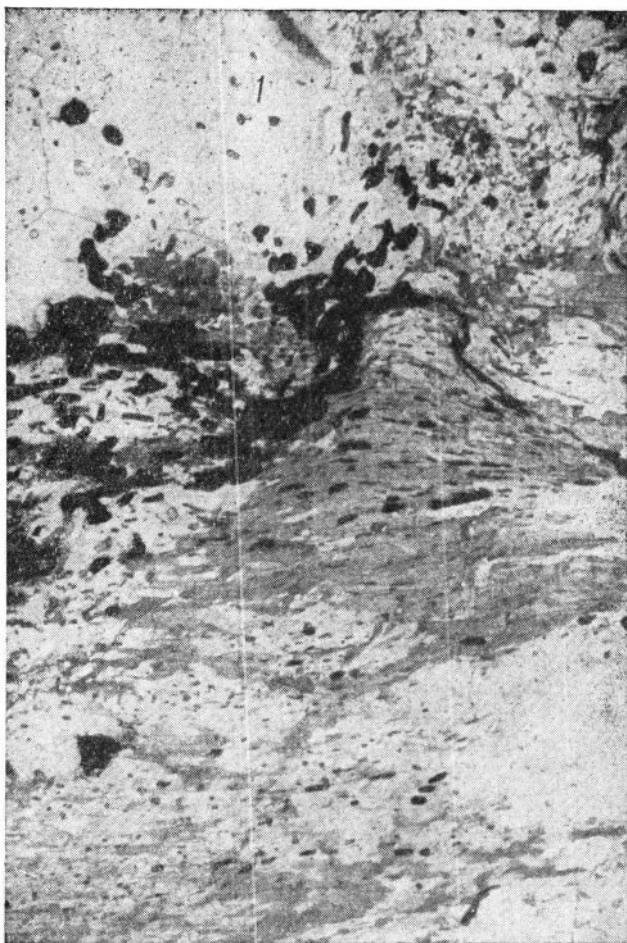


Рис. 24. Кварц-плагиоклаз-кордиеритовое пегматитовое обособление с каемкой ильменита (1) и зоной биотита (2). Полированная пластинка,  $\times 2$ .

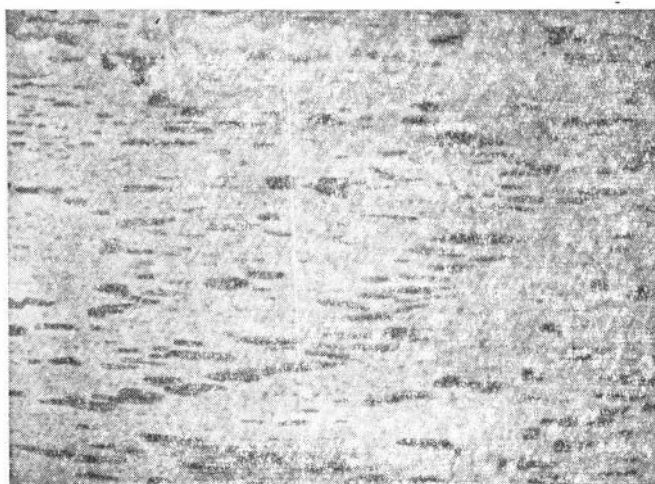
станции с гематитом, обнаруживая характерные черты распада твердых растворов (рис. 26), описанные П. Рамдором (1962). Иногда в таких сростаниях гематит количественно преобладает. Очень часто в пластинках ильменита проявляется отчетливая рутилизация: пятнами меняется отражательная способность и появляются желтые внутренние рефлекссы. Но в некоторых случаях появление желтых внутренних рефлекссов не сопровождается изменением отражательной способности, и без анализатора такие участки не отличаются от неизмененного ильменита. По-видимому, здесь имеет место рутилизация с постепенной перестройкой структуры минерала (Рамдор, 1962). Кроме ильменита и гематита в рудных каемках встречаются мелкие зерна магнетита, но количественно он резко подчинен первым двум минералам.

По мере удаления от гнезда в сторону окружающих гнейсов и сланцев, рудные каемки сменяются зоной, существенно обогащенной биотитом. В ее составе наблюдаются, помимо того, кварц и плагиоклаз, дистен и силлиманит, изредка — андалузит и ставролит (см. рис. 23). Биотит, непосредственно примыкающий к рудной каемке, а при ее прерывании — на границе с пегматитовым обособлением, — крупночешуйчатый, красновато-бурый под микроскопом. С удалением от гнезда он сменяется более мелкочешуйчатым и приобретает зеленовато-бурый цвет. Для красновато-бурого биотита  $Ng=Nm=1,615-1,619$ ,  $Np=1,569-1,573$ ; для зеленовато-бурого  $Ng=Nm=1,625$ ,  $Np=1,574$ . По данным Хайяма (1959), красновато-бурая окраска биотита обусловлена высоким содержанием титана, в то время как присутствие окисного железа придает минералу зеленоватые оттенки.

Дистен и силлиманит в обогащенной биотитом зоне, судя по наблюдениям в шлифах, развиваются путем замещения плагиоклаза, биотита и ставролита. Оба минерала обычно наблюдаются совместно и сопро-



*Рис. 25.* Кварц-плагноклаз-кордиеритовое пегматондное обособление (1). Формы выделения пльменита на границе обособления в биотит-кордиеритовой зоне,  $\times 5$ .



*Рис. 26.* Структура распада твердого раствора ильменит — гематит.  
Светло-серое — гематит, серое — ильменит. Полированный шлиф, Масляная иммерсия,  $\times 170$ .

вождаются обильным выделением мелкозернистого гранобластового кварца и рудных — ильменита, гематита, магнетита. Иногда замещение оказывается настолько интенсивным, что от ранее образовавшихся минералов остаются лишь незначительные по размерам бесформенные реликты. Это, в частности относится к ставролигу, который, будучи вообще редким в пегматоидных обособлениях, наблюдается только в виде реликтовых зерен. Рудные минералы в той же зоне образуют крупные метабласты со сложными ограничениями и пластичатые, несколько более мелкие выделения. Ильменит находится в сростании с гематитом, но в отличие от ильменита рудных каемок не сдвойшикован. Магнетит, как правило, сростаний с другими рудными не образует. Хорошо устанавливается более поздней возникновение рудных минералов — рост от внешних границ отдельных зерен породообразующих минералов вдоль спайности биотита и наличие в метакристаллах рудных минералов зерен апатита, турмалина, кварца и плагиноклаза, имеющих одинаковую оптическую ориентировку с частями зерен, расположенных за пределами метакристаллов. В ильмените часты включения рутила.

Описанная зональность наиболее отчетливо проявлена вокруг мелких пегматоидных гнезд кварц-плагиноклаз-кордиеритового состава. Вокруг крупных гнезд она не столь выдержана, иногда усложняется и имеет свои особенности. Так, рудные минералы только местами сливаются в непрерывную оторочку, по большей же части они лишь обогащают краевую часть пегматоидных обособлений и прилегающую к ним вмещающую породу; при этом расположение их выделений нередко наследует полосчатость гнейсов, подвергшихся изменению. Кроме того, в самом строении крупных гнезд бывают некоторые вариации: крупнозернистый плагиноклаз не всегда сплошь окаймляет кордиеритовое ядро, но может образовывать неправильные пятна, которые местами сменяются мелкозернистым и даже тонкозернистым гранобластовым агрегатом кварца и плагиноклаза с вкрапленностью рудных минералов (рис. 27). Как возникает такой тонкозернистый агрегат, видно в гнездах, включающих в себя фрагменты полосчатого гнейса, как бы «пропитанного» пойкилобластовым кордиеритом. При обособлении последнего в мелкие очки и неясные жилкообразные выделения остается мелкозернистая лейкократовая часть гнейса в виде

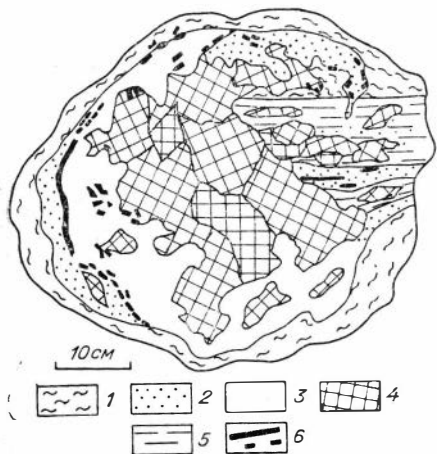


Рис. 27. Кварц-плагиноклаз-кордиеритовое пегматоидное обособление.

1 — зона, обогащенная биотитом; 2 — мелко- и тонко-зернистый агрегат кварца и плагиноклаза; 3 — крупнозернистый (блоковый) плагиноклаз с кварцем; 4 — кордиерит; 5 — реликты вмещающего гнейса, «пропитанные» пойкилобластовым кордиеритом и включающие тонкозернистый агрегат кварца и плагиноклаза; 6 — оторочки и вкрапленность рудных минералов.

полос и пятен с обособившимися внутри них рудными минералами. При слиянии этих кордиеритовых выделений с гнездом она и составляет периферическую часть последнего. И лишь за пределами этих мелкозернистых участков прослеживается зона, обогащенная биотитом, переходящая в обычный гнейс, облекающий гнездо в целом.

Для гнезд второй минеральной разновидности пегматоидов этой группы (плагиноклаз-кордиерит-андалузитового состава) отмечается та же последовательность минералообразования и такой же характер зональности вокруг них, как и при формировании порфиробластов андалузита, что было рассмотрено при описании порфиробластических гнейсов. Поэтому остановимся лишь на некоторых особенностях самих обособлений (рис. 28). Андалузит является их главным минералом. Он образует

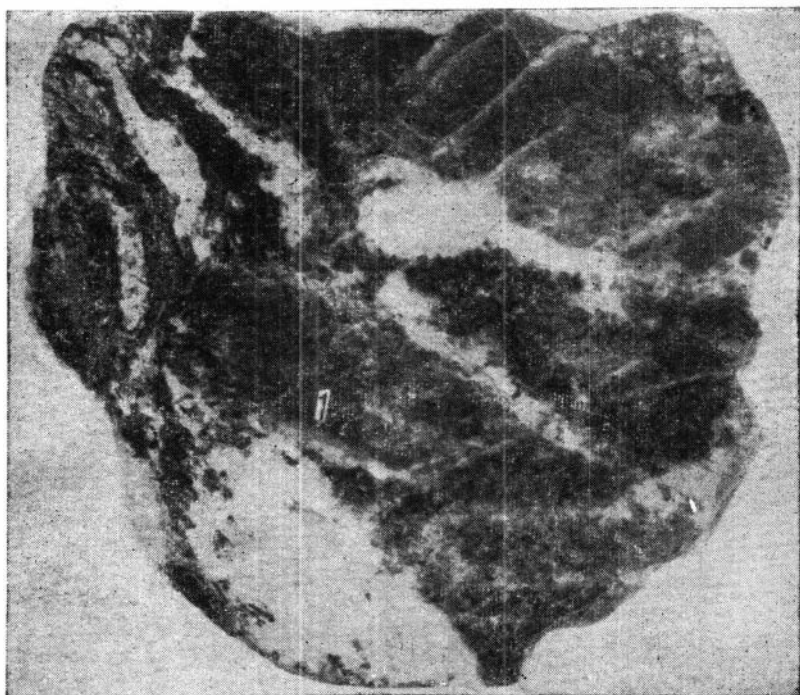


Рис. 28. Плагноклаз-кордиерит-андалузитовое пегматоидное обособление.  
1 — андалузит. Полированный штуф, натур. вел.

крупные (до  $10 \times 4$  см) метакристаллы, по расположению которых в ряде случаев можно уверенно установить, что рост их происходил от периферии гнезд к центру. Сами метакристаллы почти не содержат вростков других минералов, но в прилегающей к гнездам породе нередко наблюдаются их порфиробластические основания. Отпрепарированные от окружающих минералов метакристаллы обнаруживают хорошо развитые грани призмы и очень несовершенные грани пинакоида 001. Поверхности граней неровные, со следами прирастания других минералов — неглубокие ямки, вытягивающиеся вдоль удлинения кристалла, на гранях призмы образуют неровные бороздки, однако индукционные поверхности не наблюдались ни разу. Минерал имеет бурый, красновато-бурый цвет, но в шлифах не плеохроирует,  $N_g = 1,643 - 1,647$ ,  $N_m = 1,638 - 1,642$ ,  $N_p = 1,629 - 1,637$ ,  $2V_{Np} = 77^\circ$ . Химический состав андалузитов приведен в табл. 4. Метакристаллы андалузита обычно погружены в сливной кварц, иногда с плагноклазом, либо же пространство между ними бывает вполне крупнозернистым беспорядочным агрегатом других минералов — крупночешуйчатого, как бы «перемятого» биотита, мелкозернистого кордиерита, непрозрачного зернистого апатита. Иногда в составе гнезд встречается гранат, он тяготеет к периферической части гнезд — основаниям метакристаллов андалузита или агрегату биотита. Рудные минералы образуют либо рассеянную вкрапленность в крупнозернистой и мелкозернистой массе между кристаллами андалузита, либо дают одиночные крупные выделения (чаще всего это пластины ильменита) в кварце и в периферической части гнезд. По большей части они представлены уже описанными сростаниями ильменита с гематитом при явном количественном преобладании первого, рутилизации часто подвергается лишь одна из двойниковых систем ильменита, при этом возникают либо неправильные пятна, либо микрозернистые сростки кристаллов рутила.

Плагноклаз в таких гнездах представлен андезином № 30—33, часто сильно серицитизированным, кордиерит и биотит не отличаются по своей

ствам от тех же минералов окружающих гнейсов (для биотита  $N_g = N_m = 1,632 - 1,634$ ,  $N_p = 1,578$ ). Апатит ( $N_o = 1,637$ ) принадлежит к фтор-апатитам с небольшим содержанием редких земель, присутствие которых подтверждено спектральным анализом.

Характерным для гнезд этой разновидности является развитие вторичных минералов. Так, по кордиериту образуется хлорит ( $N_g = N_m = 1,597$ , оптически слабо двуосный, положительный), иногда целиком замещающий его, и мусковит. Последний замещает также крупночешуйчатый биотит, а также образует плотные мелкочешуйчатые «рубашки» вокруг метакристаллов андалузита, не проникая, однако, внутрь последнего, а парастая на его грани. Для мусковита  $N_g = 1,603$ ,  $N_m = 1,600$ ,  $N_p = 1,562$ ,  $2VN_p = 35 - 40^\circ$ .

Пожалуй, наибольший интерес в этой разновидности пегматондов представляют такие гнезда, где кроме кордиерита и андалузита встречаются также дистен и силлиманит. В большинстве случаев их более позднее образование по сравнению с андалузитом не вызывает сомнений. Дистен в виде призматических и столбчатых кристаллов без концевых граней, часто собранных в звездчатые сростания, псевдоморфно замещают андалузит и кордиерит (рис. 29). Встречаются полные псевдоморфозы его по андалузиту — последний угадывается по характерным формам (рис. 30), — в которых участвуют также мусковит и кварц. Замещающий агрегат оказывается более мелкозернистым, сложным разноориентированными зернами дистена, которые, в свою очередь, частично корродируются кварцем. Макроскопически дистен хорошо заметен благодаря голубому цвету и спайности, в шлифах он бесцветен и не плеохроирует. Часто наблюдаются простые двойники.  $N_g = 1,727$ ,  $N_m = 1,721$ ,  $N_p = 1,718$ ;  $2VN_p = 83^\circ$ ,  $N_g - N_p = 5 - 6^\circ$ . Силлиманит ( $N_g = 1,674$ ,  $N_m = 1,655$ ,  $N_p = 1,652$ ) в андалузите чаще образует тонковолокнистые агрегаты и лишь иногда более отчетливые призматические кристаллы. При этом совместное нахождение двух минералов, андалузита и дистена, андалузита и

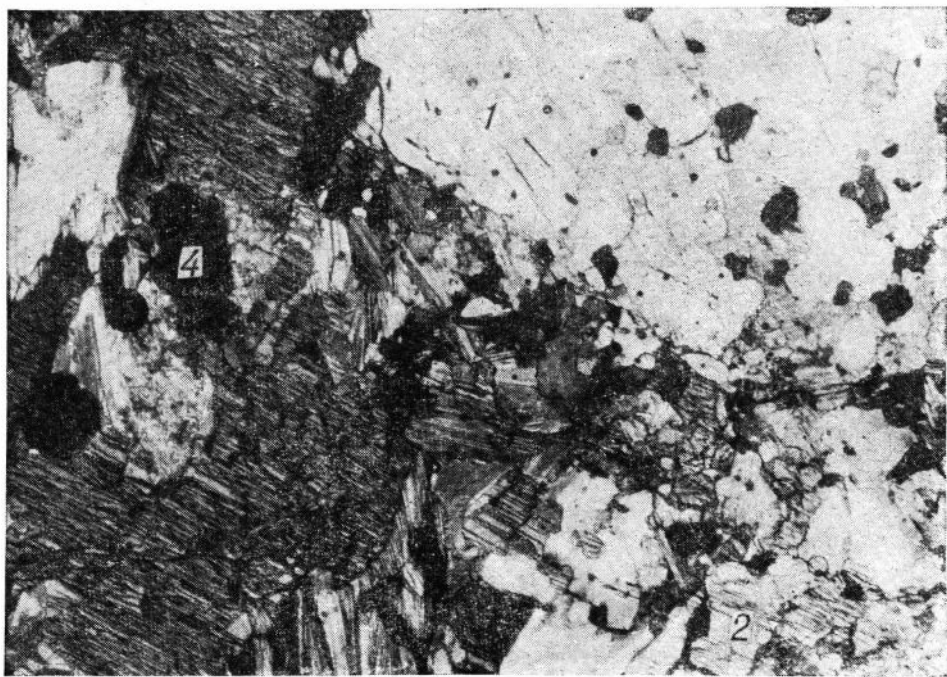


Рис. 29. Участок шлифа из плагиоклаз-кордиерит-андалузитового обособления. 1 — кордиерит; 2 — плагиоклаз; 3 — андалузит; 4 — дистен. Прозрачный шлиф, без анализатора,  $\times 50$ .

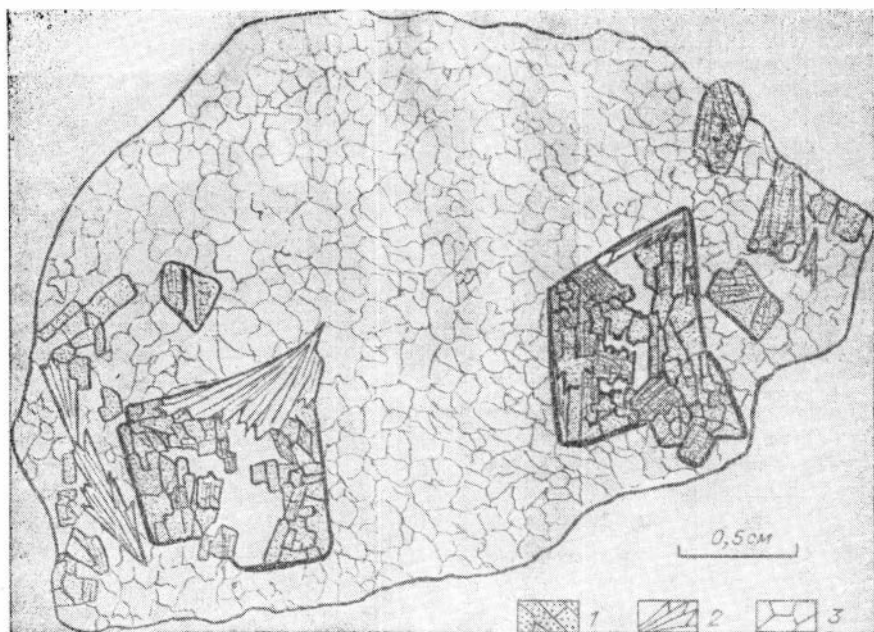
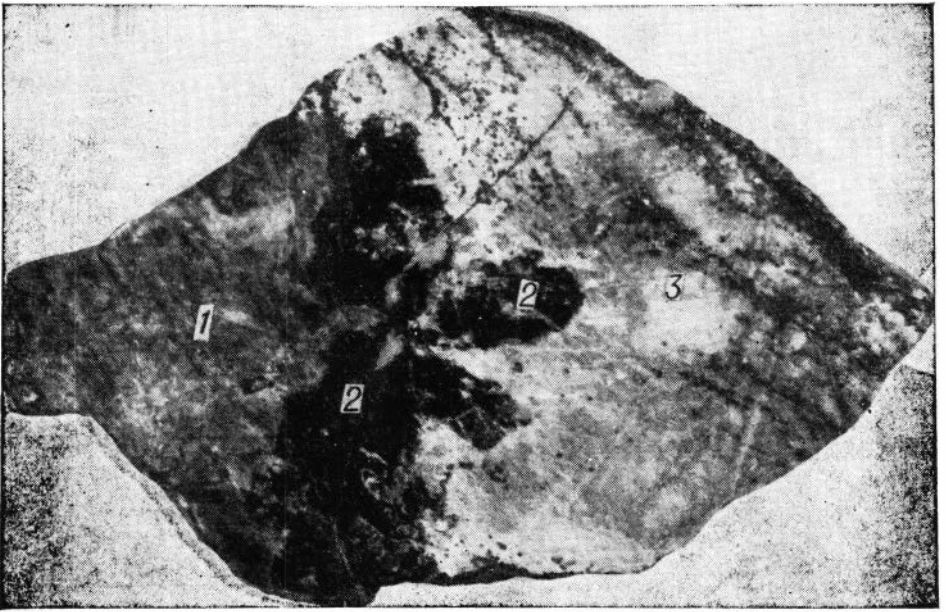


Рис. 30. Псевдоморфное замещение андалузита дистеном.  
1 — дистен; 2 — мусковит, 3 — кварц.

силлиманита, довольно обычно в описываемых пегматоидах, совместное же нахождение всех трех минералов сразу наблюдалось лишь в нескольких случаях. Количественно преобладающим всегда оказывался андалузит, но именно для этих случаев характер взаимоотношений не позволяет однозначно утверждать более позднее образование двух других. Не исключая возможного замещения андалузита силлиманитом и дистеном, как это вообще характерно для продуктов зон III и IV метаморфизма, отметим, что совместное нахождение всех трех минералов весьма существенно для определения условий образования пегматоидных обособлений.

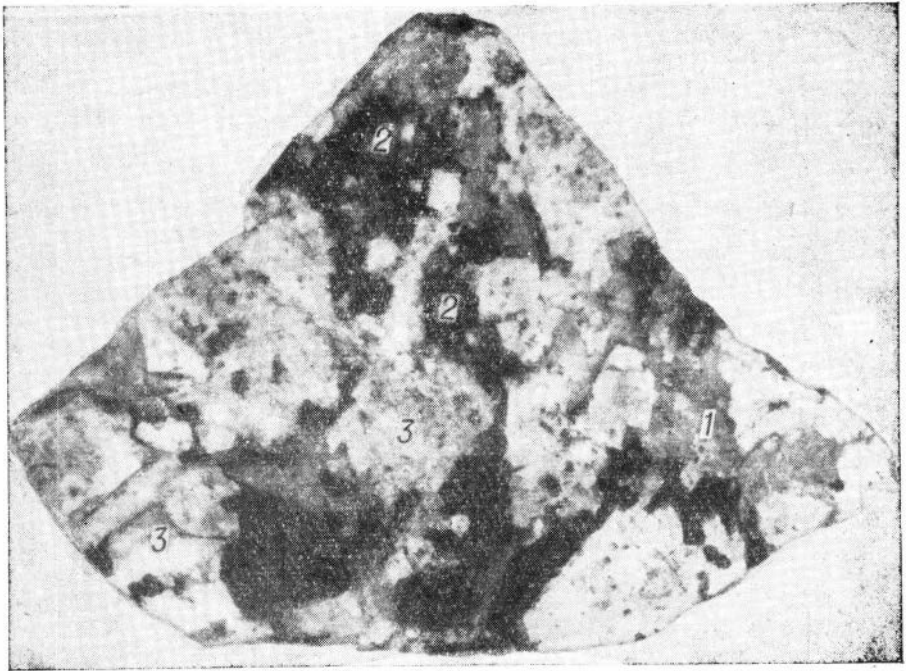
Необходимо отметить, что развитие таких минералов, как мусковит и хлорит по кордиериту и биотиту, замещение андалузита дистеном с мусковитом и образование мусковитовой «рубашки» вокруг кристаллов андалузита очень интенсивно в пределах гнезд и нередко отсутствует в окружающей эти гнезда породе, где ни биотит, ни отдельные порфиробласты кордиерита и андалузита не затрагиваются указанным изменением.

К второй группе пегматоидных обособлений относятся небольшие кварцевые жилы и жилонодобные тела, содержащие в приальбандовых частях крупные кристаллы андалузита, кордиерита или гнездообразные выделения дистена и силлиманита. Среди них наиболее распространены кварцевые линзы с андалузитом и силлиманитом при резко подчиненном содержании дистена и кордиерита, изредка встречаются жилы и линзы кордиерит-дистен-кварцевого состава (рис. 31, 32), еще реже — кварц-дистеновые обособления. Пегматоиды этой группы также сопровождаются ореолами изменения вмещающих пород, имеющими зональное строение. Последовательность зон и их минеральный состав сходны с таковыми вокруг соответствующих порфиробластов и пегматоидных гнезд, потому остановимся лишь на характеристике пегматоидов с дистеном, так как в отличие от кордиерита и андалузита для дистена в изученных породах совершенно не характерно образование крупных отдельных порфиробластов. Вместо этого в процессе сегрегации в метаморфических породах возникают небольшие мелкозернистые кварц-хлорит-ди-



*Рис. 31.* Краевая часть дистен-кордиерит-кварцевой жилы.

1 — дистен; 2 — хлоритизированный кордиерит; 3 — зона кварц-плагиоклазового состава с рудными минералами (мелкая вкрапленность и субпараллельные полоски). Полированный штуф, натур. вел.



*Рис. 32.* Краевая часть пегматонидной жилы с дистенем. Тонкошестовый дистен (1) совместно с хлоритизированным идиоморфным кордиеритом (2) в промежутках между кристаллами плагиоклаза (3). Штуф, натур. вел.

стенные стяжения, в которых дистен образует мелкие удлиненные разноориентированные пойкилобласты, насыщенные тончайшей вкрапленностью рудного вещества. Поэтому появление крупных гнездообразных выделений дистена в пегматоидах оставалось непонятным, пока не были найдены своеобразные промежуточные формы — кварц-дистеновые метасоматические жилки. Они достигают 2—4 см мощности, имеют отчетливые, иногда резкие контакты, пластинообразную форму с параллельными друг другу плоскостями ограничения и обычно занимают секущее по отношению к вмещающей их породе положение. С первого взгляда они производят впечатление типичных жил выполнения открытых трещин, однако при внимательном их изучении обнаруживаются некоторые особенности, свидетельствующие об их сегрегационно-перекристаллизационном образовании с метасоматическим способом отложения жильного вещества.

На рис. 33, а видно, что при общей параллельности противоположных контактов они имеют различный контур, что является общеизвестным признаком жилок замещения. Видно также, что рост кристаллов дистена происходил по большей части в обе стороны примерно от осевой части жилки с преимущественной скоростью в одну сторону — об этом свидетельствуют расширяющиеся концы шестоватых и пластинчатых его индивидов. Нижний (на зарисовке) контакт жилки на большом протяжении представляет собой совокупность «утыкающихся» в породу концов шестоватых индивидов дистена. При этом со стороны хлоритизированного гнейса, который вмещает жилку (он содержит большое количество равномерно рассеянных рудных минералов, главным образом ильменита, небольшие неправильные порфиробластические обособления кварца и плагиоклаза, лишенные рудной вкрапленности и очковые стяжения мелкозернистого пойкилобластического дистена с кварцем и хлоритом), контакт подчеркивается цепочкой рutilизированного и лейкоксенизированного ильменита. Нижний контакт кварц-дистеновой жилки пересекает мелкозернистое стяжение пойкилобластического дистена с кварцем, и здесь наблюдается рост отдельных пограничных зерен дистена из стяжения внутрь жилки. Возникает типичная картина геометрического отбора, но величина индивидов в зоне перекристаллизации показывает, что такой рост в ней быстро прекратился, подавленный встречным ростом лучистого дистена жилки. Подобные признаки встречной перекристаллизации мелкозернистого агрегата могут совсем отсутствовать, как у верх-

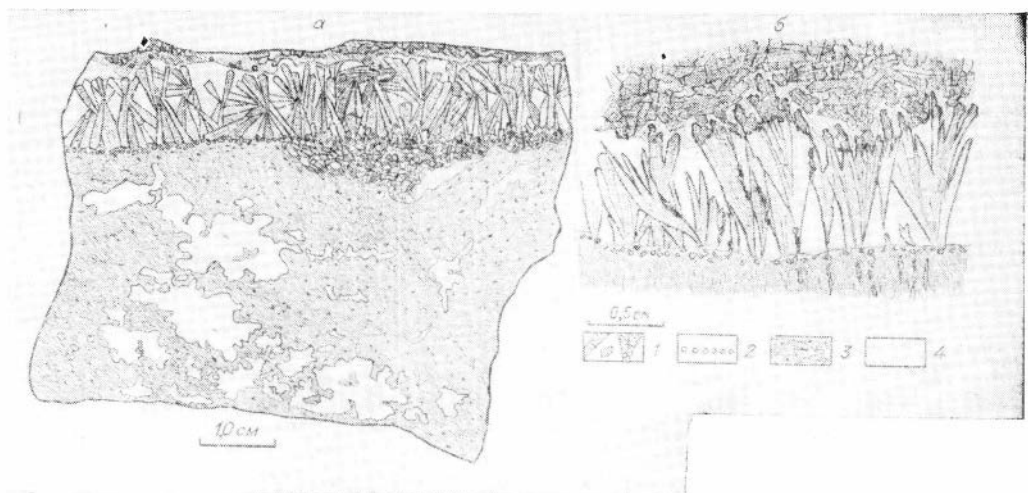


Рис. 33. Кварц-дистеновые метасоматические жилки.

а — разрез вдоль жилки; б — поперек. 1 — дистен; 2 — рutilизированный и лейкоксенизированный ильменит; 3 — кварц-плагиоклаз-хлоритовая вмещающая порода с вкрапленностью рудных минералов; 4 — кварц.



него контакта жилки, где пойкилобластовый дистен вмещающей породы отделен от растущих в его сторону кристаллов дистена жилки тонкой каймой мелкозернистого кварца с хлоритом и рудным, которая внутри жилки сменяется чистым кварцем. В кварце и заканчивается рост направленных в эту сторону кристаллов дистена. Жилка образовалась в результате собирательной перекристаллизации дистена и кварца мелкозернистых стяжений, путем метасоматического разрастания в обе стороны от тонкой трещины, фиксируемой центрами роста шестоватого дистена жилки. При таком переотложении происходит дифференциация вещества, в результате чего беспорядочно распределенный между пойкилобластическими зернами дистена мелкозернистый кварц сегрегируется, заполняя промежутки между шестоватыми кристаллами (метакристаллами) дистена и образуя в конце кощцов сплошную каемку. Она, по-видимому, становится непроницаемым барьером при переотложении дистена мелкозернистых стяжений, перекристаллизация которого прекращается и прекращает рост его шестоватых кристаллов в жилке в эту сторону. Распределенный ранее в породе рудный материал оттесняется растущими метакристаллами — возникает оторочка лейкоксенизированного ильменита вдоль фронта перекристаллизации, совершенно аналогично описанному А. Г. Жабиным для агрегата порфиробластов карбоната, растущего в среде с углистым веществом (Жабин, 1966). Таким образом, по уровню сегрегации материала окружающей метаморфической породы сама жилка соответствует крупным порфиробластам и мелким гнездобразным выделениям, описанным для кордиерита и андалузита. Возможно, отсутствие крупных отдельных порфиробласт и метакристаллов дистена связано с резкой анизотропией роста дистена по различным направлениям, при которой отдельные мелкие зародыши-пойкилобласты, разрастаясь только в длину, теряют возможность взаимной ориентации с образовавшимся единой кристаллической структуры порфиробласта. Это является специфической особенностью именно данного метаморфического комплекса, поскольку для других регионов в соответствующих породах известны крупные порфиробласты и метакристаллы дистена.

В других кварц-дистеновых жилках рост индивидов дистена мог происходить только в сторону (рис. 33, б) более мелкозернистого кварц-дистенового агрегата стяжений. Лейкоксенизированный рудный материал здесь не только образует оторочку вдоль резкого контакта жилки, служащего отправной линией для роста лучистого агрегата дистена, но и концентрируется местами по границе отдельных зерен и между пучками индивидов дистена внутри жилки. Показательным является противоположный (верхний на зарисовке) контакт жилки. Макроскопически он совершенно отчетлив благодаря голубому цвету дистена жилки, и, хотя по очертаниям не соответствует другому ее контакту, создает впечатление волнистой поверхности, резко разграничивающей жилку и вмещающую ее более мелкозернистую породу. Именно до этой границы доходят листочки хлорита в породе, а ниже ее кварц, выполняющий промежутки между лейстами дистена жилки, совершенно чистый. На самом деле, как показывает наблюдение в шлифах, граница в значительной мере только зрительная, обусловленная распределением тонко рассеянного рудного минерала и связанной с этим окраски дистена. Дистен жилки, дорастая до этой границы, не прекращал свой рост, а продолжал расти, пойкилобластически включая в себя оттесненную до этого уровня вкрапленность рудного минерала. Оптическая ориентировка зерна оставалась прежней и пойкилобластическая его часть представляет собой единое целое с чистой монокристалльной частью метакристалла внутри жилки. И здесь мы сталкиваемся с перекристаллизацией более мелкозернистого агрегата окружающей породы и укрупнением и разделением минералов. Процесс этот не прошел до конца и зафиксирован на промежуточной ступени, соответствующей перекристаллизации и самоочищению внутренних частей круп-

ных метакристаллов андалузита, сохраняющих пойкилобластические включения посторонних минералов на периферии.

В некоторых жилках в мелких клиповидных щелях между индивидуумами дистена обнаружен тонкочешуйчатый пиррофиллит, диагностика которого подтверждена рентгеновским путем. Дистен обладает обычными для него свойствами, но, несмотря на ясный голубой цвет, в шлифах плеохроирует,  $N_g = 1,728$ .

Рассмотренные примеры сегрегации дистена позволяют думать, что и крупные гнездобразные скопления его в пегматондных обособлениях обязаны своим происхождением тем же процессам собирательной кристаллизации перераспределения, что и остальные сегрегационные метаморфогенные пегматонды. Для пегматондов с дистеном характерна форма коротких линз в жилл, преимущественно согласно залегающих с окружающими их метаморфическими породами. Гнейс вокруг них часто осветлен, полностью теряет блотит и связанную с его распределением полосчатость, реликты которой угадываются лишь по расположению цепочек обособившихся и укрупнившихся рудных минералов (см. рис. 31). Под микроскопом такая осветленная порода представляет собой топкозернистый агрегат кварца и плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз), пронизанный хлоритом; вблизи пегматондных тел в ней появляются отдельные метакристаллы кордиерита и гранат. Рудные минералы из обособившихся полос — пластинки ильменит-гематита с тонкими веретенообразными структурами распада твердого раствора. В меньшей степени присутствует магнетит.

Периферическая часть линз состоит из крупнокристаллического кордиерита, иногда в виде кристаллов, почти целиком замещенных тонкочешуйчатым агрегатом хлорита и слюды, крупнокристаллического же плагиоклаза (альбит-олигоклаз, идентичный плагиоклазу осветленного гнейса), граната, который в виде отдельных округлых зерен и их скоплений располагается внутри кордиерита. Центральная или осевая часть тел сложена мономинеральным полупрозрачным кварцем, в котором на границе с крупнокристаллической периферией встречаются гнездобразные выделения плагиоклаза (андезит № 30—32) и мелкозернистого бесцветно ориентированного агрегата голубого дистена, сопровождаемого чешуйчатым зеленым хлоритом. По отношению к кордиериту и альбит-олигоклазу дистен явно более поздний — местами отчетливо их замещает, но с хлоритом дистен близко одновременен — никаких признаков замещения дистена последним, несмотря на тесное совместное нахождение, не обнаруживается. Местами дистен включает в себя гранат, ранее заключенный в кордиерите, очевидно наследуя его. Из-за сильной изменчивости кордиерит не удается охарактеризовать оптически. Хлорит, развивающийся по нему, оказывается идентичным чешуйчатому хлориту из дистен-хлоритовых гнезд — под микроскопом плеохроирует в грязно-зеленых тонах, оптически положительный, почти одноосный,  $N_g = N_m = 1,601$  и, по-видимому, близок к амезиту. Для дистена ( $N_g = 1,726$ ) оптические свойства обычны. Андезит слабо серицитизирован в отличие от альбита, который очень сильно замутнен и подвергается хлоритизации. Гранат ( $N = 1,795$ ) не отличается от граната из других по минеральному составу пегматондов.

Образование дистена очень тесно связано с развитием хлорита, однако степень хлоритизации в пегматондах этой группы примерно одинакова, независимо от их минерального состава, и в большинстве случаев не сопровождается хлоритизацией вмещающих гнейсов за пределами непосредственного окружения пегматондных тел. Исключения составляют жилки кварц-дистенового состава, которые почти всегда оказываются залегающими в сильно хлоритизированном гнейсе, несущем и другие следы диафорического изменения (рутилизация и лейкоксенизация ильменита в приконтактной полосе).

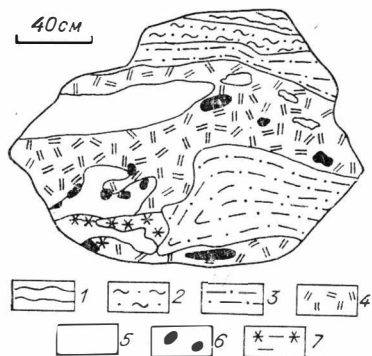


Рис. 34. Пегматоидное обособление сложного зонального строения.

1 — обогащенный биотитом гнейс; 2 — кварц-плаггиоклаз-биотитовая зона с кордиеритом, силлиманитом и мусковитом; 3 — кварц-плаггиоклаз-биотит-кордиеритовая зона с андалузитом, силлиманитом и дистеном; 4 — центральная зона кварц-плаггиоклаз-мусковитового состава с кордиеритом и силлиманитом; 5 — кварцевые линзы; 6 — гнезда андалузита с дистеном, редко с силлиманитом; 7 — гнездо силлиманита.

В третьей группе пегматоидов относятся обособления сложного зонального или полосчатого строения. Они встречаются в виде жил и линз более значительной по сравнению с предыдущими мощности и длины. Ниже приводится описание одной из таких жил (рис. 34). Мощность ее около 1 м, длина 2,5 м, граница нерезкая — она отделяется от порфиробластического вмещающего гнейса зоной мощностью 20—25 см, имеющей кварц-биотитовый состав с подчиненным количеством плаггиоклаза и кордиерита.

Биотит ( $Ng=Nm=1,632$ ,  $Np=1,578$ ) непосредственно у границы жилы крупночешуйчатый, зеленовато-бурый, содержит большое количество опациitized апатита, рудных минералов, турмалин и мелкие кристаллики циркона. Рудные минералы в обогащенных биотитом участках представлены преимущественно ильменитом, менее — гематитом, магнетитом и рутилом, в единичных зернах встречаются халькозин и браннерит. В теле собственно жилы можно выделить следующие зоны: краевую (по составу — плаггиоклаз + кварц + кордиерит + биотит + силлиманит + мусковит), промежуточную (плаггиоклаз + кварц + биотит + кордиерит + андалузит + силлиманит + дистен), центральную (плаггиоклаз + кварц + мусковит + кордиерит + силлиманит с андалузитом, дистеном и чешуйками биотита).

Краевая зона отличается от вмещающей жилу породы более крупнозернистым сложением (размер основной массы зерен 1—1,5 мм), на фоне которого выделяются еще большие порфиробласты плаггиоклаза и линзочки сегрегированного кварца размером 2—3 см. Главными минералами являются кварц, плаггиоклаз (№ 24—25) и биотит ( $Ng=Nm=1,619$ ,  $Np=1,570$ ). Кордиерит имеет подчиненное значение, он образует изометричные зерна, насыщенные рудными минералами и биотитом. Рудные минералы образуют крупные метакристаллы. Характерно обилие апатита, рутила, циркона и турмалина (размер зерен — сотые доли миллиметра). Силлиманит присутствует в виде редких игольчатых кристаллов в биотите и кордиерите.

Отличительной особенностью промежуточной зоны является высокое содержание в ней порфиробластического кордиерита (около 50% объема) и появление дистена и андалузита. Последний включен в кордиерит (рис. 35), порфиробласты которого достигают 2,5—4 мм в поперечнике. Они насыщены изометричными зернами рудных минералов и мелкочешуйчатым биотитом; ближе к центральной зоне тел происходит очищение кордиеритовых порфиробластов с образованием вокруг них оторочек, обогащенных теми же рудными и биотитом. Дистен и силлиманит развиваются за счет биотита и плаггиоклаза с образованием большого количества мелкозернистого кварца. Силлиманит замещает кордиерит, наблюдаясь преимущественно в виде фибролита, дистен образует изометричные или несколько удлиненные зерна с совершенной спайностью, бесцветные под микроскопом. Рудные минералы образуют метакристаллы, структуры распада твердых растворов в сростаниях ильменита и гематита. К биотиту и кордиериту приурочен апатит, дающий идиоморфные кристаллики размером 0,5—1,5 мм, в местах скопления рудных минералов и апатита характерно повышенное содержание рутила и циркона.

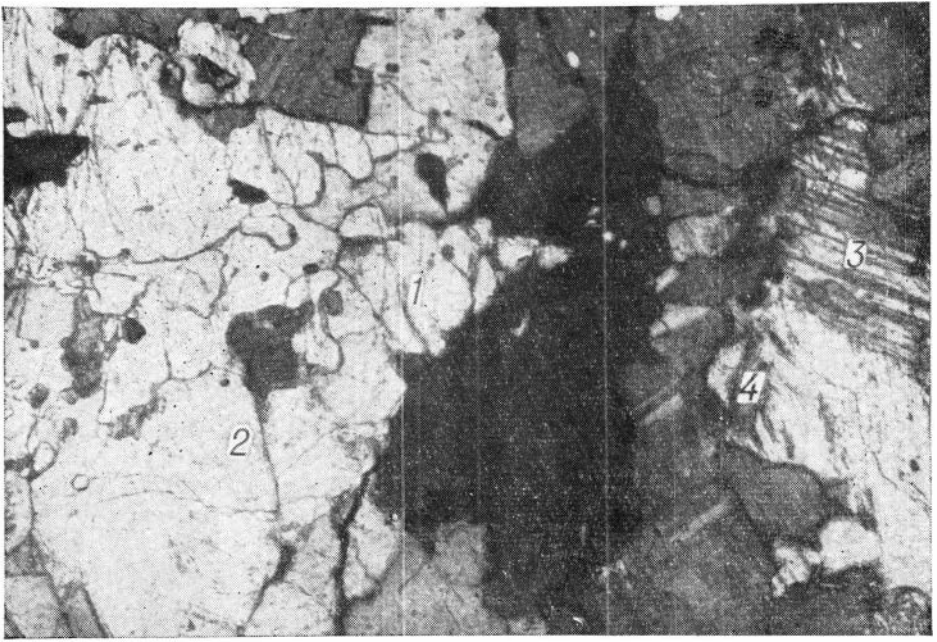


Рис. 35. «Веретенца» диаблостового андалузита (1) в кордиерите (2), вблизи границы с кордиеритом по плагиоклазу (3) развит силлиманит (4). Центральная часть пегматоидного обособления сложного зонального строения. Прозрачный шлиф, с анализатором,  $\times 50$ .



Рис. 36. Андалузит (1), силлиманит (2) и дистеп (3) в пегматоидном обособлении сложного зонального строения, центральной зона, 4 — мусковит. Прозрачный шлиф, без анализатора  $\times 20$ .

Центральная зона имеет вид типичного пегматоида за счет развития крупноблочковых кварца и плагиоклаза, в которых в виде толстотаблитчатых кристаллов рассеяны крупночешуйчатый мусковит. Структура породы гранобластовая пегматоидная, размеры отдельных зерен кварца и плагиоклаза 2—3 см. Плагиоклаз № 19—20. В мусковите ( $N_g=1,603$ ,  $N_m=1,599$ ,  $N_p=1,563$ ) присутствуют мелкие (десятые доли миллиметра) зерна дистена. В средней части зоны наблюдаются лопатообразные выделения сливниого кварца, подобные кварцевому ядру обычных графитных пегматитовых жил, и здесь же в виде отдельных гнезд встречаются скопления крупных ( $4 \times 4$  см) кристаллов андалузита, промежутки между которыми выполнены плагиоклазом, и гнезда сплошного силлиманита. Здесь же рассеяны отдельные изометричные зерна чистого, бесцветного или чуть голубоватого кордперита, достигающие 1—2 см, так что в целом центральная зона имеет вид графитного пегматоида, на фоне которого обособлены гнезда высокоглиноземистых минералов. Андалузит в них покрыт плотной «рубашкой» мусковита, в котором включены силлиманит, кристаллы дистена и турмалин (рис. 36). Мусковит «рубашки» крупночешуйчатый,  $N_g=1,602$ ,  $N_m=1,600$ ,  $N_p=1,562$ , листочки его растут от поверхности граней андалузита перпендикулярно или под углом к ним. Местами мусковит не просто включает иголки силлиманита, а замещается им с образованием фибролитового агрегата. Плагиоклаз в ассоциации с андалузитом представлен олигоклаз-андезином № 30—33. Силлиманит в сплошных гнездообразных выделениях образует призматические и шестоватые кристаллы и лишь по краям гнезд переходит в фибролит.

### Физико-химические условия формирования пегматоидов и метасоматически измененных пород

Гнейсы и кристаллические сланцы зон III и IV над участками проявления гранитизации обогащены биотитом, содержат большое количество порфиробластов высокоглиноземистых минералов и пегматоидных обособлений, образование которых происходило путем конкреционного роста в процессе собирательной кристаллизации материала вмещающих пород (Eskola, 1932; Ramberg, 1952; Судовиков, 1964; Шахов, 1970). Это хорошо подтверждается химическими анализами пород (см. табл. 7, 8) и петрографическими исследованиями.

Возникновение зон различного химического и минерального состава вокруг растущих порфиробластов отражает перераспределение минералообразующих компонентов на небольших участках, ограниченных локальным развитием порфиробластеза. Избирательное поглощение кристаллизующимся минералом большого количества глинозема вызывает его подток из окружающей породы к порфиробласту (образование мелких каплевидных зародышей на фронте роста метакристаллов андалузита) и вынос щелочей и других окислов к его периферии. По тому же принципу шло образование пегматоидных обособлений, вокруг которых повсеместно отмечается зональное изменение окружающих гнейсов вследствие миграции вещества в пределах небольших объемов пород. Указанные минеральные превращения, связанные с формированием порфиробластов и пегматоидных обособлений, и данные химических анализов свидетельствуют о значительной подвижности титана, алюминия, магния и кальция.

Физико-химические условия процессов метаморфизма широко освещены в работах Гольдшмидта (1933), Коржинского (1953), Соболева (1949) и других исследователей. В основу их положена миграционная способность различных элементов, участвующих в этих процессах. Миграция элементов осуществляется путем инфильтрации или путем диффузии через неподвижные межгранулярные поровые растворы. Оба способа

имеют место в природных процессах (Коржинский, 1953). Причиной диффузии является градиент концентрации компонентов, инфильтрации — градиент давления и температуры.

Обогащение гнейсов зон III и IV калием и другими элементами вблизи внешних границ тел автохтонных грапитоидов происходило, по-видимому, под влиянием поступавших из очагов гранитизации флюидов. Поскольку изменения в содержании щелочей и других породообразующих окислов от зоны к зоне в прогрессивную стадию метаморфизма не происходило, то возникновение обогащенных биотитом пород не может быть связано с воздействием собственно метаморфогенных растворов. Низкие содержания калия в мигматитах и автохтонных грапитоидах подтверждают вывод о его миграции в гнейсы, окружающие эти очаги.

При исследовании включений в минералах пегматоидных обособлений получены интересные результаты о составе растворов, участвовавших в метасоматических преобразованиях (Долгов и др., 1970). Были изучены включения в кварце, андалузите и дистене. Выяснилось, что включения одной группы заполнены уплотненными жидкостями или сжиженными газами, включения другой — малоплотные, многофазовые. Большинство однофазовых включений содержит жидкую углекислоту, насыщенную большим количеством  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $HCl$ ,  $N_2$ ,  $HF$  (табл. 5). Обращает на себя внимание отсутствие в растворе свободного кислорода и наличие в нем до 6 об. %  $CO$  и около 5 об. %  $H_2$ . Углекислота диагностировалась по точке трехфазового равновесия ( $-56,6^\circ C$ ). Для определения плотностей углекислых включений использовалась диаграмма Ю. А. Долгова (1967). В кварце, андалузите и дистене обнаружены мельчайшие включения, которые гетерогенизировались при очень низких температурах — ниже критической температуры азота ( $-147^\circ C$ ) и выше его точки плавления ( $-210^\circ C$ ) на кривой двухфазового равновесия. Анализы газов из этих включений показали, что они на 100% состоят из азота и редких газов (табл. 5). Азот в них существует как низкокипящий сжиженный газ, имеющий плотность 0,45—0,78. Содержание редких газов отдельно не определено, о составе их приходится судить лишь по данным Н. Н. Амшинского (1970), установившего в андалузитах и кордиеритах из пегматоидных обособлений в верховьях р. Чикты значительное количество гелия и аргона.

Прежде чем перейти к рассмотрению величин давления, характеризовавшего условия минералообразования, о которых можно судить по результатам криометрии однофазовых углекислых и азотных включений, напомним, что в большинстве рассмотренных пегматоидов, в пределах самих обособлений или на границе их, присутствуют андалузит, силлиманит и дистен, которые иногда сосуществуют одновременно. Такой па-

Таблица 5

Анализы газов углекислых и азотных включений

Минерал	Температура гетерогенизации, $^\circ C$	Диаметр включения, мм	$\frac{V_{\text{пузырька}}}{V_{\text{включения}}}$	Концентрация, об. %				
				$H_2S, HF, SO_2, SO_2, HCl$	$CO_2$	$CO$	$N_2$	$N_2$ + редкие газы
Кварц	—24,0	0,155	860	49,5	40,8	6,2	3,8	—
	—33,5	0,120	729	19,7	57,2	3,5	5,0	14,6
	—143,5	0,070	970	0,0	5,32	0,0	0,0	94,68
	—158,0	0,037	1900	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Андалузит	—156,0	0,043	732	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
	—157,0	0,029	813	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
	—159,0	0,045	2040	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
	—164,5	0,033	2600	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Дистен	—190,0	0,019	2900	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

рагепезис, независимо от возрастных взаимоотношений этих минералов, сам по себе указывает на высокие термодинамические параметры образования пегматоидов, близкие к области тройной точки равновесия андалузит — силлиманит — дистен. О том же свидетельствует ассоциация дистен + силлиманит. На высокие температуры указывает также наличие структур распада твердых растворов в ильмено-гематитах, обособляющихся при формировании пегматоидов. По экспериментальным данным П. Рамдора (1962), нижний предел взаимного растворения ильменита и гематита  $600^{\circ}\text{C}$ , при понижении температуры гомогенный твердый раствор распадается. На основании этих данных при оценке давлений в качестве оптимальной температуры образования пегматоидов принята температура  $600^{\circ}\text{C}$ .

На РТВ-диаграмме для углекислоты (рис. 37, Долгов и др., 1967) и азота (рис. 38, Долгов и др., 1969) этой температуре соответствуют давления 2,4—8,3 кбар (табл. 6). В большинстве включений (около 70% замеров) давление 5—7 кбар. Давление по азоту определялось по тому же принципу, что и для  $\text{CO}_2$ , но с более далекой экстраполяцией изохор на РТВ-диаграмме, плотность азота во включениях в дистене выше, чем в андалузите и кварце. Обращает на себя внимание сходимость вычисленных давлений по углекислым включениям в кварце и по части азотных включений в андалузите. Установить причину появления включений с растворами разного состава без специальных исследований невозможно, имеющийся же материал позволяет сделать следующие предположения.

1. Азотные, углекислые и водно-солевые включения могут представлять собой законсервированные самостоятельные порции растворов, поступавших в разное время из очагов гранитизации или мобилизованных из окружающих пород при резком изменении давления. В этом случае в процессе метоморфизма во времени будет по меньшей мере два пика макси-

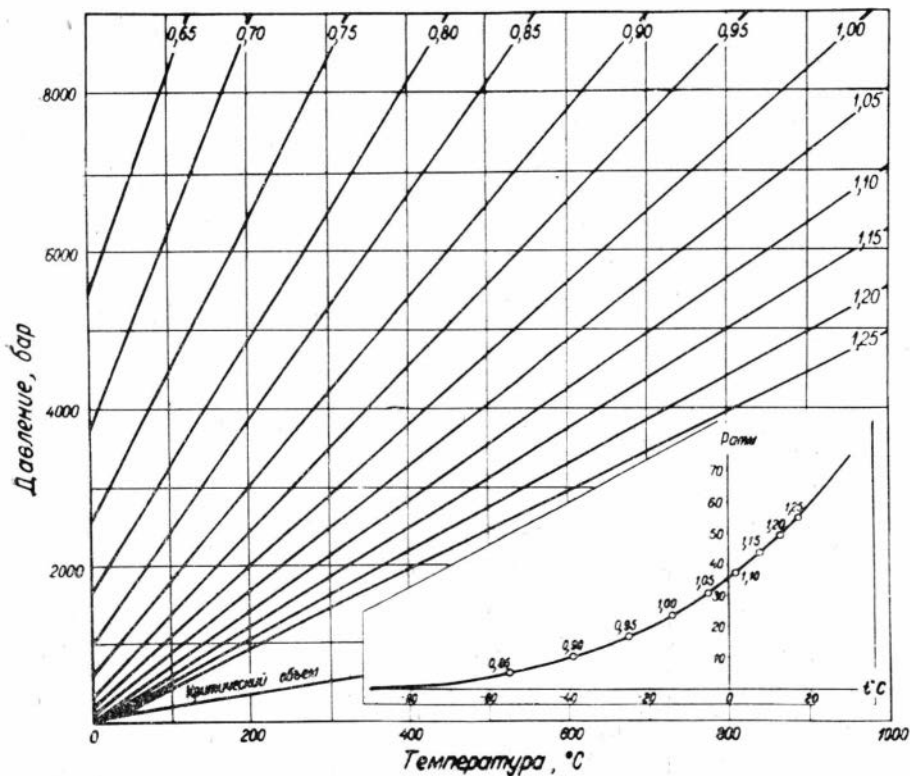


Рис. 37. РТВ-диаграмма для углекислоты (по Ю. А. Долгову, В. М. Макагоцу и В. С. Соболеву).

мальных давлений, отвечающих одному и тому же уровню (7—8 кбар при температуре 600°С).

2. Причиной появления включений различного состава может служить сепарация сложного раствора в процессе постепенного понижения температуры и давления, с отделением жидкого азота, углекислоты и водно-солевого остаточного раствора в качестве самостоятельных фаз. Химические анализы показывают, что между азотными и углекислыми включениями имеются промежуточные по составу: некоторые азотные включения содержат углекислоту, углекислые — азот, а высококонцентрированные водно-солевые включения — газовую фазу углекислоты. На способность углекислоты растворять до 50% водно-солевых растворов указывал Ю. А. Долгов (1967). Он уже (1968) показал, что сепарация растворов сложного состава при геологических процессах широко распространена и вызывается изменениями термодинамических условий, определяющими разную степень летучести ингредиентов раствора и величину их термической диффузии. По его данным, углекислые растворы при температуре 600°С могут содержать свыше 50 об. % H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, NH<sub>3</sub>, Cl<sub>2</sub>, F<sub>2</sub> и небольшое количество азота и инертных газов. При температуре 600—700°С содержание летучих резко падает до полного их исчезновения. То же самое происходит при понижении *P* и *T*. В зависимости от термодинамических условий меняется соотношение углекислота — солевой раствор, углекислота — азот + инертные газы и т. д. Как косвенные доказательства происшедшей сепарации растворов сложного состава, могут быть интерпретированы данные химических анализов включений из минералов пегматоидов, показывающие уменьшение содержаний группы компонентов (H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, NH<sub>3</sub>, HCl, HF) с увеличением давления (табл. 5) и существование постепенных переходов между углекислыми и азотными включениями. Были найдены субмикроскопические первичные включения, состоящие из двух несмешивающихся жидкостей, но определить состав последних не позволяют размеры включений. При охлаждении их до температуры (—15) — (—20)°С появлялась газовая фаза, возможно, одна из

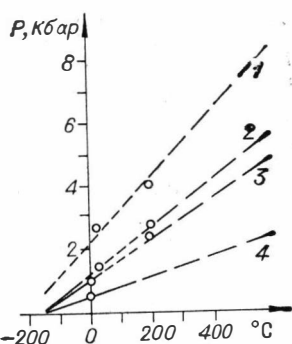


Рис. 38. РТУ-диаграмма для азота (по Ю. А. Долгову, С. В. Мельгунову и Н. А. Шугуровой).

1 —  $V=1,280$ ,  $\rho=0,78$ ,  $T=-190^{\circ}\text{C}$ ; 2 —  $V=1,587$ ,  $\rho=0,62$ ,  $T=-164^{\circ}\text{C}$ ; 3 —  $V=1,672$ ,  $\rho=0,60$ ,  $T=-160^{\circ}\text{C}$ ; 4 —  $V=2,194$ ,  $\rho=0,45$ ,  $T=-149^{\circ}\text{C}$ .

и вызывается изменениями термодинамических условий, определяющими разную степень летучести ингредиентов раствора и величину их термической диффузии. По его данным, углекислые растворы при температуре 600°С могут содержать свыше 50 об. % H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, NH<sub>3</sub>, Cl<sub>2</sub>, F<sub>2</sub> и небольшое количество азота и инертных газов. При температуре 600—700°С содержание летучих резко падает до полного их исчезновения. То же самое происходит при понижении *P* и *T*. В зависимости от термодинамических условий меняется соотношение углекислота — солевой раствор, углекислота — азот + инертные газы и т. д. Как косвенные доказательства происшедшей сепарации растворов сложного состава, могут быть интерпретированы данные химических анализов включений из минералов пегматоидов, показывающие уменьшение содержаний группы компонентов (H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, NH<sub>3</sub>, HCl, HF) с увеличением давления (табл. 5) и существование постепенных переходов между углекислыми и азотными включениями. Были найдены субмикроскопические первичные включения, состоящие из двух несмешивающихся жидкостей, но определить состав последних не позволяют размеры включений. При охлаждении их до температуры (—15) — (—20)°С появлялась газовая фаза, возможно, одна из

Таблица 6

Величины давления по результатам криометрии азотных и углекислых включений в минералах пегматоидных обособлений

Минерал	Кол-во включений	Температура гетерогенизации, °С	Температура гомогенизации, °С	Среднее значение температур, °С	Удельный объем	Давление при 600°С, бар
<i>Азотные включения</i>						
Кварц	14	—149			2,194	2400
	16	—160			1,672	4750
Андалузит	10	—149			2,194	2400
	13	—164			1,597	5650
Дистен	2	ниже—190			1,280	8300
<i>Углекислые включения</i>						
Кварц	4	—15,4	—9,1	—12,3	1,06	5400
	60	—23,8	—18,0	—20,9	0,967	6200
..	7	—31,2	—21,6	—26,4	0,944	6700
..	9	—33,6	—28,2	—30,9	0,928	7300



жидкостей является углекислотой, а вторая — водно-солевым раствором. В пользу этого предположения свидетельствует широкое распространение расщурованных газово-жидких включений с обособлением новообразованных, состоящих в одних случаях из углекислоты, в других — из водно-солевого раствора.

Приведенные химические анализы включений показывают, что в качестве основного минерализатора при формировании порфиробластов и пегматоидных обособлений могла служить углекислота, а большое количество фтор-, хлор-апатита и турмалина говорит о значительной роли фтора, бора и хлора. Степень участия других составляющих, обнаруженных во включениях, в том числе и азота, неопределенна. Существует указание (Летников, 1968), что присутствие аммония повышает щелочность растворов, а наличие свободного азота характеризует их как кислые.

Таким образом, в рассматриваемом метаморфическом комплексе условия образования порфиробластических гнейсов и пегматоидных обособлений близки к термодинамическим условиям метаморфизма пород зоны IV, появления мигматитов и автохтонных гранитоидов.

## ГЕОХИМИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И СЕГРЕГАЦИОННЫХ ПЕГМАТОИДОВ

### Поведение породообразующих элементов

По своему химизму метасоматически измененные (обогащенные биотитом и порфиробластические) гнейсы и кристаллические сланцы, содержащие пегматоидные обособления, несколько отличаются от обычных метаморфических пород комплекса, удаленных от автохтонных гранитоидов и мигматитов. Они отличаются от гнейсов зон III и IV по  $K_2O$ , содержание которого повышается в 1,5—2 раза ( $t_{05}=5,85$ ,  $t=2,80$ ). Для всех других окислов значимых различий нет, но в участках развития порфиробласт и пегматоидов происходит локальное, существенное перераспределение главных породообразующих компонентов. В табл. 7 приведены средние химические составы пород, испытавших указанные преобразования. Пегматоиды кварц-плагиоклаз-андалузитового и кварц-плагиоклаз-кордиеритового состава по сравнению с окружающими породами заметно обогащены  $Al_2O_3$  при относительном уменьшении содержания кремнезема и  $Fe_2O_3$ . Содержание других породообразующих окислов остается практически неизменным. Отношение молекулярных количеств алюминия к щелочам и извести позволяет отнести такие породы к пересыщенным глиноземом, а обогащенные биотитом и порфиробластические гнейсы — к породам нормального ряда.

Ниже приводятся результаты детального опробования одного из участков порфиробластического гнейса с крупными порфиробластами андалузита (см. рис. 11). На основании полученных химических анализов и с учетом объемов, занимаемых каждой разновидностью новообразований, подсчитан баланс вещества (табл. 8). Предварительно анализы были приведены к 100% после вычитания потерь при прокаливании и  $H_2O^-$ ; количество  $H_2O$  и F в сумму полного анализа не входят. При этом выяснилось, что порфиробластический гнейс отличается от неизмененных гнейсов зоны IV большим содержанием  $Al_2O_3$ , а CaO и  $Na_2O$  частично выносятся из него, концентрируясь в непосредственной близости (на расстоянии 10—25 см) от опробуемого участка. К сожалению, оказалось невозможным подсчитать объем обогащенных плагиоклазом более лейкократовых участков гнейсов, поэтому в табл. 7 приведены только средние содержания элементов по двум анализам, но даже по этим данным вид-

Средние химические анализы метасоматически измененных гнейсов и пегматоидных обособлений

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	64,13	60,03	60,31	64,24	56,72
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,84	0,82	0,70	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	16,40	18,36	15,95	20,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,20	9,32	2,15	1,50	2,49
FeO	5,38	6,44	6,25	4,10	6,13
MnO	0,11	0,18	0,12	0,15	0,20
MgO	4,16	4,07	5,34	2,65	4,23
CaO	2,33	2,79	1,32	5,05	2,48
Na <sub>2</sub> O	2,52	2,22	1,29	3,20	2,25
K <sub>2</sub> O	2,60	4,10	3,50	2,47	3,83
Сумма	100,43	99,95	99,51	100,01	99,95
Сумма щелочей	5,22	6,32	4,79	5,67	6,08
Кол-во анализов	8	5	4	2	4

Примечание. 1. Неизмененные гнейсы IV зоны. 2. Гнейсы, подвергшиеся метасоматическому изменению. 3. Гнейсы в участке локального развития порфиробласт андалузита. 4. Обогащенные плагиоклазом породы среди порфиробластического гнейса. 5. Пегматоидные обособления (с андалузитом, кордиеритом и силлиманитом).

но, что CaO и Na<sub>2</sub>O мигрируют и перераспределяются в пределах гнейсов, захваченных порфиробластезом.

Таким образом, на фоне общего обогащения подвергшихся метасоматическому изменению пород калием развитие порфиробластеза и формирование пегматоидов приводят к местному перераспределению породообразующих окислов.

### Распределение урана и тория

Изучение распределения урана и тория в метасоматически измененных породах тесно связано с вопросом миграции радиоактивных элементов, и этим обусловлена необходимость контролировать содержание последних исследованием характера их распределения внутри минералов. Такой контроль осуществлялся с помощью альфа-радиографии и нейтрон-осколочной радиографии. Альфа-радиография проводилась на фотоэмульсионной эмульсии типа А — П, нанесенной на прозрачный шлиф горной породы. Экспозиция составляла 1,5—4 месяца. Исследовались метасоматически измененные породы и пегматоиды и для сравнения — неизмененные метаморфические породы зон I—IV. Нейтрон-осколочная радиография (Берзина и др., 1967; Комаров и др., 1967) имеет преимущества перед альфа-радиографией, так как чувствительность этого метода выше, и он позволяет наблюдать по осколкам деления только концентрацию урана, в то время как альфа-радиографией выявляются все альфа-излучатели. При нейтрон-осколочной радиографии использовались полированные шлифы толщиной 0,2—0,5 см и аншлифы. В качестве детектора регистрации осколков деления применялась лавсановая пленка толщиной 15—20 м. Образцы подвергались облучению потоком тепловых нейтронов с интегральной мощностью 9,5—9,8·10<sup>12</sup> Н/см<sup>2</sup> в течение 20—40 мин. Для выявления следов от осколков деления лавсановая пленка после облучения протравливалась в 40%-ном растворе KOH при температуре +60°C в те-



## Содержание урана и тория в метасоматически измененных гнейсах и пегматондах

Породы и пегматоиды	Уран			Торий			Коэффициент корреляции содержания	Th/U
	среднее содержание, г/т	среднее квадрат. отклонение	коэффициент вариации	среднее содержание, г/т	среднее квадрат. отклонение	коэффициент вариации		
Метасоматически измененные гнейсы III и IV зоны . . .	1,32	0,49	38	7,8	2,51	32	0,11	6,0
Те же гнейсы в контакте с пегматоидными телами . . .	2,61	1,61	61	8,2	3,4	42	0,3	3,1
Кварц-плагноклазовые пегматоиды . . .	0,7	0,45	64	1,9	3,2	160	-0,03	2,7
Пегматоиды кордиеритовые с кварцем и плагноклазом . . .	0,5	0,27	56	7,1	1,45	20		14,2
Пегматоиды андалузит-силлиманит-дистеновые с кварцем и плагноклазом . . .	0,8	0,67	84	4,6			0,02	5,8
Дистеновые пегматоиды . . .	0,9	0,75	83	5,4	2,6	52		6,0
Кварц-плагноклаз-силлиманитовые пегматоиды . . . . .	0,24	0,46	63	6,5	2,93	39		27,1

чение 30 мин. Применение описанного метода позволило наблюдать распределение треков над минералами с низкими содержаниями урана (Мельгунов и др., 1970).

Формирование порфиробластических пород и сегрегационных пегматоидов сопровождалось заметной миграцией урана и тория над участками гранитизации. По отношению к гнейсам зон III и IV измененные породы имеют иной характер распределения этих элементов и сравнительно высокое содержание урана — 0,6—3,9 г/т (среднее значение — 1,3 г/т, коэффициент вариации 38%). Количество тория при этом остается тем же (табл. 9). Кривые распределения содержаний этих элементов приведены на рис. 39. Значительные отклонения в степени неравномерности распределения содержания урана и тория в порфиробластических гнейсах и пегматоидных обособлениях показаны на графике (рис. 40). Обогащенные биотитом гнейсы на границе порфиробластов и пегматоидных обособлений отличаются большей неравномерностью распределения урана (61%) и тория (42%). Эти же участки имеют повышенное среднее содержание урана — 2,6 г/т и тория 8,2 г/т, а в некоторых случаях концентрация урана достигает аномальных значений 16,0—68,0 г/т, тогда как содержание тория здесь не превышает 7,0 г/т. Радиоактивность пегматоидных обособлений зависит от их минерального состава. Пегматоиды, сложенные кварцем, плагноклазом, андалузитом, кордиеритом и дистеном, характеризуются средним содержанием урана 0,7 г/т и тория — 5,7 г/т в сегрегационных обособлениях кварц-плагноклаз-силлиманитового состава среднее содержание урана — 0,24 г/т, тория — 6,5 г/т.

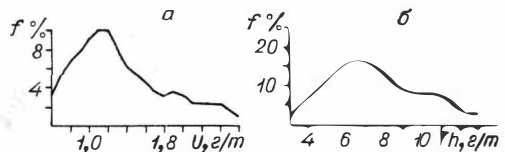


Рис. 39. Вариационные кривые распределения урана (а) и тория (б) в гнейсах и кристаллических сланцах, испытавших метасоматические изменения.

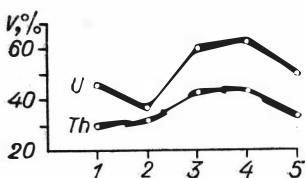
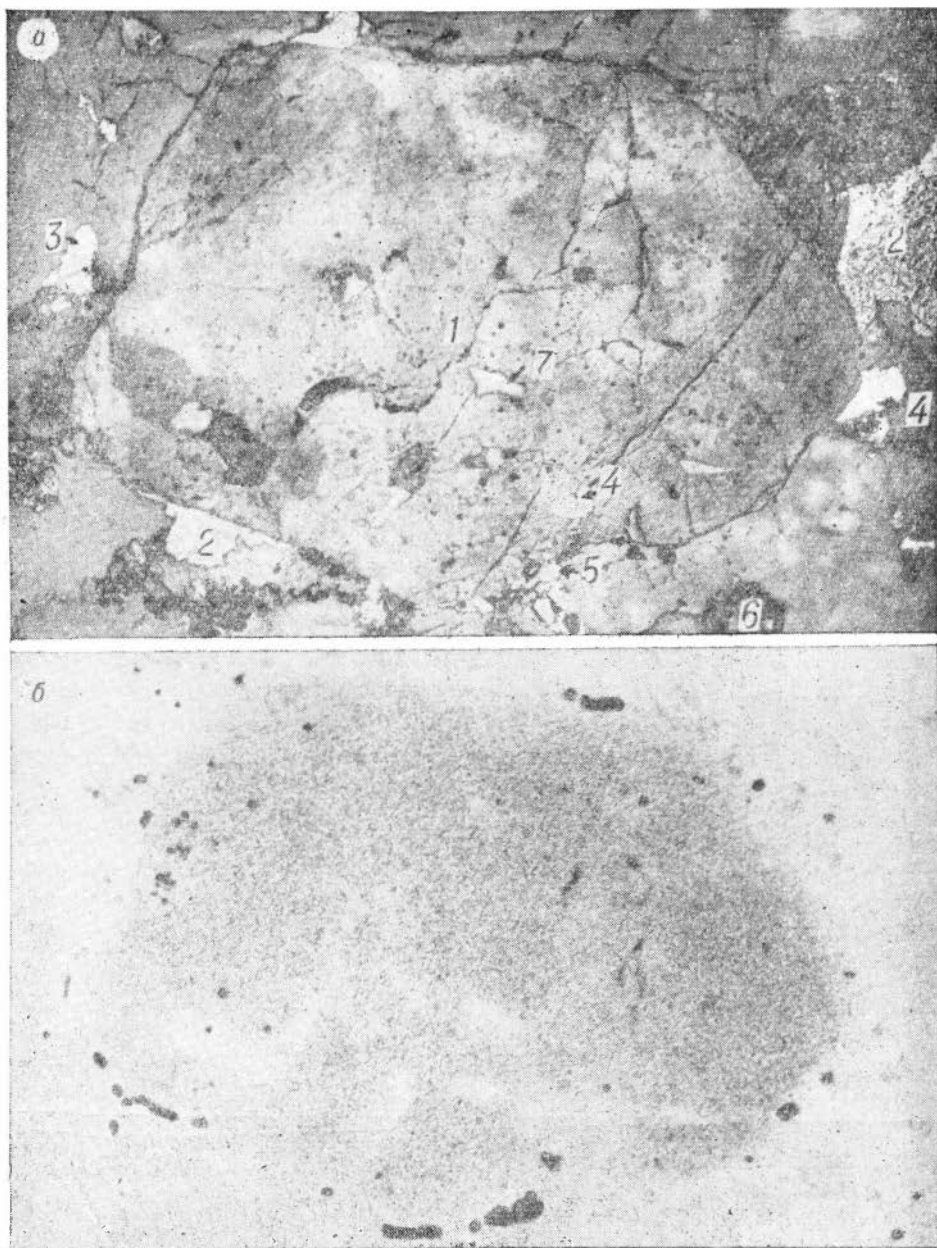


Рис. 40. Изменение коэффициента вариации содержания урана и тория в метасоматически измененных породах:

1 — порфиробластические и обогащенные биотитом гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — исходные породы III и IV зон; 3 — гнейсы на границе с пегматоидными обособлениями; 4 — пегматоидные обособления кварц-плагноклаз-силлиманитового состава; 5 — пегматоидные обособления с андалузитом, дистеном и кордиеритом.



**Рис. 41.** Обогащение ураном акцессорных минералов биотит-кордиеритовой зоны: *a* — шлиф без анализатора (1 — апатит, 2 — ильменит, 3 — магнетит, 4 — халькозин, 5 — ортит, 6 — биотит, 7 — кварц, плагиоклаз); *б* — радиография на лавсане того же участка шлифа. Черные плотные скопления треков соответствуют ортиту, звездчатые скопления над биотитом — циркону и субмикроскопическим включениям собственных урановых минералов, равномерное распределение треков характерно для апатита.  $\times 50$ , экспозиция 20 мин, интегральный поток нейтронов  $9,8 \cdot 10^{12}$  Н/см<sup>2</sup>.

Изучение распределения урана в породообразующих и некоторых акцессорных минералах с помощью радиографии и выщелачивания мономинеральных фракций показывает, что из породообразующих минералов наибольшее содержание урана приурочено к биотиту. При сравнении биотитов из неизмененных метаморфических пород зон I—IV с биотитом порфиробластических гнейсов и пегматитов обнаруживается более густое распределение треков над последними (рис. 41,

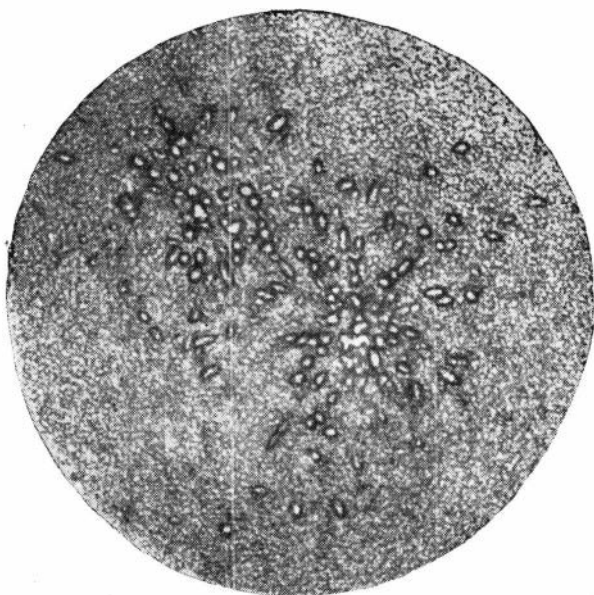


Рис. 42. Субмикроскопические высокоактивные включения в биотите.

Радиография на лавсане, экспозиция 20 мин, интегральный поток нейтронов  $9,8 \cdot 10^{12} \cdot 11/\text{см}^2$ ,  $\times 680$ .

42). При этом на общем фоне встречаются мелкие, но плотные скопления треков над субмикроскопическими включениями, которые являются, по видимому, собственно урановыми минералами (рис. 42).

Интересны данные, полученные при детальном опробовании порфиробластических гнейсов с крупными метакристаллами андалузита. Образование метакристаллов сопровождалось возникновением вокруг них своеобразной зональности — они оторочены узкой каемкой, обогащенной рудными минералами и анатитом, затем хорошо различима зона плагиоклаз-кордиеритового состава и далее — биотит-кордиеритовая зона, содержащая мелкие зерна ортита, анатита и циркона. Данные по распределению элементов приведены в табл. 10. Заметен разброс содержания урана и особенно тория в материале определенного минерального состава. Но в отдельно взятых разрезах четко фиксируются участки обогащения и обеднения этими элементами (рис. 43). В рудных каемках содержание урана наибольшее, несколько ниже оно в биотит-кордиеритовой зоне и метакристаллах андалузита, содержащих акцессорные минералы. Приведенный баланс показывает, что совместно эти участки концентрируют основную массу породного урана (81%) и тория (70%). Крайне неравномерное содержание урана в исследованном порфиробластическом гнейсе подтверждается коэффициентом вариации, который меняется от 5% (в метакристаллах андалузита) до 45% (в рудных каемках). Степень неравномерности распределения тория в рудных каемках, андалузитах и прочих зонах хотя и высока, но значения коэффициентов вариации меняются в относительно узком интервале (35—45%). Таким образом, средние содержания урана и тория в опробованном порфиробластическом гнейсе оказываются вполне сопоставимыми с их средними значениями для пород в целом.

При развитии более крупных негматондных обособлений их порфиробласты и метакристаллы оказываются значительно беднее ураном по сравнению с теми же минералами на начальной стадии их сегрегационного образования (табл. 11). Зато в минералах зонального окружения негматондных тел концентрация урана возрастает в биотите до 1,9 г/т,

Распределение урана и тория в порфиробластическом гнейсе

Анализируемый материал	Содержание материала в породе, %	Среднее содержание урана интервал содержания, г/т	Количество урана породы приходящееся на анализируемый материал, г/т	Среднее содержание тория интервал содержания, г/т	Количество тория породы приходящееся на анализируемый материал, г/т	Th/U
Порфиробласты андалузита . . . . .	17,2	$\frac{1,20}{1,1-1,6}$	0,206	$\frac{7,0}{4,4-10,5}$	1,204	5,8
Оторочки вокруг порфиробласт андалузита, обогащенные аксессуарными минералами . . . . .	15,1	$\frac{2,04}{1,2-4,7}$	0,308	$\frac{6,9}{2,4-12,6}$	1,042	3,4
Плагиоклаз-кордиеритовые зоны . . . . .	10,7	$\frac{0,84}{0,6-1,0}$	0,090	$\frac{8,1}{4,8-12,5}$	0,867	9,7
Биотит-кордиеритовые зоны . . . . .	41,0	$\frac{1,27}{1,1-2,4}$	0,500	$\frac{7,9}{5,2-15,0}$	3,239	6,2
Обогащенные кварцем участки . . . . .	15,0	$\frac{0,86}{0,5-1,0}$	0,132	$\frac{6,9}{3,0-10,6}$	1,035	7,8
Всего . . . . .	100,0		1,257		7,387	5,9

Таблица 11

Содержание урана и тория в минералах пегматоидных обособлений, г/т

Минералы	Уран		Торий		Коэффициент корреляции	Th/U
	пределы содержания	среднее содержание	пределы содержания	среднее содержание		
Кварц+плагиоклаз	0,1—0,4	0,2	Не обн.— 2,0	—		
Биотит . . . . .	0,6—1,9	1,4	3,7—17,0	9,9	0,005	7,6
Мусковит . . . . .	0,4—0,5	0,4	—	2,9		7,2
Кордиерит . . . . .	0,1—0,4	0,3	—	1,2		4,0
Андалузит . . . . .	0,1—0,4	0,4	—	2,6		6,5
Силлиманит . . . . .	0,1—0,2	0,2	—	0,9		4,5
Дистен . . . . .	0,1—0,2	0,2	—	1,0		2,0
Ильменит (частично рутилизированный)	0,9—19,5	3,3	0,8—4,8	8,6	0,004	2,7
Ильмено-гематит . . . . .			12,6—18,0			
Апатит . . . . .			5,0—9,5			
Гранат . . . . .	5,8—21,4	13,1	—	7,7		0,6
	—	0,2	—	1,2		6,0

в апатите — до 21,4, в ильмените — до 19,5 г/т. Таким образом, очищение от чужеродных примесей крупных порфиробластов и метакристаллов при формировании сегрегационных пегматоидов находит свое выражение и в своеобразной «отгонке» урана на периферию таких обособлений.

Необходимо отметить характер распределения урана в рудных каемках, обособляющихся вдоль границы пегматоидов. Рудные каемки состоят из ильменита, гематита и магнетита в различных количественных соотношениях этих минералов и новообразованного по ильмениту рутила. Ильменит и гематит образуют тесные срастания структур распада с перемешанным преобладанием одного из компонентов. Оказалось, что содержание урана в рудных каемках прямо зависит от количества в них ильменита и рутила. Так, на участках, сложенных преимущественно магнетитом и гематитом, концентрация урана 3,7—4,5 г/т, а в каемках суще-

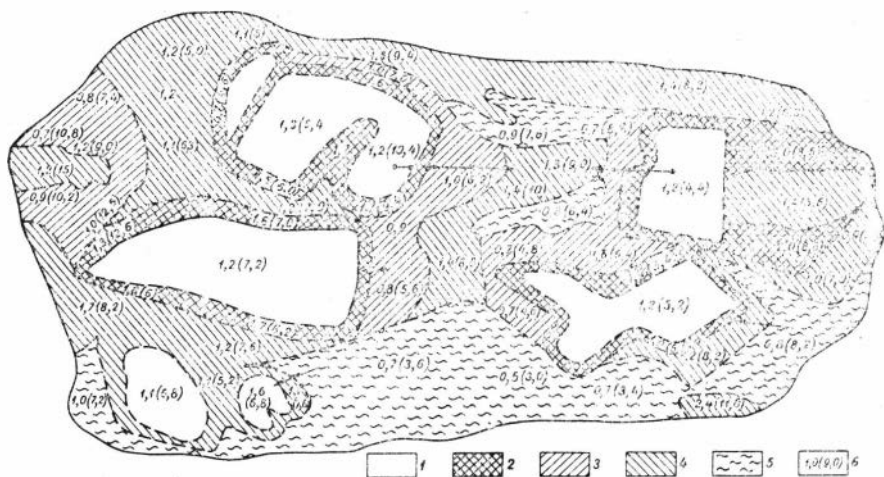


Рис. 43. Содержание урана и тория в порфириобластическом гнейсе.

1 — метакристаллы андалузита; 2 — оторочки, обогащенные рутильными минералами; 3 — плагиоклаз-кордиеритовая зона; 4 — биотит-кордиеритовая зона; 5 — биотит-кварцевая зона; 6 — содержание урана (тория). г/т.

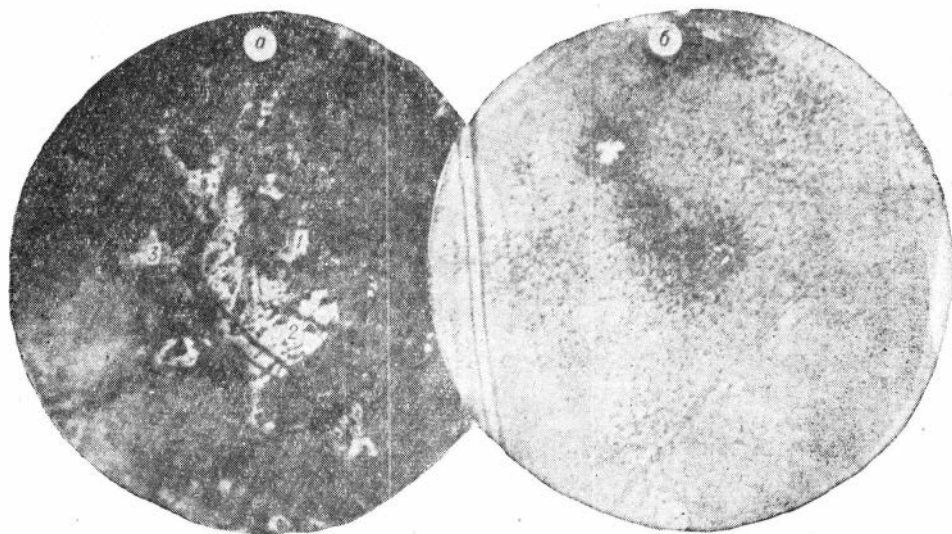


Рис. 44. Избирательное обогащение ураном рутилизпроваляных участков пленки. а — фотография шлифа с анализатором,  $\times 100$  (1 — ильменит, 2 — ильмено-рутил, 3 — гематит); б — радиография на лавсане того же участка, плотные скопления треков от ильмено-рутила; экспозиция 40 мин, интегральный поток нейтронов  $9,8 \cdot 10^{12}$  н/см<sup>2</sup>

ственно ильменит-рутилового состава среднее содержание его 9,5 г/т и в отдельных случаях 19,5 г/т. Это не удивительно, поскольку в чистом рутиле из метасоматически измененных пород устанавливается максимальная концентрация урана 585,0 г/т (табл. 12). Распределение урана наглядно иллюстрируется нейтрон-осколочной радиографией — над рутилом треки образуют плотные скопления (рис. 44), в тех случаях, когда рутилизации ильменита нет и он образует тонкие сращения с гематитом, густота треков резко падает (рис. 45). Еще меньшие треков дают магнетит и сульфиды (см. рис. 40).

Среди акцессорных минералов высокой радиоактивностью характеризуются циркон и ортит — 454 г/т урана (табл. 12, рис. 40, 46, 47). Однако в балансе метасоматически измененных пород и пегматоидов они играют второстепенную роль, несравнимую с их положением основных минера-



## Содержание урана и тория в минералах метасоматически измененного гнейса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание в минерале, г/т		Содержание в породе за счет данного минерала, г/т		Процент элемента породы, приходящийся на минерал	
		уран	торий	уран	торий	уран	торий
Кварц+плакиоклаз . . . . .	46,4	0,4	3,9	0,186	1,810	9,8	14,0
Биотит . . . . .	40,0	0,9	17,0	0,360	6,800	19,0	52,3
Андалузит . . . . .	3,2	0,1	2,6	0,003	0,083	0,2	0,6
Апатит . . . . .	2,4	1,4	28,0	0,033	0,672	1,7	5,2
Гранат . . . . .	1,4	0,2	1,2	—	0,017	—	0,1
Ильменит+гематит . . . . .	6,3	3,4	12,3	0,210	0,813	11,5	6,3
Рутил . . . . .	0,08	585,0		0,462		24,7	
Циркон+ортит . . . . .	0,1	454,0	2279,0	0,590	2,963	31,1	22,8
Всего . . . . .	99,91			1,95	13,158	97,0	101,3

Примечание. Общее содержание в породе урана 1,9 г/т, тория — 13,0 г/т.

лов-концентраторов урана в гранитоидных породах. Уран определен также в апатитах, в которых он содержится в количестве 1,4—21,4 г/т. Апатиты из метакристаллов (например, андалузитов) и апатиты метасоматически измененных гнейсов за пределами зонального окружения пегматоидных тел обладают низким его содержанием. Наибольшей же концентрацией урана характеризуются апатиты плагиоклаз-кордиеритовой и биотит-кордиеритовой зон вокруг метакристаллов и пегматоидных выделений, пейтроп-осколочная радиография которых приведена на рис. 41. Обращает на себя внимание равномерное распределение на лавсане треков над крупными зернами апатита, гораздо более плотное, чем над биотитом и ильменитом.

Содержание тория в минералах метасоматически измененных пород и пегматоидных обособлений низкое (см. табл. 11, 12). Распределение его по отдельным группам минералов обогащенного биотитом гнейса не имеет существенных отличий по сравнению с гнейсами III—IV зон. Здесь устанавливается преимущественное накопление элемента в породообразующих минералах, среди которых основным его носителем является биотит (52,3%). Доля аксессуарных минералов в общем балансе тория составляет 34,3%. Наибольшее накопление тория происходит в биотит-кордиеритовой и плагиоклаз-кордиеритовой зонах вокруг порфириобластов и пег-

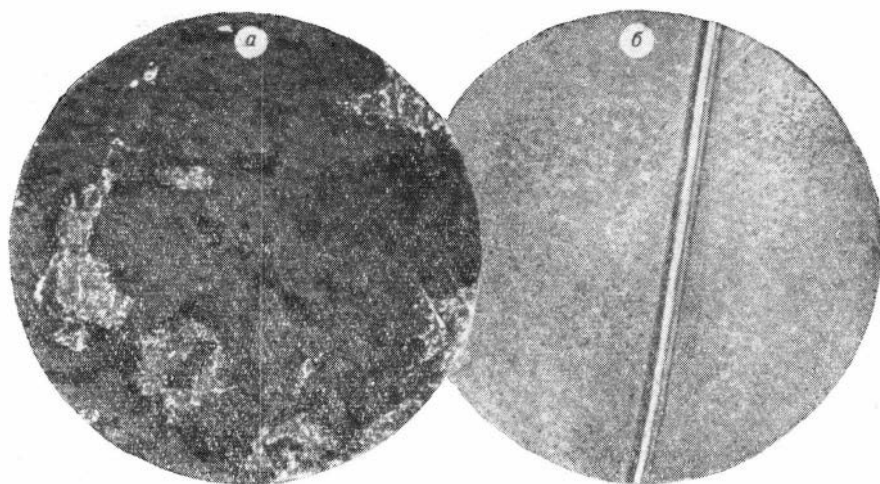


Рис. 45. Обогащение ураном ильмено-гематита из рудных кусочков.

а — фотография шлифа, б — радиография на лавсане того же участка. Без анализатора,  $\times 100$ , экспозиция 40 мин, интегральный поток нейтронов  $9,8 \cdot 10^{12}$  Н/см<sup>2</sup>.

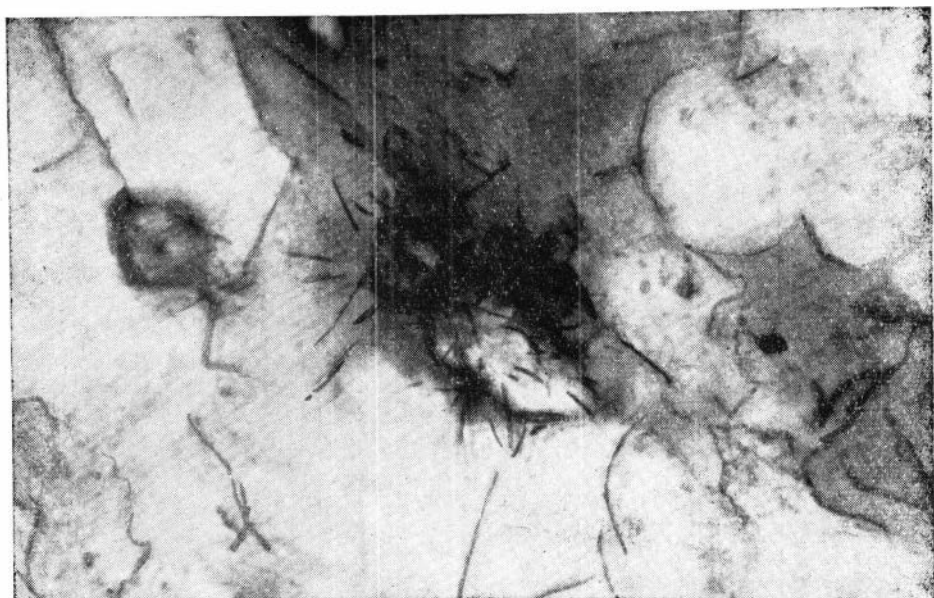


Рис. 46. Зерна циркона, обогащенного радиоактивными элементами. Радиография шлифа, экспозиция 1,5 месяца.

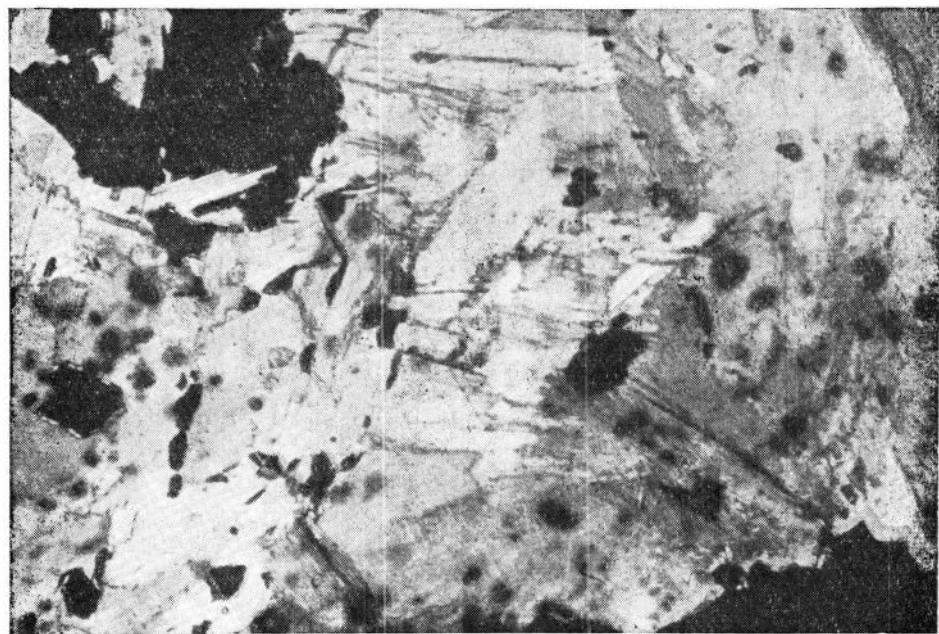


Рис. 47. Фотография шлифа из биотитовой зоны пегматоидного обособления. Зона обогащена рудными минералами в основном ильменитом; биотит содержит множество кристалликов циркона, окруженных густыми плеохроичными двориками. Без анализатора.  $\times 40$ .

матоидов, где основными минералами-носителями его являются биотит, циркон и ортит. Акцессорные минералы — апатит, рутил и ильменит — тория содержат очень мало, в чистом и рутилизованном ильмените рудных каемок содержание его до 4,8 г/т. Ильменит и гематит из рудных каемок резко различаются по содержанию в них тория — в ильмено-гематите с преобладанием гематитового компонента концентрация его возрастает до 12,6—18,0 г/т.

## Формы нахождения урана и тория

В обширной литературе по геохимии радиоактивных элементов (Комлев и др., 1956; Таусон, 1956, 1961; Крылов, 1956; Старик, 1959; Челцов, 1959; Леонова, 1966; Patrick, Hurlej, 1950; Нейсбург, 1958; и др.) подробно рассмотрен вопрос о формах нахождения урана в изверженных горных породах. Полученные данные подтверждают представления В. И. Вернадского о нахождении урана в земной коре (Вернадский, 1934).

Формы нахождения урана и тория в метаморфических породах, по-видимому, те же самые, что и в магматических (Митропольский, Мельгунов, 1972). Количественное соотношение «легкоподвижного» и «малоподвижного» урана в метасоматически измененных породах позволяет подойти к решению вопроса о миграции и возможных источниках рудного вещества. Для метаморфических пород сведения об этих двух важных геохимических группах крайне скудны. В настоящей работе они определялись выщелачиванием «легкоподвижного» урана из минералов слабыми растворителями. Сопоставление результатов выщелачивания с минеральными балансами урана и микрорадиографией шлифов и аншлифов послужило основой для суждения о формах нахождения урана в каждом конкретном случае.

Извлечение «легкоподвижного» урана из пород и минералов производилось по методике Л. В. Таусона (1961). Она основана на переводе в раствор соединенный шестивалентного урана 5%-ным раствором углекислого аммония с образованием растворимого комплекса  $(UO)_2(CO_3)_3(NH_4)_4$ . Выщелачивание производилось при температуре  $80^\circ C$  с перемешиванием на магнитной мешалке и прекращалось, когда анализируемый раствор переставал отличаться по содержанию элемента от контрольной холостой пробы. Соединения четырехвалентного урана переводились в раствор после удаления шестивалентных ионов с последующим окислением четырехвалентного урана перекисью водорода. При многократном извлечении урана кристаллическая структура минералов-носителей не изменялась, что определялось рентгеноструктурным анализом остатков проб после выщелачивания. Метод извлечения «легкоподвижного» урана, предложенный П. Харлеем (1950), в данном случае оказался непригодным, так как под воздействием слабых кислот кристаллическая решетка минералов часто нарушалась.

Результаты выщелачивания урана из пород и минералов метасоматически измененных пород приведены в табл. 13. При обработке проб раствором углекислого аммония извлекалось 0,2—0,45 г/т шестивалентного «легкорастворимого» урана, что составляет 23—40% от общего содержания элемента в породе. После окисления четырехвалентного урана пере-

Таблица 13

Результаты выщелачивания урана из метасоматически измененных гнейсов и их минералов

Порода, минерал	Содержание урана, г/т	Количество выщелоченного урана		Количество выщелачиваний
		г/т	%	
Кварц-биотитовый гнейс . . . . .	0,71	0,3	42	3
Кварц+плагноклаз . . . . .	0,3	0,3	100	4
Биотит . . . . .	1,43	0,7	50	3
Магнетит+ильменит+рутил . . . . .	3,8	1,0	26	4
Кварц-биотит-силлиманитовый гнейс	1,9	0,65	34	4
Кварц+плагноклаз . . . . .	0,15	0,15	100	3
Биотит . . . . .	0,88	0,56	64	4
Силлиманит . . . . .	0,45	0,2	44	5
Магнетит+ильменит+рутил . . . . .	4,5	1,6	35	5

Примечание. Присутствующие в обеих пробах апатит и циркон не анализировались из-за низкого содержания их в породе.

кисью водорода в раствор переведено еще 0,1—0,2 г/т; таким образом, доля «легкорастворимого» урана, извлекаемого растворами, не нарушающими кристаллическую структуру минералов, составляет 34—42% от общего содержания урана в породе. В обычных кристаллических сланцах и гнейсах зон I—IV комплекса количество выщелоченного урана 0,2—0,4 г/т. Видимо, для всех метаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации соотношения «легко»- и «малоподвижной» формы нахождения урана являются характерными. Выщелачиванием углекислым аммонием из проб биотита порфиробластического гнейса и пегматоидных обособлений удаляется 50—60% урана, а в биотите обычных сланцев и гнейсов весь содержащийся уран представлен «легкоподвижной» формой. Для рудных минералов количество «легкоподвижного» урана составляет около 30% (1,0—1,6 г/т) от общего содержания.

Извлечение урана из большинства породообразующих минералов слабыми растворителями позволяет считать, что в этом случае элемент не связан изоморфно в кристаллической структуре минералов, и, вероятно, его шестивалентные ионы рассеяны в дефектах структур и по поверхностям роста метакристаллов и порфиробластов. Исключение — хлорит и титаноносный биотит, встречающиеся вдоль границ кварц-плагноклаз-кордиеритовых гнезд, для которых малоподвижная форма составляет большую часть содержащегося урана. Равномерное рассеяние треклов на радиографиях этих минералов позволяет рассматривать эту часть урана как изоморфную примесь в решетках. Это подтверждается и первостепенной ролью «малоподвижного» урана в рудных (концентраторах его являются, очевидно, рутил и ильменит), а также в аксессуарных минералах, где он, судя по микрорадиографиям, распределен весьма равномерно. В последних он обычно кристаллохимически связан с торием, цирконием, иттрием и другими элементами.

Как проявления формы нахождения урана в виде собственно урановых минералов отметим редкие зерна браннерита, встречаемые в рутилизованном ильмените или по соседству с ним (рис. 48), а также субмикроскопические высокорadioактивные выделения, отмеченные выше (см. рис. 42).

Вопрос о формах нахождения тория в горных породах, за исключением собственно ториевых и высокорadioактивных аксессуарных минералов

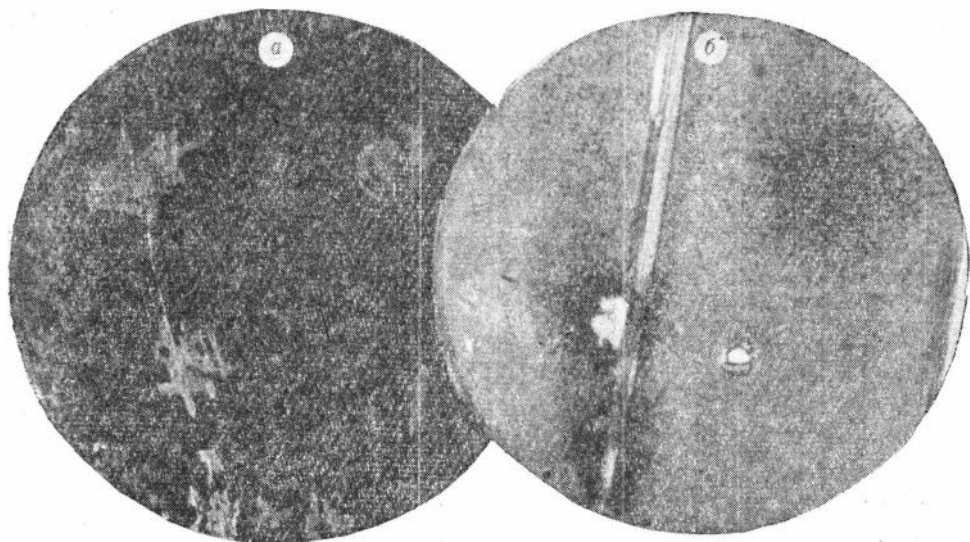


Рис. 48. Браннерит из ильменитовых касок.

а — фотография шлифа без анализатора,  $\times 100$ ; б — радиография на лавсане того же участка шлифа, экспозиция 20 мин, интегральный поток нейтронов  $9,8 \cdot 10^{12}$  Н/см<sup>2</sup>.

лов, практически не изучен. Одни исследователи (Вернадский, 1934) полагают, что основное количество тория в земной коре находится в состоянии молекулярного рассеяния, другие (Таусон, 1961) отдают предпочтение изоморфной связи его в акцессорных минералах. Исследования гранитоидов Северного Тянь-Шаня (Туровский, 1959) и спенитов Кольского полуострова (Поляков, 1964, 1965) свидетельствуют о значительной роли породообразующих минералов в общем балансе тория.

Об изоморфном вхождении тория можно судить по его аномальным содержаниям в акцессорных минералах (ортите, сфене, цирконе) и их альфа-радиографии. Присутствие тория в этих минералах связано с возможностью изоморфного замещения циркония, иттрия, титана и кальция четырехвалентным торием (Д. А. Минеев и Н. И. Стушикова, 1959). Формы нахождения тория в породообразующих минералах остались невыясненными. Не исключено, что часть высокоактивных субмикроскопических включений, фиксируемых на альфа-радиографиях, имеет урановый состав.

### Поведение урана и тория

Миграция урана и тория в условиях высокотемпературных метасоматических преобразований отличается от их миграции при прогрессивном метаморфизме, для которого устанавливается зависимость изменения концентрации урана от степени метаморфизма. Метасоматическое изменение пород сопряжено с обогащением их ураном за счет выноса его из очагов гранитизации при формировании автохтонных гранитоидов, количество же содержащегося в них тория остается тем же.

Сравнение содержания урана в мономинеральных фракциях исходных и метасоматически измененных пород (см. табл. 12) показывает, что основное количество привнесенного урана концентрировалось в новообразованных акцессорных минералах (70%) и главным образом (46%) — в ильмените и рутиле (табл. 14). В отличие от урана содержание тория в измененных породах сохраняется, происходит его перераспределение, при котором основным концентратом элемента становится биотит. Возникновение и рост порфиробластов на начальной стадии сопровождалось незначительной перегруппировкой радиоактивных элементов в ближайшем окружении растущих минералов, поскольку при пойкилобластическом росте кристаллизационное давление недостаточно для отталкивания чужеродных частиц и дифференциации примесей. Тем не менее детальное опробование порфиробластического гнейса позволило различать участки выноса и концентрации этих элементов вблизи метакристаллов высокоглиноземистых минералов, установить локальный характер этого пере-

Таблица 14

Изменение содержания урана в породообразующих и акцессорных минералах при метасоматозе

Породы	● общее содержание урана в породе, г/т	Доля общего содержания урана в породе, приходящаяся на минералы, г/т			Количество привнесенного урана, г/т			
		породообразующие	акцессорные		по породе в целом	в породообразующие	в акцессорные	
			циркон	прочие			циркон, ортит	ильменит, рутил
Биотитовый гнейс, зона IV . . . . .	0,5	0,1	0,3	0,1	—	—	—	—
Порфиробластический (метасоматически измененный) гнейс	1,9	0,6	0,6	0,7	1,4	0,4	0,3	0,6

распределения и уловить разницу в поведении урана и тория, наглядно иллюстрируемую изменением их содержаний (см. табл. 10, рис. 49).

Перераспределение урана и тория усиливается при дальнейшем развитии порфиробластеза и процесса сегрегационной кристаллизации, когда образование отдельных порфиробласт сменяется появлением пегматоидных обособлений. Миграция урана в пределах участка развития тела пегматоида приводит к крайне неравномерному распределению его содержания элемента в ядре пегматоида и в зональном его окружении. Наряду с продолжающимся подтоком урана со стороны гнейсов происходит его «сбрасывание» в результате перекристаллизации и самоочистки укрупняющихся метакристаллов в самих пегматоидных обособлениях; в результате количества урана, концентрирующегося вдоль границы пегматоидных обособлений, резко возрастает. Распределение содержания тория при этом свидетельствует о незначительном привносе его со стороны гнейсов и от растущих метакристаллов, так что, хотя концентрация его по границе пегматоидных обособлений и возрастает, общая миграция его проявлена менее отчетливо.

Особенности поведения радиоактивных элементов при метасоматических преобразованиях иллюстрируются кривыми распределения их средних содержаний в породах различного состава (рис. 50). Большое различие в степени подвижности элементов, характере их концентрации и рассеяния нашло отражение в значениях торий-урановых отношений и коэффициентах вариации. Обогащение метасоматически измененных пород ураном вызвало резкое снижение в них величины торий-уранового отношения по сравнению с гнейсами III—IV зон. Самые низкие торий-урановые отношения имеют рудные каемки вокруг пегматоидных обособлений, в зонах же плагиоклаз-кордиеритового состава без существенной примеси акцессорных минералов отношение тория к урану повышается до 9,7.

Можем сделать выводы. Образование обогащенных биотитом и порфиробластических гнейсов сопровождалось увеличением содержания урана и последующим перераспределением его в участках развития порфиробластов и пегматоидных обособлений. В результате сегрегационной кристаллизации происходила миграция урана в периферические участки пегматоидных тел, где он накапливался в акцессорных минералах — рутиле, ильмените, цирконе, апатите, ортите — и местами достигал концентраций, достаточных для образования собственной минеральной формы — акцессорного браунерита. По сравнению с минералами титана другие рудные

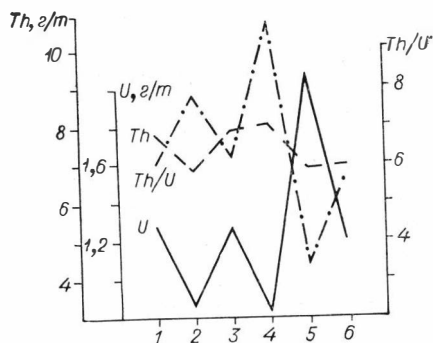


Рис. 49. Изменение среднего содержания урана и тория в условиях собирательной кристаллизации.

1 — исходный гнейс; 2 — материал кварц-биотитовых зон; 3 — материал биотит-кордиеритовых зон; 4 — материал плагиоклаз-кордиеритовых зон; 5 — материал оторочек, обогащенных рудными минералами; 6 — метакристаллы андалузита.

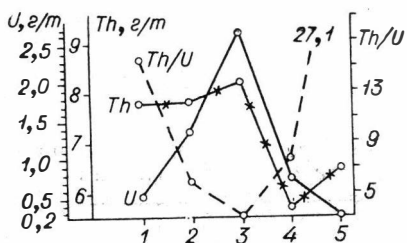


Рис. 50. Изменение среднего содержания урана и тория в метасоматически измененных породах.

1 — гнейсы зоны IV; 2 — гнейсы зон III, IV, обогащенных биотитом и в участках развития порфиробластеза и пегматоидных обособлений; 3 — гнейсы в контактах пегматоидных обособлений; 4 — пегматоидные обособления с андалузитом, кордиеритом и дистеном; 5 — пегматоидные обособления кварц-плагиоклаз-силлиманитового состава.

минералы (гематит, магнетит) ураном бедны, что своеобразно подчеркивает кристаллохимическую близость урана именно с титаном.

Обнаруживается очень низкая корреляция между содержанием урана и тория: в порфиробластических гнейсах коэффициент корреляции — 0,3, в рудных каемках пегматоидных обособлений — 0,16, в биотит-кордиеритовых зонах зонального окружения пегматоидов — 0,54, в материале самих пегматоидов — 0,002. Более высокая корреляционная связь элементов в зоне биотит-кордиеритового состава вызвана присутствием акцессориев, концентрирующих и уран, и торий — циркона и ортита. В остальных случаях низкие значения коэффициента корреляции обусловлены различной степенью подвижности элементов и преимущественной их концентрации в разных минералах (Митропольский, Мельгунов, 1972).

### Поведение других элементов-примесей

С процессом собирательной перекристаллизации при метасоматических изменениях пород связано контрастное перераспределение не только породообразующих и радиоактивных элементов, но и интенсивная перегруппировка других элементов, наблюдаемая как на начальной стадии порфиробластеза, так и при образовании пегматоидных обособлений. Характер перераспределения элементов примесей приводится ниже в соответствии с минеральным составом образований и геохимическими свойствами элементов, подразделенных на три группы: литофильные, сидерофильные и халькофильные. Для определения содержания элементов-примесей использовался тот же материал, что и при анализе на уран и торий. Для титана среднее содержание определялось по результатам химических анализов, для других элементов — по данным количественного и полуквантитативного спектрального анализа.

Рассмотрим распределение элементов-примесей при образовании порфиробластов кордиерита (табл. 15, рис. 51). Анализировался материал порфиробласта (кордиерит с пойкилитически включенным биотитом и

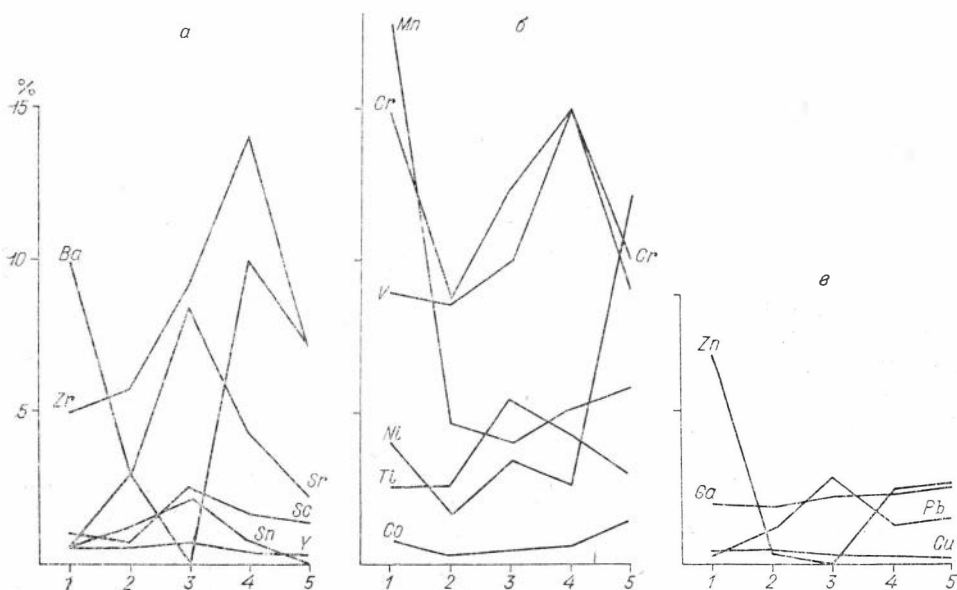


Рис. 51. Изменение содержания литофильных (а), сидерофильных (б), халькофильных (в) элементов при формировании порфиробластов кордиерита.

1 — микропойкилитовый кордиерит; 2 — кварц-плаггиоклазовая зона; 3 — оторочка, обогащенная рудными минералами; 4 — биотитовая зона; 5 — окружающий гнейс. Содержание титана дано в  $n \cdot 10^{-1}\%$ , марганца и стронция — в  $n \cdot 10^{-2}$ , остальных элементов — в  $n \cdot 10^{-3}$

плагноклазом) и его зонального окружения — кварц-плагноклазовой зоны, каемки с повышенным содержанием рудных минералов, биотита из существенно биотитовой зоны и вмещающий гнейс.

Литофильные элементы (рис. 51, а). Наибольшее содержание олова установлено в каемке, обогащенной рудными минералами. Олово, как и лантан и иттрий, не характерно для пород метаморфического комплекса и при очень низких содержаниях распространено крайне неравномерно.

Барий образует повышенные содержания в порфиробластах кордиерита (в участках микропоякилитового срастания его с плагноклазом и биотитом) и в существенно биотитовой зоне. По-видимому, он входит как изоморфная примесь в новообразованный биотит, наследуя барий плагноклаза и биотита породы, разлагавшихся с образовавшим кордиеритом. Местное перераспределение бария внутри кордиеритового порфиробласта и отгонка его в сторону существенно биотитовой зоны приводит к резкому падению его содержания в промежуточной зоне кварц-плагноклазового состава, а в рудной каемке он почти исчезает.

Накопление стронция фиксируется в кварц-плагноклазовой и существенно обогащенной биотитом зонах, где он, по-видимому, связан с плагноклазом, основность которого соответственно уменьшается.

Поведение циркония при образовании порфиробластов кордиерита в общих чертах повторяет поведение урана. Он скапливается в новообразованных цирконах и других аксессуарных минералах, количество которых, как и содержание элемента, равномерно возрастает по направлению к существенно биотитовой зоне. В последней концентрация циркония в два раза превышает его содержание в окружающих гнейсах и почти в 3 раза выше, чем в микропоякилитовом срастании кордиерита с плагноклазом и биотитом, где наблюдаются лишь очень мелкие (до 0,01 мм) кристаллики циркона, окруженные в кордиерите плеохроичными дворяками.

Сидерофильные элементы. Основное количество марганца сосредоточено в микропоякилитовом кордиерите — концентрация его по сравнению с вмещающими гнейсами повышается в 3 раза (см. табл. 15, рис. 51, б). Повышение содержания марганца по сравнению с теми же гнейсами в зональном окружении порфиробластов четко обозначает зону, из которой происходил отток этого элемента. По-видимому, накопление марганца в кордиерите связано с изоморфным замещением магния (Дир., и др., 1966, т. 1). Другими его минералами-носителями являются биотит и гранат.

Хром, ванадий, никель, кобальт и титан распределены в материале порфиробласта и его окружения несколько иначе, чем марганец. В микропоякилитовом кордиерите повышенные содержания характерны для хрома, никеля и кобальта. В каемке, обогащенной рудными минералами, концентрация титана возрастает более чем в 2 раза по сравнению с другими участками, что прямо связано с существенной ролью ильменита в составе этих каемок. Повышенное содержание титана во внешней существенно биотитовой зоне может быть объяснено его концентрацией биотитом; при минералогическом описании отмечалось, что в отличие от биотита окружающих гнейсов биотит таких зон бурый и по оптике может быть отнесен к титансодержащим разновидностям. Вхождение хрома, никеля и кобальта, как и марганца, в кордиерит может быть связано с изоморфным замещением этими элементами магния и двухвалентного железа, заметное возрастание содержания ванадия и хрома также в существенно биотитовой зоне, возможно, объясняется присутствием в ней рудных минералов.

В целом при формировании микропоякилитовых порфиробластов кордиерита и их зонального окружения вполне отчетливо определяются участки выноса и концентрации сидерофильных элементов. В окружаю-



Таблица 15

Изменение содержания элементов-примесей при формировании норфибробласт кордиерита (в  $n \cdot 10^{-3}\%$ )

Опробованный материал	Sn	Ba	Zr	Sr	Sc	Y	La	Mn	Ni	V	Cr	Co	Ti	Pb	Cu	Ga	Zn
Микропойкилитовый кордиерит с плагноклазом и биотитом . . . . .	0,5	10,0	5,0	5,0	1,0	0,5	0,0	180	4,0	9,0	15,0	0,8	250	0,3	0,4	2,0	7,0
Кварц-плагноклазовая зона . . . . .	1,2	3,0	5,8	29,0	1,7	0,5	1,7	46	1,6	8,5	8,7	0,3	225	1,1	0,5	1,9	0,3
Оторочка, обогащенная рудными минералами . . . . .	2,2	0,0	9,2	85,0	2,5	0,7	1,5	40	3,5	10,0	12,5	0,5	550	2,8	0,3	2,3	0,0
Биотитовая зона . . . . .	0,7	10,0	14,0	42,0	1,6	0,4	0,0	52	2,6	15,0	15,0	0,6	433	1,3	0,3	2,3	2,4
Окружающий гнейс . . . . .	0,0	7,0	7,0	22,0	1,3	0,2	0,0	59	12,0	9,0	10,0	1,4	293	1,5	0,2	2,6	2,7

Таблица 16

Содержание элементов-примесей в кварц-плагноклаз-кордиеритовом сегрегационном пегматоиде (в  $n \cdot 10^{-3}\%$ )

Анализируемый материал	Sn	Ba	Zr	Sr	Sc	Y	In	Mn	Ni	V	Cr	Co	Ti	Pb	Cu	Ca	Zn
<i>Ядро пегматоидного обособления</i>																	
Крупнокристаллический кордиерит	0	0	3,5	0	0,2	0,2	0	300	2,5	2	2	1	85	С.л.	0,8	2,5	15
Кварц-плагноклазовые крупнозер- нистые сростания . . . . .	0	0	10	100	0	0,3	0	20	1	1	1	0,2	30	2	1	2	0
Тонкозернистый кварц-плагнокла- зовый агрегат с вкрапленностью рудных минералов . . . . .	0,4	0	20	50	0,7	1,0	1,5	60	2,5	11,5	11,5	0,3	58	2,2	0,6	2,3	0,8
Рудная каемка . . . . .	0	0	100	30	0	10	3	200	10	10	30	0,5	700	3	1	10	100
<i>Периферические зоны</i>																	
Мелкозернистый кварц-плагноклазо- вый агрегат с кордиеритом . . . . .	0,8	0	6	10	1,6	1,1	1,5	350	9,3	14,6	17,7	1,5	350	0,3	0,9	2,7	14,6
Биотитовая зона . . . . .	0	10	20	10	3	0,1	0	85	30	10	20	2,5	85	0,6	0	2,5	6,5
Обогащенная кварцем внешняя зо- на пегматоидов . . . . .	3	0	10	10	3	С.л.	0	100	30	20	10	1	100	1	1	3	10
Порфиблестчатый гнейс . . . . .	0	54	14	20	0	1,1	3,5	210	11	15	24	2	1080	2	6	2,3	11

прих гнейсах лишь концентрация никеля в 3—6 раз выше, чем его содержание в участках порфиробластеа. Не исключено, что в данном случае происходит его миграция из них во вмещающие гнейсы.

В распределении халькофильных элементов (рис. 51, в) не отмечается какой-либо отчетливой закономерности, здесь следует отметить лишь содержание цинка в кордиерите и биотитовой зоне.

Сравним приведенные данные с поведением элементов-примесей при формировании пегматоидных обособлений кварц-плагиоклаз-кордиеритового состава (табл. 16). Опробование проводилось от центральной части крупного пегматоидного гнезда к его периферии. Ядро пегматоида сложено чистым, свободным от посторонних вростков крупноблоковым фиолетовым и зеленоватым кордиеритом, кварцем, крупнозернистым сростанием кварца и плагиоклаза. Ближе к периферии неправильными участками появляется мелкозернистый кварц-плагиоклазовый агрегат с обособлениями рудных минералов. В зональном окружении пегматоида последовательно различаются зоны кварц-плагиоклазового состава, существенно биотитовая и кварц-биотитовая (см. рис. 27).

Литофильные элементы. Примечательно отсутствие бария в минералах, слагающих пегматоид, он обнаруживается лишь в биотитовой зоне в небольшом количестве, подтверждая выявленную ранее тенденцию. Особенность распределения циркония определяется количеством циркона, который, по-видимому, является единственным концентратом его в пегматоиде. Так как наибольшее количество циркона приурочено к биотитовой зоне зонального окружения пегматоида и в особенности к участкам, содержащим ильменит и ильмено-гематит, где циркон образует густую вкрапленность мелких кристалликов, то именно здесь концентрация его более чем в 7 раз повышается по сравнению с его содержанием в порфиробластическом гнейсе. Самое низкое содержание циркония приходится на крупнокристаллический кордиерит ядра.

Накопление стронция происходит только в плагиоклазе ядерной части пегматоида, причем особенно высокая концентрация его, превышающая в 5 раз содержание элемента в порфиробластических гнейсах, устанавливается в непосредственной близости от крупнокристаллического кордиерита. По мере удаления к периферическим частям пегматоида содержание стронция в плагиоклазе постепенно, но заметно снижается и в зональном окружении пегматоида оно в 2 раза ниже, чем в гнейсах. Из оставшихся элементов этой группы обращает на себя внимание иттрий и лантан, характер распределения которых обнаруживает непосредственную связь с количественным проявлением циркона.

Сидерофильные элементы. Наиболее контрастное распределение имеет марганец. Его концентрация устанавливается в чистом кордиерите ядра, в рудных скоплениях внутри мелкозернистого агрегата кварца и плагиоклаза, в периферической части пегматоида и в материале кварц-плагиоклазовой зоны, содержащей микропоямкилитовый кордиерит. В других частях пегматоида содержание марганца в 2,5—10 раз ниже, чем во вмещающих пегматоид порфиробластических гнейсах. Распределение марганца подтверждает, что его минералами-концентраторами являются в первую очередь кордиерит и рудные — ильменит и ильмено-гематит. Во всех остальных случаях марганец, по-видимому, связан в гранате и биотите.

Распределение титана хорошо контролируется распространением рудных минералов, в составе которых постоянно присутствует ильменит, однако количественная подчиненность последнего гематиту приводит к тому, что даже в участках, обогащенных рудными минералами, содержание титана не особенно высокое. Часть титана концентрируется кордиеритом, что подтверждается анализами чисто отобранного материала, тем не менее в участках пегматоида, лишенных рудных выделений, содержание титана очень низкое. Сравнение его содержания в пегматоиде и окружа-

Изменение содержания элементов-примесей в гнейсе с порфиробластами андалузита (в  $\cdot 10^{-3}\%$ )

Опробованный материал	Sn	Ba	Zr	Sr	Sc	Y	La	Mn	Ni	V	Cr	Co	Ti	Pb	Cu	Ga	Zn
Метакристаллы андалузита	0,0	5,0	2,6	3,0	0,2	0,5	0,0	28	0,9	2,9	8,2	0,1	130	0,4	0,5	4,8	0,3
Кварц-плагноклазовая зона	0,6	26,9	5,4	20,3	1,0	0,8	1,5	67	3,3	4,7	6,6	1,0	144	1,1	1,0	5,0	7,5
Биотит-кордиеритовая зона	0,0	32,0	6,8	0,8	1,8	1,0	0,0	95	7,7	9,6	9,6	2,0	265	0,5	0,3	3,8	9,9
Красная кварц-биотитовая зона	0,0	33,0	6,9	10,0	2,3	0,8	0,0	66	5,0	12,3	8,8	1,5	256	0,7	0,0	2,5	9,1
Порфиробластический гнейс	0,0	54,0	14,0	20,0	0,0	1,1	3,5	210	11,0	15,0	24,0	2,0	1080	2,0	6,0	2,3	11,0

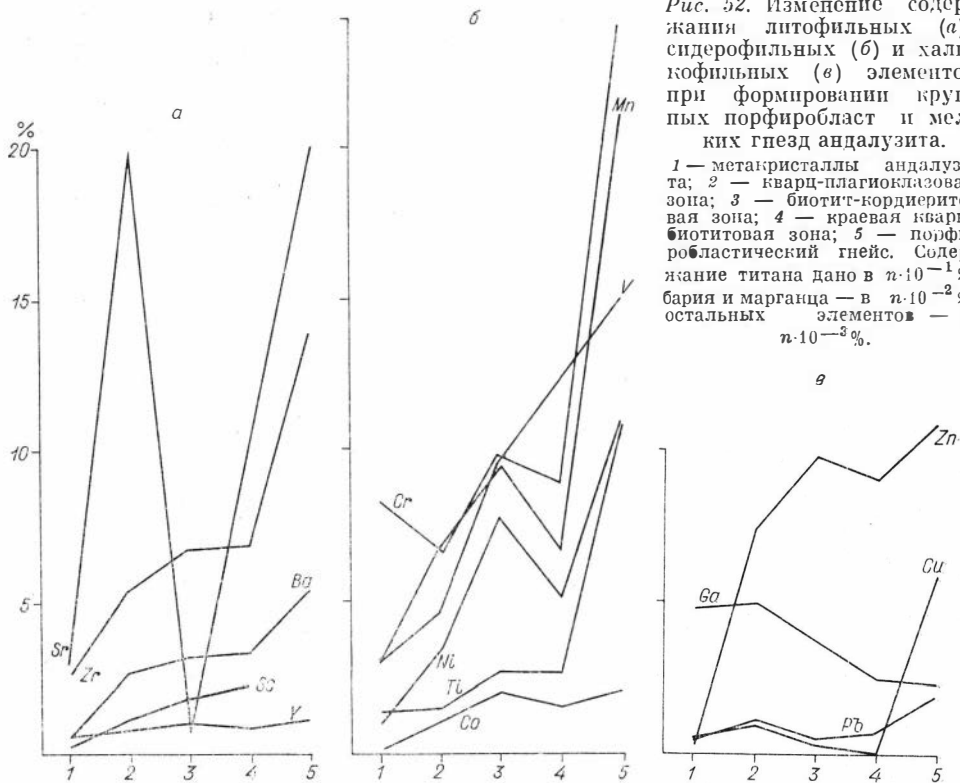
ющем гнейсе позволяет допустить вынос его при образовании пегматоидных тел из участков сегрегационной кристаллизации с отложением в окружающих породах.

Распределение хрома, никеля, ванадия и кобальта несколько отлично от распределения марганца и титана. Увеличение содержания этих элементов в отдельных зонах обуславливается вкрапленностью рудных минералов, однако наиболее высокое содержание отмечается для никеля и хрома в биотитовой, а ванадия также в самой внешней кварц-биотитовой зонах, в которых, по-видимому, концентратом этих элементов является биотит. По сравнению с исходными порфиробластическими гнейсами хром в пегматоидных телах данного состава присутствует в несколько пониженном количестве, возможно, часть его, как и часть титана, в процессе образования пегматоидных тел мигрировала в окружающие породы.

Халькофильные элементы. Из этой группы элементов лишь цинк образует повышенные концентрации, связанные с выделениями рудных минералов.

Приведем еще данные по распределению тех же элементов при образовании метакристаллов андалузита в порфиробластическом гнейсе (табл. 17, рис. 52). Здесь последовательно анализировался материал из метакристаллов андалузита и окружающих их кварц-плагноклазовой, биотит-кордиеритовой и биотит-кварцевой зон.

Литофильные элементы (рис. 52, а). Содержание бария в метакристаллах андалузита 0,01%. Присутствие его зависит от количества включений других минералов, в частности биотита: метакристаллы андалузита, обладающие диабластовой структурой, переполненные вростками плагноклаза, биотита и кордиерита, обладают повышенным содержанием бария. Метакристаллы же андалузита только с вростками плагноклаза бария обычно не содержат. Среднее содержание бария в метакристаллах андалузита  $5 \cdot 10^{-3}\%$ . По мере удаления от метакристаллов концентрация бария в зональном окружении постепенно нарастает, достигая максимума во внешней кварц-биотитовой зоне. В этом же направлении увеличивается и количество биотита. Сравнивая содержание бария в зонах различного состава и окружающем гнейсе, можно заключить, что в участках развития порфиробластов происходит незначительный вынос элемента. Основным концентратом бария, по-видимому, является биотит, о чем можно судить по данным микропробования отдельных штUFFов. В одном из них барий распределен следующим образом: в метакристаллах андалузита не содержится, в кварц-плагноклазовой зоне с небольшим количеством биотита и кордиерита —  $24 \cdot 10^{-3}\%$ , в биотит-кордиеритовой зоне —  $54 \cdot 10^{-3}$  и в кварц-биотитовой зоне —  $65 \cdot 10^{-3}\%$ . В окружающих гнейсах содержание бария  $54 \cdot 10^{-3}\%$ . В другом штUFFе при среднем содержании бария  $10 \cdot 10^{-3}\%$  (включая метакристал-



лы андалузита и кварц-биотитовую зону) количество его в биотит-кордиеритовой зоне увеличивается до  $30 \cdot 10^{-3} \%$ . Так же показательно распределение стронция. В метакристаллах андалузита его содержание не превышает  $6 \cdot 10^{-3} \%$  (участки с вросками плагноклаза, биотита и кордиерита). Основное количество стронция сосредоточено в кварц-плагноклазовой зоне, где концентрация его  $11-30 \cdot 10^{-3} \%$ . Биотит-кордиеритовая и кварц-биотитовая зоны стронция содержат мало, он отмечен лишь в одной пробе. Таким образом, и в данном случае обнаруживается избирательное накопление бария и стронция в разных минералах. Содержание стронция в окружающем порфиробласты гнейсе  $20 \cdot 10^{-3} \%$ , что несколько выше, чем в порфиробластах в целом.

Распределение циркония подчинено общей закономерности, установленной для всех минеральных разновидностей порфиробластов и пегматондных обособлений. Изменение его пропорционально количеству циркония. В метакристаллах андалузита циркония  $2-3,2 \cdot 10^{-3} \%$ . Наиболее высокие его содержания приурочены к биотит-кордиеритовой зоне (от  $4,0$  до  $10 \cdot 10^{-3} \%$ ). Во вмещающем гнейсе циркония  $14 \cdot 10^{-3} \%$ .

Сидерофильные элементы (рис. 52, б). Во всех анализируемых андалузитах содержание марганца  $20-40 \cdot 10^{-3} \%$ , что находится на уровне обычного содержания его в андалузитах вообще. В кварц-плагноклазовой и биотит-кордиеритовой зонах концентрация марганца возрастает до  $70-125 \cdot 10^{-3} \%$ . Сравнение анализов из разных участков зон с разным соотношением минералов показало полную зависимость содержания марганца от количества в них кордиерита (и граната). Самые высокие содержания элемента в биотит-кордиеритовой зоне в участках развития метабластов кордиерита и граната. Содержание марганца во вмещающих гнейсах значительно превосходит его концентрацию в порфиробластах и их ближайшем окружении и указывает на направление его миграции.

Содержание никеля, ванадия и кобальта увеличивается в направлении от метакристаллов андалузита к окружающему гнейсу. Обогащены ими зоны биотит-кордьеритового и кварц-биотитового состава, в которых концентрация элементов в 2—3,5 раза превышает таковую в участках с густой вкрапленностью ильменита и магнетита (см. табл. 17). Очевидно, для рудных минералов при образовании метакристаллов андалузита оказывается характерным высокое содержание указанных элементов, из чего можно предположить, что никель, ванадий и кобальт преимущественно связаны в биотите, поскольку в зонах кварц-биотитового состава другие минералы просто отсутствуют. В связи с этим не находит своего объяснения довольно равномерное распределение хрома в материале порфиробластов и их окружения.

Титан ведет себя аналогично никелю, ванадию и кобальту: в участках развития порфиробластов его в 5 раз меньше, чем в окружающих гнейсах, что указывает на общий вынос его в процессе порфиробластеза. Содержания его постепенно увеличиваются от самих метакристаллов к периферии. При максимальных содержаниях титана в биотит-кордьеритовой или кварц-биотитовой зонах биотит оказывается бурым, судя по оптике — титаносодержащим.

Распределение халькофильных элементов (см. рис. 52, в) наименее выразительно и не обнаруживает отчетливых тенденций в изменении содержания в зависимости от минерального состава порфиробластов и их окружения. Возможно, это связано с чувствительностью, и воспроизводимостью анализов. Лишь цинк обнаруживает распределение, аналогичное распределению большинства сидерофильных элементов.

Отмеченные особенности распределения элементов-примесей характеризуют местное перераспределение их в связи с метасоматическим преобразованием пород.

## СЕГРЕГАЦИОННЫЕ ПЕГМАТОИДЫ РАЙОНА БОЛЬШОЙ МУНГУН-ТАЙГИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУВА)

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Область распространения метаморфических пород, содержащих сегрегационные пегматоиды, приурочена к Мунгун-Тайгинскому антиклинорному выступу, расположенному вдоль юго-восточной границы Горного Алтая и Тувы в пределах Шапшальско-Чулышманской структурно-фацциальной зоны (см. рис. 1). На юго-западе он ограничен Курайским глубинным разломом от Чуйского прогиба, а с северо-востока Шапшальским разломом от Каргинской впадины.

Наиболее древними породами выступа являются отложения чингинской свиты нижнего кембрия, которые в нижней части разреза представлены основными эффузивами и их туфами, претерпевшими повсеместный метаморфизм фации зеленых сланцев. Этим породам подчинены горизонты хлорито-серицитовых сланцев, возникших за счет метаморфизма песчано-глинистых отложений, прослои эффузивов среднего и кислого состава, а также линзы кварцитов. В верхней части чингинской свиты роль осадочных пород значительно возрастает. Наиболее распространены в пределах выступа отложения горноалтайской серии  $С_{т3}-O_1$ , представляющие ритмично переслаивающимися хлоритизированными кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и серицито-хлоритовыми сланцами.

Для района характерно широкое развитие магматических пород, образующих Мунгун-Тайгинский плутои (Митропольский и др., 1972). На современной эрозионной поверхности эти породы слагают крупный

Джарский (Больше-Мунгун-Тайгинский) массив, имеющий сложное строение, и ряд более мелких дискордантных тел. К ранним фазам массива относятся габбро и кварцевые диориты (1-я фаза), неравномернозернистые граниты и граудиориты (2-я фаза); последние составляют большую часть массива. Поздние фазы представлены порфировидными биотитовыми и равномернозернистыми лейкократовыми гранитами, аплитами и секущими негматитами кварц-калишпат-мусковитового состава. По химическому составу гранитоиды близки к гранитоидам нормального ряда. По данным определения абсолютного возраста K/Ar методом, ранние фазы Джарского массива имеют возраст 417—420 млн. лет (Иванова и др., 1961). Геологический возраст гранитоидов поздних фаз Мунгун-Тайгинского плутона определяется, как и для гранитов сопредельного Таштузекского комплекса, их рвуциями взаимоотношениями с породами фаменского яруса верхнего девона.

На большей части территории Мунгун-Тайгинского антиклинорного выступа отложения чингинской свиты и горноалтайской серии дислоцированы и помимо метаморфизма фации зеленых сланцев вдоль крупных тектонических зон испытали более сильный метаморфизм с образованием роговиков, кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов, которые вблизи юго-восточного контакта с гранитами Джарского массива частично мигматизированы. Образованию гнейсов и мигматитов предшествовали интенсивная рассланцовка и дробление роговиков с последующей их перекристаллизацией, сопровождавшейся дифференциацией лейкократового и меланократового материала. Роговики сохраняются среди гнейсов в виде остроугольных обломков, линзовидных послойных включений и темных реликтов, обогащенных тонкозернистым кварцем и биотитом. Иногда наблюдается многократное переслаивание всех этих пород, усложняемое пластовыми телами гранитоидов — алофизами Джарского массива, но большей части послойными. На отдельных участках наблюдается постепенный переход гнейсов и мигматитов к контаминированным гранитоидам второй фазы.

Метаморфический комплекс этого района изучен слабо, расчленение его по фациям метаморфизма не производилось, но типичные минеральные ассоциации наиболее метаморфизованных пород позволяют относить последние к эпидот-амфиболитовой фации. Минеральный состав метапелитов и metabазитов характеризуется следующими парагенезисами: кварц + биотит, кварц + плагиоклаз + биотит, кварц + плагиоклаз + биотит ± ± роговая обманка. Реже, в участках развития гнейсов и мигматитов, встречаются следующие ассоциации: кварц + плагиоклаз + биотит + гранат, кварц + плагиоклаз + биотит + кордиерит ± гранат, кварц + плагиоклаз + биотит ± силлиманит. В единичных случаях отмечен андалузит. Среди кордиерит- и гранатсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев вблизи юго-восточного контакта Джарского массива наблюдаются явления, сходные с метасоматическим изменением метапелитов над очагами гранитизации в Южно-Чуйском хребте. К ним относится формирование порфиробластических разностей пород и сегрегационных негматоидных обособлений.

Поскольку в метаморфических породах, подвергшихся порфиробластезу, высокоглиноземистые минералы отсутствуют, то единственным минералом с высоким содержанием  $Al_2O_3$ , участвующим в этом процессе, является кордиерит. Собирательная кристаллизация его в гнейсах приводит к образованию мелких и крупных пойкилобластов, хорошо образованных метакристаллов и мелких кварц-плагиоклаз-кордиеритовых гнезд, аналогичных подробно охарактеризованным для южно-чуйского метаморфического комплекса. Здесь же встречаются отличные от всех ранее рассмотренных кварц-кордиеритовые и кварц-кордиерит-калишпатовые обособления, обнаруживающие оригинальные структурные взаимоотношения минералов. Их описание, приведенное ниже, дополняет общую характеристику метаморфогенных негматоидов сегрегационного генезиса.

## Кварц-кордиеритовые и кварц-кордиерит-калишпатовые пегматондные обособления

Породами, в которых и за счет которых происходит образование пегматондных обособлений, являются биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. Гнейсы мелко- и среднезернистые (0,2—1,5 мм), тонко- и грубополосчатые, иногда гофрированные. Структура породы гранобластовая, в прослоях с преобладанием биотита — лепидогранобластовая. Плагноклаз представлен олигоклаз-андезином № 25—30. Биотит образует черные таблички, под микроскопом — коричневый, с плеохроизмом — от густо-коричневого и оливково-коричневого до светло-желтого, иногда слабо двуосный,  $2V_N \rho$  около 7—10°,  $Ng = Nm = 1,643$ ,  $Np = 1,582$ ,  $i_{об} = 57\%$ . Включения в биотите — мелкие кристаллики циркона, окруженные интенсивными плеохроичными двориками, тонкая сыпь рудного вещества по спайности, иногда — сфеп. Довольно часто в гнейсе встречаются пойкилобластические зерна и более крупные очковые пойкилобласты кордиерита, насыщенные тонкочешуйчатым биотитом и рудными минералами, с преобладанием магнетита. Местами заметное количество плагноклаза в лейкократовых прослоях гнейса создает переход к кварц-биотитовым кристаллическим сланцам, также полосчатым, с послыйным обособлением гранобластового кварца.

Видимое метасоматическое изменение в описанных породах начинается с обособления в пегматопржилковые скопления мелкозернистого агрегата кварца и пойкилобластического кордиерита, которое развивается в основном вдоль полосчатости гнейса. Зерна кордиерита часто являются идиобластами и содержат гораздо меньше включений биотита и рудного, чем в окружающем гнейсе, количество биотита в обособляющемся агрегате также заметно снижается, при этом наблюдается разъедание его, превращение в тонкие мелкие чешуйки и почти здесь же — появление более крупных, чем в окружающем гнейсе, табличек, беспорядочно рассеянных между зернами кварца и кордиерита. Плагноклаза в обособляющемся агрегате также становится меньше, чем в окружающем гнейсе. Зерна кварца становятся более округлыми и под микроскопом иногда обнаруживают как бы слабую зональность, выражающуюся в неодновременности погасания ядра и периферии зерна, при этом иногда хорошо улавливаются прежние контуры зерна, дораставшего новыми порциями вещества при перекристаллизации.

Слияние таких пегматообособленных мелкозернистых жилочек друг с другом приводит к тому, что отчетливая прежде полосчатая текстура гнейсов нарушается, порода становится пятнистой за счет реликтов гнейса, остающихся внутри кварц-кордиеритового агрегата. При этом кварц и кордиерит постепенно укрупняются, последний иногда выделяется в виде хорошо заметных фиолетовых зерен, часть которых, однако, еще содержит пойкилитически включенный биотит. Биотит в кварц-кордиеритовом агрегате и особенно по границе его с реликтами гнейса также частично укрупняется, при этом местами возникает хотя и не сплошная, но довольно заметная оторочка по границе кварц-кордиеритовых обособлений.

Возможность наблюдать все переходы от мелкозернистых неотчетливопржилковых скоплений до крупнозернистых и крупнокристаллических сростаний пегматондных выделений совершенно однозначно указывает на образование последних путей перекристаллизации с сегрегацией укрупняющегося матерпала. Размеры возникающих таким образом пегматондных обособлений не превышают 40 см в поперечнике и имеют сложную, часто «амебовидную» форму (рис. 53). В наиболее перекристаллизованных — обычно самых внутренних участках таких обособлений — кварц и кордиерит образуют крупнокристаллические сростания друг с другом, в которых закономерно распределены участки с меньшей зер-

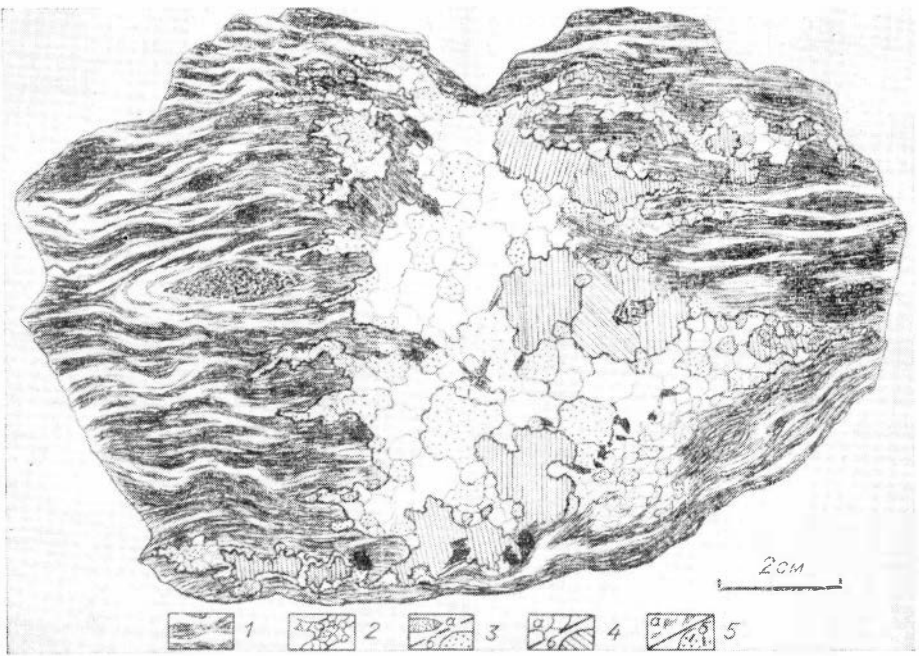


Рис. 53. Неяснопрожилковый кварц-кордиеритовый агрегат, переходящий в пегматонидное обособление. Зарисовка образца.

1 — полосчатый гнейс; 2 — неясно-прожилковые кварц-кордиеритовые агрегаты; 3 — пойкилобластический (а) и перекристаллизованный (б) кордиерит; 4 — перекристаллизованный кварц (а) и крупнокристаллический калишпат (б); 5 — крупнопочувчатый биотит (а), реликт гнейса в калишпате (б).

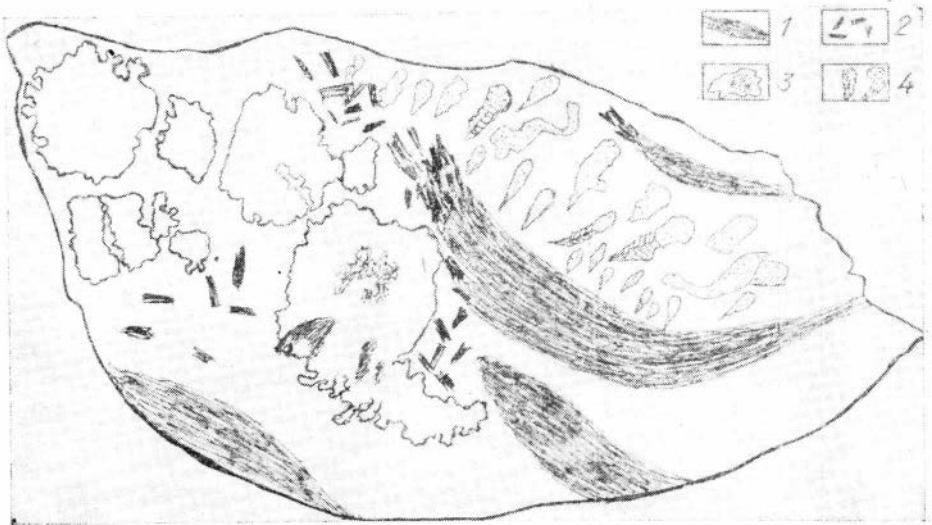


Рис. 54. Пегматонидное обособление с кварц-кордиеритовым графическим срастанием. Видна индукционная штриховка на некоторых востках кордиерита. Зарисовка образца, пат. величина.

1 — реликты гнейса; 2 — кварц-кордиеритовый крупнозернистый агрегат с биотитом; 3 — пойкилобласты и метакристаллы калишпата с включениями кварца, кордиерита и реликтов гнейса; 4 — кварц-кордиеритовая графика.



нистостью тех же минералов и чешуйки биотита — остатки перекристаллизованных реликтов гнейса. Кордиерит изменен от совершенно свежего, образующего прозрачные, иногда сдвойникованные зерна, до полностью замутненного, слегка или целиком замещенного тонкочешуйчатым агрегатом хлорита и слюды. Оптическое определение кордиерита показало его полную идентичность с кордиеритом гнейса и мелкозернистых перекристаллизованных участков:  $N_g=1,547$ ,  $N_p=1,539$ ,  $f_{об}=30-35\%$ . То же самое относится и к биотиту — оптические свойства его при перекристаллизации остаются постоянными. Иногда одновременность перекристаллизации кварца и кордиерита фиксируется в крупнокристаллических сростаниях появлением на обоих минералах индукционной штриховки и образующимся прорастаниями, очень похожих на графические. Они наиболее заметны при количественном преобладании кварца, когда кордиерит выступает в качестве вростков с одинаковым направлением роста, хорошо фиксируется по однообразному их утолщению (рис. 54). К сожалению, сопоставить оптическую ориентировку таких вростков не удастся, так как большинство из них замещено очень тонкочешуйчатым агрегатом хлорита и серицита и, по существу, представляет собой псевдоморфозы по кордиериту. Хлорит, замещающий кордиерит и отчасти биотит, макроскопически зеленый, но в шлифах оказывается почти бесцветным, с двуцветным оттенком около 0,015 и слабой желтоватой аномальной окраской, почти одноосный, положительный,  $N_m=1,607$ . Мусковит, помимо тонкочешуйчатого серицита, замещающего кордиерит и в меньшей степени зерна плагноклаза, образует крупные листочки по биотиту и иногда дает сростания с кварцем, подобные графическим. Плагноклаз в таких обособлениях присутствует преимущественно по периферии, на границе с малоизмененным гнейсом и в виде отдельных зерен внутри агрегата кварца и кордиерита, однако отчетливой сегрегации и обособления его не наблюдается.

Описанные особенности образования кварц-кордиеритовых обособлений целиком относятся и к формированию выделений кварц-кордиерит-калишпатового состава. В гнейсе и особенно часто в неотчетливопрожилковых скоплениях кварца и кордиерита появляются первоначально очень мелкие (1—2 мм) пойкилобласты калишпата, включающие мельчайшие зернышки кварца, кордиерит приобретает на границе с ними иногда кружевные очертания. Укрепление их с образованием цепочек зерен происходит параллельно с укрупнением кварц-кордиеритового агрегата, но очень быстро калишпатовые зерна начинают превосходить по размеру зерна кварца и кордиерита и включать в себя последние в качестве пойкилитовых вростков. Сегрегация калишпатовых порфиробластов приводит к обособлению их в отдельных участках пегматондных гнезд, они становятся идиобластами с более чистой сплошной центральной частью, сохраняя пойкилитовую структуру на периферии. Судя по оптике, изученной федоровским способом ( $2VNp=62^\circ$ , ориентировка индикатрисы, соответствующая триклинному кристаллу), калишпат принадлежит к микроклипу с низкой и неравномерной степенью упорядоченности. Под микроскопом он обнаруживает тонкие клиновидные двойники, процесс распада проявлен очень незначительно — калишпат слабо пертитовый, причем пертитовые вростки не имеют четких границ. Минерал довольно свежий, хотя по нему местами наблюдается тонкое послепайное развитие вторичного серицита и мусковита. Иногда он замещается также отдельными пластинчатыми метакристаллами мусковита и кварц-мусковитовым агрегатом. Последний процесс, по-видимому, может быть сопоставлен с образованием «кварц-мусковитового» комплекса, столь характерного для гранитных пегматитов. Иногда калишпатовые выделения, представляющие один или несколько крупных порфиробластов, окруженных более мелкими, занимают большую часть пегматондного обособления, а кварц и кордиерит, в том числе их сростания, несущие индукционную штрихов-

ку, оказываются оттесненными на периферию, образуя более мелкозернистую по сравнению с калишпатом первичную каемку, подчеркнутую местами пачками крупных листочков и кристаллами биотита и мусковита (рис. 55). Вместе с тем внутри даже наиболее крупных обособлений калишпата сохраняются в виде включений реликты перекристаллизованной окружающей породы, в том числе таблички плагиоклаза и характерные для гнейса акцессорные минералы. Кварц и кордиерит в виде крупных отдельных зерен также оказываются включенными в калишпат, при этом кордиерит образует иногда хорошие призматические кристаллы по периферии калишпатовых выделений или внутри их на границе срастающихся порфиробластов, кварц же дает с калишпатом графические сращения, папоминающие обычную графику, хорошо известную по гранитным пегматитам. В отдельных случаях востки кварца и кордиерита оказываются приуроченными к зонам роста крупных метакристаллов калишпата. Бинокулярный просмотр большого количества пегматоидных обособлений с калишпатом позволил обобщить наблюдения над взаимоотношениями минералов.

В пределах даже одного кристаллического индивида калишпата присутствуют кварцевые востки различных морфологических типов — обычные ихтиоглипты, футлярообразные кристаллы, кристаллы с хорошо образованными «головками», прожилковые. Ориентировка их при этом различна, что хорошо выявляется по наклону «головок» востков (см. рис. 55). Поверхности соприкосновения кварца или калишпата в большинстве случаев пассивные, индукционная штриховка редка, притом иногда лишь на некоторых участках общей поверхности сращения. Проявление индукционной штриховки не зависит от величины зерен кварца и калишпата —

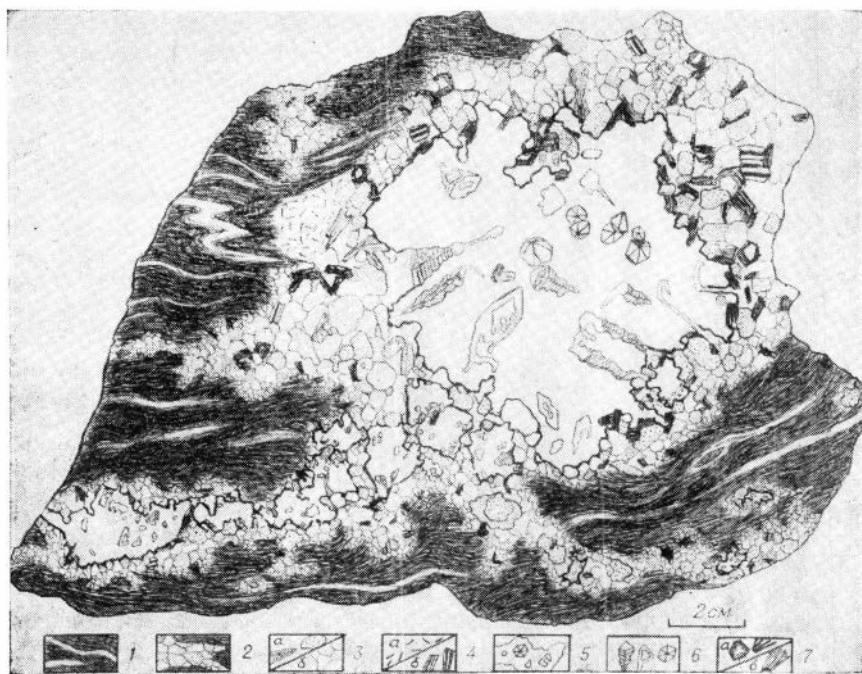


Рис. 55. Кварц-кордиерит-калишпатовое пегматоидное обособление с цепочкой порфиробластов калишпата в неяснопрожилковом кварц-кордиеритовом агрегате. Зарисовка образца,  $\times 2$ .

1 — полосчатый гнейс; 2 — неясно-прожилковый перекристаллизованный агрегат; 3 — кордиерит (а), кварц (б); 4 — кварц-мусковитовое сращение (а), плагиоклаз (б); 5 — иктилобласты и идиобласты калишпата с востками кварца и кордиерита; 6 — кварцевые востки в крупном порфиробласте калишпата: ихтиоглипты с индукционной штриховкой, футлярообразные кристаллы, головки востков; 7 — крупнотабличчатый биотит (а), мусковит (б).

иногда даже в мелких пидноблстах калишпата встречаются индукционные поверхности на границе с зернами кварца, в то время как крупные кварцевые вростки в больших метакристаллах калишпата лишены ее. Совершенно отсутствует индукционная штриховка на гранях «головок» кварцевых вростков, несмотря на полное их погружение в калишпат. На отдельных участках поверхности срастания обоих минералов несут следы растворения. Нередко по положению головки кварцевого вростка устанавливается, что рост последнего происходил путем разрастания кварцевого зерна из кварц-кордиеритового окружения калишпата, где оно обнаруживает следы растворения, в то время как часть его внутри калишпата — собственно тело вростка — несут индукционную штриховку. Такие переменные соотношения рост — растворение характерны не только для кварца и калишпата, но и для кварца и кордиерита, хотя при соприкосновении кордиерита и калишпата на последнем наблюдаются лишь пассивные отпечатки поверхности кристаллов кордиерита с деталями их строения, на кордиерите иногда видны следы растворения; индукционная штриховка не отмечалась. Более четко особенности взаимоотношения минералов проявились при микроскопическом исследовании, они заслуживают особого рассмотрения, поскольку являют собою пример одновременного роста минералов при перекристаллизации метаморфогенных сегрегационно-метасоматических образований.

### Морфология кварцевых вростков и эпитакия кварца и калишпата

В кварц-калишпатовых срастаниях, относимых к письменным (графическим) срастаниям, проявляются закономерные взаимные ориентировки срастающихся минералов, интересной особенностью которых является присутствие в калишпате кварцевых вростков сразу двух морфологических типов срастания.

Вростки первого типа имеют угловатую удлиненную форму, крупные размеры и хорошо видны макроскопически. Наблюдаемая на отдельных участках поверхности вростков штриховка возникла при одновременном росте кварца и калишпата. Она является индукционной, типичной для классических срастаний. Об этом свидетельствуют морфология отдельных вростков и сравнительный анализ морфологических особенностей соседних вростков из одной группы («стан» по А. Е. Ферсману). Покажем, что морфология вростков действительно соответствует индукционной модели (Ферсман, 1922).

На поверхности вростков четко выделяются псевдограницы, характеризующиеся поперечной штриховкой (по отношению к псевдоребрам, разделяющим псевдограницы), что соответствует этой модели (см. рис. 55). На каждой псевдогранице все штрихи взаимно параллельны. Штриховка разных псевдограниц каждого вростка параллельна одной и той же плоскости — плоскости индукции Ферсмана. Эта плоскость параллельна одной из важнейших граней полевого шпата. Штриховка соседних вростков обычно параллельна этой же плоскости, несмотря на то, что структурная ориентировка этих вростков в рассматриваемых образцах нередко совершенно другая. Пространственная ориентировка индукционных штрихов на эквивалентных псевдограницах разных кварцевых вростков, имеющих одинаковую кристаллографическую ориентировку, одинакова, но различна у неодинаково ориентированных вростков.

В сечениях, параллельных индукционной штриховке, внешние очертания вростков имеют характерный клиновидный рисунок, известный по иллюстрациям образцов из графической зоны гранитных пегматитов. Наряду со сплошными имеются полые вростки, заполненные внутри калишпатом, ориентированным так же, как и окружающий калишпат с квар-

цевыми востками. Некоторые полые востки разомкнуты, в этом случае окружающий калишпат заполняет их наподобие «залива», не меняя своей кристаллографической ориентировки.

Приведенное описание однозначно свидетельствует об индукционной природе сростаний и противоречит трансляционной, субиндивидуальной, скелетной, метасоматической и прочим моделям, выдвинутым в свое время для объяснения морфологии отдельных разновидностей востков кварца. Таким образом, нет сомнений в том, что граница описанных востков представляет собой формы соприкосновения, возникшие под взаимодействием (индукцией) гранной формы полевого шпата (плоскости индукции) с гранными формами кварца (реальными гранями кварца) в процессе их одновременного роста.

Востки второго типа вследствие малых размеров видны лишь под микроскопом. Они оперяют кварцевые востки первого типа, а также развиваются самостоятельно. Эти востки имеют форму микропрожилков, нередко развитых вдоль плоскостей спайности и отдельности калишпата. Все группы разобщенных микропрожилков кварца имеют эпитактические соотношения с окружающим калишпатом, поэтому участки их развития можно отнести к разновидности письменных сростаний — прожилково-кварцевой графике. Преобладающей разновидностью их являются разветвляющиеся зигзагообразные «прожилки» (рис. 56), не имеющие плоскогранных форм, которые можно было бы идентифицировать с какими-либо гранями кварца. В то же время отмечены плоскогранные формы, соответствующие плоскости спайности (001) и плоскостям отдельности калишпата. Остальные участки поверхности востков имеют неправильную сложную форму, причем штриховка отсутствует. В участках интенсивного разветвления востков наблюдаются переходы к сетчатым формам кварца с развитием гаммы разновидностей — от прожилково-кварцевой графике до типичных антиграфических структур. В последних в качестве востков выступает не кварц, а реликтовый калишпат. Востки его здесь имеют такую же ориентировку, как и у калишпата, в котором развита антиграфика. Особенно сложны микропрожилковые переплетения в участках развития кварц-мусковитовых агрегатов и у границы с индукционными востками кварца. Именно в этих участках обычно развиваются антиграфические сростания. В участках сетчатых и антиграфических сростаний нередко развиты сразу две и даже три системы «прожилков» кварца, структурно ориентированных по разным эпитактическим законам. Прожилки с различно ориентированным кварцем либо взаимно пересекаются, либо стыкуются друг с другом без пересечения.

Рассмотренная разновидность кварц-полевошпатовых сростаний не является необычной. Такие сростания наблюдались и в зональных гранитных пегматитах, где прожилковый кварц иногда примыкает к индукционным восткам кварца письменных сростаний либо развивается по блоковому полевому шпату в связи с его окварцеванием.

Наряду с перечисленными выше графическими структурами были обнаружены участки, обладающие псевдографической структурой, связанной постепенными переходами с неяснографической структурой. Последняя в свою очередь дает переходы к обычной индукционной классической графике. Все эти разновидности графических структур были выявлены и описаны в пегматитах (Бакумешко, 1966). Псевдографическая структура отличается от прочих перечисленных структур характером взаимной ориентировки кварца и калишпата — незакономерной (неэпитактической) ориентировкой кварцевых востков; для прочих графических структур обязательным признаком является эпитактичность соотношений кварца и полевого шпата.

Форма кварцевых востков в неяснографической и псевдографической структурах однотипна и зависит от размеров востков. Мелкие вост-



*Рис. 56. Морфология закономерных кварцевых вrostков второго типа.*

Развиваясь по микроклину, они примыкают к кварцевым вrostкам первого типа (внизу справа), к пластинкам позднего мусковита (вверху слева); развиваются самостоятельно (в центре). В калишпате видны просечки серицита и мусковита с закономерными вrostками кварца. Зарисовка шлифа,  $\times 20$ . 1 — кварц различной ориентировки, 2 — пластинки мусковита в серицитовой массе, 3 — микроклины (показаны направления трещины).

стики обычно имеют сглаженную округлую форму. У пнейсграфических вrostков иногда заметны слабо выраженные элементы индукционной огранки. Более крупные вrostки (8—10 мм) имеют более сложную форму: в них появляются заливообразные «внедрения» калишпата в кварц и кварца в калишпат. Контакты кварца с калишпатов резкие, сглаженные, но местами зубчатые — в этих участках обычно развиты прожилково-графические и антиграфические образования.

Особенности структурно-морфологических взаимоотношений различных графических структур позволяют считать синхронными образованиями такие связанные взаимными переходами структуры, как индукционная классическая графика и пнейсграфические и псевдографические кварц-полевошпатовые срastания. Так как для индукционной графики одновременность роста кварца и калишпата не вызывает сомнений, то и для вrostков пнейсграфических и псевдографических срastаний можно считать одновременной кристаллизацию кварца с калишпатов.

Антиграфические срastания, связанные переходами с прожилковой

графикой, безусловно, сформировались позже вростков классической графики и прочих только что рассмотренных структур. Вростки кварца этих разновидностей графики возникли вторично, путем постепенного и локального замещения калишпата. Кварц из прожилково-графических и антиграфических сростаний местами причленяется к кварцевым вросткам классической графики, неапографических и псевдографических сростаний и усложняет их форму. В этом случае ранние вростки разрастаются, оказываясь полигенными.

Для выявления закономерностей в структурных соотношениях кварца и калишпата в разных типах кварц-калишпатовых сростаний проводилось изучение шлифов в поляризованном свете с введенной гипсовой пластинкой. Такая методика намного более эффективна, чем обычная методика наблюдения погасаний, так как одновременное погасание кварцевых вростков может наблюдаться даже при различной ориентировке кварца. Единственным условием одновременного погасания разных вростков кварца является взаимная параллельность или перпендикулярность линии пересечения кругового сечения индикатрисы кварца плоскостью шлифа. Если бы кварц обладал двупреломлением не в серых тонах, а в более цветочувствительных для глаза, различия в ориентировке таких вростков можно было бы заметить по двупреломлению в положении просветления кварца. Наблюдение (с помощью гипсовой пластинки) дополнительных цветов вычитания и сложения в двух положениях просветления кварца позволяет установить одинаковый или различный характер его структурной ориентировки. Уточнение структурных соотношений кварца проводилось с помощью федоровского метода (табл. 18).

Таблица 18

Структурные соотношения кварца и полевого шпата в индукционных кварц-полевошпатовых графических сростаниях Мунгун-Тайги

Участок	Структурная ориентировка	
	кварца	полевого шпата
4 <sub>1</sub>	$N_g : 87 \leftarrow 12; 84 \leftarrow 14$	$C_n 133 \rightarrow 1; N_m 144 \leftarrow 2 \downarrow 25;$ $N_p 232 \rightarrow 34$
4 <sub>2</sub>	$N_g 86 \leftarrow 9$	$C_n 133 \leftarrow 6; N_m 142 \leftarrow 3 \downarrow 27;$ $N_p 234 \rightarrow 34$
6 <sub>1</sub>	$N_p : 195 \leftarrow 20; 158 \leftarrow 10;$ $142 \rightarrow 0; 118 \rightarrow 10; 89 \rightarrow 20$	$C_n 133 \leftarrow 4; N_m 143 \rightarrow 0 \downarrow 27;$ $N_p 233 \rightarrow 35$
1 <sub>1</sub>	$N_p : 113,5 \leftarrow 20; 115 \leftarrow 10;$ $118 \rightarrow 0; 117 \rightarrow 10; 119 \rightarrow 20$	$C_n 133 \leftarrow 6; N_m 142 \leftarrow 2 \downarrow 26;$ $N_p 229 \rightarrow 34$
2 <sub>1</sub>	$N_g 131 \leftarrow 13$	
2 <sub>2</sub>	$N_p : 232 \leftarrow 12; 227 \leftarrow 10;$ $229 \rightarrow 0; 219 \leftarrow 10; 215 \leftarrow 20$	$C_n 133 \leftarrow 1; N_m 142 \rightarrow 0 \downarrow 27;$ $N_p 230 \rightarrow 34$
3 <sub>1</sub>	$N_p 47 \leftarrow 10 \downarrow 26 (N_g)$	$C_n 133 \leftarrow 4; N_m 142 \leftarrow 2 \downarrow 26;$ $N_p 232 \rightarrow 32$
3 <sub>2</sub>	$N_p : 43 \leftarrow 10 \downarrow 26 (Mg);$ $69 \leftarrow 20 \downarrow 14 (N_g)$	
5 <sub>1</sub>	$N_g 354 \leftarrow 24$	То же
4 <sub>3</sub> и 4 <sub>4</sub>	$N_g 84 \leftarrow 30$	

В результате проведенных исследований выяснилось, что эпитаксисческие соотношения в рассматриваемой разновидности сростаний проявлены очень слабо. Это выражается в необычайно большом разнообразии законов сростания, каждый из которых проявляется лишь в нескольких соседних вростках. Иногда по этому же закону ориентированы удаленные вростки. В то же время отдельные вростки имеют ориентировку, которая вообще не наблюдается на других, в этом случае вообще трудно говорить об эпитаксии без специальных рентгенометрических исследований. Таким образом, в этом отношении рассматриваемые графические сростания резко отличаются от графики из крупных зональных гранитных пегматитов.

Если учесть, что для низкотемпературных метасоматических кварц-полевошпатовых сростаний эпитаксия не характерна (возможна лишь унаследованная эпитаксия), а для высокотемпературных графических сростаний (более  $800^{\circ}\text{C}$ ) эпитаксия обязательна (причем в пределах образца — лишь по одному, редко по двум законам сростания), то естественно предположить образование рассмотренных здесь сростаний в условиях промежуточного температурного режима. Это хорошо согласуется с данными минералогических термометров: ассоциации минералов вмещающих метаморфических пород свидетельствуют о формировании пегматоидных образований с кварц-калишпатовыми сростаниями в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Сказанное относится к классической графике и родственным с ней агрегатам с неяснографической и псевдографической структурой. Эпитаксисческая ориентировка в более поздней прожилково-кварцевой графике и анти графике, по-видимому, наследуется от ориентировки кварца в ранних графических структурах.

Приведенный материал показывает, что формирование пегматоидных обособлений Мунгун-Тайгинского выступа подчиняется тем же закономерностям сегрегационной кристаллизации и перекристаллизации, которые отмечены в предыдущих главах. Существенная отличительная особенность — присутствие каллевого полевого шпата, по-видимому, является специфическим выражением каллевого метасоматоза, который в пределах южно-чуйского метаморфического комплекса реализуется иначе — образованием обогащенных биотитом разновидностей пород. Другая особенность минерального состава этих пегматоидов — отсутствие высокоглиноземистых минералов — целиком определяется минеральным составом окружающих пород и способом образования пегматоидных обособлений.

Переменные взаимоотношения роста и растворения минералов пегматоидных обособлений указывают на близко-одновременное их образование в ходе перекристаллизации, а наличие индукционных поверхностей на границе кварца и корднерита, кварца и калишпата надежно фиксирует отдельные моменты совместного одновременного их образования.

Парагенетические ассоциации вмещающих пегматоидные обособления пород и структурно-морфологические особенности графических сростаний кварца и калишпата пегматоидов свидетельствуют о том, что образование последних происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации вблизи нижнего предела температур, при которых еще возможно формирование эпитаксисческих графических сростаний кварца и полевого шпата.

## ВЫВОДЫ

1. Появлению сегрегационных пегматоидных обособлений предшествовал прогрессивный метаморфизм. Развитие очагов графитизации вызвало в метаморфических породах ближайшего окружения метасоматические преобразования, выразившиеся в их обогащении некоторыми пороодообразующими элементами и элементами-примесями. Под воздействием минерализаторов, поступавших из очагов, и мобилизации поровых метаморфогенных растворов развивался порфиробластез с образованием сегрегационных пегматоидов. Появление обогащенных биотитом гнейсов в Южно-Чуйском хребте и калиевого полевого шпата в пегматоидах вблизи Джарского массива показывает, что существенная роль в описанных преобразованиях принадлежит калиевому метасоматозу, минеральное проявление которого в каждом конкретном случае зависит от местных условий метаморфизма и исходного (при метасоматозе) минерального состава пород. В связи с этим минеральный состав возникающих сегрегационных пегматоидов может быть разнообразен и включать в качестве основных пороодообразующих минералов кордиерит, андалузит, силлиманит и дистен, как в южно-чуйском метаморфическом комплексе, либо же может быть гораздо более ограничен, как в сегрегационных пегматоидах Мунгун-Тайгинского выступа.

2. Образование порфиробластов и перерастание их в пегматоидные обособления происходило в результате собирательной кристаллизации с последующей перекристаллизацией, о чем свидетельствуют текстурные и структурные особенности пегматоидов. Наиболее ярко механизм собирательной перекристаллизации выражен на начальных стадиях образования метакристаллов, которым свойственны симплектитовые структуры (диабластовая, кружевная и графическая). Развитие собирательной кристаллизации и перекристаллизации приводило к усиленной дифференциации вещества с образованием зональности в пегматоидных обособлениях.

3. Совместное нахождение в пегматоидах южно-чуйского метаморфического комплекса андалузита, дистена и силлиманита, а также данные по гетерогенизации однофазовых углекислых и азотных включений в тех же минералах и кварце указывают на образование пегматоидных обособлений этого района в условиях высокотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации, которой соответствуют и гнейсы центральной зоны IV метаморфического комплекса.

Для пегматоидов Мунгун-Тайгинского выступа условия образования ● определялись условиями эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма вме-



щающих пород и нижним температурным пределом образования эпитаكتических кварц-кальциевых графических сростаний.

4. Возникновение сегрегационных пегматоидов за счет материала вмещающих пород подтверждается локальностью перераспределения минерального вещества. На примере пород южно-чуйского метаморфического комплекса это установлено балансом породообразующих элементов, изменением состава отдельных минералов и сменой минералов по убыванию глинозема (например, ряд андалузит — кордиерит — плагиоклаз — биотит) и т. д. Собирательная кристаллизация и перекристаллизация в конечном счете приводит к контрастному перераспределению элементов-примесей, появлению новых минералов-концентраторов и минералов-носителей отдельных элементов, а также возникновению собственных минеральных форм. В этом отношении полученные сведения о деятельности высокотемпературных метаморфогенных растворов, насыщенных минерализаторами, и взаимодействии их с окружающими породами представляют интерес для выявления источников вещества на завершающих стадиях прогрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

- Амшинский Н. Н., Ворсин А. Н. Об избыточном аргоне и удревнении радиологического возраста минералов и пород.— В кн.: Тр. XV комиссии по определению абсол. геол. форм. М., «Наука», 1970. с. 387—391.
- Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. М., «Наука», 1966. 156 с.
- Берзина И. Г., Берман И. Б., Гурвич М. Ю., Флеров Г. Н., Шимелевич Ю. С. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах.— «Атомная энергия», 1967, т. 23, № 6, с. 520.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. М., ОНТИ, 1934. 380 с.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953. 561 с.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука», 1964. 483 с.
- Гавшин В. М., Бобров В. А., Пяллинг А. О., Резников Н. В. Два типа сорбционно-го накопления урана в осадочных породах.— «Геохимия», 1973, № 6, с. 887—896.
- Гольдшмидт В. М. О метасоматических процессах в силикатных породах.— В кн.: Основные идеи в геохимии. М., ОНТИ, 1933, вып. 1, с. 24—39.
- Грубенманн У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. М., Геолразведиздат, 1933, 337 с.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. I—V. М., «Мир», 1966.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С. Учение о метаморфических фациях.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 227 с.
- Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (Северо-Восточное Забайкалье).— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.
- Долгов Ю. А. Состав газов в процессе эндогенного минералообразования.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 101—111.
- Долгов Ю. А. О вероятной сепарации газовой смеси в процессе адиабатического расширения минералообразующих систем.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Новосибирск. «Наука», 1968, с. 354—357.
- Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (Юго-вост. Алтай).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 4, с. 892—895.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М., 1936, 573 с.
- Жабин А. Г. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов.— В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., «Наука», 1966, с. 34—49.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М., Дорофеева Э. Ф., Орлов Д. М., Станкевич Е. К., Ункоев В. А. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. Л., 1964, с. 213—225. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 58).
- Кеппежинская К. Б., Хлестов В. В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней (на примере района среднего течения р. Б. Патом.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 21—25.
- Кеппежинская К. Б., Мельгунов С. В. Сопоставление химизма метанелитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 8, с. 252—267.
- Комаров А. Н., Шуколюков Ю. А., Сквородин Н. В. Исследование содержания и распределение урана в некоторых горных породах и минералах методом нейтронной активации с регистрацией треков осколков деления.— «Геохимия», 1967, № 7, с. 763—775.
- Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Иванова К. С. К геохимии радиоактивных элементов в породах Кировоград-Житомирского магматического комплекса Украины. Т. VII. М., 1956, с. 155—199. (Тр. Радиевого ин-та им. В. Г. Хлопина АН СССР).
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 335—453.

- Крылов А. Я.** Распределение урана и тория в гранитном массиве Джеты-Огуз, 1956, с. 209—213. (Тр. Радиевого ин-та В. Г. Хлопина АН СССР, т. VII).
- Кузнецов В. А.** Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая, 1963, с. 5—68. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13).
- Леонова Л. Л.** Геохимия урана и тория в сериях гранитоидов.— В кн.: Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966, с. 151—227.
- Летников Ф. А.** О роли азота в процессе формирования гидротерм.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 351—354.
- Мельгунов С. В., Варварина Е. К.** О применении метода нейтро-осколочной радиографии к изучению распределения урана в некоторых метаморфических образованиях.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 38—44.
- Мельгунов С. В.** Поведение урана и тория при формировании метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев. «Наукова думка», 1972, т. 1, с. 161—174.
- Мельгунов С. В.** Рассеянные элементы в метаморфизованных песчаносланцевых толщах Горного Алтая.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 54—57.
- Мишеев Д. А., Ступникова Н. М.** О природе радиоактивности ортитов и соотношения в них урана, тория и редких земель.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 4, с. 916—918.
- Митропольский А. С., Кулик Н. А., Мельгунов С. В.** О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1967, т. V, с. 252—267.
- Митропольский А. С., Мельгунов С. В., Чернов В. Г.** Геохимия урана и тория в гранитоидах и метаморфических комплексах Юго-Восточного Алтая, Западной Тувы и Западного Саяна.— В кн.: Уран и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1972, с. 137—163.
- Митропольский А. С., Мельгунов С. В., Носова Т. Г., Раевский В. П.** Уран и торий в геосингиональных отложениях Горного Алтая и Западного Саяна. Новосибирск. «Наука», 1975, 89 с.
- Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И.** Уран в осадочных породах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 238—289.
- Нейербург Дж. Дж.** Уран в изверженных породах Соединенных Штатов Америки.— В кн.: Матер. междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии, 1958, т. 6, с. 273—283.
- Оболенская Р. В.** Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. М., «Наука», 1971, 448 с.
- Половинкина Ю. П.** Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., «Недра», 1966, ч. I, II.
- Поляков А. И., Кот Г. А.** К геохимии тория в нефелиновых спенитах Кольского полуострова.— «Геохимия», 1964, № 6, с. 505—517.
- Поляков А. И., Кот Г. А.** Распределение тория по минералам в нефелиновых спенитах Лавозерского массива.— «Геохимия», 1965, № 1, с. 73—84.
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 938 с.
- Розенбуш Г.** Описательная петрография. М., ОНТИ, 1934, с. 591—613.
- Соболев В. С.** Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. ун-та 1940, 321 с.
- Соболев В. С., Костюк Е. А.** Амфиболы.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 379—399.
- Судовиков Н. Г.** Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
- Старик И. Е.** Форма нахождения радиоэлементов в кристаллических веществах.— «Изв. АН СССР. Серия хим.», 1959, с. 955—962.
- Таусон Л. В.** Геохимия урана в гранитоидах Черновинского массива (Горный Алтай).— «Геохимия», 1956, № 3, с. 9—17.
- Таусон Л. В.** К геохимии редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.
- Трегер В. Е.** Оптическое определение породообразующих минералов. Изд. МГПИОН, 1958. 181 с.
- Туровский С. Д.** К геохимии тория. 1959, с. 5—11. (Зап. Кирг. отд. ВМО, вып. 1).
- Ушакова Е. Н.** Биотиты.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 400—410.
- Урбах В. Ю.** Биометрические методы. М., «Мир», 1964. 310 с.
- Ферсман А. Е.** Элементы разграничения двух одновременно кристаллизующихся веществ.— «Докл. АН СССР. Серия А», 1922, с. 7—8.
- Хильтова В. Я., Савельев А. А., Шулешко И. К.** Петрохимия фидитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье).— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 205—208.
- Ченцов П. Г.** О вхождении урана в некоторые породообразующие минералы.— «Вопросы геохимии», 1959, т. 1, с. 142—147.

- Четвериков С. Д. Руководство к петрографическим пересчетам. М., Госгеолтехизд, 1956. 208 с.
- Шахов Ф. Н., Чернов В. Г., Потапьев В. В. Зоны пегматоидных включений в роговиках гравитных куполов (Юго-Восточный Алтай).— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 57—74.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М., «Недра», 1969. 207 с.
- Althaus E. The Triple Point Andalusite — Sillimanite-Kyanite.— «Contributions to Mineralogy and Petrology». 1967, v. 16, p. 29—44.
- Boettcher A. L., Wyllie P. I. Phase relationships in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$  to 35 kilobars pressure.— «Amer. J. Sci.», v. 267, № 8, 1969, p. 875—909.
- Chinner Chloritoid and isochemic character of Baaow zone.— «Petrology», v. 8, № 2, 1967, p. 268—282.
- Hajama Y. Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism.— «Geol. Soc. Japan», 1965, p. 21.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, ed. Muir A., 1954, 730 p.
- Goldschmidt V. M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. — «J. Chem. soc. for 1937», 655 p.
- Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation.— «Bull. Com. Geol. Finl.», 1932, № 97, 68 p.
- Holmquist P. I. Typen Nomenklatur der adergesteine.— «Geol. Fören. Stockh. Förh.», № 43, 612 p.
- Hurley P. M. Distribution of radioactivity in granites and possible relation to helium age measurements.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 61, 1956
- Patrick M., Hurley P. M. Distribution of radioactivity in granites and possible relation to helium age measurement.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 61, № 1, 1950.
- Phinney W. C. Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul land and Cape North, Nova Scotia.— «J. Petrology», v. 4, № 1, 1963, 90 p.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952, 317 p.
- Richardson S. W. Staurolite stability.— «Petrology», v. 9, № 3, 1968, s. 467—487.
- Sederholm I. I. Om granit och gneis.— «Bull. Comm. geol. Fin», 1907, № 23, s. 110.
- Sriramadas A. Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets.— «Am. Mineralog.», v. 42, 1957, 294 p.
- Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite.— «Geol. Rundschau», Bd. 26. H. 5, 1935, 307 p.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	5
Сегрегационные пегматоиды метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай) . . . . .	6
Геологическая характеристика района . . . . .	—
Комплекс метаморфических пород Южно-Чуйского хребта . . . . .	8
Метасоматически измененные породы и сегрегационные пегматоиды . . . . .	26
Геохимия метасоматически измененных пород и сегрегационных пегматоидов . . . . .	56
Сегрегационные пегматоиды района Большой Мунгун-Тайги (Юго-Западная Тува) . . . . .	76
Геологическая характеристика района . . . . .	—
Кварц-кордиеритовые и кварц-кордиерит-калинчатые пегматоидные обособления . . . . .	78
Выводы . . . . .	87

**Сергей Владимирович Мельгунов,  
Наталья Артемовна Кулик,  
Игорь Тимофеевич Бакуменко**

## МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ СЕГРЕГАЦИОННЫХ ПЕГМАТОИДОВ

Ответственный редактор  
**Александр Сергеевич Митропольский**

Редактор **Е. Г. Макеенко**  
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**  
Художник **А. А. Заплавный**  
Технический редактор **Ф. Ф. Орлова**  
Корректоры **О. В. Мозалевская, К. И. Сергеева**

---

Сдано в набор 20 февраля 1975 г. Подписано к печати 25 сентября 1975 г. МН 01579. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2. 5,75 печ. л., 8 усл. печ. л., 8 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 451. Цена 80 коп.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Ставистлавского, 25,