

АКАДЕМИЯ НАУК  
СССР

**МИНЕРАЛЫ**  
**И ПАРАГЕНЕЗИСЫ**  
**МИНЕРАЛОВ**  
**МАГМАТИЧЕСКИХ**  
**И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ**  
**ГОРНЫХ ПОРОД**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СЕКЦИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

552.3.549

МИНЕРАЛЫ  
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ  
МИНЕРАЛОВ  
МАГМАТИЧЕСКИХ  
И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ  
ГОРНЫХ ПОРОД

1092



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД  
1974



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор — чл.-корр. АН СССР *П. М. Татаринов*  
Заместитель главного редактора — д-р геол.-минер. наук  
*Д. В. Рундквист*

Члены редколлегии:

акад. *Н. В. Белов*, д-р геол.-минер. наук *В. И. Герасимовский*,  
д-р геол.-минер. наук *М. Н. Годлевский*, проф. *В. В. Доливо-Добровольский*,  
акад. *Д. С. Коржинский*, проф. *А. А. Кухаренко*,  
д-р геол.-минер. наук *А. С. Марфунин*, акад. АН УССР *Е. К. Лазаренко*,  
чл.-корр. АН УССР *А. С. Поваренных*,  
проф. *С. П. Соловьев*, проф. *В. Б. Татарский*,  
проф. *И. И. Шафрановский*, доц. *П. А. Строна*, доц. *Ю. Б. Марин*,  
канд. геол.-минер. наук *Н. С. Рудашевский*.

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ УМБИНСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Умбинский комплекс объединяет породы трех гранитоидных серий, слагающих крупный plutон, расположенный на Кандалакшском побережье Кольского полуострова в районе устья р. Умбы. Pluton сформирован в течение трех этапов магматической деятельности: I — кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты эндербитовой серии; II — кварцевые диориты, гранодиориты и меланократовые граниты чарнокитовой серии; III — плагиомикроклиновые граниты и адамеллиты гранитной серии (с этим же этапом связано формирование даек и жил лейкоократовых гранато-биотитовых гранитов, пегматитов и калиевых метасоматитов). Породы каждой серии обособлены<sup>1</sup> в самостоятельные интрузивные тела, наиболее крупными из которых являются Островский и Пирьегубский массивы, сложенные эндербитами, Умбинский и Вычозерский чарнокитовые массивы и Кузреченский массив порфировидных гранитов (Виноградова, 1971, 1972). Гранитоиды умбинского комплекса прорывают толщу высокоглиноземистых гнейсов нижнего протерозоя и перекрываются верхнепротерозойскими отложениями турьянской свиты. Калий-аргоно-вым методом возраст слюд из умбинских гранитоидов оценивается в  $1960 \pm 60$  млн лет, свинцово-изохронным методом по акцессорным монациту и ксенотиту из гранитов Кузреченского массива получено значение возраста 2077 млн лет (Виноградова, 1972).

Породы эндербитовой серии характеризуются наличием типоморфного парагенезиса гиперстен—гастингсит—биотит—антипертитовый плагиоклаз—кварц и незначительным содержанием самостоятельных выделений калиевого полевого шпата; в катаклизированных и регressive измененных эндербритах все первичномагматические железомагнезиальные минералы замещаются вторичным биотитом. По минеральному и химическому составу эндербиты варьируют от диоритов до плагиогранитов (Виноградова, 1971), но средние составы главных интрузивных тел соответствуют меланократовым гранодиоритам (табл. 1). Умбинская чарнокитовая серия объединяет породы, состав которых колеблется от кварцевых диоритов до меланократовых калишпат-плагиоклазовых гранитов. Характерными чертами умбинских чарнокитов является порфировидное сложение пород и наличие в них парагенезиса гиперстен—гранат—биотит—ортоклаз—плагиоклаз—кварц. По химизму чарнокиты близки к эндербитам, наиболее существенным различием между ними является пониженное содержание глинозема и резко повышенная железистость чарнокитов (табл. 1). Породы гранитной серии представлены нормальными плагио-

Таблица 1

Средние содержания породообразующих окислов и редких земель в гранитоидах умбинского комплекса (вес. %)

Окислы	Эндербиты			Чарнокиты			Граниты			Пегматит		
	1		2	3		4	5	6		7	8	
	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$s$	$\bar{X}$	$s$	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$s$	$\bar{X}$	$\bar{X}$	
$\text{SiO}_2$	64.11	62.25	3.76	62.20	1.74	63.34	65.26	71.41	1.75	74.17	74.82	
$\text{TiO}_2$	0.63	1.00	0.32	1.07	0.16	1.00	0.92	0.34	0.08	0.05	0.07	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16.07	16.55	1.44	15.56	0.43	16.34	15.22	13.86	0.79	13.90	13.54	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1.69	1.20	0.95	1.41	0.50	1.08	1.75	0.89	0.45	0.46	0.32	
$\text{FeO}$	3.25	4.60	1.46	5.86	1.24	5.88	4.27	2.22	0.52	0.54	0.94	
$\text{MgO}$	2.39	2.84	0.74	1.93	0.29	1.85	1.93	0.89	0.33	0.26	0.30	
$\text{CaO}$	4.12	4.32	0.51	3.68	0.53	3.40	3.00	1.53	0.48	0.46	0.82	
$\text{Na}_2\text{O}$	3.65	3.36	0.23	2.87	0.33	3.05	3.18	2.82	0.29	3.64	3.51	
$\text{K}_2\text{O}$	2.99	2.53	0.55	3.16	0.43	2.55	3.21	4.85	0.55	5.72	5.03	
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.23	0.16	0.07	0.32	0.01	0.46	0.28	0.27	0.03	0.11	0.05	
$\text{TR}_2\text{O}_3$	0.010	0.006	—	0.02	—	0.04	0.02	0.02	—	0.001	0.02	

Примечание. 1 — проба 82, Островский массив; 2 — средний состав Пирьегубского массива (по 11 анализам, TR по 1 определению в пробе 77); 3 — средний состав Умбинского массива (по 10 анализам, TR по пробе 80); 4 — проба 580а, чарнокит жильной фации; 5 — проба 90, Выпчозерский массив; 6 — средний состав порфировидных гранитов Кузреченского массива (по 11 анализам, TR по 4 определениям); 7 — проба 88, лейкократовые граниты Совхозной интрузии; 8 — проба 98, пегматит с Вольбюстрова;  $\bar{X}$  — среднее арифметическое;  $s$  — стандартное отклонение.

микроклиновыми биотитовыми и гранато-биотитовыми гранитами, в подчиненном количестве встречаются адамеллиты. Среди гранитов дайковой фации отмечены гранато-биотитовые и двуслюдяные лейкократовые. Генетически связанные с гранитами пегматиты по составу соответствуют лейкократовым гранитам, а калиевые метасоматиты по гнейсам имеют переменный состав, приближающийся в пределе к лейкократовому микроклиновому граниту или микроклиниту.

Содержание акцессорных минералов было определено в 16 пробах гранитоидов и метасоматитов по методике, предложенной Б. К. Львовым (1963). При опробовании массивов или отдельных участков средние пробы весом 20—60 кг составлялись из частных проб весом по 1.5 кг, отбиравшихся из каждого обнажения. Проба 82 была отобрана вдоль меридионального профиля, проходящего через Островский массив; проба 98 — из пегматитовой жилы, секущей чарнокиты на западном берегу Вольбюстрова, взята по поперечному сечению жилы в виде соприкасающихся друг с другом штуфов весом около 1 кг (общий вес пробы 10 кг). Можно считать, что проба 82 характеризует состав «среднего» неизмененного эндербита Умбинского комплекса, пробы 77 и 92 отражают состав биотитизированных «метаэндербитов», проба 80 представляет «средние» чарнокиты, а пробы 85 и 90 — регressive измененные «метачарнокиты»; состав «среднего» гранита Кузреченского массива вычислен как средневзвешенный по результатам анализа проб отдельных участков.

В породах умбинского комплекса обнаружено 25 акцессорных минералов; сведения о содержаниях наиболее часто встречающихся минералов приведены в табл. 2. Суммарное содержание акцессорных минералов в значительной мере обусловлено общей основностью породы: в меланократовых эндербитах и чарнокитах оно достигает 2—4%, в кузреченских гранитах снижается до 1%, а в лейкократовых жильных гранитах не превосходит 0.3—0.4% (без учета граната, который в некоторых случаях становится главным ферромагнезиальным минералом вместо биотита).

Таблица 2

## Содержание акцессорных минералов в породах умбинского гранитоидного комплекса (г/т)

Минералы	Эндербиты			Чарнокиты				Порфировидные граниты Кузреченского массива						Лейкократовые граниты Совхозной интрузии		Метасоматит по гнейсам	Пегматит
	82	77	92	80	580A	85	90	73	71	91	75	96	средн. по массиву	87	88	72	98
Молибденит	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	8	< 1	+	+	—	—
Пирит	1199	600	201	3090	1085	80	204	13	107	30	86	96	60	31	—	1591	6
Флюорит	—	—	—	—	—	+	+	10	+	+	+	13	3	—	—	—	—
Магнетит	14898	5048	1199	888	34	3013	39	16	—	238	5	3	65	—	—	32874	844
Гематит	—	—	—	—	—	—	—	3882	1033	—	278	—	1300	117	727	4192	84
Ильменит	2630	+	991	1695	3130	29	50	20	220	388	1330	360	415	893	—	89	32
Рутил	+	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	1	—	+	550	—
Лейкоксен	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	223	—	35	3
Монацит	—	—	—	32	85	51	7	60	21	96	34	91	53	2	—	336	731
Ксенопотим	—	—	—	+	+	+	+	8	58	—	68	543	33	—	—	—	8
Апатит	1748	3858	940	4103	8139	3152	344	602	100	2743	2447	354	1465	77	+	4416	1020
Циркон	1738	1650	134	484	321	402	121	194	338	192	350	139	269	24	3	6603	42
Гранат	31	86	47	25460	80645	6685	431	26	14	192	3836	16517	1016	24230	532	315	89
Эпидот	292	6	+	3894	+	—	—	3172	+	—	—	1178	794	14	—	1528	—
Ортит	+	+	+	—	—	—	—	—	+	—	2	—	< 1	—	—	+	—

П р и м е ч а н и е. Кроме перечисленных минералов, установлены единичные знаки анатаза в пробе 90; силлиманит 1227 и 31 г/т в пробах 87 и 88; кордиерит 34 г/т в пробе 88; знаки самородного железа и 2087 г/т сфена в пробе 72; единичные знаки турмалина в пегматитах. Места отбора проб: 82 — восточный берег Островской губы; 77 — южная часть Пирьегубского массива; 92 — Пирьегубский массив, участок между оз. Укко и р. Вяйля; 80 — средняя пробы Умбинского массива; 580A — пробы из чарнокитовой жилы мощностью 1,5 м, прорывающей гранатовые гнейсы на южном берегу Пирьюстрова; 85 — микроклиновые гранодиориты с голубым кварцем из зоны изменения чарнокитов около пегматитовой жилы, Чукчерский мыс; 90 — средняя пробы метачарнокитов Выпюзэрского массива; 73—96 — Кузреченский массив: 73 — средняя пробы восточной части массива; 71 — средняя пробы юго-западной части массива; 91 — средняя пробы северо-западной части массива; 75 — средняя пробы центрального блока; 96 — пробы обогащенных гранатом порфировидных гранитов участка оз. Облемково (юго-западная часть центрального блока); 87—88 — Совхозная интрузия лейкократовых гранитов, восточный берег Б. Пирь-губы; 87 — краевая фация (мелкозернистые гранатовые граниты); 88 — порфировидный биотитовый гранит из центральной части тела; 72 — метасоматит по ксенолитам гнейсов, заключенным в порфировидных гранитах Кузреченского массива в районе озера Круглого; 98 — зональная пегматитовая жила (западный берег Вольнострова).

**Молибденит** отмечается во всех породах гранитной серии. Максимальное содержание молибденита отмечено в гранато-биотитовом граните из центральной части Кузреченского массива (проба 96) — 8 г/т. В этом же участке была встречена маломощная зона катаклаза и микроклинизации порфировидного гранита, в пределах которой молибденит в ассоциации с флюоритом наблюдался макроскопически в виде редких пластинок поперечником в 1—2 мм.

**Пирит** в переменном количестве содержится во всех породах умбинского комплекса. Максимальное содержание его — 3090 г/т — отмечено в чарнокитах, в эндербитах пирита несколько меньше — 200—1200 г/т, а в гранитах его содержание не превышает 110 г/т, опускаясь в лейкократовых гранитах ниже 1 г/т. Выделяется пирит в виде правильных кристаллов кубического, реже октаэдрического габитуса. Характерна комбинация граней куба и октаэдра или же куба и пентагондодекаэдра, нередко наблюдаются двойниковые сростки. Размер кристаллов 0.01—0.5 мм. Выделения пирита обычно приурочены к микротрецинкам в породе или к гнездам биотита, но часто отмечаются небольшие группы сросшихся зерен пирита внутри вкрапленников калишпата.

**Флюорит** не характерен для гранитоидов умбинского комплекса. В заметном количестве (до 13 г/т) он содержится только в порфировидных гранитах. Отмечаются, однако, небольшие участки, где слабокатаклизированные микроклинизованные и хлоритизированные порфировидные граниты содержат до 0.1% флюорита. Выделяется он в трещинках в виде идиоморфных октаэдрических кристалликов размером до 1 мм, с зональной окраской — чередуются фиолетовые и светло-серые зоны. Второй тип выделений флюорита — тонкозернистые агрегаты на поверхности спайности хлоритизированного биотита. Отличительной особенностью зерен второго типа является пятнистая, неоднородная серо-фиолетовая окраска. В качестве своеобразной особенности флюорита из умбинских гранитоидов следует отметить отсутствие люминесценции в коротковолновых ультрафиолетовых лучах.

**Магнетит.** Содержание магнетита в гранитоидах закономерно понижается от пород ранних фаз умбинского комплекса к заключительным (см. табл. 2). Высокие содержания магнетита характерны для микроклиновых метасоматитов (около 33 кг/т) и метасоматических пегматитовых тел Вольострова (0.8 кг/т).

Наблюдаются два морфологических типа зерен магнетита: неправильные округлые или уплощенные зерна и идиоморфные кристаллы октаэдрического габитуса. Границы октаэдров часто имеют ступенчатую форму, вершины слегка притуплены. Наибольший процент идиоморфных кристаллов отмечается в чарнокитах, в эндербитах и гранитах преобладают ксеноморфные зерна. Идиоморфные кристаллы выделяются на ранних стадиях кристаллизации пород, а ксеноморфные зерна образуются на поздней стадии при разложении железо-магнезиальных силикатов.

Магнетит из чарнокитов содержит меди, кобальта и титана в 3—6 раз больше, чем магнетит из эндербитов, примесь остальных элементов во всех трех образцах находится на одном уровне (табл. 3). Содержание меди, кобальта, ванадия, никеля и хрома в магнетитах из эндербитов и чарнокитов в несколько раз выше, чем среднее содержание этих элементов в магнетитах из гранитов Кольского полуострова (Ветрин, Виноградов, 1970). Особенно резко выражено обогащение умбинских магнетитов хромом, содержание которого в магнетитах из других типов гранитов Кольского полуострова не превышает 0.05% при среднем содержании около 0.01% (Ветрин, Виноградов, 1970).

**Гематит** характерен для гранитов и метасоматитов, в эндербитах и чарнокитах самостоятельных выделений не образует. Основная масса

Таблица 3

Результаты спектральных анализов (вес.%) магнетитов из эндербитов и чарнокитов умбинского комплекса

Элементы	Эндербиты		Чарно- киты	Элементы	Эндербиты		Чарно- киты
	82	77			80	82	
Ti	0.38	0.81	6.3	Cu	0.0042	0.0053	0.012
Mn	0.1	0.19	0.13	Ag	0.007	0.003	
Mg	0.32	0.25	0.54	Zn	0.04	0.04	
Cr	0.26	0.47	0.47	Ca	0.04	0.4	
V	0.21	0.17	0.16	Sr	0.03	0.03	
Ni	0.079	0.016	0.057	Zr	0.01	0.02	
Co	0.0071	0.0054	0.034				

Аналитики В. В. Ильинчева, М. А. Лялина и Л. С. Кузнецова.

Гематита образуется за счет железа, высвобождаемого из биотита при его мусковитизации, поэтому преобладающей формой развития гематита являются включения в мусковите и биотите в виде тонких пластинок и чешуек, просвечивающих темно-красным цветом.

Ильменит в гранитоидах присутствует постоянно, но во всех типах пород отмечается широкий диапазон колебаний его содержания — от нескольких граммов до 2—3 кг/т. Наблюдаются два типа выделений ильменита: изометричные округлые зерна и идиоморфные кристаллы. Среди кристаллов преобладают уплощенные ромбоэдры в комбинации с пинакоидом, реже встречаются кристаллы таблитчатого габитуса. По ильмениту развивается лейкоксен, образующий примазки и пленки на поверхности зерен.

Рутил установлен в незначительном количестве в средних пробах эндербитов Островского массива, порфировидных гранитов восточного блока Кузреченского массива и в лейкократовых гранитах Б. Пирьгубы. Высоким содержанием рутила (550 г/т) характеризуются микроклинизированные ксенолиты гнейсов в Кузреченском массиве. Рутил образует очень мелкие (менее 0.16 мм) кристаллы с хорошо выраженным гранями призмы и дипирамиды. Удлинение кристаллов варьирует от 3 : 1 до 1 : 1, в последнем случае грани призмы развиты слабо, а ребра дипирамиды слегка округлены. Зерна рутила прозрачны, окрашены в коричневато-красный цвет.

Анатаз в единичных знаках отмечен в пробе «микроклинизированных метачарнокитов» с Чукческого мыса (№ 85). Зерна анатаза представляют собой полупрозрачный тонкозернистый агрегат, частично замещенный лейкоксеном. Изредка встречаются кристаллы дипирамидального габитуса со ступенчатой поверхностью граней. Размер их <0.1 мм, окраска темно-синяя в свежем изломе, металлически-серая на поверхности.

Монацит в небольшом количестве постоянно присутствует в чарнокитах и гранитах, для эндербитов он не характерен. Зерна монацита в гранитоидах (обычно в виде очень мелких вростков) заключены в биотите, реже встречаются относительно крупные (0.3—0.7 мм) кристаллы в микротрециниках породы. В метасоматитах монацит образует небольшие скопления идиоморфных кристаллов, тяготеющие к крупным выделениям граната или к гнездам биотита. Окраска монацита медово-желтая, с поверхности зерна обычно покрыты красновато-буровой ноздреватой коркой вторичных продуктов. Неизмененный монацит прозрачен,  $N_g = 1.830 \div 1.838$ ,  $N_p = 1.790 \div 1.792$ . Спектральный и радиохимический анализ мона-

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в апатитах, монаците и ксенотите из гранитоидов умбинского комплекса (вес.%)

Элементы	Эндербиты	Чарнокиты	Граниты		
		апатит	моноцит	ксенотим	
Be	—	0.0001	—	0.0003	0.0004
Sc	—	—	—	0.01	0.03
Mn	0.05	0.01	0.24	0.03	0.1
Pb	0.0005	—	0.0007	0.02	0.15
Mg	0.03	0.1	0.2	0.2	1.0
Fe	0.25	1	0.4	0.3	3
Ti	0.006	0.06	0.015	0.03	0.03
Y	0.1	0.15	0.2	—	—
Ce	0.1	0.2	0.15	—	—
La	0.06	0.06	0.07	—	—
Yb	0.006	0.006	0.025	—	—
Cu	0.0007	0.003	0.0012	—	—
Zn	0.02	0.01	—	—	—
Zr	0.003	0.05	0.007	1	3
Sr	0.02	0.05	0.6	—	—
Cr	—	0.001	0.001	—	—
Hf	—	—	—	0.08	0.35

П р и м е ч а н и е. Пустая клетка — элемент не определялся, прочерк — элемент не обнаружен; полуколичественный спектральный анализ, аналитики Е. А. Медникова, Л. С. Кузнецов.

цитов из порфировидных гранитов выявил в них акцессорную примесь тория, урана, свинца, железа и магния (табл. 4).

К сенотим содержится в порфировидных гранитах Кузреченского массива, единичные знаки его зафиксированы в пробах чарнокитов, в эндербитах он не был обнаружен. В гранитах ксенотим образует хорошо ограниченные кристаллы размером 0.1—0.5 мм, дипирамидальные, с полным отсутствием граней тетрагональной призмы. Неизмененные зерна прозрачны, окрашены в желтовато-зеленый цвет; показатели преломления в них  $Ng=1.824$ ,  $N_p=1.722$ . С поверхности зерна ксенотима покрыты буроватыми налетами вторичных продуктов, изредка наблюдаются полные псевдоморфозы вторичных продуктов по кристаллам ксенотима. В ксенотиме из гранитов (проба 96) установлена радиохимически примесь тория и урана; спектральный анализ (табл. 4) выявил значительную примесь магния, железа и циркония.

А п а т и т — характерный минерал всех гранитоидов умбинского комплекса. В меланократовых разновидностях содержание его достигает 1%, в лейкократовых гранитах опускается до единичных знаков, в контактово-метасоматических породах колеблется от 0 до 2%. Выделяется апатит в виде правильных кристаллов размером менее 0.16 мм (более крупные кристаллы очень редки), образованных гранями призмы (1010), дипирамиды (1011) и пинакоида (0001). Удлинение кристаллов варьирует от 1 до 5—7. Зерна апатита бесцветны, иногда слегка желтоватые или бледно-голубые. В биотитизированных метаэндербитах апатит содержит большое количество тонкопылеватых включений и окрашен в светло-серый цвет. Апатит из «микроклинизированных метачарнокитов» с Чукческого мыса (проба 85) люминесцирует бледным сиреневым цветом в коротковолновых ультрафиолетовых лучах. Показатели преломления апатитов из эндербита  $N_p=1.636 \pm 1.638$ ,  $Ng=1.639 \pm 1.645$ ; в чарнокитах и гранитах  $N_p=1.632 \pm 1.635$ ,  $Ng=1.636 \pm 1.640$ , т. е. они отно-

сятся к группе фторапатитов. Спектральный анализ (табл. 4) выявил тенденцию к накоплению марганца, стронция и редких земель в апатитах из гранитов.

Циркон встречается во всех породах умбинского комплекса, но содержание его быстро снижается от пород ранних фаз (эндербитов) к поздним лейкократовым гранитам. Во всех породах циркон образует идиоморфные кристаллы размером 0.01—0.1 мм, преимущественно «гиацинтового» и «цирконового» типов, в подчиненном количестве ( $\leq 10\%$ ) встречаются «изометричные» кристаллы и еще более редок «копьевидный» тип (1—2%). Соотношение между «гиацинтовыми» и «цирконовыми» кристаллами в эндербитах и чарнокитах 2.5 : 1, в порфировидных гранитах 9 : 1. По степени удлинения различаются длинно- и короткопризматические кристаллы. Типичной особенностью последних является округленность ребер и вершин. Большинство зерен циркона прозрачно и окрашено в розоватый или светло-коричневый цвет, часть зерен полупрозрачна и имеет светло-серую окраску. Показатели преломления и двупреломления цирконов из эндербитов несколько выше, чем у цирконов из чарнокитов и пегматитов: в эндербитах  $Ng=1.960 \pm 1.968$ ,  $Np=1.923 \pm 1.924$ ,  $Ng-Np=0.037 \pm 0.044$ ; в чарнокитах  $Ng=1.928$ ,  $Np=1.909$ ,  $Ng-Np=-0.019$ ; в пегматите  $Ng=1.938$ ,  $Np=1.910$ ,  $Ng-Np=0.028$ . От эндербитов к гранитам в цирконах возрастают содержания гафния, скандия и редких земель (табл. 5).

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в цирконах из гранитоидов умбинского комплекса (вес. %)

Элементы	Эндербиты	Чарнокиты	Граниты	Элементы	Эндербиты	Чарнокиты	Граниты
Be	—	0.0001	0.002	Ce	0.15	0.3	0.9
Sc	0.001	0.1	0.03	La	0.04	0.16	0.5
Mn	0.01	0.03	0.1	Yb	0.0035	0.03	
Pb	0.3	0.3	0.9	Zn	0.01	—	—
Mg	0.01	0.04	0.2	Hf	0.04	0.35	0.9
Fe	0.03	1.0	0.4	Ca	0.2	0.10	0.85
Ti	0.001	0.001	0.06	Nb	—	—	0.2
Y	0.05	0.3	0.3				

Примечание. Полуколичественный спектральный анализ, аналитик Е. А. Медникова.

Гранат в чарнокитах является типоморфным второстепенным минералом, и в неизмененных породах содержание его составляет 0.4—0.8%, а в эндоконтактных разновидностях чарнокитов возрастает до 5—10%. В эндербитах и гранитах среднее содержание граната незначительно, но распределен он очень неравномерно, образуя местами шлирообразные скопления, в которых количество граната достигает 2—3%. Для чарнокитов характерны сильно корродированные изометричные или слегка уплощенные кристаллы ромбододекаэдрического и тетрагонтиооктаэдрического габитуса с многочисленными мелкими дополнительными гранями, создающими плавные, закругленные контуры зерен. Сходный облик имеют выделения граната в порфировидных гранитах Кузреченского массива, однако в них лучше развиты грани тетрагонтиооктаэдра. В лейкократовых гранато-биотитовых гранитах кристаллы имеют форму тетрагонтиооктаэдров с резкой штриховкой или со ступенчатой поверхностью граней.

Физические свойства гранатов закономерно изменяются от эндербитов к гранитам: интенсивность окраски гранатов возрастает от светло-красной

до темной вишнево-красной, показатели преломления увеличиваются от 1.777 до 1.817, а плотность — от 3.96 до 4.29 г/см<sup>3</sup> (табл. 6). Изменение физических свойств обусловлено возрастанием железистости и марганцовистости гранатов при переходе от высокотемпературных гиперстеновых гранитоидов к низкотемпературным биотитовым гранитам.

Таблица 6

Физические свойства и компонентный состав гранатов из гранитоидов умбинского комплекса

Характеристики	Эндербиты	Чарнокиты	Порфировидные граниты	Лейкократовые граниты
Компонентный состав, мол. %	Альмандин	55 <hr/> 67.2	73.7	71.3—74.0 <hr/> 72.6
	Пироп	41 <hr/> 15.8	6.0	5.7—8.8 <hr/> 7.2
	Спессартин	2 <hr/> 3.1	13.3	15.9—17.5 <hr/> 16.7
	Гроссуляр	2 <hr/> 8.0—11.3 <hr/> 9.9	3.8	1.7—2.4 <hr/> 2.0
	Андрадит	<hr/> 0.0—4.0 <hr/> 1.7	0.3	0.0
Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	3.96	4.05—4.19 <hr/> 4.11	4.23—4.29 <hr/> 4.26	4.04—4.18 <hr/> 4.11
$a_0$ , Å	11.511	11.497—11.565 <hr/> 11.535	11.542—11.553 <hr/> 11.547	11.536—11.556 <hr/> 11.547
$N$	1.777	1.796—1.810 <hr/> 1.803	1.817	1.796—1.807 <hr/> 1.802

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение. В эндербитах состав граната определен по физическим свойствам по диаграмме Винчелла (Winchell, 1958).

По химическому составу гранаты из чарнокитов принадлежат к типу альмандинов с существенным содержанием кальция, а гранаты из гранитов представлены малокальциевыми альмандинами (по номенклатуре Н. В. Соболева, 1964). Интересно отметить, что повышенная кальциевость гранатов характерна также для чарнокитов Украины, Северной Карелии и Швеции; эта особенность состава гранатов из чарнокитов отличает их от гранатов из биотитовых гранитов и сближает с гранатами из кислых эфузивов (Соболев, 1964). Гранаты из умбинских гранитоидов по составу значительно отличаются от гранатов из других гранитоидных формаций Кольского полуострова (Бельков и др., 1969), что позволяет использовать состав акцессорного граната для корреляции отдельных гранитоидных комплексов.

Силлиманит отмечается только в жильных лейкократовых гранато-биотитовых гранитах, секущих высокоглиноземистые гнейсы. В повышенном количестве силлиманит образуется в эндоконтактной зоне жил, замещая калишпат и биотит. Выделяется силлиманит в виде длиннопризматических и шестоватых кристаллов, прозрачных, бесцветных, реже окрашенных в желтоватый или красновато-бурый цвет тонкорассеянными на поверхности плоскостями спайности окислами железа.  $Ng=1.676$ ,  $Np=1.662$ .

Эпидот появляется в гранитоидах в участках их катаклаза, и количество его варьирует от единичных зерен до десятков процентов в зонах сплошной эпидотизации. Тонкодисперсный соссюрит вместе со

скаполитом развивается по плагиоклазам в эндербитах и чарнокитах, более крупные и хорошо ограненные кристаллы фисташково-зеленого цвета замещают амфибол и биотит. В некоторых зернах эпидота в эндербитах отчетливо проявлена зональность окраски с увеличением ее интенсивности к краям кристалла. Центральные части крупных зерен часто изотропизированы и окрашены в зеленовато-бурый цвет, что делает эти участки весьма похожими на гидратированный ортит. Эпидот из эндербита Пирьегубского массива по оптическим свойствам близок к клиноцизиту:  $Ng=1.718$ ,  $Nm=1.715$ ,  $Np=1.705$ ,  $Ng-Np=0.013$ .

Ортит обнаружен в ничтожном количестве в пробах эндербита и гранитов в виде неправильных ксеноморфных зерен. В шлифах ортит в виде редких идиоморфных зональных таблитчатых кристаллов отмечается во всех типах гранитоидов в тех участках, где биотит интенсивно замещается хлоритом. В эндербитах ортит иногда включен в плагиоклаз, что указывает на возможность выделения его на ранних этапах кристаллизации. Ортит всегда частично гидратирован, и зерна его имеют желтовато-бурую окраску, полуупрозрачны, блеск матовый или полужирный. В гранитах (проба 75) показатели преломления ортита  $Ng=1.768$ ,  $Np=1.739$ ,  $-2V \approx 70 \pm 80^\circ$ .

Приведенные данные по составу пород и содержанию акцессорных минералов в умбинских гранитоидах представляют интерес в связи с оживленно обсуждающейся в последнее время проблемой зависимости типа ассоциации акцессорных минералов от содержания в породе кальция. В 1964 г. Д. Е. Ли и Ф. К. Додж (Lee, Dodge, 1964) установили, что в гранитоидах Калифорнии и Невады наличие монацитита и ортита взаимосвязано с валовым содержанием в породах  $\text{CaO}$ : при содержании  $\text{CaO}$  менее 0.7% отмечается только монацит, в интервале 0.7—1.8%  $\text{CaO}$  монацит и ортит встречаются совместно, в более богатых  $\text{CaO}$  гранитоидах наблюдается только ортит. К аналогичным выводам пришли Г. А. Лисицына и ее соавторы (1965) при изучении Чаркасарского гранитного массива. По их данным, при содержании в породе  $\text{CaO}$  менее 1% в гранитах образуются только монацит и ильменит, в интервале 1.05—1.55%  $\text{CaO}$  с этими минералами сосуществуют апатит и ортит, а в гранитах, содержащих более 1.55%  $\text{CaO}$ , встречаются только ортит, сфен и апатит.

В. В. Ляхович (1968) указывает, что увеличение содержания кальция в гранитной магме ведет к смене ассоциации монацит—ильменит ассоциацией ортит—сфен; результаты вычисления средних статистических составов монацитоносных и ортитоносных гранитов (Усик, 1969) как будто бы подтверждают это положение: в монацитоносных гранитах  $\bar{X}_{\text{CaO}} = 1.08\%$ ,  $\sigma = 0.312\%$ , в ортитоносных  $\bar{X}_{\text{CaO}} = 1.90\%$ ,  $\sigma = 0.358\%$ .

Вырисовывающаяся на основании перечисленных материалов простая зависимость между составом породы и типом содержащейся в ней ассоциации акцессорных минералов, к сожалению, не является универсальной. Можно привести примеры монацитоносных гранитов, в которых содержание кальция превышает 2%: гранодиориты на Кольском полуострове (Батиева, 1963), граниты на Украине (Логвин, 1970), рильские граниты в Болгарии (Цветкова-Голева, 1967, 1969). Но, пожалуй, наиболее отчетливо демонстрируется «независимость» монацита от содержания кальция в породе на примере гранитоидов умбинского комплекса, в которых типичная ильменит-монацитовая ассоциация минералов существует в чарнокитах и гранитах, содержащих от 0.9 до 4.4%  $\text{CaO}$ . Интересно также отметить, что монацит характерен для интрузивных чарнокитов Вичанско-Топозерского массивов Северной Карелии, содержащих 2.9—4.5%  $\text{CaO}$  (Фиженко, Шемякин, 1970).

Сопоставляя данные по гранитоидам умбинского комплекса и чарнокитам Северной Карелии с результатами исследований гранитов Кали-

форнии, Невады (Lee, Dodge, 1964) и Чаркасарского массива (Лисицына и др., 1965), можно утверждать, что существуют два типа гранитоидов — в одном из них соотношения монацита и ортита контролируются содержанием в породе кальция, в другом типе подобный контроль не проявляется. Причиной существования двух типов гранитоидов может быть несовпадение полей стабильности монацита и ортита. Ортит является водосодержащим минералом, поэтому верхний температурный предел его устойчивости определяется температурой дегидратации и зависит от величины  $P_{H_2O}$ . Можно полагать, что в сухих высокотемпературных магмах собственно магматическая стадия кристаллизации протекает вне поля стабильности ортита, что создает предпосылки для образования монацита в гранитоидах с любым содержанием кальция. В водосодержащих гранитных магмах, кристаллизующихся в поле стабильности ортита, соотношение между орбитом и монацитом в значительной мере определяется валовым составом пород. Ведущим (но не единственным) фактором в этих условиях является соотношение между концентрациями кальция и редких земель, важную роль играют также содержание кремнезема (Цветкова-Голева, 1969), соотношение между алюминием, кальцием и щелочами (Тугаринов, Вайнштейн, 1959) и между вполне подвижными кислотными компонентами (Виноградов, Дубровский, 1967).

## ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И. Д. Сравнительная геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристика гранитоидов центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Магматизм и геология Кольск. п-ова. М., 1963.
- Бельков И. В., Батиева И. Д., Латышева Л. Г., Колесникова В. В. Состав и свойства акцессорных гранатов из гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Матер. по минералогии Кольск. п-ова, вып. 7. Л., 1969.
- Ветрин В. Р., Виноградов А. Н. Элементы-примеси в акцессорном магнетите как индикаторы условий их образования. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования. Киев, 1970.
- Виноградов А. Н., Дубровский М. И. О типах ассоциаций акцессорных минералов в нормальных гранитах. В кн.: Матер. по минералогии Кольск. п-ова, вып. 5. М., 1967.
- Виноградова Г. В. Чарнокитовые серии Кандалакшского побережья Белого моря. — В кн.: Матер. по геологии и металлогении Кольск. п-ова, вып. 2. Апатиты, 1971.
- Виноградова Г. В. Формационное положение Умбинского гранитоидного комплекса. — В кн.: Матер. по геологии и металлогении Кольск. п-ова, вып. 3. Апатиты, 1972.
- Лисицына Г. А., Богданова В. И., Сиротинина Н. А., Варшал Г. М. О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркасарского массива в Кураминском хребте Тянь-Шаня. — Геохимия, 1965, № 5.
- Львов Б. К. К методике изучения акцессорных минералов в гранитоидах. — Тр. И Уральск. петрограф. совещания, т. 3, Свердловск, УФАН СССР, 1963.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемами петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Усик В. И. Петрохимия и некоторые вопросы редкометальности ортито- и монацитоносных гранитоидов. — В кн.: Вопросы петрохимии, Л., 1969.
- Фиженко В. В., Шемякин В. М. Гранитоиды зоны сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия). — В кн.: Петрография докембрия Русск. платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Цветкова-Голева В. Върху гранатите от рилските граниты. — Изв. на Геологическия институт на Българска Академия на Науките, сер. «Геохимия, минералогия и петрография», кн. XVI, 1967.
- Цветкова-Голева В. Върху условията на образуване на монацит и ортит в рилските гранити. — Изв. на Геологическия институт на Българска Академия на Науките, сер. «Геохимия, минералогия и петрография», кн. XVIII, 1969.

Lee D. E., Dodge F. C. W. Accessory minerals in some granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. — Amer. Miner., 1964, v. 49, № 11—12.

Winchell H. The composition and physical properties of garnet. — Amer. Miner., 1958, v. 43.

В. И. УСИК, И. В. ЖАРКОВА

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Минералогия гранитоидов Северного Кавказа до последнего времени была изучена весьма слабо и неравнозначно. Так, для пород Уруштенского комплекса В. В. Плошко (1965) приводит довольно детальное описание ряда акцессорных минералов: эпидота, цоизита, клиноцизита, ортита, апатита и циркона. В. В. Ляхович (Ляхович, Червинская, 1961; Ляхович, 1967, 1968) в мезозойских гранитоидах Эльдзюртинского массива установил и описал около 40 акцессорных минералов. Для гранитоидов Главного хребта (Афанасьев, 1950) исследователи обычно отмечали лишь апатит, циркон, рудный минерал, рутил, лейкококсен, реже монацит, ксеноитим и сфен.

В последнее время нами изучалась минералогия палеозойских гранитоидов Северного Кавказа с применением методики искусственных протолочек, разработанной В. В. Ляховичем (Ляхович, Родионов, 1961; Ляхович, 1966). Наиболее полно охарактеризованы массивы биотитовых (бассейн р. Кубани) и двуслюдянных (бассейны рек Зеленчука и Лабы) гранитов второй фазы комплекса Главного хребта. Изучены также акцессорные минералы метасоматитов, приуроченных к прикровлевой части массивов (в частности, Пшишского), представляющих собой автометасоматически измененные, микроклинизованные и сменяющие их ближе к контакту альбитизированные и грэйзенизированные граниты (первого этапа). В экзоконтакте таких массивов среди кристаллических сланцев развиты жильные тела метасоматитов (кварцево-олигоклазо-мусковитовых трейзенов, альбититов и микроклинитов), являющиеся продуктами постмагматического изменения как жильных гранитов, так и вмещающих пород.

В общей сложности в различных гранитоидах второй фазы комплекса Главного хребта нами установлено более 50 акцессорных минералов. Средние содержания некоторых из них в изученных гранитоидах приведены в табл. 1.

Уранинит в единичных знаках встречен в грэйзенизированных гранитах. Минерал представлен октаэдрическими кристаллами черного цвета с полуметаллическим, чаще смолистым блеском.  $a=5.44 \pm 0.02$  Å. Согласно данным В. А. Леоновой (1959), такие кристаллы обеднены торием и редкими землями.

Хризоберилл присутствует в грэйзенах и особенно характерен для альбититов. Он представлен прозрачными, реже непрозрачными (из-за включений хлорита и гидроокислов железа в микротрецинах) зеленоватыми и желтовато-зеленоватыми кристаллами призматического габитуса с пирамидальными окончаниями. Некоторые грани призмы несут тонкую вертикальную штриховку. Блеск минерала стеклянный. Плотность 3.30.  $Ng=1.755$ ;  $Np=1.746$ .  $a=5.42$ ,  $b=9.69$ ,  $c=4.47$  Å. Химический состав

Таблица 1

Содержание акцессорных минералов (г/т) в гранитоидах второй фазы комплекса Главного хребта

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Уранинит						Зн.			
Хризоберилл							0.68	33.4	
Ильменорутил			Зн.						
Кассiterит						Зн.	2.35	152.7	Зн.
Тапиолит								3н.	
Вольфрамит					Зн.	—	Зн.	0.03	
Колумбит							1.90		
Танталит								178.0	Зн.
Фенакит							3н.	0.09	
Циркон	57.8	16.5	18.7	4.31	6.90	4.72	0.14	0.02	2.69
Циртолит-малакон	0.76	0.18	0.36	0.30	0.08	0.76	0.86	18.8	0.14
Ловчоррит								3н.	
Ксенотим	3.3	0.14	0.02	0.10	0.01	Зн.			
Монацит	28.4	4.20	3.30	1.79	1.77	0.59	Зн.	Зн.	Зн.
Метаторбернит						Зн.	Зн.	Зн.	
Шеелит	Зн.	0.09	0.01	—	—	Зн.	0.43	0.66	

П р и м е ч а н и е. Гранит: 1 — биотитовый, 2 — двуслюдянной, 3 — автометасоматически измененный биотитовый, 4 — то же, двуслюдянной, 5 — микроклинизированный, 6 — грейзенизованный, 7 — грейзен, 8 — альбитит, 9 — микроклинит. Зн. — знаки.

хризоберилла из альбитита приведен в табл. 2. Полуколичественным спектральным анализом в нем установлены (вес. %): цирконий 0.000 *n*, ниобий 0.00 *n*, tantal, олово и галлий 0.0 *n*.

Таблица 2

Содержание некоторых окислов (вес. %) в акцессорных минералах

Окислы	Хризо- берилл	Касси- терит	Тапиолит	Колумбит	Танталит	Берилл
<chem>SiO2</chem>	3.86					68.56
<chem>TiO2</chem>	0.56	0.30	2.24	0.70	0.64—1.58	13.91
<chem>Al2O3</chem>	73.42					
<chem>Fe2O3</chem>	0.87		1.48			
<chem>FeO</chem>	0.40	0.21	13.28—13.68	10.50	5.60—12.90	
<chem>MnO</chem>		0.01	0.06—0.08	7.50	3.36—5.14	
<chem>Na2O</chem>	0.29					0.96
<chem>K2O</chem>						2.80
<chem>H2O+</chem>	0.15					
<chem>H2O-</chem>	0.17					
<chem>BeO</chem>	18.70					11.6—11.8
<chem>SnO2</chem>		86.69	0.92—0.95		0.09—0.27	
<chem>Nb2O5</chem>			4.82—5.58	37.5—55.0	16.25—41.02	
<chem>Ta2O5</chem>			71.06—75.14	28.3—35.6	30.01—52.39	

Ильменорутил (богатая ниобием и tantalом разновидность рутила) обнаружен в одной пробе из автометасоматически измененных биотитовых гранитов. Минерал образует удлиненные кристаллы с гранями тетрагональных призм (110) и (010). На гранях отмечается четкая вертикальная штриховка. Кристаллы непрозрачные, с полуметаллическим блеском и хорошей спайностью. Твердость 6. Показатели преломления и двупреломления ильменорутила высокие.  $a=4.595 \pm 0.015$ ,  $c=2.962 \text{ \AA}$ .

**Касситерит** характерен для продуктов кислотной и поздних щелочных стадий постмагматического метасоматоза, особенно для альбититов. Он образует дипирамидальные, тетрагональнопризматические и дипирамидальнопризматические кристаллы с вертикальной штриховкой на гранях. Изредка отмечаются коленчатые двойники. Поверхность граней кристаллов неровная, с мелкими выступами и углублениями. Цвет минерала бурый, коричневато-черный и черный. Черный касситерит обычно магнитный. Блеск на гранях кристаллов алмазный, смолистый или полуметаллический, а в свежем изломе — жирный. Твердость высокая, хрупкий. Плотность касситерита 6.97. Плеохроизм сильный — по *No* бледный зеленовато-бурый, по *Ne* красно-бурый. В шлифах выявляется двойниковое и нередко зональное строение зерен касситерита. Обычно периферическая часть кристаллов более светлая и содержит больше мелких включений колумбита—танталита, чем центральная. Содержание некоторых элементов в касситерите из альбитита приведено в табл. 2. Полу-количественным спектральным анализом в нем установлены (вес. %): ниобий и tantal более 1, цирконий 0.0 *n*, бериллий, скандий, гафний и иттербий 0.00 *n*, иттербий 0.000 *n*.

**Таполит** изредка встречается в альбититах. Минерал представлен короткопризматическими кристаллами черного цвета с полуметаллическим блеском. В тонких сколках в проходящем свете просвечивает красновато-коричневым цветом. Одноосный, положительный, в аншлифах анизотропный с темно-красными внутренними рефлексами и характерными полисинтетическими двойниками. Плеохроизм от бледно-желтого и буровато-красного до почти непрозрачного густо-коричневого и черного цвета. Твердость 6.6. Плотность таполита 7.46—7.50, что указывает (Кузьменко, 1964) на низкое содержание в нем ниobia. Этот вывод подтверждается и химическим анализом минерала из альбитита (см. табл. 2).  $a=4.755$ ,  $c=3.062$  Å.

**Вольфрамит** характерен для микроклинизированных гранитов, грейзенов и альбититов. Он представлен таблитчатыми кристаллами со штриховкой на гранях. Цвет минерала черный, буровато-черный с внутренними красными рефлексами. Непрозрачен, лишь в тонких сколках просвечивает красно-коричневым цветом. Плеохроизм от бледного желтовато-бурового до почти непрозрачного. Блеск вольфрамита полуметаллический, на плоскостях спайности сильный стеклянный, до алмазного.

**Колумбит** встречен в грейзенах. Для него характерны мелкие уплощенные кристаллы, часто копьевидные, со слаборазвитой и обычно гладкой, без штриховки, гранью пинакоида. Цвет минерала черный и красновато-бурый, характерный для марганцевых разновидностей (Кузьменко, 1964). При сильном проходящем свете просвечивает ярко-красным цветом. Содержания некоторых элементов в колумбите приведены в табл. 2. Отношение  $Nb_2O_5/Ta_2O_5$  изменяется от 1.1 : 1.0 до 1.85 : 1.0, а плотность — от 5.95 до 6.10. Согласно классификации М. В. Кузьменко (1959), этот минерал относится к tantalоколумбиту.

**Танталит** почти повсеместно встречается в альбититах, редко — в микроклинитах. Образует тонкотаблитчатые пластинчатые, часто листоватые кристаллы с покрытой вертикальной штриховкой гранью (010). Отмечаются двойники с перистой штриховкой. Цвет минерала черный, тонкие осколки по краям слабо просвечивают коричнево-красным. Блеск смолистый, полуметаллический. Поверхность граней нередко ямчатая и бороздчатая, матовая и отсвечивает синим цветом. Твердость и показатели преломления tantalита высокие. Плеохроирует от бледно-бурового до непрозрачного, почти черного цвета. Плотность 7.54. Химический состав

танталита непостоянный (см. табл. 2). Полуколичественным спектральным анализом установлены (вес. %): цирконий, скандий и иттрий 0.00  $n$ —0.0  $n$ , бериллий 0.000  $n$ —0.00  $n$  и иттербий 0.000  $n$ . Отношение  $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$  изменяется от 0.37 : 1.0 до 1.0 : 1.0, что соответствует, по М. В. Кузьменко (1959), ниоботанталиту и иногда танталиту.  $a=5.03$ ,  $b=14.30$ ,  $c=5.79$  Å.

Берилл — характерный акцессорный минерал грейзенов и альбититов. Он образует гексагональнопризматические кристаллы бледно-зеленого или светлого голубовато-зеленого цвета.  $N_e=1.573$ ;  $N_o=1.579$ . Плотность 2.61. Химический состав берилла из грейзена приведен в табл. 2.

Фенакит в небольших количествах обнаружен в грейзенах и альбититах. Он представлен бесцветными, заметно удлиненными, шестиугранными (нередко осложненными дополнительными гранями) призматическими кристаллами. Блеск минерала стеклянный, излом раковистый или неровный. Кристаллы фенакита обладают прямым угасанием и положительным удлинением.  $N_o=1.655$ ,  $N_e=1.670$ .

Ловчоррит (?) в единичных знаках обнаружен в отдельных пробах альбититов. Зерна его зеленого, по периферии желто-зеленого цвета. Иногда содержит черные включения. Блеск стеклянный, излом раковистый. Радиоактивный, изотропный.  $N=1.689$ .

Шеелит в единичных знаках встречается в большей части проб различных гранитоидов, но относительно повышенные его количества отмечены в грейзенах и альбититах. Тетрагональнодипирамидальные его кристаллы бесцветны, либо имеют разнообразную окраску — белую, серовато-белую, серовато-желтую, желтовато-розовую, реже (обычно в метасоматитах) черную, обусловленную многочисленными непрозрачными включениями. Блеск минерала стеклянный, жирный. Прозрачен, в метасоматитах нередко непрозрачен. Твердость 4. В ультрафиолетовых лучах шеелит люминесцирует блестящим бесцветным или желтоватым (с включениями), чаще голубоватым цветом.  $a=5.29$ ,  $c=11.23$  Å.

Циркон, циртолит — малакон, монацит, ксенотит и метаторбернит описаны нами ранее (Усик, 1970).

Из изложенного видно, что большинство акцессорных минералов, в состав которых входят редкие элементы, образуется в постмагматический этап интрузивной деятельности. Наиболее благоприятным для их кристаллизации является момент нейтрализации постмагматических растворов, когда происходит (Коржинский, 1953; Беус, 1963) разрушение комплексных соединений редких элементов.

Можно предполагать, что комплексные соединения ниobia начинают разрушаться уже в начальный момент снижения кислотности растворов с образованием колумбита в грейзенах. Аналогичные соединения тантала, олова и урана становятся неустойчивыми лишь при полной нейтрализации растворов. В результате этого процесса максимальные количества кассiterита, танталита, циртолита-малакона оказываются приуроченными к альбититам. Для бериллия и вольфрама зависимость устойчивости их комплексных соединений от степени снижения кислотности растворов проявлена менее четко, что фиксируется примерно равными содержаниями минералов этих элементов в грейзенах и альбититах. Уменьшение содержания берилла в альбититах компенсируется возрастанием роли фенакита и хризоберилла.

В то же время циркон, монацит и ксенотит отчетливо тяготеют к биотитовым гранитам. В породах последующих стадий интрузивной деятельности содержание их неуклонно уменьшается. Вероятно, этот факт

обусловлен высокотемпературными условиями образования этих минералов и отсутствием привноса постмагматическими растворами соответствующих элементов.

## ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 69.

Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного метасоматоза и рудообразования в гранитах. — В кн.: Химия земн. коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Кузьменко М. В. К геохимии tantala и ниobia. — Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 3.

Кузьменко М. В. Минералы ниobia и tantala. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. II. М., «Наука», 1964.

Леонова В. А. К минералогии и кристаллохимии уранинитов Северной Карелии. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1959, ч. 88, вып. 1.

Ляхович В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., 1966.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., 1967.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., 1968.

Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. — Тр. ИМГРЭ, вып. 6, 1961.

Ляхович В. В., Червinskaya A. D. Акцессорные минералы в гранитоидах Тырыны-Ауза и их петрогенетическое значение. — Тр. ИМГРЭ, вып. 7, 1961.

Плосков В. В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М., 1965.

Усик В. И. Фосфатная минерализация гранитоидов Главного хребта. — Матер. X научн. конференции аспирантов РГУ. Ростов, 1970.

В. М. ШЕМЯКИН, И. К. ШУЛЕШКО, Н. М. ШЕМЯКИНА, М. В. ТЕРЕНТЬЕВА

## АКЦЕССОРНЫЙ ЦИРКОН КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕНЕЗИСА ЧАРНОКИТОВ

Разработке критериев для получения информации о генетической природе магматических и метаморфических комплексов по кристалломорфологическим особенностям содержащегося в них акцессорного циркона посвящено значительное количество исследований (Poldervaart, 1955, 1956; Ляхович, 1963, 1967, 1968; Руб, 1964; Шулешко, 1966, 1970; Ожогин, 1968; и др.). Несомненное преимущество этой методики заключается в том, что она может быть с успехом применена в тех случаях, когда у исследователя отсутствует достаточное количество геологического материала для решения генетических вопросов и может быть рекомендована при петрологических исследованиях на закрытых территориях, где непосредственные геолого-структурные соотношения между породами различных петрографических комплексов в большинстве случаев не устанавливаются традиционными методами. В настоящей работе приводится кристалломорфологическая характеристика цирконов из чарнокитов Балтийского щита с целью выяснения их генетической природы и сопоставления полученных результатов с петрологическими выводами. Следует подчеркнуть, что в геологической литературе акцессорному циркону из чарнокитов посвящена лишь единственная работа В. В. Ляховича (1967).



Структурно-петрологическими исследованиями в пределах Балтийского щита установлено наличие нескольких генетических типов чарнокитов: а) первичномагматические, б) анатектические, в) ультраметагенные и г) метасоматические. Каждый из выделенных типов обладает строго определенным геолого-структурным и возрастным положением, химизмом пород и минералов, петроминерологическими особенностями и т. д. (Бондаренко, 1964; Шемякин, 1966, 1969, 1972; Шемякин, Шуркин, 1971; Свириденко, Шемякин, 1971; Саранчина, Лыгина, 1971; и др.).

Сравнительное морфологическое изучение цирконов из разных типов чарнокитов заключалось в детальном исследовании свойств зерен: формы, габитусов, характера поверхности, линейных размеров, удлинения, цвета, особенностей внутреннего строения (зональность, включения различного типа, обрастания). Морфология цирконовых зерен изучалась в мономинеральных концентратах под бинокуляром и поляризационным микроскопом. Выделение цирконов из пород производилось по общепринятой методике (Ляхович, 1966), в которую одним из авторов (Шулешко, 1966) были внесены небольшие изменения.

По форме в изученных чарнокитах выделяются 4 типа зерен циркона: а) идиоморфные, б) субдиоморфные (вершины и ребра слажены, но характер большинства граней определим), в) хорошо округленные и г) неправильно округленные — неопределенные (почковидные, с пережимами и т. п.). Основные габитусные типы идиоморфных и субдиоморфных цирконовых зерен следующие (Кухаренко, 1961; Завьялова, 1966): а) цирконовый — комбинация граней {110}+{111}, б) гиациントовый — {100}+{111}, в) промежуточный — {110}+{100}+{111}, г) сложный (копьевидный) — {311}+{110}+{100}, д) дипирамидальный — преобладают грани дипирамид. Одним из важных свойств зерен является характер их поверхности. У дегритовых зерен она матовая, со следами истирания и механических повреждений. У цирконов со следами растворения и регенерации поверхности блестящие, нередко с зализанными и залечеными неровностями, мелкобугорчатые.

Генетическим признаком цирконов является и коэффициент удлинения  $K_y$  — отношение длины кристалла к его ширине. По данным А. Польдерваарта (Poldervaart, 1955, 1956) и В. В. Ляховича (1968), у цирконов из осадочных пород  $K_y \leq 2$ , а из изверженных пород, исключая щелочные,  $K_y > 2$ .

Окраска зерен весьма разнообразна и зависит от содержания меди, урана, тория и других элементов, а также связана с окислением или разложением примесей. Некоторые исследователи придают окраске роль индикатора возраста (Томита, 1956) — древние цирконы имеют более интенсивную окраску, обусловленную разложением примесей. Однако другие исследователи (Хильтова и др., 1967; Gastill, 1967) показали, что окраска цирконовых зерен имеет способность уменьшать интенсивность при нагревании вплоть до полного обесцвечивания, т. е. цвет как критерий при сравнительном изучении цирконов надо применять с особой осторожностью.

Ниже приводится описание кристалломорфологических особенностей цирконов для всех известных на Балтийском щите выходов чарнокитов.

Эндебиты Центрально-Кольского антиклиниория. Преобладают цирконовые зерна субдиоморфной формы, реже встречаются хорошо округленные кристаллы. В единичных случаях отмечаются зерна неопределенной формы, включая агрегаты зерен, сростки и двойники. Субдиоморфные и идиоморфные кристаллы относятся к гиацинтовому и — реже — к копьевидному габитусным типам. Наблюдаются сростки по 2 и более зерен, а также агрегаты с различным количеством вершин — от одной до 2—5 (рис. 1). Закономерные срастания редки.

Встречаются зерна неправильно округленной формы, возникшие в результате частичного растворения кристаллов циркона. Довольно часто зерна с ядрами. Кроме того, отмечается целый ряд зерен циркона с выростами и обрастваниями циркона другой генерации (рис. 1). Наблюдения над зернами, имеющими выросты, обраствания и ядра, позволяют выделить три генерации цирконов.

Наиболее древние — цирконы ядерных частей некоторых зерен. Они, как правило, полупрозрачные, розовато-серого цвета, округленные и неправильно округленные. Встречаются исключительно редко.

Цирконы второго генетического типа образуют обраствания вокруг первого, но чаще всего встречаются в виде отдельных зерен без ядер. Кристаллы прозрачные до водяно-прозрачных, с многочисленными микровключениями и микротрецниками, почти бесцветные или бледно-розовые, очень редко — буровато-коричневые.

Цирконы третьей генерации — коричневато-бурые, полупрозрачные, образуют наросты и обраствания вокруг зерен цирконов I-й и II-й генераций. Иногда встречаются и в виде отдельных крупных хорошо образованных кристаллов.

Линейные размеры: длина 0,14—0,36, ширина 0,05—0,19 мм. Сортировка зерен по размерам плохая. Гистограммы частот встречаемости длин

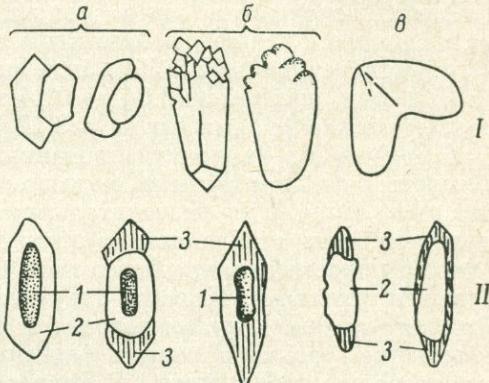


Рис. 1. Циркон из эндебитов Центрально-Кольского антиклиниория.

I — морфологические типы цирконов (а, б — выростки, агрегаты; в — двойники); II — характер взаимоотношений различных генераций цирконов (арабскими цифрами указаны генерации от древних к молодым).

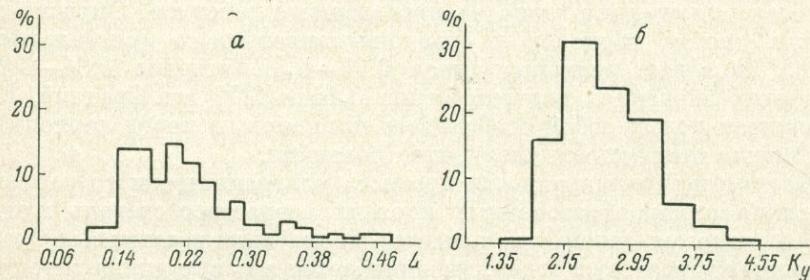


Рис. 2. Гистограммы частот встречаемости длин (а) и  $K_v$  (б) цирконов из эндебитов Центрально-Кольского антиклиниория.

зерен (рис. 2) сильно вытянуты по оси абсцисс и имеют несколько пиков.  $K_v$  в среднем составляет 2,55 при вариациях от 1,35 до 4,5.

О первичной природе цирконов из эндебитов Центрально-Кольского антиклиниория судить трудно, но наличие нескольких генераций зерен свидетельствует о длительной и разнообразной истории преобразования этого минерала, а следовательно, и содержащих его пород.

**Чарнокит-мигматиты Центрально-Кольского антиклиниория.** Были изучены цирконы из пород чарнокитизационной серии: пироксено-плагиоклазовый кристаллический сланец (меланосома чарнокит-мигматитов) — чарнокитизированный кристаллический сланец — лейкосома чарнокит-мигматита.

Среди цирконов из кристаллических сланцев преобладают хорошо округленные зерна, значительно реже встречаются неправильно округленные, в единичных случаях субдиоморфные зерна. Окраска светло-розовая с коричневатым, желтоватым и серым оттенком. Зерна, как правило, прозрачные. Присутствуют в малом количестве микровключения размером от сотых долей миллиметра до пылевидных. Поверхности зерен матовые, шероховатые, часто покрыты паутиной микротрещин. Однако наблюдаются и глянцевые блестящие поверхности, обусловленные частичным растворением зерен. Линейные размеры варьируют по длине от 0.04 до 0.22 и по ширине от 0.04 до 0.14 мм. Средние размеры и средний  $K_y$  соответственно равны: длина — 0.12, ширина — 0.08 мм и  $K_y$  — 1.50.

Цирконы из чарнокитизированных кристаллических сланцев представлены субдиоморфными, хорошо округленными и неправильно округленными зернами (с незначительным преобладанием первых). Субдиоморфные зерна отличаются от остальных лучшей прозрачностью и более светлой окраской (почти бесцветные с незначительным желтоватым и розовым оттенком). Хорошо округленные зерна в большинстве случаев буровато-розовые, грязно-розовые и желтовато-розовые. Поверхности их блестящие, только в редких случаях такие кристаллы имеют матовые шероховатые поверхности. У некоторых зерен различаются наросты и неполные обрастания, отличающиеся от зерна «хозяина» прозрачностью и более светлой окраской. Длина зерен варьирует от 0.08 до 0.24 мм и ширина от 0.04 до 0.17 мм.  $K_y$  в среднем равен 1.45.

Цирконы из лейкосомы чарнокит-мигматитов по сравнению с вышеописанными отличаются значительным идиоморфизмом зерен. Преобладают субдиоморфные зерна цирконового и гиацинтового габитусов, изредка встречаются зерна промежуточного габитусного типа. Острые диширамиды {131} и {231} осложняют вершины кристаллов, но не приводят к образованию вершин кольцевидного типа. Для части зерен установление габитусного типа затруднительно из-за округленности вершин и многочисленных следов растворения роста (каверны, ямки, бугорки). Иногда отмечаются уплощенные зерна неопределенного габитуса. Окраска зерен такая же, как у цирконов из чарнокитизированных кристаллических сланцев. Линейные размеры: длина 0.07—0.31, ширина 0.04—0.13 мм при средних значениях соответственно 0.14 и 0.07 мм. Средний  $K_y$  = 2.

Сравнивая между собой особенности цирконов из пород чарнокитовой серии, можно отметить их следующие различия.

С увеличением интенсивности процесса ультраметагенного чарнокитообразования в новообразованных породах возрастает степень идиоморфизма цирконовых зерен, уменьшается количество реликтовых, хорошо округленных детритовых зерен, увеличивается в целом длина зерен и  $K_y$ . Это отчетливо прослеживается при сопоставлении графиков частот встречаемости длин зерен (рис. 3). При образовании чарнокит-мигматитов возрастает доля более длинных зерен, причем исчезают зерна длиной 0.02—0.06 мм. Это свидетельствует о том, что в первую очередь растворяются зерна самой мелкой фракции. Частоты встречаемости  $K_y$  имеют несколько другую тенденцию изменения: сначала намечается незначительное уменьшение  $K_y$ , что, по-видимому, связано с активным растворением цирконов и незначительным ростом новообразованных кристаллов, а далее доля зерен со значениями  $K_y$  в интервале от 2.15 до 3.25 резко возрастает. При этом появляются зерна со значениями  $K_y$  в интервалах 2.55—2.95 и 2.95—3.35, которые отсутствуют в кристаллических сланцах.

Чарнокит-мигматиты Кандалакшского берега. Были изучены две пробы цирконов, отобранных из неизмененных пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев (меланосома) и лейкосомы чарнокит-мигматитов.

Зерна цирконов из кристаллических сланцев хорошо округленные, в незначительном количестве встречаются и неправильно округленные зерна. Идиоморфные и субидиоморфные кристаллы отсутствуют. Большинство зерен характеризуется блестящими поверхностями, часто со следами растворения. В некоторых зернах наблюдаются следы абразивной обработки (матовые шероховатые поверхности, наличие абразионных шрамов, близкая к идеальной округленности). Окраска зерен от почти бесцветной до бледно-розовой. Зерна цирконов прозрачные, содержат небольшое количество микроподвключений (газово-жидкие, кристаллические, пылевидные). Очень редко на некоторых зернах наблюдаются незначительные нарости, однако полных обрастаний не отмечается. В единичных зернах фиксируется прерывистая зональность роста. Длина зерен колеблется от 0.07 до 0.25, а ширина — от 0.05 до 0.15 мм,  $K_y = 1.3$ .

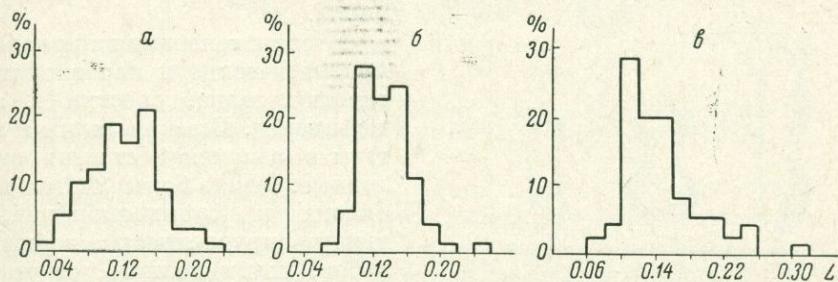


Рис. 3. Гистограммы частот встречаемости длин цирконовых зерен из чарнокит-мигматитов Центрально-Кольского антиклиниория.

а — меланосома чарнокит-мигматита; б — чарнокитизированный кристаллический сланец; в — лейкосома чарнокит-мигматита.

Циркон из лейкосомы чарнокит-мигматитов представлен призматическими субидиоморфными и близкими к ним зернами. Идиоморфные и хорошо округленные кристаллы отсутствуют. В небольшом количестве наблюдаются неправильно округленные зерна. По комбинациям граней среди субидиоморфных зерен различаются кристаллы цирконового и гиациントового габитусных типов. Однако ввиду округленности вершин габитусная принадлежность большинства зерен неопределенна. Поверхности кристаллов блестящие, иногда со следами растворения, покрыты сетью мельчайших микротрещин. Кристаллы прозрачные, содержат много микроподвключений, большинство из которых газово-жидкие, округлой и неправильно округлой формы. На некоторых зернах наблюдаются незначительные по размерам нарости бесцветного циркона. Цвет розовато-серый. Линейные размеры: длина от 0.11 до 0.40, ширина от 0.06 до 0.20 мм,  $K_y = 2.6$ .

Приведенная характеристика цирконов из чарнокит-мигматитов различных районов Балтийского щита показывает, что этот минерал обладает определенными кристалломорфетическими особенностями для каждого конкретного типа пород чарнокитизационной серии вне зависимости от места взятия образца. В кристаллических сланцах при ультратемпературной чарнокитизации происходит не только перераспределение циркония, но и появляется новая метаморфогенная генерация цирконов, которые отличаются от типичных магматогенных меньшим идиоморфизмом, величиной коэффициента удлинения, а также незначительным количеством включений.

Метасоматические чарнокиты Центрально-Кольского антиклиниория. Четко различаются две генетические группы цирконов (рис. 4). Первая — это хорошо округленные

мелкие зерна бурого, розовато-бурого цвета с шероховатыми матовыми поверхностями. Средний  $K_y$  близок к 1.5. Часть зерен этой генерации имеет блестящие корродированные поверхности и по форме относится к неправильно округленным. Реликтов граней на большинстве зерен не обнаружено. Зерна полупрозрачные, реже прозрачные. Включений мало, но они присутствуют практически в каждом зерне. Чаще всего это черные, непрозрачные, округлые и угловатые зерна, реже — округлые пузырьки, возможно пустоты. Хорошая округленность, шероховатые поверхности и невысокие значения  $K_y$  позволяют судить о том, что цирконы данного генетического типа являются дегритовыми зернами первично-осадочных пород.

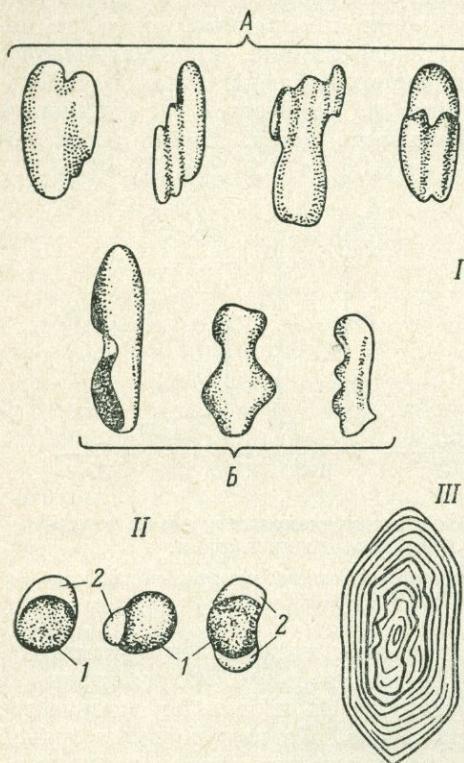


Рис. 4. Циркон из метасоматических чарнокитов Центрально-Кольского антиклиниория.

I — агрегаты зерен и сростки; II — частичное обрастание и выrostы цирконов второй генерации (2) на цирконах первой (1) генерации; III — прерывистая зональность в цирконовых зернах.

0.35 мм по длине и от 0.04 до 0.20 мм по ширине,  $K_y = 2.3 \div 2.5$ .

Гистограммы частот встречаемости отличаются по своей конфигурации. График частот встречаемости длин растянут по оси абсцисс, многопиковый и отражает плохую сортировку зерен по размерам, что весьма характерно для цирконов из метасоматитов и гранитоидов, загрязненных вмещающими парапородами. Из гистограмм следует, что преобладают зерна со значениями  $K_y \approx 2.15$  и изредка встречаются длиннопризматические зерна с  $K_y$  до 4.5 и округлые — с  $K_y$ , близким к 1.

Эндебиты Западной Карелии. По морфологическим характеристикам различаются две разновидности цирконов.

Циркон первого генетического типа представлен полупрозрачными, иногда непрозрачными, хорошо округленными, реже субдиоморфными и неправильно округленными зернами. Цвет темно-бурый, буровато-ко-

зырьки, возможно пустоты. Хорошая округленность, шероховатые поверхности и невысокие значения  $K_y$  позволяют судить о том, что цирконы данного генетического типа являются дегритовыми зернами первично-осадочных пород.

Вторая генерация цирконов — призматические и короткопризматические зерна, сростки и агрегаты зерен. Все кристаллы и агрегаты в различной степени округленные. Форма большинства зерен близка к субдиоморфной, но ввиду округленности вершин и ребер, почти полного отсутствия граней пирамид их габитусная принадлежность неопределенна. Некоторая часть зерен имеет внутреннее прерывисто-зональное строение. Характерны следы растворения и возобновления роста. Иногда циркон этой генерации выполняет трещинки в цирконах I генерации или образует неполные обрастания вокруг них. Микровключений в цирконах довольно много. Они представлены темными непрозрачными зернами от вполне различимых по размерам до пылевидных. Состав их не определялся. Присутствуют и газово-жидкие включения. Линейные размеры зерен колеблются от 0.14 до

0.35 мм по длине и от 0.04 до 0.20 мм по ширине,  $K_y = 2.3 \div 2.5$ .

График частот встречаемости длин зерен и  $K_y$  (рис. 5) различны по оси абсцисс, многопиковый и отражает плохую сортировку зерен по размерам, что весьма характерно для цирконов из метасоматитов и гранитоидов, загрязненных вмещающими парапородами. Из гистограмм следует, что преобладают зерна со значениями  $K_y \approx 2.15$  и изредка встречаются длиннопризматические зерна с  $K_y$  до 4.5 и округлые — с  $K_y$ , близким к 1.

Эндебиты Западной Карелии. По морфологическим характеристикам различаются две разновидности цирконов.

Циркон первого генетического типа представлен полупрозрачными, иногда непрозрачными, хорошо округленными, реже субдиоморфными и неправильно округленными зернами. Цвет темно-бурый, буровато-ко-

ричневый и грязно-коричневый. Поверхности матовые, покрыты паутинообразными микротреццинками, но встречаются и глянцевые. Последние характерны для неправильно округленных зерен. Длина зерен в среднем составляет около 0.1 мм при ширине порядка 0.05 мм.  $K_y$  около 2 и никогда не поднимается выше этого значения. Микровключения присутствуют, но они в общем не характерны. Цирконы I генерации образуют самостоятельные кристаллы, а также наблюдаются в виде округленных ядер внутри цирконов II типа.

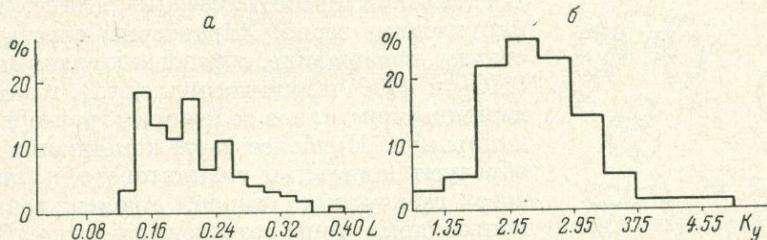


Рис. 5. Гистограммы частот встречаемости длин (а) и  $K_y$  (б) цирконов из метасоматических чарнокитов Центрально-Кольского антиклиниория.

Цирконы II генерации — прозрачные, реже полупрозрачные, умеренно- и длиннопризматические. Цвет светло-розовый, бледный буровато-розовый. Поверхности зерен глянцевые, иногда со штрихами роста. Линейные размеры варьируют в довольно широких пределах, составляя в среднем по длине 0.18 и ширине 0.07 мм,  $K_y=2.58$ . Часто встречаются зерна с очень большим  $K_y$  (до 6.0). По форме преобладают субдиоморфные кристаллы (вершины и грани округлены); идиоморфные и хорошо

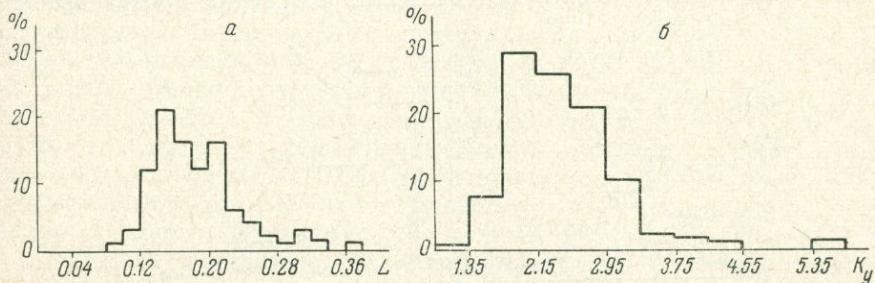


Рис. 6. Гистограммы частот встречаемости длин (а) и  $K_y$  (б) цирконов из эпидоритов Западной Карелии.

округленные зерна крайне редки. Характерными габитусными типами являются цирконовый и гиацинтовый. Многие зерна со значительно округленными вершинами, но отчетливыми гранями призм отнесены к разряду субдиоморфных неопределенного габитуса. Наблюданное временами зонально-прерывистое строение свидетельствует о пульсационном характере роста. Микровключения встречаются практически в каждом зерне или нарости, но в ограниченных количествах.

Гистограммы частот встречаемости длин зерен растянуты по оси абсцисс и имеют два пика в интервале 0.14—0.16 и 0.20—0.22, что отражает некоторую неоднородность по размерам (рис. 6). Гистограммы частот встречаемости  $K_y$  однопиковье и близки к графику нормального распределения. Они характеризуют преобладание в пробе зерен одного генезиса. Действительно, количество зерен I генетического типа мало по сравнению с зернами II типа.

По своим кристалломорфологическим особенностям цирконы из эндербитов Западной Карелии аналогичны цирконам интрузивных гранитов, однако наличие двух генетических типов может свидетельствовать о том, что магма была загрязнена незначительным количеством первично-осадочных пород.

Эндербиты Мурманского блока. Цирконы характеризуются хорошим идиоморфизмом кристаллов. Большинство зерен идиоморфные, в резко подчиненных количествах встречаются субидиоморфные.

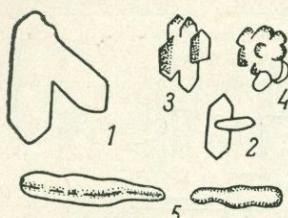


Рис. 7. Циркон из эндербитов Мурманского блока.

1—2 — сростки; 3 — агрегат кристаллов; 4 — комковатый сросток; 5 — зерна со следами растворения.

В единичной пробе отмечены редкие, хорошо округленные зерна. Характерны сростки. Кристаллы, как правило, образованы гранями призм {110} и {100} и дипирамиды {111}. Кроме того, вершины кристаллов осложнены гранями острых дипирамид. Наиболее часто комбинации граней образуют кристаллы гиацинтового и цирконового габитусных типов, промежуточные и копьевидные типы встречаются редко. В некоторых пробах отмечаются уплощенные зерна, а также комковатые сростки и неправильно округленные полурасстворенные зерна (рис. 7). Линейные размеры: длина от 0.06 до 0.38 мм, ширина от 0.04 до 0.14 мм,  $K_y$  колеблется от 1.15 до 4.4 (в среднем составляет 2.11).

Гистограммы частот встречаемости длин зерен и  $K_y$  однопиковые и характеризуют относительно хорошую сортировку зерен по размерам (рис. 8).

Большинство зерен с блестящими поверхностями, часто мелкоячейстые, со следами растворения. Исключительно редко отмечаются хорошо округленные зерна с шероховатой матовой поверхностью, аналогичной поверхности зерен цирконов осадочных пород. Зерна прозрачные, жел-

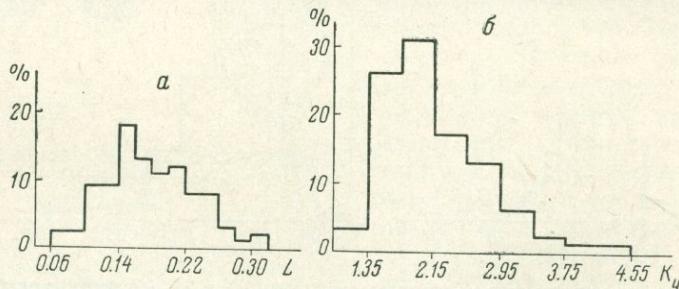


Рис. 8. Гистограммы частот встречаемости длин (a) и  $K_y$  (b) цирконов из эндербитов Мурманского блока.

товатого и желтовато-розового цвета. Хорошо округленные зерна имеют более темную розовато-коричневую и коричневую окраску, полупрозрачных зерен мало. Обычны включения (прозрачные и полупрозрачные газово-жидкие пузырьки, реже — непрозрачные кристаллические и пылевидные).

По морфологическим и морфометрическим особенностям цирконы из эндербитов Мурманского блока близки к цирконам изверженных пород. Многочисленные признаки растворения — роста могут свидетельствовать либо о кристаллизации в условиях непостоянной кислотности-щелочности, либо о наложении на эндербиты процессов щелочного метасоматоза. Последнее очень хорошо согласуется с геолого-петрологическими данными, на основании которых в пределах Мурманского блока установ-

лено широкое развитие нижнепротерозойского щелочно-кремниевого метасоматоза.

**Эндебиты Северо-Западного Приладожья.** Цирконы изучались в пробах, отобранных из центральной части массива

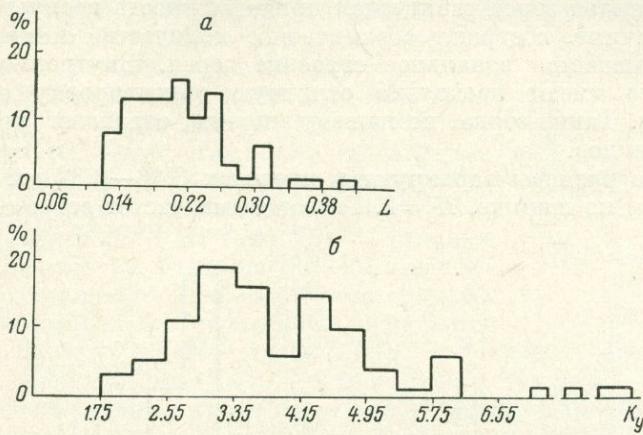


Рис. 9. Гистограммы частот встречаемости длин (а) и *K<sub>y</sub>* (б) цирконов из эндебитов Приладожья (центральная часть массива).

и из эндоконтактовой зоны. По морфологическим особенностям они тождественны, но в морфометрии наблюдаются некоторые различия, заключающиеся в том, что цирконы из эндебитов центральной части массива более вытянуты и имеют  $K_y \approx 3$ .

Преобладают хорошо образованные длиннопризматические идиоморфные кристаллы цирконового и гиацинтового габитусных типов. Зерна обычно прозрачные, почти бесцветные, с розовым и желтовато-розовым оттенком. Микровключения присутствуют всегда, но в малых количествах. В единичных зернах отмечается зональное строение. Поверхности зерен правильно образованные, глянцевые, блестящие. У некоторых зерен в краевых частях массива отмечаются следы коррозии (углубления, окруженные неровные ребра и вершины).

Линейные размеры: длина от 0.10 до 0.4 мм, ширина от 0.03 до 0.18 мм, при этом для эндоконтактных зон массива типичны более короткие и утолщенные зерна. Это отчетливо иллюстрируется гистограммами частот встречаемости длин зерен и *K<sub>y</sub>* (рис. 9 и 10). Оба графика подчеркивают значительную морфометрическую неоднородность цирконов из эндебитов центральных частей массива.

В целом морфологические и морфометрические характеристики цирконов из эндебитов Северо-Западного Приладожья являются аналогичными цирконам из интрузивных гранитоидов.

**Эндебиты Кандалакшского берега.** Цирконы характеризуются обилием в разной степени окруженных форм зерен и отсутствием идиоморфных. Большинство зерен неправильно окруженной

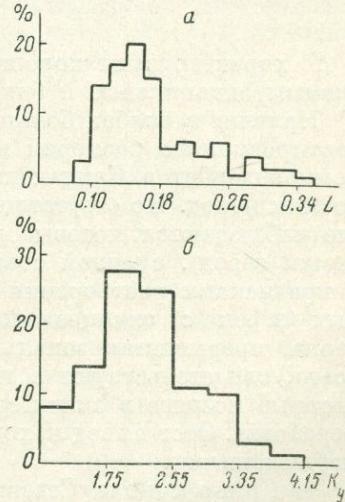


Рис. 10. Гистограммы частот встречаемости длин (а) и *K<sub>y</sub>* (б) цирконов из эндебитов Приладожья (эндоконтактные зоны массива).

формы с кавернами, углублениями и другими формами растворения. Субдиоморфных и хорошо округленных зерен примерно одинаковое количество. Поверхности блестящие, глянцевидные. Среди субдиоморфных кристаллов отмечены цирконовый и гиацинтовый габитусные типы, но у большинства зерен габитусная принадлежность неопределенна. Цирконы прозрачные, содержат ограниченное количество микровключений. Иногда наблюдается зональное строение зерен. Внутренние части довольно часто имеют несколько отличную ориентировку относительно внешних зон. Такие зерна, по нашему мнению, отражают прерывистость роста кристаллов.

Линейные размеры варьируют в пределах 0.13—0.32 мм по длине и 0.07—0.14 мм по ширине,  $K_y=2$ . Гистограммы частот встречаемости длин

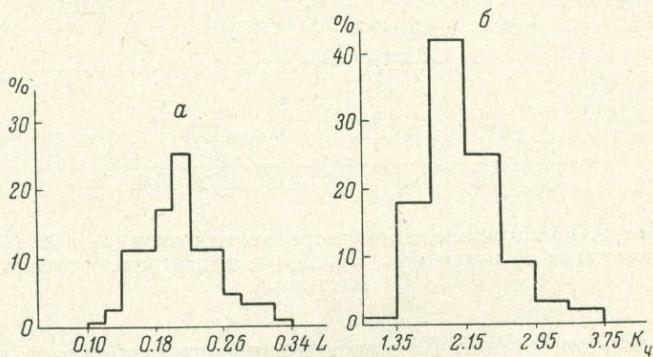


Рис. 11. Гистограммы частот встречаемости длин (a) и  $K_y$  (б) цирконов из эндербитов Кандалакшского берега.

и  $K_y$  характеризуют хорошую сортировку по размерам (рис. 11). Гистограммы однопиковые и близки к графикам нормального распределения.

Наличие в пробах большого количества округленных зерен с хорошей сортировкой по размерам и сравнительно невысокий  $K_y$  сближают цирконы эндербитов Кандалакшского берега с цирконами из первично-осадочных пород. Но отсутствие зерен с признаками механической обработки (не наблюдаются матовые шероховатые поверхности и округленные обломки зерен), с одной стороны, и наличие большого количества зерен с признаками растворения—роста (значительный процент субдиоморфных зерен с глянцевыми поверхностями, неправильно округленные зерна, прерывистая зональность, обрастания и др.) — с другой, скорее всего, свидетельствуют в пользу магматического происхождения пород, которые позднее в значительной мере подверглись метасоматической переработке. Этот вывод находится в полном соответствии с геологическими наблюдениями.

Чарнокиты Северной Карелии. Характерной особенностью цирконов является их однородность. Они имеют призматический облик, исключительный идиоморфизм, однотонную окраску и одинаковый характер включений. Субдиоморфные зерна встречаются редко, в виде единичных знаков. В строении кристаллов принимает участие довольно ограниченное количество простых форм. Наиболее развиты грани призмы {110} в комбинации с гранями основной дипирамиды {111}, т. е. кристаллы относятся к цирконовому габитусному типу. Грани призмы {100} встречаются редко, но у отдельных индивидов они развиты одинаково хорошо наряду с {110}, образуя в комбинации с {111} кристаллы промежуточного габитусного типа. В редких случаях вершины усложнены гранями дипирамид {321} и {131}, но они всегда незначительно развиты.

Обычно зерна представляют собой умеренно вытянутые квадратные призмы, но небольшая часть зерен имеет прямоугольное сечение, перпендикулярное к третьей оси. Отношение грани  $\{110\}$  к  $\{100\}$  по ширине практически всегда равно 2 : 1. Иногда одно из окончаний уплощенных кристаллов заканчивается двумя «головками», образованными пирамидальными гранями  $\{111\}$  (рис. 12). Возможно, мы имеем дело со сростками зерен по  $\{110\}$ .

Линейные размеры зерен имеют довольно большой разброс значений: по длине от 0.06 до 0.47 мм, по ширине от 0.02 до 0.18 мм, что на гистограмме частот встречаемости длин зерен находит выражение в виде нескольких пиков в интервалах 0.14—0.16, 0.20—0.22 и 0.24—0.26 (рис. 13). В среднем длина зерен равна 0.19, а ширина 0.08 мм. Среднее значение  $K_y$  составляет 2.35. Возможно, что  $K_y$  несколько занижен из-за вероятного попадания при замерах широких граней призм  $\{110\}$  уплощенных (сдвойниковых?) зерен. Гистограмма частот встречаемости  $K_y$  имеет однопиковое строение, подчеркивая генетическую однородность цирконов (рис. 13).

Все кристаллы водянопрозрачные, практически бесцветные и имеют много включений. Последние подразделяются на 4 типа: а) непрозрачные пластинчатые и округлые (рудные, биотит?), б) прозрачные и полупрозрачные со сравнительно правильными ограничениями (тонкие кристаллы апатита), в) газово-жидкие округлой формы, г) пылевидные.

Размеры включений первых трех типов варьируют от десятых до тысячных долей миллиметра. Поверхности зерен чаще всего блестящие, очень редко — со штрихами роста.

Кристалломорфологические особенности цирконов из чарнокитов Северной Карелии характеризуют их как минерал, типичный для первично-магматических гранитоидов.

Резюмируя вышеизложенное, можно утверждать, что кристалломорфологические и морфометрические особенности аксессорного циркона являются надежным диагностическим критерием при выяснении генетической природы чарнокитов. Использование кристалломорфологической методики исследования циркона показало, что развитые в пределах Балтийского щита различные генетические типы чарнокитов достаточно

Рис. 13. Гистограммы частот встречаемости длин (а) и  $K_y$  (б) цирконов из чарнокитов Северной Карелии.

четко отличаются по характеру содержащегося в них циркона. Следовательно, можно рекомендовать эту методику для выяснения генетической природы и корреляции чарнокитов, развитых в других докембрийских регионах.

## ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П. Парачарнокиты центральной части Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.

Завьялова И. В. Габитусные типы аксессорного циркона в гранитоидах. — Минер. сб. Львовск. гос. уп-та, 1966, № 20, вып. 4.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., 1961.

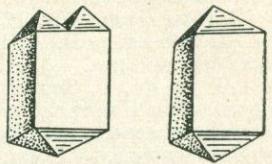
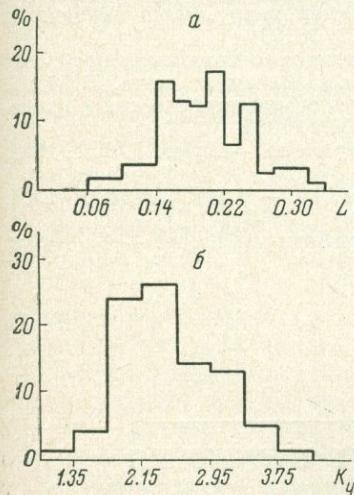


Рис. 12. Циркон из чарнокитов Северной Карелии.



Ляхович В. В. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. — В кн.: Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения. М., 1963.

Ляхович В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., 1966.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы чарнокитов и гранулитов. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-та, 1967, № 21, вып. 2.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., 1968.

Ожогин В. А. Циркон верхнемезозойских щелочных гранитоидов как показатель их генезиса. — ДАН СССР, 1968, т. 182, № 3.

Руб М. Г. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. — Сов. геология, 1964, № 1.

Саранчина Г. М., Лыгина В. В. О новой области развития чарнокитов в Приладожье. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийск. щита. Л., 1971.

Свириденко Л. П., Шемякин В. М. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита). — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.

Томита. Геологическое значение окраски цирконов и открытие докембрия в Японии. — РЖГ Геология, 8, 1956 (78), 1954.

Хильтова В. Я., Шулешко И. К., Борисова К. Д. Окраска цирконов из архейских пород Восточного Саяна. — Геол. и геофиз., 1967, № 9.

Шемякин В. М. О чарнокитах Северной Карелии. — ДАН СССР, 1966, т. 199, № 6.

Шемякин В. М. К петрологической характеристике гиперстеновых гранитоидов (интрузивных чарнокитов) Северной Карелии. — В кн.: Геология и полезн. ископаемые докембра Карельск. АССР. Тез. докл. Петрозаводск, 1969.

Шемякин В. М. Раннедокембрская формация интрузивных чарнокитов Балтийского щита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 9.

Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийск. щита. Л., 1971.

Шулешко И. К. К цирковой методике изучения метаморфических и магматических пород. — Литология и полезн. ископаемые, № 2, 1966.

Poldergaart A. Zircon in rocks. Sedimentary rocks. — Amer. J. Sci., 1955, v. 253, № 8.

Poldergaart A. Zircon in rocks. Igneous rocks. — Amer. J. Sci., 1956, v. 254, № 9.

Gastill R. Some effects of progressive metamorphism on zircon. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 78, № 7.

Г. К. ШИАЙ

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЭСКИМОССКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

В Эскимосском срединном массиве дорифейской консолидации на Восточной Чукотке широко распространены позднемезозойские граниты, слагающие тела площадью от нескольких сотен до первых тысяч квадратных километров. Они входят в состав Тенианского, Лаврентьевского, Нунымского и Провиденского (Северное тело) массивов. Появление позднемезозойских гранитоидов в структурах Эскимосского массива дорифейской консолидации связано с активизацией этих структур, совпадающей с орогенным этапом развития чукотских мезозоид. Возраст гранитоидов соответствует границе раннего и позднего мела. По многим особенностям граниты Эскимосского срединного массива близки к формации гранитных батолитов Ю. А. Кузнецова, хотя проявлены в необычной для нее текtonической обстановке.

Глубинные части массивов, размещенных в докембрийских кристаллических породах (Тенианный и Лаврентьевский массивы), обнаруживают согласные контакты со структурами вмещающих пород. По особен-

ностям структурного строения массивов и характеру взаимоотношений их с вмещающей средой гранитоиды являются магматическими образованиями, сформировавшимися на месте путем магматического замещения кристаллических пород докембрия, и имеют четко выраженные признаки мезоабиссальных образований. Гранитоиды, размещенные в отложениях осадочного чехла Эскимосского массива (Нунямский массив), представляют собой уже слабоперемещенные образования. Эти массивы сочетают в себе признаки как гипабиссальных, так и глубинных условий формирования.

Тела гранитов имеют двухфазное строение. Граниты ранней фазы розового, розовато-серого, светло-серого и желтовато-серого цветов, имеют средне- или крупнозернистую, обычно порфировидную структуру, обусловленную наличием крупных выделений калиевого полевого шпата, составляющих 15—50% объема породы. Основная масса гранитов имеет гранитную или гипидиоморфнозернистую структуру. Очень часто наблюдаются явления замещения одних минералов другими с образованием микропегматитовых, ситовидных и миремкитовых структур. По составу граниты роговообманково-биотитовые со сфеен-ортит-апатит-цирконовой ассоциацией. Кристаллизация гранитов в различных массивах происходила неодинаково. В малоглубинных гранитах ранней фазы Провиденского массива (Северное тело) порядок кристаллизации минералов такой: одновременно выделялись роговая обманка ( $f=38\div45\%$ ) с плагиоклазом № 42, биотит ( $f=43\%$ ,  $l=19\%$ ) с более кислым плагиоклазом № 33 и значительно позже кристаллизовались ксеноморфный калинатровый полевой шпат с кварцем и богатым натрием плагиоклазом № 25\*. Этот парагенезис соответствует первому полю щелочности диаграммы Д. С. Коржинского (1957), которое характеризуется нормальной щелочностью. Биотит имеет промежуточный состав в ряду аннит—флогопит—истонит—сидерофиллит.

Другой тип минеральной ассоциации наблюдается в ранних гранитах Лаврентьевского массива. Здесь вначале выделяются роговая обманка ( $f=52\%$ ) и плагиоклаз № 33, к роговой обманке в ранний период присоединялись биотит ( $f=65\%$ ,  $l=15.2\%$ ), калинатровый полевой шпат, более кислый плагиоклаз № 22. Кристаллизация кварца происходила значительно позже. Парагенетическая ассоциация соответствует второму полулю гранитов повышенной щелочности диаграммы Д. С. Коржинского, так как роговая обманка находится в равновесных соотношениях с калишпатом и олигоклазом. Состав биотита близок к ряду аннит—флогопит.

Граниты поздней фазы представляют собой нормальные или лейкорактальные мелко- и среднезернистые породы светло-серого и серого цвета и характеризуются гнейсовидной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением удлиненных зерен кварца, слюды и реже турмалина. Структура гранитная и гранобластовая. Среди гранитов можно выделить биотитовые, двуслюдянные, мусковитовые, турмалиновые, гранато-биотитовые и турмалино-гранатовые разности. Аксессорные минералы образуют турмалино-гранатовую ассоциацию. Граниты поздней фазы Лаврентьевского и Тенианского массивов характеризуются минеральным парагенезисом, соответствующим первому полулю нормальной щелочности. Роговая обманка в них не встречается. Основная минеральная ассоциация: биотит ( $f=58\div67\%$ ,  $l=22.9\div24.2\%$ ) + плагиоклаз (№ 15—18) + калишпат + кварц. Парагенезис минералов соответствует первому полулю нормальной щелочности, поскольку биотит кристаллизуется

---


$$* f = \frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100\%, \quad l = \frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Si}} \cdot 100\%.$$

совместно с кислым плагиоклазом, а калишпат появляется после окончания кристаллизации биотита.

Состав кислого плагиоклаза является устойчивым в парагенезисе с калишпатом и кварцем. Одновременная кристаллизация обоих полевых шпатов в условиях системы с низким содержанием извести указывает на то, что температура начала кристаллизации главных минералов была ниже температуры области смесимости щелочных полевых шпатов (ниже примерно 660°). Снижение температуры, скорее всего, связано с накоплением летучих. Эта особенность определяет способность магмы к образованию пегматитовых жил, а также более высокую степень упорядоченности калишпата и плагиоклаза в гранитах поздней фазы. Биотиты из этих гранитов по составу близки к ряду истонит—сидерофиллит.

Изменение режима кислотности—щелочности в процессе формирования гранитов отражено не только в парагенезисе минералов, но и в составе плагиоклазов, ассоциирующих с калишпатом, а также в переменных свойствах фемических минералов. В гранитах ранней фазы калишпат ассоциирует с плагиоклазом № 22—25 с промежуточной и низкой степенью упорядоченности (0—0.5). В гранитах поздней фазы основность плагиоклаза уменьшается до № 15—18, а степень его упорядоченности становится выше (0.5—1). Таким образом, в более поздних дифференциатах гранитной магмы происходит закономерное раскисление состава плагиоклаза и увеличение степени его упорядоченности.

Граниты глубинной фации Лаврентьевского и Тенианского массивов кристаллизовались в близких к равновесным условиях. Плагиоклазы этих гранитов не зональны или неясно зональны, без резких изменений состава в зонах. В неравновесных условиях, видимо, кристаллизовались гипабиссальные граниты Нуяньского и особенно малоглубинные граниты Провиденского массива (Северное тело). Выравнивание состава плагиоклаза и основности породы в этих условиях произойти не успевало. В этих гранитах существует несколько генераций плагиоклаза, резко различных по составу. Ранний плагиоклаз кристаллизуется совместно с роговой обманкой и имеет более основной состав. Он содержится в виде включений в плагиоклазе поздней генерации, образуя центральные части сложных зерен и характеризуется обычно отчетливым двойниковым строением и упорядоченной кристаллической решеткой. Плагиоклаз второй генерации образует зерна длиной до 5—15 мм и имеет обычно более кислый состав (№ 10—40). Зональные зерна нередко не имеют резких границ между зонами и резкой смены состава в зонах. Зерна плагиоклаза второй генерации чаще полисинтетически сдвойникованы, слабо серицизированы и альбитизированы. Наиболее поздними являются зерна и агрегаты мелких зерен альбита, располагающиеся на стыке зерен других минералов. В гранитах, кристаллизующихся в относительно менее глубинных условиях (Северное тело), плагиоклазы, как правило, зональны, с резким различием состава плагиоклаза в зонах. Зональность многократная (до 30 зон), часто повторяющаяся и обратная.

Калинатровый полевой шпат в гранитах ранней фазы присутствует в основной массе и в виде порфиробластов. В основной массе он образует мелкие ксеноморфные зерна размером 0.5—1 мм, насыщенные перититовыми вростками, содержит включения кварца и часто сильно пелитизирован. Порфиробласти калинатрового полевого шпата имеют преимущественно призматическую форму и достигают 2—3 см в длину. Они замещают все ранее образованные минералы и содержат их в виде включений. Кроме того, во включениях наблюдаются мелкозернистые агрегаты кварцево-полевошпатового состава или основной массы гранита. Реликты плагиоклаза в порфиробластах часто окружены мирамекитовыми и альбитовыми каймами. Состав перититовых вростков, по данным рентгено-

структурного и химического анализов, соответствует почти чистому альбиту. Наиболее обычны сегрегационные и метасоматические перитты.

В гранитах ранней фазы калишпат основной массы и порфиробластов не обнаруживает существенных отличий, относится к одному структурно-оптическому типу и представлен ортоклаз-периттом или промежуточным микроклин-периттом с  $(-2V)_{\text{ср}} = 63^\circ$  при колебаниях  $52-72^\circ$ , с оптической триклинистостью  $0-0.44$ . Начальная упорядоченность, соответствующая наименьшему углу  $2V$ , равна 0.20, а полная упорядоченность равна 0.65—0.95. Обращает на себя внимание близкое соотношение в калишпатах ортоклазовой, альбитовой и аортитовой составляющих: Орт<sub>59.3-69.6</sub> Аб<sub>27.8-40.7</sub> Ан<sub>1.8-6.1</sub> (табл. 1, 2).

Таблица 1

Химический состав калиевых полевых шпатов

Оксиды	Обр. 391	Обр. 513	Обр. 539	Обр. 37	Обр. 449	Обр. 508
SiO <sub>2</sub>	65.78	65.86	64.86	64.92	66.20	65.22
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.08	0.04	0.04	0.05	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.32	19.32	20.32	18.94	18.42	19.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	0.27	0.27	0.22	0.36	0.27
FeO	0.21	—	—	—	0.04	—
MgO	0.29	—	—	0.20	0.18	—
CaO	0.75	0.36	1.19	0.61	0.52	0.72
MnO	0.01	—	—	—	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	10.28	10.74	10.11	12.04	10.67	10.41
Na <sub>2</sub> O	3.18	3.18	2.97	3.22	3.01	3.33
H <sub>2</sub> O	—	0.45	0.35	—	—	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	0.02	—	0.03	0.03
CO <sub>2</sub>	0.33	—	—	—	0.23	—
Сумма	99.92	100.28	100.23	100.19	99.72	99.54
П. п. п.	0.48	0.26	0.42	0.42	0.16	0.53
Орт Аб Ан	моль. %	64.3	67.9	64.8	68.3	68.4
		30.9	30.2	28.8	27.8	29.4
		4.8	1.9	6.4	3.9	2.2
						32.0
						3.8

П р и м е ч а н и е. Образцы 391, 513, 539 — калишпаты из роговообманково-биотитового гранита ранней фазы; образцы 449, 508 — калишпаты из гранодиорита эндоконтактовой зоны (Северное тело Провиденского массива), аналитики И. С. Рябова, Х. Х. Базиев (ЦХЛ СВГУ) и Е. М. Осадченко. Обр. 37 — калишпат из роговообманково-биотитового гранита ранней фазы (Лаврентьевский массив), аналитик В. М. Хребтова.

Однаковый структурно-оптический тип калишпата из основной массы и из порфиробластов позволяет предполагать ускоренный рост последних. Высокая скорость кристаллизации калишпата с образованием порфиробластов способствует сохранению в них ортоклаза с метастабильной моноклинной структурой, что согласуется с представлениями В. Мармо (Marmo, 1958). В гранитах поздней фазы оптическая триклинистость калишпатов более высокая (0.89—1), а полная упорядоченность равна 0.90—1. Калишпаты по составу и оптическим свойствам отвечают промежуточному и низкому микроклин-перитту с  $(-2V) = 78-88^\circ$ , рентгеновская триклинистость равна 0.85—1. В гранитах поздней фазы калишпат имеет более высокую структурную упорядоченность, что связано с интенсивным воздействием постмагматических растворов.

Состав биотитов в гранитах варьирует в достаточно широких пределах. Обращает на себя внимание высокое содержание глиноzemа в биотитах из гранитов поздней фазы, отражающееся в наличии значительного

Таблица  
Содержание щелочей в калиевых полевых шпатах

Номер образца	Окислы, %			Мол. %		
	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Орт	Аб	Ан
561	0.49	10.04	3.43	62.6	32.2	5.2
567	0.40	8.44	5.27	49.5	46.7	3.8
143	Не определялось	10.48	3.45	64.6	35.4	
700	То же	7.73	3.00	62.3	37.7	
701	»	10.05	5.25	55.7	44.3	
408	»	10.50	3.04	69.6	30.4	
434	»	11.10	5.04	59.3	40.7	
443	»	11.15	3.62	67.0	33.0	
15	»	10.90	4.07	63.7	36.3	

Причесание. Образцы 561, 567 — калишпаты из биотитовых гранитов поздней фазы тела Привиденского массива. Обр. 15 — калишпат из роговообманково-биотитового гранита ранней фазы; обр. 143 — калишпат из биотитового гранита поздней фазы, Лаврентьевский массив. Образцы 700, 701 — калишпат из гранато-биотитового гранита поздней фазы, Нунымский массив. Аналитик А. И. Шаманов.

количества алюминия (0.37—0.55) в шестерной координации (табл. 3). В гранитах ранней фазы количество трехвалентного железа заметно превышает количество алюминия. Изменение в составе слюд от ранней фазы

Таблица 3  
Химические составы биотитов

Окислы	Обр. 539	Обр. 5	Обр. 4	Обр. 518	Обр. 582
SiO <sub>2</sub>	38.37	35.20	39.50	35.47	38.24
TiO <sub>2</sub>	3.08	3.45	2.98	3.48	3.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.41	10.77	17.32	15.98	16.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.15	9.76	5.63	4.72	3.60
FeO	11.98	19.82	15.54	23.35	16.20
MnO	0.60	0.37	0.20	0.61	0.25
CaO	1.19	0.78	0.30	1.37	1.40
MgO	11.23	7.28	4.96	3.36	7.35
K <sub>2</sub> O	7.82	7.48	9.52	8.16	8.16
Na <sub>2</sub> O	0.67	0.14	0.74	0.70	1.02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.61	3.30	2.42	1.71	1.40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.50	0.48	0.32	0.42	
F	0.45	1.16	0.76	0.83	0.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.46	0.22	0.17	0.22	0.55
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0.12	0.21
Сумма	99.72	100.23	100.52	100.10	99.84
F=0	-0.19	-0.48	-0.31	-0.35	-0.34
П. п. п.	2.27	1.98	2.34	1.64	1.52
Ng≈Nm	4.660	1.674	1.658	1.660	1.662
f	43	65	67	82	58
Na+K	0.68	0.78	0.66	0.63	0.62
Al					
l	19.2	15.2	24.2	22.9	23.2
f <sub>1</sub>	0.19	0.18	0.14	0.08	0.09

Причесание. Обр. 539 — биотит из роговообманково-биотитового гранита ранней фазы (Северное тело Привиденского массива), аналитики И. С. Рябова (ЦХЛ СВГТУ) и Л. И. Лопата. Обр. 5 — биотит из роговообманково-биотитового гранита ранней фазы, обр. 4 — биотит из биотитового гранита поздней фазы (Лаврентьевский массив), аналитик Л. Н. Лопата. Образцы 518, 582 — биотиты из биотитового гранита поздней фазы (Тенианский массив), аналитики Л. И. Лопата и Е. И. Плотникова.

к поздней связано с изоморфизмом  $(Mg, Fe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$ , в результате которого биотит изменяет свой состав в ряду (аннит—флогопит) → (истонит—сидерофиллит). Одновременно может происходить замещение алюминия титаном в шестерной координации, и только при значительном увеличении щелочности титан изоморфно замещает кремний в четверной координации, что устанавливается в биотитах из гранитов ранней фазы. Биотит из гранитов ранней фазы Лаврентьевского массива попадает в пятое поле повышенной щелочности диаграммы, предложенной А. А. Маракушевым и И. А. Таариным (1965). Сами граниты отличаются повышенной щелочностью (второе поле диаграммы Д. С. Коржинского). Биотиты ранней фазы Северного тела Провиденского массива кристаллизовались в третьем поле нормальной щелочности, биотиты гранитов поздней фазы Лаврентьевского и Тенианского массивов — во втором поле пониженной щелочности. Устанавливается изменение величины  $\frac{Na + K}{Al}$  от 0.78

в биотитах из гранитов ранней фазы до 0.66 в биотитах из гранитов поздней фазы (Лаврентьевский массив). Одновременно растет глиноземистость от 15.2 до 24.2. Железистость же изменяется очень слабо, что может быть связано с обогащенностью биотитов поздних фаз гранитов летучими компонентами. Биотиты из малоглубинных гранитов Провиденского массива (Северное тело) являются более магнезиальными по сравнению с биотитами из других массивов, а сами граниты магнитные. Биотиты этих гранитов содержат значительно более высокое количество окиси магния (11.23%) и меньше суммарного железа (18.13%), чем биотиты немагнитных гранитов (окиси магния 3.36—7.35%, суммарного железа 19.80—29.58%), т. е. подтверждается установленная рядом исследователей (Рашин, 1961; Гринберг и др., 1970) закономерность: чем больше в граните магнетита, тем менее железистый в нем биотит.

Таким образом, происходит закономерное изменение состава биотита от аннит-флогопита до истонит-сидерофиллита в пределах одного массива от ранней фазы к поздней. Глиноземистость биотитов в этом направлении повышается, а щелочность понижается. Железистость биотитов колеблется в пределах от 43 до 67%, наименее железистые биотиты устанавливаются в магнитных гранитах (43%). Биотиты из магнитных гранитов имеют более высокую степень окисления \* (0.19), чем из немагнитных гранитов (0.08—0.18).

По отношению ортоклазовой и альбитовой составляющих в калинатральных полевых шпатах и на основании состава сосуществующих в гранитоидах плагиоклаза и щелочного полевого шпата (геотермометр Барта—Рябчикова) можно заключить, что граниты обеих фаз формировались при близких температурах 550—650° С. Последняя температура наиболее близка к экспериментальным данным О. Ф. Таттла и Н. Л. Боузена (Tuttle, Bowen, 1958). Основываясь на реальной оценке давления воды в природных условиях, В. С. Соболев и др. (1967) оценивают минимальную температуру существования эвтектического гранитного расплава даже на больших глубинах в 680—700° С. Судя по характеру постмагматических изменений восточно-чукотских гранитов и по мощности экзоконтактовых гранитизированных пород, гранитная магма была богата водой, и температура порядка 650° С представляется близкой к реальной температуре образования гранитов.

Температуры до 650° С представляют собой температуры проявления в изученных гранитах процессов метасоматоза. При этом калиевый метасоматоз в гранитах ранней фазы проявился при температурах 560—610° С,

\*  $f_1 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$ .

в гранитах поздней фазы — при 570—620° С. Таким образом, температуры калиевого метасоматоза в гранитах обеих фаз одинаковы и не намного отличаются от минимальной температуры образования гранитов. К ним близки температуры, полученные по содержанию титана в магнетите (640° С) и по содержанию скандия в биотите (560° С).

Температуры, полученные методом гомогенизации включений, укладываются в интервал 210—480° С, методом декрепитации — 280—700° С. Температуры 660—700° С, полученные по данным декрепитации, можно рассматривать как минимальные температуры кристаллизации гранитов. Интерпретация результатов определения температур указанными выше методами проводилась с учетом петрографических наблюдений взаимоотношений между породообразующими минералами и характера постмагматических изменений гранитов. Эти температуры в основном фиксируют стадии постмагматического изменения гранитов: калишпатизацию, альбитизацию, окварцевание, серicitизацию, хлоритизацию, эпидотизацию. Полученные температуры близки к температурам гомогенизации газово-жидких включений в минералах гранитов, изученных рядом исследователей (Говоров, Филиппова, 1968; Зачиха, 1968).

## ЛИТЕРАТУРА

Говоров И. Н., Филиппова Т. Г. Геохимические типы рудоносных гидротерм. — Тезисы докладов III Всесоюз. совещания по минер. термобарометрии. Новосибирск, 1968.

Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Гамянин Г. Н., Кухтинский Г. Г., Недосекин Ю. Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., 1970.

Зачиха Б. В. Исследование постмагматических образований гранитного массива Каменные Могилы (Приазовье). — Тезисы докладов III Всесоюз. совещания по минер. термобарометрии. Новосибирск, 1968.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957.

Маракушев А. А., Таарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 3.

Рашин Г. А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации силикатных расплавов в неравновесных условиях. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 11.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. — В кн.: Пробл. кристаллохимии минералов и эндоген. минералообразования. М., 1967.

Магшо V. The problem of late-kinematic granites. — Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 1958, Bd. 38, № 19.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.

Н. Ф. ШИНКАРЕВ, М. Ю. СМИРНОВ

## О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ В МАССИВАХ РАПАКИВИ

В рассмотрении проблемы рапакиви и рапакивиподобных гранитоидов как с позиций трансформизма, так и с позиций магматической теории важное значение имеет анализ хода кристаллизации полевых шпатов, в частности натриево-калиевых. Наиболее последовательный из трансформистов, Н. Г. Судовиков (1967), посвятивший одну из своих работ проблеме генезиса рапакиви, не описывает деталей роста крупных вкрапленников калиевого полевого шпата. Не касаются этого вопроса и сторонники магматической теории О. Ф. Таттл и Н. Л. Боуэн (Tuttle,

Bowen, 1958), предположившие, что исходный расплав рапакиви был обогащен ортоклазовой составляющей и его кристаллизация началась с образования калиевого полевого шпата. Увеличение вязкости расплава, по их мнению, способствовало возникновению овоидных структур, а повышение водного давления на заключительных этапах кристаллизации привело к образованию плагиоклазовых оболочек.

В данной работе сделана попытка проследить механизм роста вкрапленников натриево-калиевого полевого шпата на основании изучения их размера, морфологии и характера содержащихся в них включений. Материалом для такого анализа послужили исследования авторами комплексов рапакиви и рапакивиподобных гранитоидов Бердяушского, Выборгского и Умбинского районов (на Кольском полуострове).

В рапакиви наряду с овоидальными порфировидными выделениями натриево-калиевого полевого шпата в редких случаях встречаются гиподиоморфные и идиоморфные вкрапленники, в рапакивиподобных гранитоидах (например, умбинских) содержание последних значительно возрастает.

Зональность состава самих вкрапленников наблюдается лишь в единичных случаях. Чаще же она фиксируется зональным расположением в натриево-калиевом полевом шпате включений плагиоклаза и темноцветных минералов, главным образом биотита. Число зон в крупных вкрапленниках полевого шпата из выборгских рапакиви и умбинских гранитоидов достигает пяти—шести, но не превышает двух в бердяушских рапакиви.

В выборгских рапакиви и в умбинских гранитоидах вкрапленники калиевого полевого шпата имеют размеры от 1 до 9 см, в то время как величина овоидов рапакиви Бердяушского plutona 0.5—4 см в поперечнике. Эти различия свидетельствуют о менее глубинных условиях и более быстрой кристаллизации полевых шпатов Бердяушского plutона по сравнению с выборгским и умбинским комплексами.

Для умбинского комплекса валовый состав полевых шпатов вкрапленников из гранодиоритов варьирует в пределах  $Or_{80-70}-Ab_{20-30}$ , степень триклинистости от 0 до 0.86, угол  $-2V$  от 68 до  $80^\circ$ . Эти константы определяют калиевый полевой шпат умбинских гранитоидов как промежуточный ортоклаз—промежуточный микроклин. В гранитах этого же комплекса полевой шпат вкрапленников имеет состав  $Or_{80-65}-Ab_{20-35}$ , степень триклинистости 0.79—0.96 (иногда до 1.0),  $-2V=82\pm 1^\circ$ . По этим данным тип калиевого полевого шпата определяется как низкий ортоклаз—крипторешетчатый микроклин (возможно, максимальный микроклин).

По предварительным данным, степень триклинистости калиевого полевого шпата из овоидов Бердяушского plutона составляет 0.65—0.88,  $-2V=60-89^\circ$ , минерал овоидов, таким образом, представлен промежуточным и низким ортоклазом.

Для натриево-калиевых полевых шпатов исследованных массивов были изучены зависимость между средними размерами вкрапленников  $c$  (рис. 1, 3, 5, 7) и частотой их встречаемости в породе  $n$ , а также статистические связи между удлиненностью вкрапленников (отношение короткой и длинной осей,  $a/c$ ) и их размерами (рис. 2, 4, 6 и 8).

Кривые первого типа (встречаемость—средний размер вкрапленников) для выборгского и умбинского комплексов, кроме главного, имеют дополнительные, меньшие по амплитуде, максимумы в области крупных размеров (рис. 1, 3 и 5). Такое распределение может возникнуть, если вкрапленники в изученных породах представлены несколькими генерациями, либо если они принадлежат к одной генерации с переменной и резко варьирующей скоростью роста индивидов на отдельных стадиях процесса.

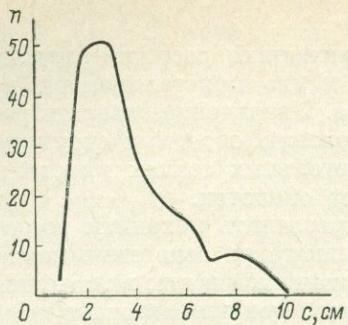


Рис. 1. Зависимость частоты встречаемости  $n$  от размера вкрапленников калиевого полевого шпата  $c$ . Выборгский plutон, суммарная кривая.

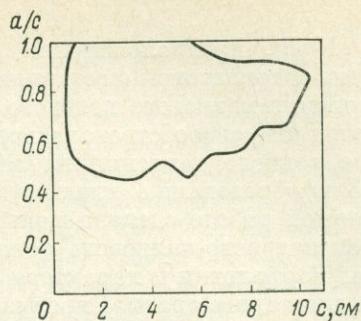


Рис. 2. Поле распространения точек зависимости степени удлинения  $a/c$  вкрапленников от их размера  $c$ . Выборгский pluton, суммарный график.

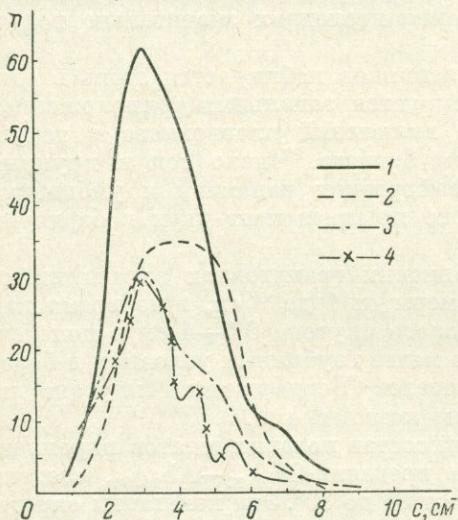


Рис. 3. Зависимость частоты встречаемости  $n$  от размера вкрапленника калиевого полевого шпата  $c$  в гранодиоритах умбинского комплекса.

Обнажения: 1 — 71; 2 — 80; 3 — 1041; 4 — 1047.

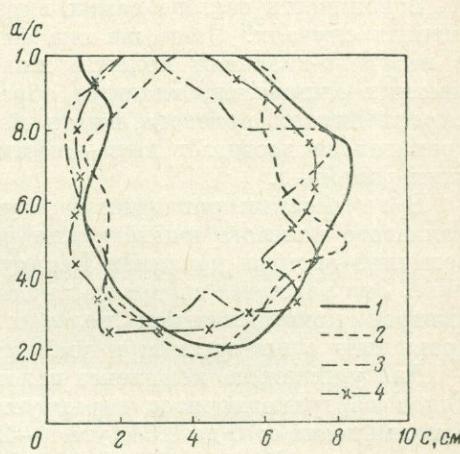


Рис. 4. Поля распространения точек зависимости степени удлинения  $a/c$  вкрапленников от их размера  $c$  в гранодиоритах умбинского комплекса.

Обнажения: 1 — 71; 2 — 80; 3 — 1041; 4 — 1047.

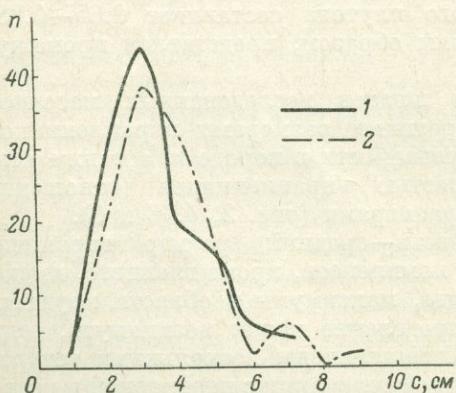


Рис. 5. Зависимость частоты встречаемости  $n$  вкрапленников калиевого полевого шпата от их размера  $c$  в гнейсах умбинского комплекса.

Обнажения: 1 — 15; 2 — 22.

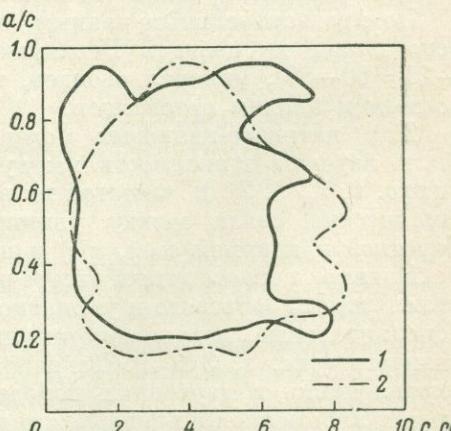


Рис. 6. Поля распространения точек зависимости степени удлинения  $a/c$  вкрапленников от их размера  $c$  в гнейсах умбинского комплекса.

Обнажения: 1 — 5; 2 — 22.

Для решения этой альтернативы необходимо установить, на какой стадии роста крупных, наименее распространенных, вкрапленников формировались мелкие, наиболее распространенные, вкрапленники. Иными словами, центральным или периферийным частям крупных выделений соответствуют более мелкие кристаллы полевых шпатов. Ввиду трудности определения состава отдельных зон натриево-калиевых полевых шпатов были изучены вариации основности плагиоклаза и железистости биотита из включений в крупных вкрапленниках полевого шпата от центра к краю, а также состав плагиоклаза и железистость биотита из включений в мелких вкрапленниках и в основной массе пород.

Состав плагиоклазовых включений из крупных вкрапленников изменяется от андезина № 40 в центральной до андезина № 33 и даже олигоклаза в краевых зонах вкрапленников, а основность плагиоклаза включений в мелких вкрапленниках отвечает андезину № 36 — олигоклазу № 20.

Железистость биотита включений определялась по оптическим константам (Соболев, 1950). В гранодиоритах умбинского комплекса и рапакиви Выборгского массива наблюдается тенденция к увеличению содержания аннитовой составляющей в биотитовых включениях от центральной зоны к краевым частям крупных вкрапленников натриево-калиевого полевого шпата. Включения биотита во вкрапленниках малого размера по железистости сопоставимы с биотитом из краевых зон крупных вкрапленников и из основной массы (см. таблицу). Эти данные показывают, что в рапакиви и подобных им гранитоидах, сформировавшихся в глубинных условиях (выборгский и умбинский комплексы), присутствуют три или две генерации вкрапленников натриево-калиевого полевого шпата.

Вкрапленники первой генерации имеют размер 5—7 см в умбинских гранитоидах и около 8 см в выборгских рапакиви, второй — соответственно 4.0—4.5 см и около 5.5 см. Размер фенокристаллов калишпата третьего количественно преобладающего поколения в обоих plutонах составляет около 3 см (рис. 1, 3, 5).

На графиках в координатах «удлиненность» — размер вкрапленников (рис. 2, 4 и 6) видно, что поля расположения точек имеют относительно изометричные очертания или слегка вытянуты вдоль оси абсцисс. Следовательно, габитус фенокристаллов в ходе кристаллизации практически не изменялся, и они росли в условиях равномерного притока вещества к центрам кристаллизации, как это имеет место в расплавах.

Экспериментальные данные Т. Х. Грина (1968) по кристаллизации кварцево-диоритовых магм показывают возможность их дифференциации при выделении в твердую фазу основного и среднего плагиоклаза, причем в остаточной жидкости увеличивается содержание Si, K, а также Fe. При низком водном давлении из такой остаточной жидкости первым будет

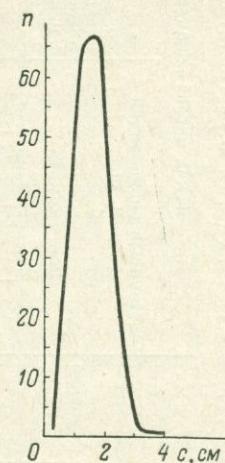


Рис. 7. Зависимость частоты встречаемости *n* вкрапленников калиевого полевого шпата от их размера *c*. Рапакиви Бердяушского массива, суммарная кризая.

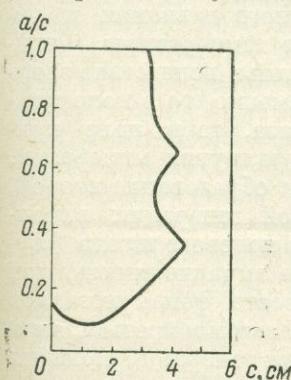


Рис. 8. Поле распространения точек зависимости степени удлинения *a/c* калиевых полевых шпатов от их размера *c*. Рапакиви Бердяушского массива, суммарный график.

выделении в твердую фазу основного и среднего плагиоклаза, причем в остаточной жидкости увеличивается содержание Si, K, а также Fe. При низком водном давлении из такой остаточной жидкости первым будет

Показатели преломления и железистость биотитов из вкраплений в натриево-калиевых полевых шпатах (к. п. ш.) в гранитоидах

Характеристика вкраплений биотита	Умбинский комплекс						Выборгский массив рапакиви					
	Гранодиориты			Граниты			Крупный вкрапленник к. п. ш.			Мелкий вкрапленник к. п. ш.		
	Кварцевые дно-диориты	Крупный вкрапленник к. п. ш.	Мелкий вкрапленник к. п. ш.	Основная масса	Крупный вкрапленник к. п. ш.	Мелкий вкрапленник к. п. ш.	Основная масса	Центр → край	Центр → край	Центр → край	Центр → край	Основная масса
- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →	- Центр → край →
Ng'	1.647	1.645	1.650	1.667	1.665	1.664—1.667	1.667	1.657	1.657	1.657	1.657	1.657
$f_m$ (%) аннита)	52	50	55	68	67	65—68	68	60	60	60	60	(72)

кристаллизоваться калиевый полевой шпат, причем рост отдельных кристаллов может начинаться на значительных глубинах («самостоятельно интрапеллурические вкрапленники»).

При определенной тектонической обстановке остаточный расплав, содержащий фенокристаллы ортоклаза и незначительное количество кристаллов плагиоклаза, биотита и кварца ранних зарождений, может отжиматься в верхние структурные горизонты по механизму фильтр-прессинга.

Сравнение железистости биотита из гранитов умбинского комплекса с железистостью слюд из гранодиоритов и кварцевых диоритов (см. таблицу) позволяет предположить, что отщепление гранитного расплава от гранодиоритового аккумулята происходило не на конечном, а на промежуточном или даже в конце начального этапа эволюции исходной магмы. Постоянство железистости биотитов как включений во вкрапленниках натриево-калиевого полевого шпата, так и из основной массы умбинских гранитов, вероятно, свидетельствует о прекращении дифференциации в гранитном расплаве с момента его отщепления от комплементарных гранодиоритов.

В ходе дальнейшей кристаллизации при продвижении кристаллов и жидкости вверх происходило пульсационное изменение величины водного давления и неравномерное падение температуры. Фигуративная точка расплава вследствие этого оказывалась попеременно то в поле кристаллизации ортоклаза, то в поле кристаллизации кварца и других минералов. Этот процесс вызвал образование второй, более многочисленной генерации вкрапленников калиевого полевого шпата («субинтрапеллурические вкрапленники») при продолжающемся росте фенокристаллов первой генерации, а затем и третьей, наиболее многочисленной генерации полевых шпатов.

При охлаждении расплава до 750° с одновременным повышением водного давления вместо калиевого полевого шпата могут кристаллизоваться железистый биотит и плагиоклаз. В зависимости от состава магмы в каждом конкретном участке возможно также образование роговой обманки или одновременно всех этих минералов (Свириденко, 1968). При этом кратковременные падения температуры

ниже 750° или соответствующие колебания величины водного давления нарушают монотонную кристаллизацию фенокристаллов калиевого полевого шпата, приводя к образованию в них включений высокожелезистого биотита с возрастающим содержанием амфитовой составляющей от центра к краевым зонам вкрапленника, роговой обманки, плагиоклазов и кварца (Шинкарев, 1970).

Кривая зависимости «встречаемости» от размера вкрапленников в породах Бердяушского plutона, сформировавшегося в менее глубинных условиях, чем выборгский и умбинский комплексы, является почти идеальной параболой (рис. 7). Отсутствие дополнительных максимумов на кривой свидетельствует о том, что вкрапленники в этих породах принадлежат к одной генерации калиевого полевого шпата. Габитус кристаллов калиевого полевого шпата в период их зарождения был неодинаков (рис. 8). В исходной среде присутствовали как сравнительно изометричные, так и сильно удлиненные зародыши фенокристаллов. Однако в ходе кристаллизации облик кристаллов практически не изменялся, т. е. и в Бердяушском plutоне осуществлялся равномерный приток вещества к растущим индивидам. По-видимому, эволюция исходного расплава в Бердяушском plutоне проходила в том же направлении, что и в выборгском и умбинском комплексах. Дифференциация расплава осуществлялась путем выделения в твердую fazу основного и среднего плагиоклаза с той лишь разницей, что здесь в большем количестве кристаллизовались темноцветные минералы. Это предположение подтверждается наличием в Бердяушском массиве реликтов пород диоритового и габбро-диоритового состава, которые А. Н. Заварицкий (1937) проблематично считал гибридными. Равновесный ход кристаллизации расплава бердяушских рапакиви обусловил наличие в них только одной генерации вкрапленников полевого шпата, их незональное строение и присутствие лишь незначительного количества включений кварца и темноцветных минералов в овоидах.

Таким образом, данные по кристаллизации полевых шпатов также свидетельствуют о том, что формирование рапакиви Бердяушского plutона протекало в менее глубинных условиях по сравнению с гранитоидами выборгского и умбинского комплексов. Процесс кристаллизации калиевых полевых шпатов в последних носил прерывистый характер, что привело к возникновению трех поколений вкрапленников и появлению в них зонально расположенных многочисленных включений плагиоклаза, кварца и темноцветных минералов. Более быстрая и относительно кратковременная кристаллизация рапакиви Бердяушского plutона обусловила образование только одной генерации овоидов. В целом же эволюция состава родоначальных магм всех трех массивов в ходе формирования гранитных пород протекала по сходному плану.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса апортоцитов при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхн. мантии. М., «Мир», 1968.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского plutона. — Тр. Центр. научно-иссл. геол.-разв. ин-та, 1937, вып. 96.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Минер. сб. № 4, изд. Львовск. геол. общ., 1950.
- Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., «Наука», 1967.
- Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра», 1970.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experiments studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . — Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, № 74.

## К ВОПРОСУ ОБ ИЗУЧЕНИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ В ГИПАБИССАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЯХ

Анализ возрастных взаимоотношений и восстановление последовательности образования минералов являются важным моментом в процессе изучения изверженных горных пород. Решение этого вопроса осложняется тем, что, как показал морфогранулометрический анализ (Глаголев, 1950; Монич, 1956, 1957; Нурлыбаев, 1963; Белов, 1968), в интрузивных породах часто присутствует несколько естественных фракций размерности зерен, большинство которых представляет собой разновозрастные поколения минералов. Особенно отчетливо это проявляется в гипабиссальных породах, образование которых происходит при неоднократной смене условий их становления. В связи с этим появляется необходимость в несколько специфичном подходе к изучению и восстановлению хода кристаллизации магмы гипабиссальных интрузий, основным моментом которого следует считать обязательное предварительное морфогранулометрическое исследование пород. В качестве примера, иллюстрирующего сказанное, рассмотрим кристаллизацию монцодиорит-порфириров 1-й фазы внедрения Бабай-Обского лополита (Кураминский хр.), одного из типичных гипабиссальных интрузивов (Белов, 1964а, 1964б, 1968).

Процесс минералообразования в монцодиорит-порфириях представляет собой сложное явление, характеризующееся многостадийностью возникновения и роста одних и тех же минералов. Детальные микроскопические наблюдения, дополненные морфогранулометрическими исследованиями, позволили составить общую схему последовательности кристаллизации минералов в монцодиорит-порфириях и дали возможность восстановить основные этапы кристаллизации магматического расплава.

Породообразующие и главные аксессорные минералы описываемых пород представлены тремя генерациями. Совокупность одновозрастных генераций минералов образует их парагенезис. Всего выделяются три такие ассоциации, каждая из которых отличается размерами зерен и оптическими свойствами минералов.

Первая, наиболее ранняя из них, образовалась в глубинных условиях, в начальный этап кристаллизации расплава, когда в магме при значительной температуре и давлении возникали и росли отдельные редкие

Схема последовательности кристаллизации минералов в монцодиорит-порфириях

Минералы	Магматические стадии		
	ранняя	средняя	поздняя
	в магматическом очаге	в камере интрузии	
Апатит			
Плагиоклаз			
Ромбический пироксен			
Моноклинный »			
Титаномагнетит,			
Роговая обманка			
Биотит			
Калишпат			
Кварц			

кристаллы плагиоклаза, пироксенов, апатита и титаномагнетита. Эта кристаллизация была прервана перемещением магмы в верхние участки земной коры, поскольку, достигая верхнего структурного яруса, магматический расплав попадал в резко отличные условия давлений и температур. Интрапеллурические выделения минералов в гипабиссальных условиях становились неустойчивыми по отношению к расплаву и подвергались частичному растворению. Перерыв в кристаллизации расплава является естественной границей двух разновозрастных генераций минералов.

Вторая парагенетическая ассоциация минералов образовалась в пределах интрузивной камеры, в период, когда магматический расплав обладал еще значительными энергетическими ресурсами. Индивиды этого поколения, как показали оптические и морфогранулометрические исследования, отличаются от выделений I генерации меньшими размерами, составом и габитусом. Наряду с зарождением и ростом новых зерен происходил процесс заличивания резорбированных кристаллов раннего поколения путем отложения на них новых порций кристаллического вещества. В результате этого возникали сложные, полигенерационные кристаллические индивиды. Этот процесс удается проследить на плагиоклазе.

Рассмотренная стадия кристаллизации интрузии затем сменилась качественно новым этапом (поздняя магматическая стадия), во время которого оставшаяся часть магматического расплава быстро закристаллизовывалась в виде тонкозернистого агрегата. Проявление данного этапа формирования интрузии было обусловлено не только тем, что к этому времени магма истратила значительную часть своей энергии на продвижение и теплообмен, но и в определенной мере прекращением связи интрузивных масс с магмопроводящим каналом.

Из приведенного обзора выявляется сложная картина минералообразования, имеющая место при кристаллизации интрузивных тел гипабиссальной фации. Вследствие этого при изучении последовательности образования минералов в гипабиссальных интрузивных породах необходимы особенно тщательные наблюдения и комплексный подход к решению этого вопроса. Основными этапами такого изучения должны быть: проведение морфогранулометрического анализа, способствующего выявлению размерных фракций минералов породы; оптические наблюдения над зернами различных фракций, установление генераций минералов; выделение парагенетических ассоциаций минералов как совокупностей определенных поколений (генераций) последних; установление возрастных взаимоотношений в пределах каждой парагенетической группы минералов; составление общей схемы последовательности кристаллизации минералов в породе.

Неотъемлемой частью исследований должен быть морфогранулометрический анализ (Глаголев, 1950; Белов, 1965), применение которого одновременно с оптическими наблюдениями позволит выделить естественные фракции породы, или парагенетические ассоциации минералов, каждая из которых представляет собой совокупность минералов одного поколения (генерации). Признаком, положенным в основу выделения генераций, может служить выявление у определенной совокупности зерен скачкообразного отличия оптических констант и размерности зерен. Анализ возрастных взаимоотношений между минералами необходимо проводить дифференцированно для той или иной ассоциации. Метод статистического изучения частоты соприкосновения зерен минералов, предложенный для изучения возрастной последовательности образования минералов в интрузивных породах (Белов, 1963), должен применяться также раздельно для каждой из выделенных фракций-поколений. Попытки изучения породы «валово», без предварительного выявления гранулометрических фракций и последующего выделения парагенетических ассоциаций

минералов, могут привести к неправильным выводам о последовательности минералообразования в изверженных горных породах, а следовательно, и к ошибочным представлениям о динамике кристаллизационного процесса магматического расплава.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белов А. Н. О возможности статистического изучения последовательности минералообразования в изверженных горных породах. — ДАН СССР, 1963, т. 151, № 6.
- Белов А. Н. О морфологии, внутреннем строении и механизме образования Бабай-Обского массива. — Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. VIII. 1964а.
- Белов А. Н. Петрографическая характеристика и особенности формирования двутироксеновых монцодиорит-порфиритов массива горы Бабай-Об. — В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964б.
- Белов А. Н. К методике гранулометрического анализа в изверженных горных породах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 10.
- Белов А. Н. Петрография и основные черты петрогенезиса монцонитоидов Бабай-Обского лополита. — В кн.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе, 1968.
- Глаголов А. А. Морфогранулометрический анализ массивных агрегатов. Алма-Ата, 1950.
- Монич В. К. Структурные типы гранитоидов на основе оптико-гранулометрического состава. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1956, вып. 24.
- Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, 1957.
- Нурлыбаев А. Н. Гранитоиды палеозойских интрузивных комплексов Северо-Западного Прибайкалья (Центральный Казахстан). Алма-Ата, 1963.

И. Я. ЦЕНТЕР, К. П. КАПРАЛОВА, Н. В. КУЗНЕЦОВА

## ОБ ИЗМЕНЕНИИ СОСТАВА И СВОЙСТВ МАГНЕТИТА В ЭФФУЗИВНУЮ СТАДИЮ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АНДЕЗИТОВОГО РАСПЛАВА

Анализ процессов, происходящих в лаве после ее излияния на поверхность, — самостоятельная вулканологическая задача. Ее решение важно и для познания явлений глубинных, так как только исключив изменения, происходящие после извержения, мы можем приблизиться к оценке процессов эволюции магматического расплава на глубине. Путь к изучению явлений, происходящих на поверхности, состоит в исследовании изменения состава, структуры пород и свойств минералов в различных частях потока от подошвы к середине и кровле, а также сравнении эфузивных и субвулканических фаций близкого состава.

Объектом исследования служили неогеновые андезито-дациты и андезиты ( $\text{SiO}_2$  56.56—62.90%) в лавовой (мощность лавовых потоков 30—120 м) и субвулканической фациях в средней части Зангезурского хребта и Восточном Айоцдзоре. Строение потоков неоднородно. Они имеют зоны закалки в кровле и в подошве мощностью до 5 м. В наиболее распространенной разновидности лав амфиболовых \* андезито-дацитах и андезитах зоны закалки сложены стекловатой породой черного цвета, в центральной части потоков цвет пород меняется на светло-серый или сиреневый. В пироксеновых и оливинсодержащих андезитах зоны закалки проявлены не столь четко. Они также отмечены породами с менее раскристаллизованной основной массой. Цвет их меняется от темно-серого в зонах закалки до

\* Названия разновидностей эфузивов здесь и далее даны по химическому составу с указанием преобладающего или наиболее характерного темноцветного минерала фенокристаллов.

светло-серого в средней части потоков. Субвулканические образования близки по составу к первой названной разновидности лав.

Нами уже рассматривалось изменение состава и свойств породообразующих силикатных минералов (амфибола и биотита) в этих вулканических породах в связи с отличием условий остывания лавы в разных частях потоков (Центр и др., 1971, 1972). С той же целью (восстановления процессов, происходящих в лаве после излияния) мы продолжили исследование, изучая железо-титановые окислы из тех же пород.

Рудный минерал, по наблюдениям в прозрачных и полированных шлифах, образует зерна трех разных размерных групп: 1) 0.08—0.2 мм, 2) 0.02—0.03 мм и 3) тонкодисперсную рудную пыль (0.001—0.003 мм) в стекле, силикатных породообразующих минералах (особенно в пироксене) и в апатите. Кроме того, магнетит образуется при диссоциации амфибола и биотита. В тяжелых фракциях искусственных шлихов\* магнетит наблюдается в виде сростков с силикатными минералами и в виде мелких (0.1 мм, реже до 0.2—0.4 мм) правильных октаэдров. Наблюдения в полированных шлифах показывают, что рудный минерал представлен магнетитом, в разной степени гематитизированным и иногда содержащим еле заметные вrostки ильменита.

Степень гематитизации магнетита даже в одном шлифе различна и не зависит от размера и формы индивидов. Образование гематита происходит и во внешней кайме зерен, но главным образом в виде пластинчатых выделений в самом кристалле, образующих правильную решетку вдоль направления (111) в магнетите, что весьма характерно для процесса гематитизации (Архаров, Борисов, 1957; Рамдор, 1962; Цветков и др., 1965). К сожалению, в анишлифах невозможно подсчитать содержание каждого минерала, так как они наблюдаются в тонких прорастаниях, но можно привести приблизительную оценку количества гематита в условных единицах: 1 — «нет — очень мало» (0—5%); 2 — «мало» (5—10%), 3 — «много» (20—30%). Чистые магнетитовые зерна, лишь иногда слабо гематитизированные, приурочены, как правило, к зонам закалки потоков и субвулканическим телам (образцы № 287<sup>г</sup>, 791, 332, 107, 319<sup>а</sup> и др.). В центральной части потоков гематитизацией затронуты почти все зерна магнетита (391<sup>а</sup>, 331, 791<sup>а</sup> и др.). Заметная гематитизация в средней части потоков подтверждается и результатами рентгенометрического анализа.

Рентгеноструктурное исследование проведено Н. В. Кузнецовой методом Дебая в камерах с диаметром  $D=57.3$  мм, диаметр столбица образца  $d=0.5$  мм,  $I=14$  ма,  $V=35$  кв на неотфильтрованном Fe-излучении. Часть образцов была дополнительно снята на рентгеновском дифрактометре типа УРС-50ИМ на отфильтрованном Со-излучении,  $V=15$  кв,  $I=6$  ма,  $2\theta=20-120^\circ$ ; скорость записи  $1^\circ/\text{мин}$ . Сравнение полученных результатов показало, что дифрактометрическое исследование позволяет не только с большей чувствительностью установить присутствие гематита, но и определить его количество в разных пробах по числу проявляющихся гематитовых отражений в условных единицах (табл. 1). 0 — означает отсутствие даже самого сильного гематитового отражения.

- 1 — присутствие только одного отражения  $d=2.70 \div 2.71$ .
- 2 — присутствие трех отражений: 2.70, 1.839, 1.693 или 3.68, 2.70, 1.455.
- 3 — присутствие 5 отражений: 3.68, 2.70, 2.206, 1.841, 1.697.
- 4 — присутствие 6 отражений: 3.67, 2.70, 2.206—2.207, 1.839—1.841, 1.696—1.699, 1.452—1.454.

Методом Дебая не фиксируется содержание гематита, обозначенное условно 1; отмечается, но не во всех случаях, чуть большее количество,

\* Описание магнетита в искусственных шлихах выполнены И. Я. Центр и З. И. Михайловой.

Таблица 1

Характеристика магнитных фракций неогеновых вулканогенных образований и параметры элементарной ячейки магнетита

№ п.п.	Номер образца	Количество гематита в условных единицах		Избыток $\text{Fe}_2\text{O}_3$ по результатам химического анализа, %	Параметр ячейки магнетита $a$ , Å	Гомогенная при- месь $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ , % в магнетите, определенная по величине $a$ (Hägg, 1935)
		по опти- ческим наблюде- ниям	по результа- там рентге- новского анализа			
1	296 <sup>a</sup>	3	3 *	23.6	$8.386 \pm 0.003$	
2	401	2	2	26.6	$8.385 \pm 0.003$	
3	791	1	1	37.0	$8.371 \pm 0.004$ **	32
4	791 <sup>b</sup>	3	2	38.9	$8.382 \pm 0.003$	
5	791 <sup>a</sup>	3	3	25.9	$8.386 \pm 0.003$	
6	287 <sup>c</sup>	1	1	51.0	$8.353 \pm 0.003$	50
7	391 <sup>a</sup>	3	4	33.7	$8.386 \pm 0.003$ **	
8	233 <sup>a</sup>	Не опр.	0—2 *	8.5	$8.386 \pm 0.003$	17
9	589 <sup>b</sup>	3	4	48.4	$8.368 \pm 0.003$ **	
10	598 <sup>a</sup>	1	0—2 *	17.5	$8.386 \pm 0.003$	17
11	600 <sup>a</sup>	Не опр.	3 *	16.6	$8.390 \pm 0.003$	
12	824	То же	1	33.9	$8.363 \pm 0.003$ **	37
13	107	1	0	9.5	$8.394 \pm 0.003$	3
14	319 <sup>a</sup>	1	0	18.5	$8.390 \pm 0.003$	10

П р и м е ч а н и е. 1—5 — амфиболовые андезито-дациты (1, 2 — в средней части потоков, 3 — в зоне закалки потока, 4, 5 — в средней части того же потока); 6 — амфиболовый андезит в зоне закалки; 7 — то же, в средней части потока; 8—11 — пироксеновые андезиты в средней части потоков; 12 — пироксено-амфиболовый андезит в средней части маломощного потока; 13—14 — субвулканические андезито-дациты. Содержания гематита, отмеченные одной звездочкой, определены методом Дебая. Значения параметров элементарной ячейки, отмеченные двумя звездочками, определены по отражениям 400, 422 и 333, для всех остальных — по отражениям 642, 731 и 800.

обозначенное условно 2. Количество, обозначенное 3, 4, наблюдается на дебаеграммах отчетливо. Итак, только два из 14 исследованных рентгеновским методом образцов представлены чистым магнетитом. Оба образца взяты из субвулканических андезито-дацитов. Все остальные образцы представлены магнетитом и гематитом, иногда с примесью ильменита.\* Присутствие последнего фиксируется по наличию одного наиболее чувствительного для ильменита отражения ( $d=2.72 \pm 2.74$  Å). При анализе дифрактограмм ясно устанавливается различное относительное количество гематита в отдельных пробах. В образцах из зон закалки потоков (287<sup>c</sup> и 791) фиксируется минимальное количество гематита, в то время как в образцах из средней части потоков (391<sup>a</sup> и 791<sup>a</sup>) отмечено значительно большее его содержание (табл. 1). Из той же таблицы видно приближенное соответствие оценки содержания гематита по оптическим и рентгеновским данным.

Те же магнитные фракции,\*\* которые исследовались рентгеновским методом, были проанализированы химически (табл. 2). Выделение и анализ магнетита из эфузивных пород — часто встречающаяся задача, поэтому остановимся несколько подробнее на методике выделения магнетита и результатах химических определений.

Магнетит выделялся из пород, раздробленных до 0.25 мм. Первоначально промывкой на концентрационном столе отделялась тяжелая фракция с удельным весом больше 2.9—3. Затем проводилась магнитная

\* Кроме названных минералов, в большинстве образцов присутствует еще не диагностированная фаза, для которой, по-видимому, характерны отражения 3.24, 2.565, 2.329, 1.926, 1.367 и 1.348.

\*\* Выделение магнитных фракций проведено под руководством К. П. Капраловой в лаборатории мономинеральных фракций ВСЕГЕИ.

Таблица 2

## Химический состав магнитных фракций изученных пород

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	1.00	1.70	2.00	Не опр.	5.30	Не опр.	
TiO <sub>2</sub>	4.64	5.44	5.44	5.50   4.50	7.20	6.30	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	2.80	2.20	Не опр.	4.25	Не опр.	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.04	0.06	»   »	0.08	»   »	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.38	0.32	»   »	0.39	»   »	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	66.87	66.85	70.62	66.03   71.08	67.45	65.58	
FeO	21.46	20.21	16.85	20.40   15.57	11.91	17.38	
MnO	0.54	0.52	0.63	Не опр.	0.47	Не опр.	
MgO	0.81	0.52	0.58	»   »	1.94	»   »	
CaO	1.56	0.98	1.34	»   »	0.85	»   »	
K <sub>2</sub> O	0.12	0.16	0.14	»   »	0.24	»   »	
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.44	0.27	»   »	0.34	»   »	
Сумма	99.52	100.04	100.45	»   »	100.42	»   »	
ΣFeO+ +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	92.67	92.50	92.91	91.73   91.41	86.56	86.26	
Оксиды	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	1.80	1.50	1.50	3.70	2.05	1.00	1.00
TiO <sub>2</sub>	9.00	6.40	8.90	6.41	7.90	5.40	3.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.50	3.20	3.50	2.80	3.20	2.40	2.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.40	0.41	0.40	0.40	0.34	0.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.00	72.22	58.37	61.45	65.83	61.02	67.58
FeO	27.40	13.22	23.48	22.48	18.14	26.45	23.05
MnO	0.45	0.48	0.44	0.44	0.43	0.58	0.62
MgO	0.84	0.87	1.43	1.16	0.87	0.58	0.84
CaO	1.52	1.15	1.25	1.25	0.98	1.51	0.90
K <sub>2</sub> O	0.16	0.10	0.11	0.23	0.15	0.12	0.11
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.20	0.21	0.43	0.27	0.21	0.16
Сумма	99.51	99.50	99.66	100.52	100.29	99.69	100.51
ΣFeO+ +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	98.96	91.54	90.75	90.04	92.13	92.87	94.13

П р и м е ч а н и е. Номера те же, что в табл. 1. Аналитик Т. Л. Белопольская.

сепарация на универсальном электромагните УЭМ-1Т с приставкой для концентрации сильно магнитной фракции. Из полученного концентрата, который содержит как магнетитовые зерна, так и сростки магнетита с пордообразующими минералами, извлекался свободный магнетит на электромагнитном сепараторе с наружным вращающимся магнитным полем.

В изученных эфузивных породах чистого магнетита во фракции размером  $\sim 0.25$  мм очень мало, поэтому для извлечения достаточного количества минерала проводились дополнительное измельчение сростков до 0.045 мм, отмыка\* пыли и многократные перечистки пробы на том же электромагнитном сепараторе с наружным вращающимся магнитным полем до получения магнетитового концентрата, степень чистоты которого контролировалась под бинокулярной лупой.

\* Просушивание пробы после отмыки пыли и промывания на концентрационном столе проводилось при комнатной температуре.

Пересчитывать результаты химического анализа полученных магнитных фракций на кристаллохимическую формулу магнетита не имеет смысла, так как оптически установлены тонкие срастания магнетита с гематитом и ильменитом. Присутствие тех же минералов подтверждается и рентгенометрическим анализом. В таком случае необходимо произвести расчет на миналы. Большинство полных (10) и неполных (2) химических анализов показывает сумму  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2$  больше 90% при значительном преобладании  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , и они могут быть пересчитаны на ильменит, магнетит и избыток  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Пересчет полных анализов на миналы осуществляется разными способами с расчетом на молекулы  $2\text{RO} \cdot \text{SiO}_2$  и  $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$  (Buddington, Lindsley, 1964) или  $\text{RO} \cdot \text{SiO}_2$  и  $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$  (Basta, 1959). Так как в изученных породах оливин редок, а формулы пироксенов и амфиболов по соотношению  $\text{RO}$  и  $\text{SiO}_2$  ближе к  $\text{RO} \cdot \text{SiO}_2$ , мы воспользовались последним методом. В табл. 3 приведены результаты этого расчета и расчета по отдельным определениям. Таблица показывает, что результаты пересчетов по полному анализу и частным определениям сопоставимы с точностью около 5% для преобладающего минала, если сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2$  больше 88%. В дальнейшем обсуждении мы пользуемся расчетами на основании отдельных определений, так как это дает возможность сравнения друг с другом всех 14 проанализированных магнитных фракций.

Таблица 3

Результаты пересчета химических анализов (табл. 2) магнитных фракций на миналы

Номер образца	Способ расчета	$\text{FeTiO}_3$	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\Sigma \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$
296 <sup>a</sup>	1	15.3	62.4	22.3	92.67
	2	15.1	61.3	23.6	
401	1	18.6	50.7	30.7	92.5
	2	17.7	55.7	26.6	
791	1	18.7	40.8	40.5	92.91
	2	18.3	44.7	37.0	
791 <sup>b</sup>	2	15.6	45.5	38.9	91.41
791 <sup>a</sup>	2	17.7	56.4	25.9	91.73
287 <sup>c</sup>	1	30.1	2.4	67.5	86.56
	2	26.6	22.4	51.0	
391 <sup>a</sup>	2	21.5	44.8	33.7	86.26
233 <sup>a</sup>	1	27.9	61.8	10.3	90.4
	2	27.0	64.5	8.5	
589 <sup>b</sup>	1	22.1	26.4	51.5	91.54
	2	21.4	30.4	48.4	
598 <sup>a</sup>	1	25.2	57.5	17.3	90.75
	2	25.0	57.5	17.5	
600 <sup>a</sup>	1	19.6	62.5	17.9	90.04
	2	19.3	64.1	16.6	
824	1	25.7	37.0	37.3	92.13
	2	25.7	40.4	33.9	
107	1	16.7	74.0	9.3	92.87
	2	16.5	73.5	9.5	
319 <sup>a</sup>	1	11.2	70.5	18.3	94.13
	2	11.0	70.5	18.5	

Примечание. Способ расчета: 1 — по полным химическим анализам, 2 — по частным определениям.

Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что в пробах по оптическим и рентгеновским определениям (чисто или почти чисто магнетитовых) количество магнетитового минала действительно больше, чем во всех остальных (табл. 1 и 3, образцы 107 и 319<sup>a</sup>). Однако и эти образцы,

согласно расчету, содержат от 11.0 до 16.5%  $\text{FeTiO}_3$  и от 9.5 до 18.5%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Чувствительность дифрактометрического метода на эти минералы-спутники магнетита, по-видимому, около 5%, судя по тому, что С. Акимoto и Т. Катсуро при анализе искусственных смесей установлено в примеси к магнетиту 5% ильменита (Akimoto, Katsura, 1959). Исходя из сказанного, не более 5% приведенных рассчитанных количеств  $\text{FeTiO}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  может приходиться на долю примеси ильменита и гематита. Очевидно, оставшаяся часть  $\text{FeTiO}_3$  (6—11.5%) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (4.5—13.5%) присутствует в магнетите в виде гомогенной примеси. В табл. 3, кроме того, видно, что в образцах из средней части потоков (образцы 791<sup>a</sup>, 791<sup>b</sup> и 391<sup>a</sup>), где оптически и рентгеновски установлена значительная гематитизация, количество избыточного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  не увеличивается по сравнению с образцами из зон закалки тех же потоков (образцы 791 и 287<sup>r</sup>), где гематитизация еще заметна. Избыток  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в магнитной фракции андезито-дацита из средней части потока либо равен таковому в зоне закалки (образцы 791<sup>b</sup>—791), либо меньше (образцы 791<sup>a</sup>—791, 391<sup>a</sup>—287<sup>r</sup>).\* Эти странные соотношения можно объяснить тем, что при выделении магнетита путем магнитной сепарации в магнитную фракцию попадает и гематит,\*\* но, очевидно, не весь присутствующий в породе. Названная причина несомненно важна, но лишь отчасти объясняет обнаруженное несоответствие. Как указывалось выше, оценки степени гематитизации — оптическая и рентгеновская — приблизительно совпадают. Рентгеновские и химические определения выполнялись из одной и той же магнитной фракции, и несоответствие между ними можно объяснить только присутствием в магнетите из зоны закалки  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в качестве гомогенной примеси.

Отступив несколько от основной темы, сделаем из сказанного некоторые методические выводы.

1. При наличии в породе сростков магнетита с гематитом и ильменитом выделить чистый магнетит без примеси этих минералов невозможно даже при магнитной сепарации фракций размером 0.045 мм. Поэтому многие анализы, приводимые в литературе, как справедливо указывают Х. А. Дир, Р. А. Хауи и Дж. Зусман (1966), относятся к неоднородному материалу.

2. Для выяснения абсолютного количества окислов железа и титана в несиликатных минералах, очевидно, следует выделить не магнитную, а рудную фракцию путем сепарации центрифугированием в жидкости Клеричи или магнитной сепарацией с последующим смешиванием магнитной фракции с электромагнитной, выделенной при определенном режиме и содержащей гематит и ильменит.

3. При отсутствии такой рудной фракции можно только приблизительно судить о соотношении самостоятельных указанных фаз по оптическим и рентгеновским данным.

4. Заключение о близости состава магнетита к стехиометрическому или отклонении от него следует делать не по результатам химического анализа, а по величине параметра ячейки.

Большинство исследованных магнетитов имеет параметр  $a$  от 8.382 до 8.386 (табл. 1), т. е. несколько ниже нормального 8.396 (Дир и др., 1966). Наиболее близки справочному значению параметры магнетитов из субвулканических тел (образцы 107 и 319<sup>a</sup>) и лишь один магнетит из лавового потока (обр. 600<sup>a</sup>). Заметно пониженными параметрами обладают магнетиты из маломощных потоков и зон закалки — образцы 824, 589<sup>b</sup>,

\* Неточность анализа исключается: Т. Л. Белопольской проведено повторное определение железа в обр. 287<sup>r</sup> и получены очень близкие результаты —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  66.45,  $\text{FeO}$  12.55 (сравнить с табл. 3).

\*\* Сростки магнетита с гематитом фиксируются в анишлифах, приготовленных из порошков нескольких магнитных фракций.

791 и 287<sup>г</sup>. Причину уменьшения размеров элементарной ячейки однозначно установить трудно, так как на эту величину влияет в разном направлении много факторов. Известно увеличение параметра при замещении  $\text{Fe}^{2+}$  на  $\text{Mn}^{2+}$  и при наличии гомогенной примеси ульвошинелевого компонента, уменьшение параметра при замещении  $\text{Fe}^{2+}$  на  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$  и  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  на  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{Cr}^{3+}$  (Минералы, 1967), а также при гомогенной примеси маггемита (Hägg, 1935). Все названные причины как-то влияют на изменение параметра элементарной ячейки магнетита и в данном случае, но результаты химических анализов (табл. 2) показывают, что в пробах, наиболее гомогенных (№ 3, 6, 8, 10, 12, 13 и 14), максимальные колебания отмечаются для окиси и закиси железа. Это позволяет предполагать, что в исследованных магнетитах понижение параметра ячейки связано именно с присутствием гомогенной примеси  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Возможная гомогенная примесь маггемита, определенная по графику Г. Хегга (Hägg, 1935) исходя из величины параметра  $a$ , приблизительно отвечает избытку  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , рассчитанному по химическому анализу, для тех проб, где мало гематита (табл. 3).

Исследование состава и свойств магнетита в неогеновых вулканических образованиях и проведенное ранее изучение силикатных минералов приводят нас к следующим генетическим выводам.

1. В субвулканических телах с обыкновенной роговой обманкой и коричневым биотитом существует наименее окисленный магнетит с наибольшим параметром ячейки, близким к теоретическому значению, и с наименьшим избытком  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  по результатам химического анализа (обр. 107). Очевидно, и силикатные минералы, и магнетит в этих образованиях наиболее близки по составу и свойствам к образовавшимся в интрателлурическую стадию. Меньшая степень окисленности магнетита в субвулканических телах по сравнению с лавовыми потоками, очевидно, закономерна, судя по тому, что для титаномагнетитов глубинных интрузивных пород, как правило, характерно преобладание  $\text{FeO}$  над  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  или их близкое количество (Дир, 1956; Семенов, 1959).

2. В зонах закалки лавовых потоков сохраняются обыкновенная роговая обманка и коричневый биотит, но с ними существует почти гомогенный рудный минерал со значительным избытком  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  относительно формулы магнетита и самыми низкими из рассмотренных образцов параметрами решетки — магнетит с гомогенной примесью маггемитового компонента. Этот факт свидетельствует о том, что уже при закалке излившегося на дневную поверхность андезито-дацитового расплава значительная часть железа в магнетите находилась в окисном состоянии. Можно предположить, что при резком изменении кислородного режима в момент извержения происходят быстрое частичное окисление магнетита при температуре излияния и образование магнетита с гомогенной примесью маггемита (с низким  $a$ ). Следует отметить, что это окисление происходит не только в кровле потока, непосредственно соприкасающейся с воздухом, а во всей массе лавы и связано с общим изменением  $\text{P}_{\text{O}_2}$  в расплаве. Однако это изменение затрагивает лишь наиболее подверженный окислению минерал — магнетит. Силикатные минералы при этом не изменяются. Это состояние фиксируется в зонах закалки в подошве (обр. 287<sup>г</sup>) и кровле (обр. 791) потоков и иногда в маломощных потоках (обр. 824). Образовавшиеся быстро в вязкой лаве плотные зоны закалки стабилизируют систему — дальнейшее окисление за счет влияния внешней среды не происходит. Аналогичные промежуточные между магнетитом и маггемитом фазы известны в литературе под названием маггемомагнетитов (до 50%  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и магнето-маггемитов (более 50%  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) (Basta, 1959) или титаномаггемитов при содержании  $\text{TiO}_2 > 9\%$  (Basta, 1959; Katzura, Kyshiro, 1961). Наиболее близок к встреченному нами (обр. 287<sup>г</sup>) магнето-

маггемит, проанализированный Е. З. Баста, из базальтов Ирландии с рассчитанным содержанием  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$  58.4% и  $a=8.369 \text{ \AA}$ .

3. В средней части тех же потоков наблюдаются базальтическая роговая обманка вместо обыкновенной, красный биотит вместо коричневого. В ассоциации с этими минералами находится магнетит со значительным количеством гематита, образующего в магнетите ориентированные пластинчатые вростки. Параметр ячейки магнетита заметно выше, чем в зонах закалки, но несколько ниже обычного (образцы 391<sup>a</sup> и 791<sup>a</sup>). Процессы, приведшие к образованию такой ассоциации минералов, можно представить следующим образом. В центральной части потока происходит дальнейшая кристаллизация расплава, первоначально с разогревом за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации и с окислением при нагревании амфиболя и биотита за счет разложения содержащихся в них гидроксильных групп (Центр и др., 1971, 1972). Магнетит, по-видимому, на этой стадии не претерпевает изменений; при дальнейшем охлаждении расплава и окончательном застывании при более низкой температуре, чем в зонах закалки, очевидно, происходят выпадение растворенного в магнетите  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в виде пластинчатых вростков гематита и увеличение параметра ячейки оставшегося магнетита. Это закономерно, так как, судя по экспериментальным данным (Сальдау, 1956), при одном и том же кислородном режиме окисление магнетита при более высокой температуре приводит к переходу в маггемит и уменьшению параметра ячейки, а при более низкой температуре образуется гематит.

Итак, в породах единого вулканического комплекса содержание железо-титановых окислов, а также состав и свойства магнетита сильно колеблются, что связано главным образом с неоднородностью условий становления в эфузивную стадию. Значительная гематитизация магнетита наблюдается в средней части потоков, чем объясняется и закономерное изменение цвета эфузивов, и значительное уменьшение магнитной восприимчивости \* этих пород. Исследование причин изменения магнитной восприимчивости в лавовых потоках составило бы предмет отдельной статьи. Здесь же следует отметить, что установленная закономерность — увеличение степени гематитизации магнетита и связанное с этим уменьшение магнитной восприимчивости и изменение окраски на сиреневую в средней части потока — не является характерной для всех разновидностей эфузивов. Это один из возможных случаев, определяемых условиями остывания потоков на поверхности при образовании в них зон закалки.

Авторы выражают глубокую благодарность А. С. Остроумовой за постоянный интерес к работе и химику-аналитику Т. Л. Белопольской, весьма тщательно, с несколькими контрольными повторениями, определившей химический состав магнитных фракций.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архаров В. И., Борисов Б. С. К вопросу о механизме окисления магнетита. — ДАН СССР, 1957, т. 114, № 2.  
Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5. М., 1966.  
Минералы, т. 2, вып. 3, М., 1967.  
Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962.  
Сальдау Э. П. Опыты по окислению магнетита в маггемит. — В кн.: Кристаллография, вып. 5. Л., 1956.  
Семенов Е. И. Ульвешпинель в титано-магнетитах Хибинского щелочного массива. — Тр. Минер. музея АН СССР, № 9, 1959.

\* Магнитная восприимчивость определена в лаборатории ВСЕГЕИ В. Я. Труниной.

Цветков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе пластинчатых образований в титано-магнетитах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 2.

Центр И. Я., Соколова Е. П., Хотина М. И. О базальтической и обычновенной роговых обманках в лавовых потоках. — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 5.

Центр И. Я., Аксельрод Б. Н., Годунова Л. А., Соколова Е. П. О биотитах в лавовых потоках и субвулканических телах. — Зап. Всес. минер. общ., 1972, ч. 101, вып. 1.

Akimoto S., Katsuma T. Magneto-chemical study of the generalized titanomagnetite in volcanic rocks. — J. Geomagnetism Geoelectricity, 1959, v. 1, 3.

Basta E. Z. Some mineralogical relationships in the system  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ — $\text{Fe}_3\text{O}_4$  and the composition of titanomaghemit. — Econ. Geol., 1959, v. 54, № 4.

Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide mineral and synthetic equivalents. — J. Petrology, 1964, v. 5, № 2.

Hagg G. Die Kristallstruktur des magnetischen Ferrioxyds,  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ . — Zs. Phys. Chem., Leipzig, 1935, Bd. 29, Hf. 1.

Katsuma T., Kyushiro J. Titanomaghemit in igneous rocks. — Amer. Miner., 1961, v. 46, № 1—2.

Л. Г. КУЗНЕЦОВА, Е. К. СТАНКЕВИЧ, И. Я. ЦЕНТР

## МЕТОД ИК-СПЕКТРОСКОПИИ В ИССЛЕДОВАНИИ СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ ПЛАГИОКЛАЗОВ

Плагиоклазы являются одним из наиболее распространенных породообразующих минералов горных пород, различных по своему составу и генезису, и поэтому в известной мере могут оказаться индикатором термодинамических условий формирования пород, т. е. играть роль типоморфного минерала. В этой связи представляет интерес изучение структурного состояния плагиоклазов близкого состава, но развитых в породах, различных по фациальным условиям формирования — глубинных, гипабиссальных, субэкструзивных, экструзивных, лавовых. Целью данной работы явилось изучение методом ИК-спектроскопии влияния различных фациальных условий формирования пород на структурное состояние плагиоклазов.

Для исследования были отобраны плагиоклазы-вкрапленники из пород липаритовой и андезитовой позднеплиоцен-четвертичных вулканических формаций Большого и Малого Кавказа, а также плагиоклазы из различных массивов интрузивной позднеплиоценовой гранодиорито-гранитовой формации малых глубин и ряда массивов сининверсионной гранитовой формации герцинид Центрального Кавказа.

В настоящее время имеются данные о существовании двух серий плагиоклазов: низкотемпературной (частично или максимально упорядоченной) и высокотемпературной (неупорядоченной) (Tuttle, Bowen, 1950; Smith, Joder, 1956). Высокотемпературные плагиоклазы образуют непрерывный ряд твердых растворов во всем интервале составов и характеризуются структурой «высокого альбита». Низкотемпературные плагиоклазы, напротив, характеризуются рядом переходных структур. Высокотемпературные плагиоклазы в основном входят в состав эфузивных пород, в то время как члены низкотемпературной серии встречаются в большинстве интрузивных пород и обычны для метаморфических пород.

В основном метод ИК-спектроскопии ранее привлекался для определения состава плагиоклазов (Hafner, Laves, 1957; Thompson, Wadsworth, 1957); положения полос поглощения в ИК-спектрах, расположенных в областях волновых чисел  $600$ — $650^{-1}$  и  $500$ — $550 \text{ см}^{-1}$ , увязывались с содержанием аортитовой составляющей. При этом одни авторы указывали на зависимость положения не только от состава, но и от термальной

истории образца (Hafner, Laves, 1957), другие отрицали влияние этого фактора (Thompson, Wadsworth, 1957).

Для решения вопроса о возможности использования ИК-спектроскопии при суждении об условиях формирования пород нами из всей серии плагиоклазов были выбраны плагиоклазы одного состава, с содержанием An-составляющей в пределах 30—40%. Для большего числа плагиоклазов \* содержание аортитовой составляющей определено исходя из данных химического анализа; было произведено определение разности угловых расстояний ( $\Delta\theta$ ) между пиками 131 и 131 на порошковых рент-

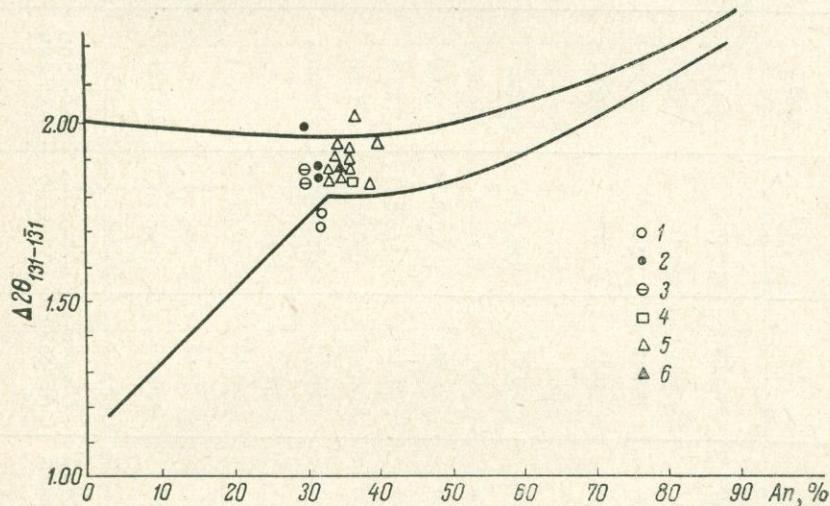


Рис. 1. Зависимость  $\Delta\theta_{131-131}$  от состава для плагиоклазов различного происхождения, по Дж. Р. Смиту и Х. С. Иодеру (Smith, Joder, 1956).

Верхняя кривая — высокотемпературное состояние, нижняя — низкотемпературное; 1, 2, 3 — плагиоклазы из гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритов (гипабиссальные интрузии — 1, 2, субэкструзивные — 3); 4, 5, 6 — плагиоклазы из дацитов (экструзии — 4, лавовые потоки — 5, 6); 2, 6 — плагиоклазы, прокаленные при 1200°C в течение 12 час.

генограммах. Все сведения, касающиеся изученных плагиоклазов, представлены в табл. 1 и 2.

На графике Дж. Р. Смита и Х. С. Иодера (Smith, Joder, 1956) зависимости  $\Delta\theta_{131-131}$  от состава (рис. 1) исследованные плагиоклазы из гранитоидов (образцы 52, 59, 161) располагаются на низкотемпературной кривой; плагиоклазы-вкрашенники андезитовых лав Кельского нагорья и Центрального Зангезура, андезито-дацитов Казбека (образцы 450, 283<sup>a</sup>, 391<sup>a</sup>, 437<sup>b</sup>) — на высокотемпературной кривой; большая часть плагиоклазов попадает в промежуточное поле, ограниченное кривыми (образцы 344, 413, 401, 363, 334, 323, 406, 360, 281<sup>a</sup>, 426<sup>a</sup>, 278<sup>c</sup>). Так как колебания составов незначительны, то различия в  $\Delta\theta$  можно использовать для качественной оценки степени упорядоченности Si-Al в плагиоклазах.

Д. Б. Слеммонс (Slemmons, 1962) уточнил границы предельных значений  $\Delta\theta_{131-131}$  и предложил полуколичественную оценку структурного состояния плагиоклазов производить с помощью «индексов упорядоченности» в условной шкале от 0 до 100 по известным значениям  $\Delta\theta_{131-131}$  и содержанием An (%). В табл. 2 (графа 11) приведены значения условных индексов для исследованных плагиоклазов, рассчитанные по диаграмме Д. Б. Слеммонса.

\* В образцах 173, 174, 93, 29, 2, 52, 161, 409, 450, 453 содержание An было определено иммерсионным методом.

Таблица 1

## Химические составы плагиоклазов, вес.%

Окислы	59	84	85	334	344	445	323	401	437б	406	413
SiO <sub>2</sub>	59.50	61.94	63.08	60.72	59.26	58.48	60.55	59.94	59.94	61.08	58.76
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	Сл.	0.03	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.16	22.95	22.87	23.93	25.19	25.63	24.19	24.39	25.27	24.27	25.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.54	0.40	0.50	0.46	0.24	0.48	0.30	0.42	0.15	0.28
FeO <sub>2</sub>											
MnO	0.006	0.01	0.02	0.01	0.01	Не опр.	0.01	Не опр.	Сл.	Не опр.	Не опр.
MgO	0.10	0.06	0.06	Сл.	Сл.	» »	Сл.	» »	Не опр.	» »	» »
CaO	6.42	5.18	5.20	6.25	7.20	7.23	6.48	6.67	7.00	6.55	7.28
Na <sub>2</sub> O	7.72	8.04	7.84	7.60	7.10	7.28	7.15	7.28	7.04	6.96	7.28
K <sub>2</sub> O	0.59	0.93	0.55	0.92	0.66	0.50	0.67	0.94	0.60	0.84	0.94
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.20	0.12	0.14	0.16	0.10	Не опр.	0.10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>											
П. п. п.	0.40	0.14	0.22	0.10	0.28	0.28	0.12	0.52	0.34	0.28	0.52
BaO	—	0.10	0.08	0.07	0.12	—	0.12	—	—	—	—
Сумма	99.59	100.04	100.49	100.30	100.40	99.64	99.90	100.04	100.24	100.13	100.37
Содержание Ab-и An-составляющих	Ab <sub>68</sub> An <sub>32</sub> Андезин	Ab <sub>74</sub> An <sub>26</sub> Олигоклаз	Ab <sub>74</sub> An <sub>26</sub> Олигоклаз	Ab <sub>69</sub> An <sub>31</sub> Андезин	Ab <sub>65</sub> An <sub>35</sub> Андезин	Ab <sub>65</sub> An <sub>35</sub> Андезин	Ab <sub>67</sub> An <sub>33</sub> Андезин	Ab <sub>67</sub> An <sub>33</sub> Андезин	Ab <sub>65</sub> An <sub>35</sub> Андезин	Ab <sub>66</sub> An <sub>34</sub> Андезин	Ab <sub>65</sub> An <sub>35</sub> Андезин

Таблица 1 (продолжение)

Окислы	426а	442	448	363	283в	281а	391а	287г	360	331	332
SiO <sub>2</sub>	58.56	53.72	52.46	58.62	58.36	58.56	58.26	58.00	58.80	58.40	58.02
TiO <sub>2</sub>	Сл.	Сл.	Сл.	0.02	0.02	0.02	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.27	28.99	29.62	25.24	25.37	24.85	25.30	25.13	24.90	25.58	26.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	0.30	0.35	0.35	0.33	0.60	0.44	0.52	0.44	0.35	0.43
FeO <sub>2</sub>						0.07	0.10	0.07	0.07	0.14	0.14
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.01	0.01	0.01	Сл.	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	»	»	»	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.11	Сл.
CaO	7.00	11.79	11.52	7.87	8.13	7.46	7.75	7.97	7.01	7.30	7.60
Na <sub>2</sub> O	7.28	4.80	4.72	6.60	6.50	7.20	7.42	7.52	7.76	6.90	6.80
K <sub>2</sub> O	0.68	0.54	0.42	1.02	0.69	0.90	0.70	0.70	0.96	0.83	0.73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	0.06	0.10	0.06	0.07	0.06	0.04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>						0.52	0.30	0.39	0.19	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	0.60	0.42	0.72	0.37	0.23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.12	0.08
BaO	—	—	—	Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	Не опр.	Не опр.
Сумма	99.73	99.56	99.81	100.10	99.64	100.23	100.37	100.38	100.22	99.81	99.99
Содержание Ab-и An-составляющих	Ab <sub>66</sub> An <sub>34</sub> Андезин	Ab <sub>43</sub> An <sub>57</sub> Лабрадор	Ab <sub>43</sub> An <sub>57</sub> Лабрадор	Ab <sub>61</sub> An <sub>39</sub> Андезин	Ab <sub>60</sub> An <sub>40</sub> Андезин	Ab <sub>64</sub> An <sub>36</sub> Андеин	Ab <sub>64</sub> An <sub>36</sub> Андеин	Ab <sub>64</sub> An <sub>36</sub> Андеин	Ab <sub>67</sub> An <sub>33</sub> Андеин	Ab <sub>62</sub> An <sub>38</sub> Андеин	Ab <sub>62</sub> An <sub>38</sub> Андеин

Примечание. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ аналитиками К. К. Филатовой, М. П. Филатовой, Ж. Ф. Константиниди, А. Н. Аксельрод.

Таблица 2

Состав, рентгенометрические и ИК-спектроскопические характеристики плагиоклазов из магматических пород  
Центрального Кавказа

Номер образца	Место отбора	Порода, условие залегания	Содер- жание анор- тито- вой моле- кулы An, %	$\Delta 2\theta_{131-131} \pm$ $\pm 0.02$ ( $\Delta d_{131-131}$ )	Пределы простирания максимума полосы $\nu_1$ (600—550 $\text{cm}^{-1}$ )	Сред- нее значе- ние $\nu_1$	Пределы простирания максимума полосы $\nu_2$ (500—550 $\text{cm}^{-1}$ )	Сред- нее значе- ние $\nu_2$	$\Delta\nu =$ $= \nu_1 -$ $- \nu_2$	Условные индексы упорядо- ченности по Д. Б. Слеммонсу (Slem- mons, 1962)	
73 73 — прокален при 1200° С в течение 12 час.	Цей, ледник Эльбаты.	Микроклиновый гранит, абиссальная интрузия.	18	1.62 (0.15) 1.90 (0.18)	641—637 633—629	639 631			536 542	103 89	70 13
173	Ледник Укю.	Двуслюдянной гранит, абиссальная интрузия.	10—17		640—636	638	537—540	538.5	99.5		
174 174 — прокален при 1200° С в тече- ние 12 час.	То же. » »	То же. » »	22 22	1.54 (0.14) 1.78 (0.16)	639—638 635—630	638.5 632.5	541—545	538 543	100.5 89.5	98 42	
93	Эцерский массив.	Микроклиновый гранит, абиссальная интрузия.	28	1.56 (0.14)	641—637	639	536—539	537.5	101.5	100	
29	Эльдюртинский массив.	Порфировидный гранит, гипабиссальная интру- зия.	22		636—632	634		540	94		
2 85	То же. Цурунгал.	Гранит-порфир, гипабис- сальная интрузия.	18—22 26	1.56 (0.14)	635 637—634	635 635.5	540—542	541 539	94 96.5	98	
84	Сангутидон.	Гранодиорит, гипабис- сальная интрузия.	26	1.52 (0.14)	637—635	636.5		539	97.5	100	
52	г. Тепли, Архонский ледник.	Гранодиорит, гипабиссаль- ная интрузия.	32	1.70 (0.16)	635—631	633		541	92	72	
52 — прокален при 1200° С, в тече- ние 12 час.	г. Тепли, Архонский ледник.		32	1.86 (0.17)	633—627	630	540—544	542	84.5	32	

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	Место отбора	Порода, условие залегания	Содер- жание анор- титовой моле- кулы An, %	$\Delta 2\theta_{131-131} \pm$ $(\Delta d_{131-131})$	Пределы простирания максимума полосы $v_1$ (600–550 см $^{-1}$ )	Сред- нее значе- ние $v_1$	Пределы простирания максимума полосы $v_2$ (500–550 см $^{-1}$ )	Сред- нее значе- ние $v_2$	$\Delta v =$ $= v_1 -$ $- v_2$	Условные индексы упорядо- ченности по Д. Б. Слеммонсу (Slem- mons, 1962)
59	г. Тепли, Фиагдон- ский ледник.	Гранодиорит, гипабис- сальная интрузия.	32	1.74 (0.16)	635—632	633.5	540—542	541	92.5	65
59 — прокален при 1200° С в тече- ние 12 час.	То же.	» »	32	1.84 (0.17)	631—624	627.5	541—545	543	84.5	38
334	Верхне-Чегемское нагорье Джунгусу.	Гранит-порфир, субэкстру- зия.	31	1.86 (0.17)	633—629	631	541—544	542.5	88.5	36
161	То же.	Гранодиорит-порфир, суб- экструзия.	30	1.82 (0.17)	633—629	631	541—544	542.5	88.5	42
161 — прокален при 1200° С в тече- ние 12 час.	» »	То же.	30	1.98 (0.19)	632—625	628.5	542—546	544	84.5	0
323	Верхне-Чегемское нагорье.	Дацит, лавовый покров.	33	1.86 (0.17)	634—629	631.5	541—545	543	88.5	30
401	Эльбрус.	Липарито-дацит, лавовый поток.	33	1.84 (0.17)	632—629	630.5	541—544	542.5	88	38
413	То же.	Андезито-дацит, лавовый поток.	35	1.84 (0.17)	632—627	629.5		542	87.5	40
409	» »	Малкинский лавовый ан- дезито-дацитовый поток.	41	1.92 (0.18)	630—623	626.5	540—542	541	85.5	8
406	» »	Андезито-дацит, лавовый поток.	34	1.86 (0.18)	632—629	630.5		543	87.5	35
406 — прокален при 1200° С в тече- ние 12 час.	» »	То же.	34	1.86 (0.17)	631—626	628.5	543—545	544	84.5	35
426-а	Казбек, Девдорак- ский ледник.	Андезит, лавовый поток.	34	1.90 (0.18)	633—629	631.0	541—543	542	89	12

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	Место отбора	Порода, условие залегания	Содер- жание анор- тито- вой моле- кулы Ап, %	$\Delta \theta_{131-131} \pm$ $\pm 0.02$ ( $\Delta d_{131-131}$ )	Пределы простирания максимума полосы $\gamma_1$ (600—550 см <sup>-1</sup> )	Сред- нее значе- ние $\gamma_1$	Пределы простирания максимума полосы $\gamma_2$ (500—550 см <sup>-1</sup> )	Сред- нее значе- ние $\gamma_2$	$\Delta \gamma =$ $= \gamma_1 -$ $- \gamma_2$	Условные индексы упорядо- ченностии по Д. Б. Слеммонсу (Slem- mons, 1962)
437-б	Казбек, ледник Мна.	Дацит, лавовый поток.	35	1.94 (0.18)	631—628	629.5				
442	Кельское нагорье, М. Непискало.	Осумилитовый андезит, экструзия.	57	2.04 (0.19)	625—622	623.5				
447	Кельское нагорье.	Роговообманковый анде- зит, лавовый поток.	57	2.08 (0.19)	626—615	620.5	541—543	542	78.5	0
448	То же.	Андезит, лавовый поток.	57	2.00 (0.19)	625—616	620.5				
450	Кельское нагорье, Шадил-Хох.	Андезито-дацит, лавовый поток.	37	2.04 (0.19)	628—624	626	541—544	541	79.5	0
453	Кельское нагорье.	Андезит, лавовый поток.	47	1.96 (0.18)	627—622	624.5				
445	Кельское нагорье, Б. Непискало.	Липарито-дацит, экстру- зия.	35		632—629	630.5	541—543	542	82.5	0
344	Г. Иландал (М. Кав- каз).	Андезито-дацит, экструзия.	35	1.84 (0.17)	633—630	631.5	541—543	542	88.5	40
363	Центральная часть Зангезурского хребта (М. Кавказ).	Оливинсодержащие анде- зиты, лавовый поток.	39	1.82	631—627	629				
283-а	То же.	To же.	40	1.94	631—627	629	540—545	542.5	86.5	9
281-а	» »	Амфиболовые андезиты-да- циты, лавовый поток.	36	1.88	633—625	629	541—543	542	87	29
391-а	» »	Амфиболовые андезиты, лавовый поток.	36	1.92	633—630	631.5	541—544	542.5	89.0	15
287-г	» »	To же.	36	1.90	630—627	628.5	542—544	543	85.5	20
360	» »	Амфиболовые андезиты- дациты, лавовый поток.	33	1.86	631—627	629	541—544	542.5	86.5	30
331	» »	To же.	38		630—626	628	541—544	542.5	85.5	
332	» »	» »	39		630—625	627.5	540—544	542	85.5	

ИК-спектры поглощения плагиоклазов снимались на инфракрасном спектрофотометре UR=10 фирмы Карл Цейс, Иена (ГДР). Препараты для съемки готовились методом иммерсии в вазелиновом масле: приготавлялась паста из 18 мг образца и двух капель вазелинового масла, которая по возможности полностью переносилась в разборную кювету толщиной 0.02 мм. Для компенсации полос поглощения вазелинового масла в канал сравнения помещалась кювета переменной толщины. На рис. 2 представлены ИК-спектры поглощения плагиоклазов одного состава из различного типа пород.

Наиболее чувствительными к структурному состоянию плагиоклаза оказались полосы поглощения  $600-650 \text{ см}^{-1}$  ( $\nu_1$ ) и  $500-550 \text{ см}^{-1}$  ( $\nu_2$ ). В ИК-спектрах высокотемпературных плагиоклазов (рис. 2, кривые 4, 5, 6, 7) по сравнению с низкотемпературными плагиоклазами (рис. 2, кривые 1, 2, 3) наблюдаются уширение максимумов полос поглощения и сдвиг полосы  $\nu_1$  в сторону меньших частот; полоса  $\nu_2$ , напротив, смещается к большим частотам.

В табл. 2 указаны протяженность максимумов полос поглощения  $\nu_1$  и  $\nu_2$ , их среднее значение и разность средних значений  $\Delta\nu$  в ИК-спектрах исследованных плагиоклазов. С целью выяснения характера связи между рентгеноструктурными и спектральными характеристиками были рассчитаны коэффициенты корреляции  $r$  и коэффициенты регрессии  $b$ , на основании которых составлены уравнения линии регрессии. Расчетные значения величин коэффициентов корреляции и коэффициентов регрессии между  $\Delta 2\theta$  и  $\nu_{1\text{ср}}$ ,  $\Delta 2\theta$  и  $\Delta\nu$ , «условными индексами упорядоченности» и  $\Delta\nu$  соответственно следующие:

$$\begin{aligned} r &= -0.83 - 0.09, & b_{\Delta 2\theta/\nu_1} &= -0.03 - 0.001; \\ r &= -0.83 - 0.09, & b_{\Delta 2\theta/\Delta\nu} &= -0.03 - 0.001; \\ r &= +1.00 - 0.08, & b_{\text{инд. уп.}/\Delta\nu} &= -0.13 - 0.19. \end{aligned}$$

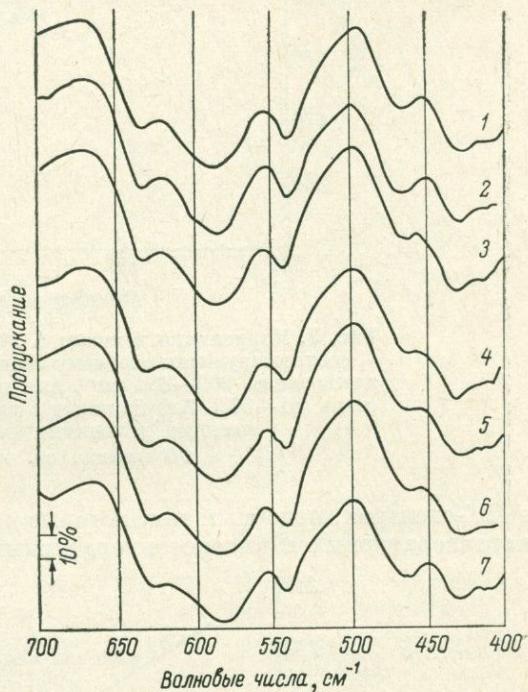


Рис. 2. ИК-спектры поглощения плагиоклазов из различного типа пород.

1—3 — образцы 59, 52, 161, плагиоклазы из интрузивных пород; 4—7 — образцы 406, 426a, 4376, 450, плагиоклазы из эфузивных пород.

На рис. 3, 4, 5 приведены корреляционные графики, отвечающие уравнениям линии регрессии, составленным на основании расчетных значений коэффициентов корреляции и коэффициентов регрессии. Значение коэффициентов корреляции ( $r = -0.83$ ), близкое к единице, показывает наличие тесной обратной связи между  $\Delta 2\theta$  и  $\nu_{1\text{ср}}$ ,  $\Delta 2\theta$  и  $\Delta\nu$ ; значение  $r = +1.00$  свидетельствует о тесной прямой связи «условных индексов упорядоченности», по Д. Б. Слеммонсу, и значений  $\Delta\nu$ .

Как уже указывалось, различные значения  $\Delta 2\theta$  при одинаковом составе отражают различную степень упорядоченности Si-Al в структуре плагиоклаза. Соответствие величины  $\Delta 2\theta$  со спектральными характеристи-

тиками является свидетельством связи последних также с упорядоченностью. Опыты, проведенные с прокаливанием природных плагиоклазов из интрузивных пород (образцы 52, 59, 161), приводят к изменениям

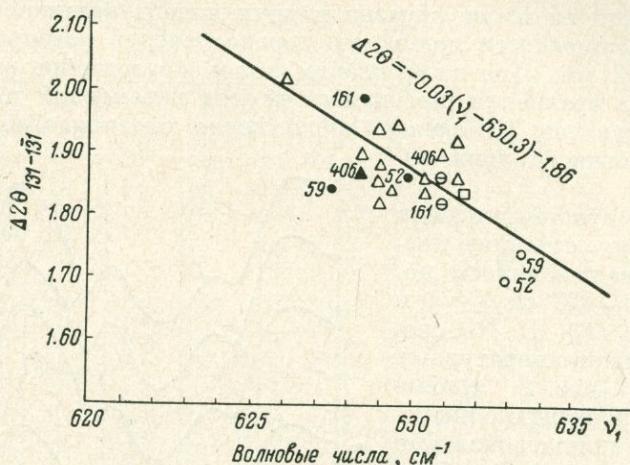


Рис. 3. Корреляция величин  $\Delta 2\theta_{131-131}$  и волновых чисел  $\nu_1$  соответствующих среднему значению максимума полосы поглощения 600—650  $\text{см}^{-1}$  для плагиоклазов одного состава (31—39% An) из пород с различными термодинамическими условиями формирования.

Обозначения см. на рис. 1.

в ИК-спектрах, подобным тем, которые наблюдаются при переходе от низкотемпературных к высокотемпературным плагиоклазам. Напротив, про-

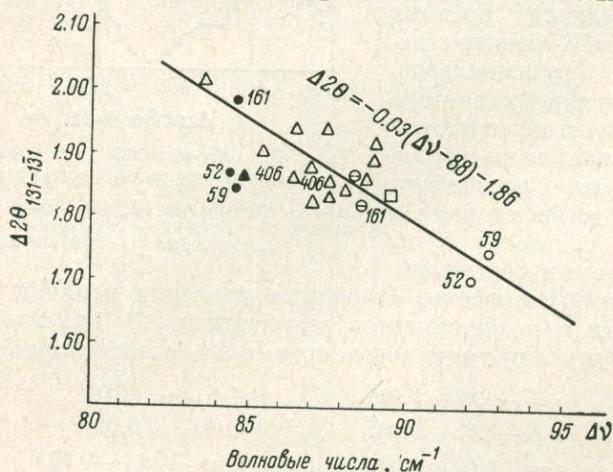


Рис. 4. Корреляция величин  $\Delta 2\theta_{131-131}$  и разности  $\Delta\nu$  волновых чисел  $\nu_1$  и  $\nu_2$ , соответствующих среднему значению максимумов полос поглощения 600—650 и 500—550  $\text{см}^{-1}$  для плагиоклазов одного состава (31—39% An) из пород с различными термодинамическими условиями формирования.

Обозначения см. на рис. 1.

каливание плагиоклазов из лав Эльбруса (обр. 406), характеризующихся высокотемпературным генезисом, вызывает незначительное смещение максимума полосы и никак не сказывается на значениях  $\Delta 2\theta$  (рис. 6).

На рис. 7 приводится расположение исследованных плагиоклазов относительно кривой, отражающей зависимость  $\nu_1$  от содержания An (%) для низкотемпературных плагиоклазов. Существенным является следующее обстоятельство. Если в серии низкотемпературных плагиоклазов сдвиг максимума полосы  $\nu_1$  следует связывать с изменением состава при переходе от анортита ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) к альбиту ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), т. е. с так называемой «концентрационной неупорядоченностью» Si—Al, то наблюдаемый тот же эффект сдвига полосы в плагиоклазах одного состава,

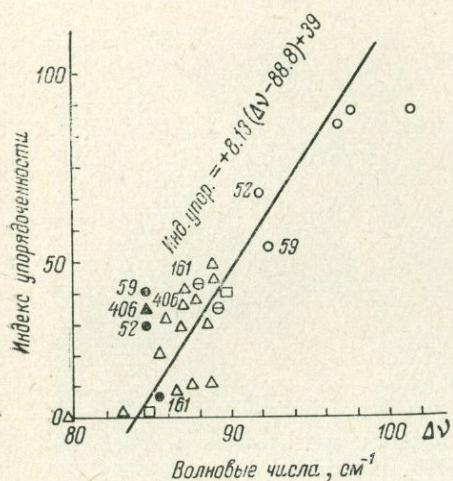


Рис. 5. Корреляция «условных индексов упорядоченности», по Д. Б. Слеммонсу, и разности  $\Delta\nu$  волновых чисел  $\nu_1$  и  $\nu_2$ , соответствующих среднему значению максимумов полос поглощения 600—650 и 500—550 см<sup>-1</sup> для плагиоклазов с различными термодинамическими условиями формирования.

Обозначения см. на рис. 1.

«внутренних твердых растворов» (Марфунин, 1962), что максимум полосы 600—650 см<sup>-1</sup> для высокотемпературных плагиоклазов имеет значительно большую протяженность («размытость»), чем для низкотемпературных плагиоклазов, независимо от состава.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы.

1. Как изменения состава плагиоклазов, связанные с «концентрационной неупорядоченностью» Si—Al при переходе от анортита к альбиту, так и структурные изменения, являющиеся результатом различной степени упорядоченности Si—Al для плагиоклазов одного состава, но различной термальной истории, вызывают подобные изменения в их спектрах, и разграничить их затруднительно.

2. При условии надежного отнесения плагиоклаза к низкотемпературным формам наблюдаемые изменения в спектральных характеристиках можно использовать для определения состава по корреляционной кривой  $\nu_1$  от состава.

3. При известном составе плагиоклаза изменения в спектральных характеристиках  $\nu_1$  и  $\nu_2$  можно использовать для суждения о принадлеж-

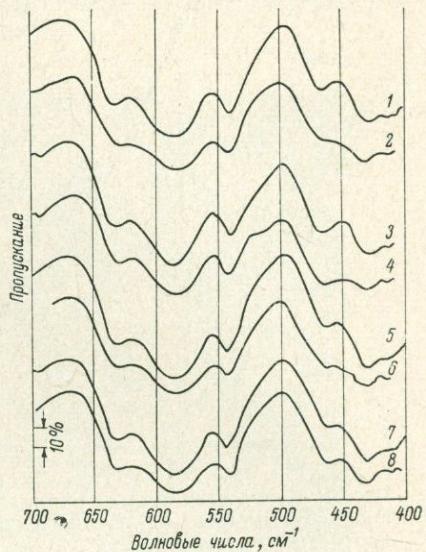


Рис. 6. ИК-спектры поглощения природных плагиоклазов.

1, 3, 5, 7 — образцы 59, 52, 161, 406; 4, 6, 8 — те же образцы, прокаленные при 1200° С в течение 12 час.

но отличных по термальным условиям образования, является результатом изменения степени упорядоченности Si—Al по типу (Марфунин, 1962). Следует отметить, что для высокотемпературных плагиоклазов имеет значительно большую протяженность («размытость»), чем для низкотемпературных плагиоклазов, независимо от состава.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы.

1. Как изменения состава плагиоклазов, связанные с «концентрационной неупорядоченностью» Si—Al при переходе от анортита к альбиту, так и структурные изменения, являющиеся результатом различной степени упорядоченности Si—Al для плагиоклазов одного состава, но различной термальной истории, вызывают подобные изменения в их спектрах, и разграничить их затруднительно.

2. При условии надежного отнесения плагиоклаза к низкотемпературным формам наблюдаемые изменения в спектральных характеристиках можно использовать для определения состава по корреляционной кривой  $\nu_1$  от состава.

3. При известном составе плагиоклаза изменения в спектральных характеристиках  $\nu_1$  и  $\nu_2$  можно использовать для суждения о принадлеж-

ности плагиоклаза к переходным формам между низкотемпературным и высокотемпературным состояниями, т. е. судить об условиях формирования вмещающих пород.

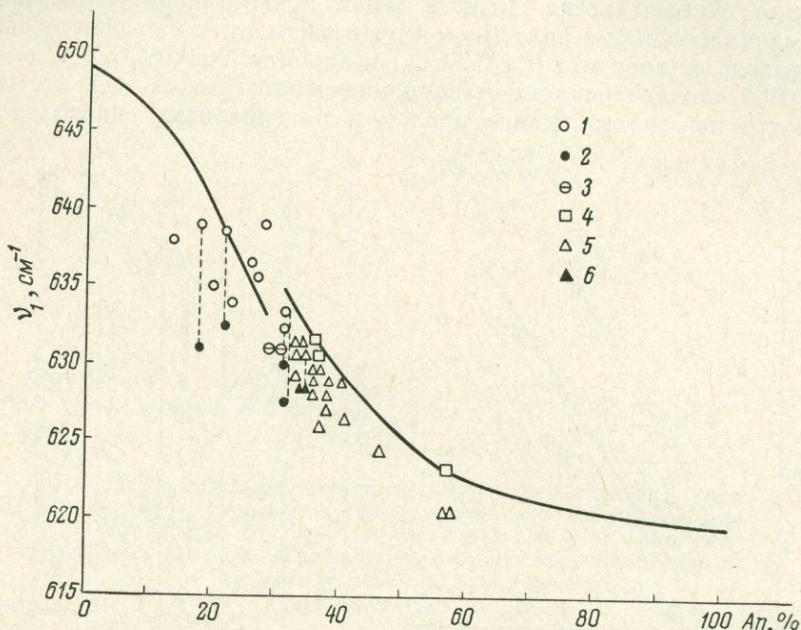


Рис. 7. Положение исследованных плагиоклазов относительно кривой зависимости максимума полосы поглощения  $600-650 \text{ cm}^{-1}$  от содержания аортитовой составляющей для серии низкотемпературных плагиоклазов.

Обозначения см. на рис. 1.

## ЛИТЕРАТУРА

- Марфунин А. С. Половые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Hafner S., Laves F. Ordnung—Unordnung und Ultrarotabsorption. II. Variation der Lage und Intensität einiger Absorption von Feldspäten. — Zur Struktur von Orthoklas und Adular. — Zs. Krist., 1957, Bd. 109, Hf. 1—6.
- Slemmons D. B. Observation on order-disorder relation of natural plagioclase. A method of evaluating order — disorder. — Norsk. Geol. Tidsskr., 1962, Bd. 42, halv. 2.
- Smith J. R., Yoder H. D. Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. — Amer. Miner., 1956, v. 41, № 7—8.
- Thompson C. Sh., Wadsworth M. E. Determination of the composition of plagioclase by means of infrared spectroscopy. — Amer. Miner., 1957, v. 42, № 5—6.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. High-temperature albite and contiguons feldspars. — J. Geol. 1950, v. 58, № 5.

Е. К. СТАНКЕВИЧ

## ОСУМИЛИТ ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАВКАЗА

Впервые этот минерал из группы кордиерита был описан А. Миасиро (Miyashiro, 1956) в биотитсодержащих гиперстеновых плагиолипаритах (риодацитах) вулкана Сакуразима (о. Кюсю, Япония). На территории СССР осумилит до настоящего времени не был встречен.

На присутствие в лавах вулкана Малого Непискало (Кельское вулканическое нагорье Большого Кавказа) своеобразного синего плеохро-

ирующего минерала впервые обратил внимание Ф. Ю. Левинсон-Лесинг (1913), определивший его как кордиерит. Позднее Н. И. Схиртладзе (1958) также описал этот минерал как кордиерит. Тщательный отбор минерала и изучение его оптическими, химическими и рентгенометрическими методами позволили сделать вывод, что он является осумилитом. В шлифе это прозрачный, лишенный спайности минерал, окрашенный в густо-голубой цвет. Чаще всего образует неправильные по форме выделения, реже таблитчатые (рис. 1, 2). Для осумилита характерен резкий плеохроизм — по Ng темно-голубой, Np — бесцветный. Минерал оптически одноосный положительный. Показатели предломления: Ng =  $=1.550 \pm 0.002$ ; Np =  $1.541 \pm 0.002$ ; Ng—Np = 0.009.



Рис. 1. Ксеноморфное выделение осумилита (Oc) в основной массе гиперстенового андезита.

Увел. 80, без анализатора.

Осумилит распространен в гиперстеновых андезитах, слагающих плоское куполообразное экструзивное тело на сланцевом цоколе, прилегающее к южному склону сильно разрушенной вулканической постройки позднеплиоценового вулкана Малого Непискало.

Осумилитсодержащие гиперстеновые андезиты (табл. 1) представляют собой яспопорфировую породу с фенокристаллами зонального высокотемпературного плагиоклаза — лабрадора ( $Ab_{43}An_{57}$ ) и гиперстена ( $En_{58}Fs_{42}$ ), часто образующих гломеропорфировые скопления. Характерно постоянное присутствие зеленой шпинели и бесцветного граната, включенных в фенокристаллы плагиоклаза. В основной массе наблюдаются мелкие лейстовидные и таблитчатые выделения олигоклаза (№ 27—28), гиперстена, зерна магнетита, апатит, тридимит, а также осумилит и кислое буроватое вулканическое стекло.

Как правило, осумилит отличается резким ксеноморфизмом, содержит включения тридимита, реже мелкие лейсты плагиоклаза и зерна гиперстена. В отдельных случаях обнаруживаются следы активного воздействия осумилита на гиперстен, причем последний приобретает узкую приконтактовую оливково-зеленую оторочку с ясным плеохроизмом ( $Ng > Np$ ). Реже осумилит образует таблитчатые формы с зональным

строением и полисинтетическим двойникованием. Встречаются сложные таблитчатые кристаллы, в которых ядро представлено голубым осумилитом, постепенно сменяющимся к периферии зерна бледно-фиолетовым или бесцветным минералом, имеющим сложное двойниковое строение и по-

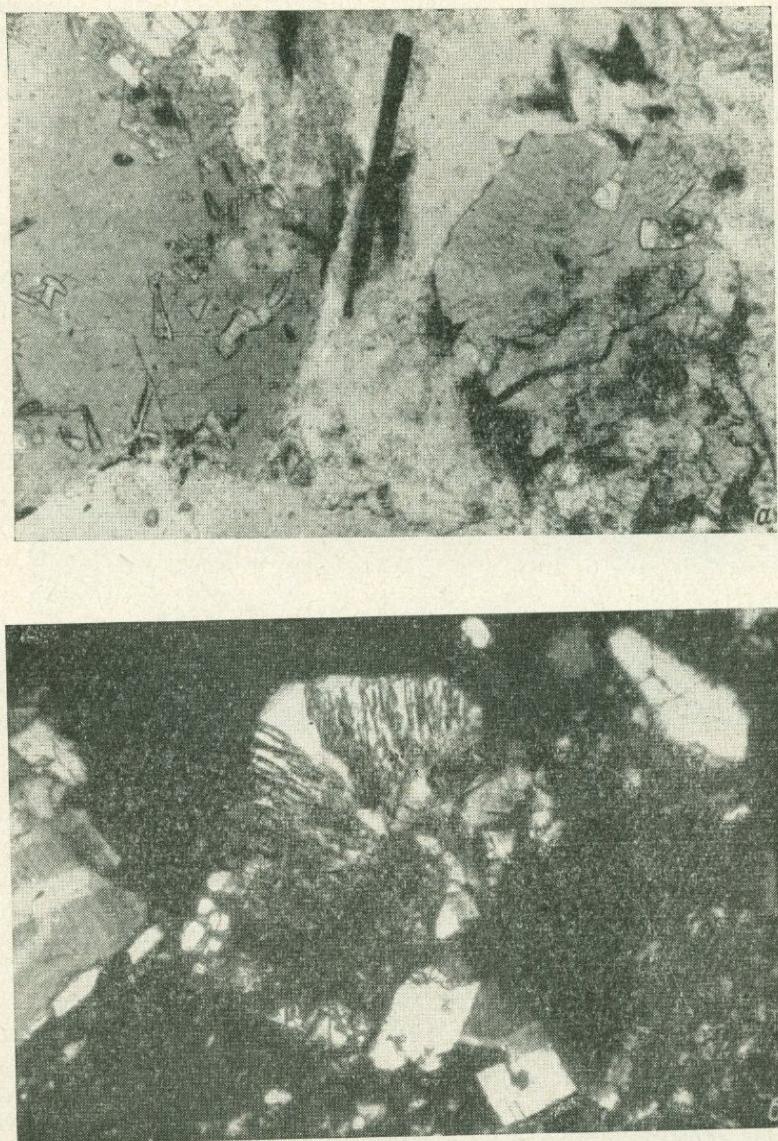


Рис. 2. Таблитчатое выделение осумилита (темно-серое).  
а — увел. 80, без анализатора; б — то же выделение (со сложным двойникованием)  
при скрещенных николях.

казатели преломления большие, чем у осумилита ядра. Полисинтетически сдвойникованый минерал обнаруживает отчетливую коноскопическую фигуру двуосного минерала ( $2V = -74^\circ$ ). Краевые зоны таких сложных таблитчатых выделений представлены уже бесцветным и несдвойникованым двуосным положительным ( $2V = +84^\circ$ ) минералом с несколько большими показателями преломления. Подобная зональность

Таблица 1

Химический состав осумилитсодержащих пород (вес. %)

Окислы	Андезит * (Кавказ, Кель- ское нагорье, М. Непискало)	Плагиопи- рит ** (Япония, о. Кюсю, Сакуразима)
SiO <sub>2</sub>	60.32	72.75—74.65
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.43—0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.66	13.67—14.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.18	0.40—0.64
FeO	3.45	1.43—1.92
MnO	0.43	0.04
MgO	3.24	0.61—0.67
CaO	4.52	2.66—2.77
Na <sub>2</sub> O	3.82	3.05—4.23
K <sub>2</sub> O	2.00	2.16—2.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.07—0.26
F	0.02	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0.24—0.47
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0.02—0.39
П. п. п.	0.38	
Сумма	99.62	

\* Аналитик В. В. Дынкина.

\*\* Аналитик А. Миасиро (Miyashiro, 1956).

Таблица 2

Химический состав осумилита (вес. %)

Окислы	Осумилит Кавказа *	Осумилит (Miyashiro, 1956)
SiO <sub>2</sub>	64.00	50.78
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.40	24.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.60	1.95
FeO	3.51	9.97
MnO	0.23	0.40
MgO	3.95	6.68
CaO	0.62	0.61
Na <sub>2</sub> O	0.80	1.00
K <sub>2</sub> O	2.75	1.42
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	1.73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0.27
Сумма	100.18	99.67

\* Аналитики Н. И. Шувалова, Г. В. Щербович.

может быть интерпретирована как нарастание на осумилит кордиерита с резко изменяющимся составом и различной структурной упорядоченностью.

Химический состав кавказского осумилита (табл. 2) несколько отличается от состава осумилита, описанного А. Миасиро, что, возможно,

Таблица 3

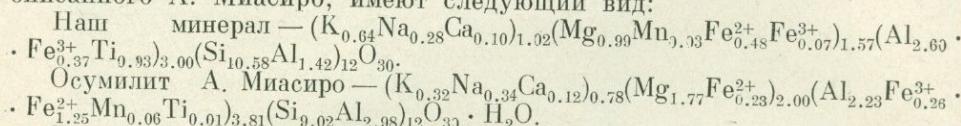
Результаты рентгенометрического анализа кавказского осумилита

Осумилит (ASTM, 1967), о. Кюсю, Япония			Осумилит Кавказа		Параметр c, Å
$\frac{d}{n}$	I	hkl	$\frac{d}{n}$	I	
7.2	80	002	7.2	20	
5.6	40	102	5.6	20	
5.1	80	110	5.1	40	
4.4	60	200	4.4	30	
4.15	80	112	4.15	70	
3.74	60	202	3.75	50	
3.58	40	004	3.59	25	
3.34	40	120, 104	3.34	30	
3.24	100	121	3.23	100	
3.02	40	122	3.02	20	
3.93	80	124, 300	2.93	70	
2.78	60	204	2.78	60	
—	—	—	2.73	20	
2.54	40	220	2.53	35	
—	—	—	2.44	10	
2.39	40	006	2.39	20	14.36 ± 0.01
2.17	40	—	2.17	30	
2.02	40	—	2.01	40	
1.855	60	—	1.854	40	
—	—	—	1.792	40	
1.737	40	—	1.740	30	
—	—	—	1.689	20	

Примечание. Условия съемки: УРС-50 ИМ, CuK<sub>α</sub>. Анализ выполнен Т. А. Лукьяновой (ВСГЕИ).

связано с различным составом вмещающих пород. Описанный А. Миасиро минерал приурочен к плагиолипаритам (риодацитам), которые характеризуются вкрапленниками андезина, кварца, гиперстена, биотита и магнетита. Основная масса представлена здесь главным образом тридимитом, олигоклазом и щелочным полевым шпатом с подчиненным развитием кислого стекла, кварца, фаялита, гиперстена, биотита и осумилита. Последний ксеноморфен в основной массе, но образует идиоморфные выделения в друзовых полостях, где встречается в ассоциации с тридимитом и кварцем. Химический состав плагиолипарита приведен в табл. 1. В обоих случаях осумилит является наиболее поздним по времени выделением минералом и ассоциирует с тридимитом.

Кристаллохимические формулы кавказского осумилита и осумилита, описанного А. Миасиро, имеют следующий вид:



Данные рентгеноструктурного анализа кавказского осумилита (табл. 3) и расчет параметра  $c$  (А) элементарной ячейки однозначно отличает осумилит от кордиерита, у которого параметр  $c = 9.3$  Å.

А. Миасиро считает осумилит характерными минералом вулканических пород. Присутствие осумилита в андезитах вулкана Малого Непискало и характерная ассоциация минералов свидетельствуют о высоких температурах кристаллизации пород, а включения шпинели и граната указывают на глубинные источники расплава. Характерно, что осумилит содержащие андезиты являются наиболее ранними проявлениями вулканизма в пределах Кельского нагорья.

## ЛИТЕРАТУРА

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1. М., «Мир», 1965.  
 Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. — Изв. СПб. Политех. ин-та, 1913, т. 20.  
 Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эфузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1958.  
 Miyashiro A. Osumilite, a new silicate mineral, and its crystal structure. — Amer. Miner., v. 41, № 1, 2, 1956.  
 A S T M. Powder diffraction file. Inorganic volume. Sets. 6—10. Ed. I. V. Smith — Amer. soc. for testing materials, Philadelphia, 1967.

Ю. М. КИРНАРСКИЙ, Л. В. КОЗЫРЕВА

## О КАРБОНАТНЫХ ЖИЛАХ В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Геологическое строение Хибинского щелочного массива и связанных с ним апатитовых месторождений хорошо известно по большому числу работ (Елисеев и др., 1939; Галахов, 1959, 1961; Зак, 1963; Иванова, 1963; и др.), однако Хибины все еще преподносят сюрпризы своим исследователям. Одним из таких «сюрпризов» явилась находка карбонатных пород в керне скв. 609, пробуренной геологами Хибиногорской ГРП в 1969—1970 гг. вблизи устья р. Тулиок с целью подсечения на глубине апатитоносных ийолит-урититов, выклинивающихся по простиранию на дневной поверхности в северо-восточной части массива (рис. 1). Керн скв.

609 был осмотрен нами весной 1972 г. с любезного разрешения старшего геолога Хибиногорской ГРП Ф. В. Минакова.

Геологическая колонка скв. 609 в обобщенном виде представлена на рис. 2. Скважина прошла по фойяитам, рассеченым жилами меланократовых слюдяных лампрофиров (условно называемых далее мончикитами) и жилками карбонатных пород. Характерна общая розовато-бурая окраска фойяитов, обусловленная интенсивной ширеутейнанизацией нефелина. Этот процесс проявлен повсеместно до глубины 400 м от дневной поверхности, а в виде отдельных более или менее мощных зон ширеутейнанизированные фойяиты встречены в керне вплоть до глубины 800 м. В некоторых случаях отмечается приуроченность карбонатных жилок к центральным

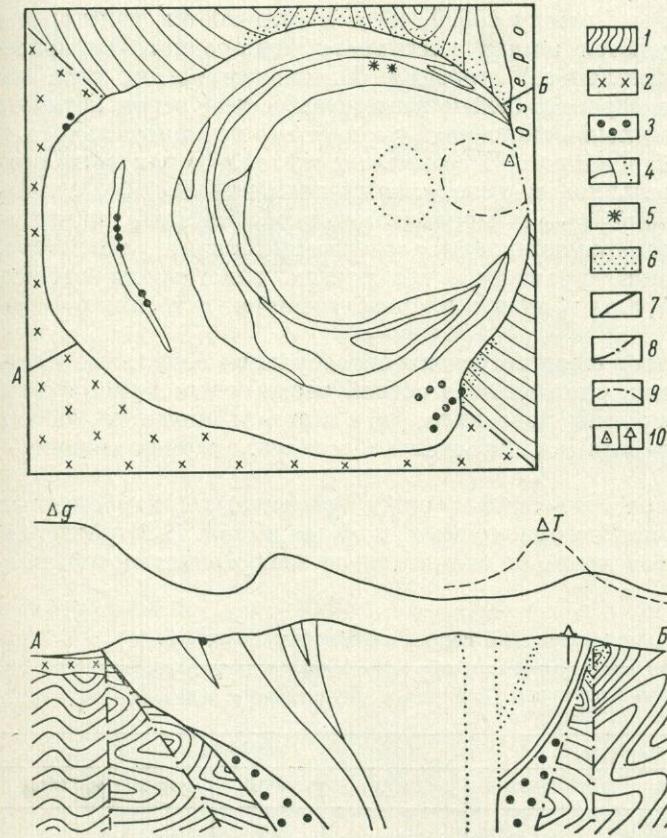


Рис. 1. Схема геологического строения Хибинского щелочного массива. Составлена по данным Е. Н. Володина (1939), С. И. Зака (1963), Г. Н. Шаблинского (1963, 1967), А. В. Гахова (1966, 1970).

1 — архейские гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — протерозойские метаморфизованные осадочно-эффузивные породы свиты имандра-варзуга; 3 — калевонские ультраосновные и щелочные породы; 4 — герцинские щелочные породы массива и границы между отдельными их разновидностями; 5 — эрзитивные брекчии (трубы взрыва); 6 — зоны фенитизации гранито-гнейсов; 7 — внешние границы массива; 8 — предполагаемые линии разломов; 9 — границы депрессии в центральной части Кhibin; 10 — положение скв. 609: а — в плане, б — в разрезе

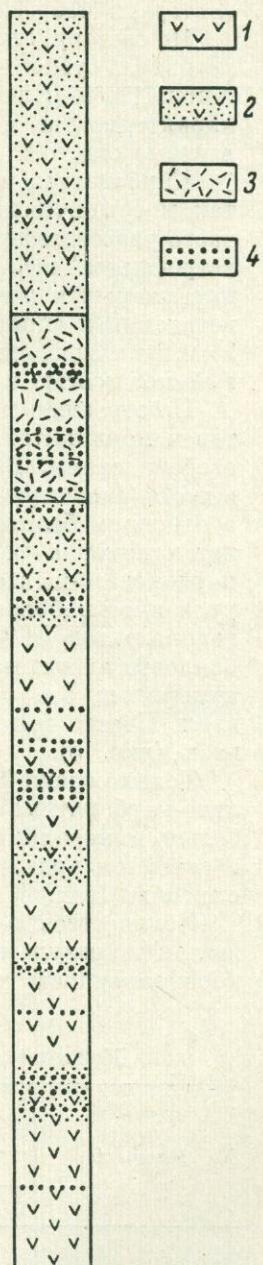


Рис. 2. Схематизированная геологическая колонка скв. 609.

1 — фойяиты неизмененные; 2 — фойяиты ширеутейнанизированные; 3 — жильные меланократовые щелочные лампрофирсы (мончикиты); 4 — карбонатные жилы.

частям шпреуштейнизированных зон (например, на интервале 700—750 м), но в других случаях жилки рассекают практически свежие фойяиты (интервал 450—520 м и др.).

По составу, структуре и взаимным соотношениям фойяиты и мончикиты не имеют существенных отличий от аналогичных пород, описанных для Хибин ранее (Елисеев и др., 1939; Галахов, 1961, и др.). Ниже приводится характеристика карбонатных жил, рассекающих фойяиты и мончикиты в керне скв. 609.

Карбонатные жилки имеют четкие секущие контакты как с фойяитами, так и с мончикитами. Границы жилок неровные, извилистые; жилки часто разветвляются и пересекают керн под различными углами. Нередко встречаются штокверкоподобные зоны сближенных между собой субпараллельных жилок, от которых отходят взаимно соединяющиеся ответвления и «проводнички». Мощность жилок обычно не превышает 1—2 см, но в отдельных случаях наблюдаются и более мощные жилы (с видимой мощностью по оси керна до 2 м).

По строению и составу карбонатные жилки, залегающие среди фойяитов и мончикитов, близки между собой, хотя и отличаются некоторыми особенностями. Встречаются жилки массивного (однородного) и полосчатого (симметрично-зонального) строения. Массивные жилки сложены в основном белым или серовато-белым кальцитом, среди зерен которого незакономерно распределены скопления розоватого мanganocalцитита и коричневато-желтого бербанкита. В зональных жилках характерна приуроченность белого кальцита к центральным (осевым) частям, а мanganocalцитита и бербанкита — к призальбандовым. Часто в призальбандовых частях наблюдается повышенное содержание биотита, магнетита, сульфидов; это особенно характерно для жилок, залегающих в фойяитах. Иногда эти минералы вблизи жилок встречаются и в самых фойяитах (рис. 3).

Только среди фойяитов были встречены своеобразные зональные криолито-карбонатные жилки, сложенные в осевой части серым криолитом и белым минералом из группы давсонита, а в призальбандовых частях в основном красновато- или кофейно-желтым минералом ряда сидерит—олигонит (рис. 4).

Количественно-минералогический состав различных карбонатных жилок (по результатам подсчетов в шлифах) показан в табл. 1. Характерны неравномерность распределения и значительное непостоянство содержа-

Таблица 1

Количественно-минералогический состав карбонатных жил (об. %)

Минералы	Жилки в щелочном лампрофире		Жилки в фойяитах				
	глубина, м		глубина, м				
	296.3	299.0	462.5	483.0	507.6	634.0	
Кальцит	33.0	70.9	42.3	95.6	67.2	6.4	
Мanganocalцит	17.5	19.6	0.3	—	3.2	—	
Сидерит—олигонит	—	—	—	—	—	55.6	
Бербанкит	1.2	—	44.0	—	31.6	6.0	
Криолит	—	—	—	—	—	15.1	
Давсонит	—	—	—	—	—	9.5	
Флюорит	—	1.1	—	—	1.2	0.4	
Биотит	47.3	8.1	4.5	1.1	—	—	
Магнетит	0.2	0.2	6.9	—	—	2.4	
Сульфиды	0.6	—	1.6	—	—	4.6	
Прочие	0.2	0.1	0.4	0.1	—	0.3	

ния отдельных минералов в различных жилках. Это заставило авторов воздержаться от изучения химического состава жил до получения соответствующих представительных проб. Ниже приводится краткое описание некоторых характерных минералов, выделенных из жилок.

**Кальцит** — главный минерал большинства жил, образующий агрегат белых или серовато-белых зерен, размер которых колеблется от долей миллиметра до 3—4 мм. Зерна имеют различные (удлиненные или изометрические) ксеноморфные очертания. Часто наблюдаются включения кальцита в бербанките. Показатели преломления соответствуют

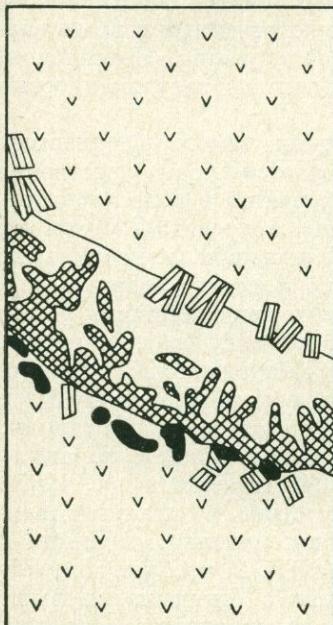


Рис. 3. Схема строения кальцитовой жилки. Зарисовка керна, глуб. 502.2 м; масштаб 1 : 1.

1 — вмещающие фойяиты; 2 — кальцит; 3 — мanganocalцит; 4 — магнетит; 5 — биотит.

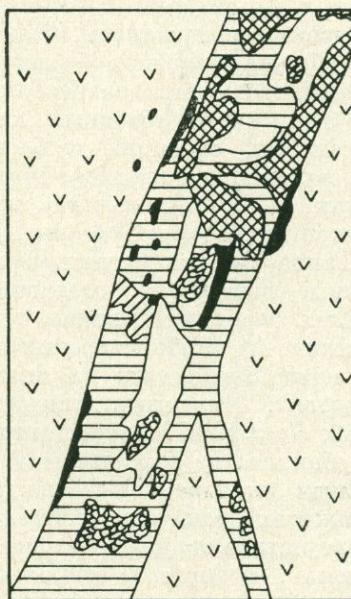


Рис. 4. Схема строения зональной криолит-сiderитовой жилки. Зарисовка керна, глуб. 634.0 м; масштаб 1 : 1.

1 — вмещающие фойяиты; 2 — сидерит-олигонит; 3 — бербанкит; 4 — давсонит; 5 — криолит; 6 — пирит (и другие сульфиды).

стандартным:  $No = 1.658$ ;  $Ne = 1.486$ . Спектральным анализом в кальцитах, в частности, установлено повышенное содержание марганца, бария, стронция, редких земель цериевой группы (табл. 2). Характерно, что подобные особенности в литературе часто отмечаются для кальцитов из карбонитовых комплексов (Гинзбург, Эштейн, 1968; Соколов и др., 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972, и др.).

**Марганцовистый кальцит и мanganocalцит** наиболее характерны для карбонатных жилок, залегающих в мончикитах. Часто минералы этой группы замещают нефелин, канкринит и альбит в экзоконтактных фойяитах. Цвет этих минералов, по-видимому связанных между собой постепенными переходами, желтоватый или розоватый, размер зерен от 0.4—0.5 мм до 1—2 мм. Морфологические наблюдения позволяют предположить более раннюю кристаллизацию мanganocalцитов по сравнению с «нормальным» кальцитом. Показатели преломления минералов этой группы колеблются в пределах:  $No = 1.667 \div 1.703$ ;  $Ne = 1.489 \div 1.519$ . Рентгенограммы минералов, полученные в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР Ю. П. Меньшиковым, подтвердили принадлежность описываемых минералов к марганцовистому каль-

циту (обр. 160 с  $No = 1.670$  и  $Ne = 1.495$ ) и манганокальциту (обр. 156 с  $No = 1.698$  и  $Ne = 1.515$ ). Как и в «нормальном» кальците, в манганокальцитах спектрально установлено повышенное содержание бария, стронция и редких земель цериевой группы (табл. 2).

Сидерит-олигонит был встречен лишь в жилках с криолитом, залегающих в фойяитах, а также в самих фойяитах, вмещающих эти жилки. Мелкие желтовато-оранжевые и кремовые зерна этого минерала тесно срастаются с криолитом и минералом типа давсонита. Показатели преломления сидерита:  $No = 1.782$ ;  $Ne'(1011) = 1.722$ . Рентгенограмма минерала близка к эталонной (Михеев, 1957). По данным спектрального анализа (табл. 2), сидерит отличается от других встреченных в жиле карбонатов высоким содержанием железа, магния и марганца. Повышенное содержание бария, возможно, объясняется незначительной загрязненностью анализированного материала бербанкитом.

Бербанкит — безводный карбонат редких земель (периевых), натрия, кальция, стронция и бария — наблюдается преимущественно в жилках, залегающих среди фойяитов. Он встречается в виде характерных мелких (доли миллиметра) желтоватых и желтовато-коричневых кристалликов удлиненной формы, обычно образующих неправильные сростки. Такие сростки неравномерно окрашены и часто содержат черные точечные включения, оставшиеся не диагностированными. Часто в кристаллах бербанкита видны включения кальцита, что характерно для бербанкита из карбонатитовых комплексов (Капустин, 1971). В протолочках зерна бербанкита по внешнему виду напоминают апатит и иногда сидерит. Плотность минерала 3.44. Показатели преломления:  $No = 1.632$ ;  $Ne = 1.627$ . Порошкограмма аналогична эталонной порошкограмме бербанкита из карбонатитов Вуориярви (Кухаренко и др., 1965). Спектральным анализом подтверждается присутствие в анализированных бербанкитах значительного количества церия, лантана, стронция и бария. Присутствие свинца, а также циркония (табл. 2) требует дальнейшего изучения. Возможно, эти элементы связаны с отмеченными выше черными точечными включениями. Заниженные по сравнению с эталонными значения плотности и показателей преломления, судя по литературным данным (Геохимия..., 1964), указывают на сравнительно невысокое содержание редких земель в изученном бербанките.

Давсонит — редкий карбонат натрия и алюминия — встречен в жилках вместе с сидеритом и криолитом (рис. 4). Этот минерал образует белый спутанно-волокнистый агрегат с характерным шелковистым блеском. Под бинокуляром и в шлифах видно, что этот агрегат состоит из мелких (до 0.3—0.5 мм в длину) тонких иголочек бесцветного прозрачного минерала. Его оптические свойства:  $N'g = 1.541$ ;  $N'p = 1.483$ ; погасание прямое, удлинение положительное. Плотность минерала 2.63. Порошкограмма давсонита, рассчитанная Ю. П. Меньшиковым, полностью аналогична эталонной (ASTM, 1969). В дополнение к результатам спектрального анализа (табл. 2) в химической лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР аналитиком Е. И. Успенской установлено отсутствие в этом минерале фтора.

Криолит — редкий фторид натрия и алюминия — в виде сплошных агрегатов мелких белых зерен встречен в осевых частях некоторых карбонатных (преимущественно сидеритовых) жилок, залегающих среди фойяитов (рис. 4). Подобная же ассоциация криолита с сидеритом типична и для известного месторождения криолита Ивигтут (Минералы, 1963). Иногда в пустотках наблюдаются мелкие (до 1.0—1.5 мм в поперечнике) кубовидные сероватые кристаллики криолита с характерными ступеньками роста и дополнительными гранями на (110). Плотность минерала 3.06. Показатели преломления криолита 1.340; двупреломление 0.001—

Т а б л и ц а 2

## Результаты спектрального анализа минералов, %

Элемент	Кальциты				Манганокальциты		Сидерит	Бербанкиты			Криолит	Давсонит
	Глубина, м				Глубина, м		Глубина, м	Глубина, м			Глубина, м	Глубина, м
	462.5	483.0	507.6	634.0	296.3	299.0	634.0	296.3	462.5	507.6	634.0	634.0
Be	0.0001	0.0001	—	0.0006	—	—	0.0003	0.0001	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	0.003	0.01	0.003	—	—
Mn	1	1	1	1.0	1	1	1	1	1	0.56	0.03	0.014
Pb	0.004	0.004	0.02	0.004	0.004	0.002	0.02	0.02	0.15	0.4	0.001	0.003
Tb	—	—	—	—	—	—	—	0.17	0.3	0.3	—	—
Sn	—	0.001	0.01	—	0.003	0.003	—	0.003	—	—	—	—
Mg	1.0	3	3	0.5	3.0	1.0	3	3.0	0.2	0.02	0.04	0.002
Fe	3	3	3	3	3	3	3	3	1.5	1.5	0.003	0.003
Mo	0.003	0.03	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	Сл.	0.0006
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.007	—	—
Ti	0.01	0.003	0.006	0.01	0.003	0.001	0.02	0.01	0.1	0.01	0.005	0.001
Y	0.05	0.04	0.4	0.001	0.01	0.003	0.4	0.4	0.4	0.4	—	—
Ce	0.8	0.8	0.8	—	—	0.08	—	1	1	1	—	—
La	0.4	0.27	0.4	0.03	0.03	0.01	0.16	1	1	1	—	—
Cu	0.0006	0.001	0.0004	0.001	0.001	0.0004	Сл.	?	?	0.003	0.02	0.01
Ag	—	—	—	0.0001	—	—	0.0001	—	—	—	—	—
Yb	0.008	0.014	0.008	0.0005	0.001	0.001	0.0027	0.0027	0.008	0.0027	—	—
Zr	0.01	0.04000	0.01	0.003	0.01	0.003	0.03	0.01	0.15	0.04	0.001	0.001
Sr	1	1	1	0.03	0.17	0.3	0.05	1	—	—	0.01	—
Ba	0.3	0.45	0.45	0.6	0.1	0.45	0.6	1	1	1	0.004	0.02
Na	1	0.44	0.4	1	0.05	0.08	0.4	?	1	1	—	1
Ni	—	—	—	—	0.001	0.001	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР полукачественным методом просыпки, аналитик Е. А. Медникова.

0.002. Дебаеграмма анализированного минерала аналогична эталонной для криолита из Ивигтута (Минералы, 1963). Спектральный анализ криолита приведен в табл. 2. Е. И. Успенской определено содержание фтора (52.72%), подтверждающее диагностику криолита.

Кроме описанных минералов, в карбонатных жилах скв. 609 встречены натролит, пектолит, канкринит, биотит, флюорит, тантало-ниобаты (пигохлор<sup>?</sup>, луешит<sup>?</sup>), магнетит, сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит, молибденит). Подобная ассоциация минералов не была известна для Хибин ранее. Низкотемпературные цеолитные и карбонатные жилы, рассматриваемые как проявление завершающего этапа формирования Хибинского щелочного массива (Лабунцова и др., 1971, и др.), значительно отличаются от описанных выше жилок. Особенности минерального состава карбонатных жил позволяют говорить о том, что значительная геохимическая роль в их формировании принадлежит кальцию, барнию, стронцию, редким землям (цериевым), углероду и фтору.

В поздних гидротермальных жилах, развитых к югу от описанного участка (в районе Коашвы), установлено значительное развитие минералов натрия, кальция, углерода и фтора (натролит, пектолит, канкринит, апофиллит, флюорит, виллиомит, анкилит, кальцит и др.). Далее к западу (в районе Расвумчорра и Юкспоря) роль щелочноземельных элементов, углерода и фтора уменьшается, о чем говорит уменьшение содержания соответствующих минералов в поздних жилах. При этом увеличивается роль калия — появляются такие калийсодержащие минералы, как дельхайелит, канасит, фенаксит, тинаксит, вадеит, специфические сульфиды калия — джерфишерит и расвумит и другие минералы.

Таким образом, сравнение описанных карбонатных жил с поздними гидротермальными, развитыми в районе хорошо изученных апатитовых месторождений, во-первых, выявляет черты сходства и различия вещественного состава этих образований, а, во-вторых, позволяет говорить о существовании своеобразной горизонтальной минералого-геохимической зональности распространения различных типов жил в породах Хибинского массива. Эта зональность требует специального геохимического и петрологического изучения.

Описанные выше карбонатные жилы по некоторым особенностям залегания, строения и состава близки к поздним гидротермально-метамосатическим карбонатным породам каледонских массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Как известно, массивы такого типа на территории Кольского полуострова распространены очень широко (Кухаренко и др., 1965), однако признаки прямой связи между ними и герцинскими нефелин-сиенитовыми интрузиями Хибин и Ловозера до недавнего времени никем не устанавливались. Лишь в последние годы появились сведения о находке среди нефелиновых сиенитов Хибин реликтов ультраосновных и щелочных пород, характерных для каледонских комплексов (Галахов, 1966, 1970 и др.). По мнению А. В. Галахова (1970), каледонские, и герцинские породы Хибин приурочены к единой грабеновой структуре, в которой трещинное тело каледонских пород было почти полностью уничтожено герцинской нефелин-сиенитовой интрузией. Это мнение сейчас поддерживается и другими исследователями (Кухаренко и др., 1971).

Описанные нами карбонатные жилы, рассекающие фойяиты, вызывающие в них различные экзоконтактовые изменения и содержащие набор характерных для поздних карбонатитов минералов (кальцит, мanganocalцит, сидерит, бербанкит, тантало-ниобаты, сульфиды) и химических элементов (кальций, барий, стронций, цериевые редкие земли), могут рассматриваться как дополнительный критерий связи и преемственности каледонского и герцинского щелочного магматизма на Кольском полу-

острове. На близость этих жил и карбонатитов указывает также некоторое повышение общего уровня радиоактивности пород по керну скв. 609 на участках развития карбонатных жилок (устное сообщение Ф. В. Минакова). Выше уже отмечалось наличие следов урана в спектральных анализах бербанкита. Как известно, повышенная радиоактивность карбонатитов по сравнению с вмещающими их породами является одним из характерных типогенных признаков этих образований (Игнатьева, 1967, Березина, 1972 и др.).

Нужно отметить, что аналогия изученных карбонатных жил и карбонатитов не является полной. В частности, в типичных карбонатитовых комплексах из различных районов земного шара не встречались криолит и давсонит, хотя в различных щелочных карбонатитоподобных ассоциациях эти минералы описывались неоднократно (Heinrich, Quon, 1963; Минералы, 1963; Капустин, 1971).

Примечательно, что карбонатные жилки встречены в Хибинах в керне именно этой скважины — единственной, пробуренной до настоящего времени (за 40 с лишним лет интенсивных исследований!) в депрессии центральной части Хибин. Учитывая полное отсутствие обнажений и горных выработок в этом районе, который лишь по общим геологическим соображениям и геофизическим данным считается сложенным фойяитами, можно высказать предположение о вероятности нахождения тел карбонатитов или близких к ним пород. Это предположение принципиально разделяется и рядом других исследователей Хибин (Ф. В. Минаков, О. Б. Дудкин — устные сообщения). Имеющиеся геофизические данные (Шаблинский, 1963, 1967 и др.) не могут ни подтвердить, ни опровергнуть это предположение из-за близости соответствующих физических свойств карбонатитов и фойяитов. Анализ соответствующих графиков по профилю через Хибинский массив (рис. 1) показывает, что аномалия  $\Delta g$  в северо-восточной части Хибин однозначно интерпретируется в связи с развитыми здесь ийолит-уртитами. В то же время повышенные значения  $\Delta T$  такой однозначной геологической интерпретации пока не имеют. Можно сказать, что они не противоречат предположению о возможности нахождения в северо-восточной части Хибин на глубине 4—5 км реликтов каледонских гипербазитов, аналогичных найденным на дневной поверхности в западной и южной частях массива. Подобное предположение было сделано А. В. Галаховым (1970) для юго-западного фланга Хибин.

Обращаясь к другим районам развития карбонатитов, хорошо известным по литературным данным (Гинзбург, Эпштейн, 1968; Капустин, 1971, и др.), можно считать доказанной пространственную связь карбонатитов и щелочных пород, а также карбонатитов и кимберлитов. Во многих случаях устанавливается и генетическая связь между этими образованиями. В последние годы появились многочисленные сведения о существовании пород, занимающих промежуточное положение между карбонатитами и кимберлитами — «карбонатитовые эруптивные брекчии», «кимберлитоподобные породы», «ингилиты» и т. п. (Егоров, Сурина, 1970; Каминский, 1969; Маршинцев, 1970, и др.). В Хибинах подобные трубкообразные тела, сложенные эксплозивными кимберлитоподобными брекчиями, встречены к северо-западу от описанных карбонатных жил (рис. 1). Связь этих двух необычных для Хибин типов пород представляется особенно интересной, если учитывать большую роль взрывных явлений при карбонатитообразовании (Гулин, 1972).

На Кольском полуострове, как известно, формирование карбонатитов и связанных с ними пород происходило на заключительном этапе проявления каледонского ультраосновного-щелочного магматизма (Кухаренко и др., 1965, 1971). Геологические взаимоотношения пород, встреченных в скв. 609, свидетельствуют о более молодом возрасте карбонатных жил

по отношению к фойяитам и мончицитам и не увязываются с представлением о реликтом характере вещества карбонатных жил. Конечно, можно появление описанных жил связывать с реоморфическим перемещением вещества захваченных фойяитами на глубине реликтов карбонатитов или с их контаминацией и последующим отделением карбонатных компонентов. Но подобное предположение нельзя считать доказанным без проведения специальных геологических и петрохимических исследований.

В свете данных А. В. Галахова о естественных рядах пород Хибинского массива и об эволюции состава магматического очага Хибин от ультраосновного через щелочно-ультраосновной до щелочного нефелин-сиенитового (Галахов, 1968, 1970) представляется правомерным и другое объяснение природы описанных карбонатных жил. Можно предположить, что возникновение подобных карбонатных пород является таким же постмагматическим завершением герцинского нефелин-сиенитового магматизма, каким являются известные на Кольском полуострове карбонатитовые комплексы по отношению к каледонскому ультраосновному щелочному магматизму.

Дальнейшее изучение поднятых в статье вопросов представляется интересным не только с научной, но и с практической стороны, если учесть металлогеническую специализацию массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (железо, титан, фосфор, редкие элементы) и вероятность нахождения соответствующей минерализации в глубинных частях Хибинского щелочного массива, на что ранее указывал и А. В. Галахов (1970).

Приятный долг авторов — поблагодарить Ф. В. Минакова и О. Б. Дудкина за предоставление материалов и деловое обсуждение рукописи.

## ЛИТЕРАТУРА

- Березина Л. А. Геохимия радиоактивных элементов в редкометальных карбонатитовых комплексах. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 35. М., 1972.
- Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.—Л., 1959.
- Галахов А. В. Геолого-петрографический очерк Хибинского щелочного массива и задачи дальнейших научных исследований. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинск. тундр. М.—Л., 1961.
- Галахов А. В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Кольский полуостров). — ДАН СССР, 1966, т. 170, № 3.
- Галахов А. В. Петрохимия естественных рядов магматических горных пород и эволюция щелочной магмы Хибинского массива. — В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносность Кольск. п-ова. Апатиты, 1968.
- Галахов А. В. О механизме центральных интрузий на примере Хибинского щелочного массива. — В кн.: Матер. по геологии и металлогении Кольск. п-ова, вып. 1. Апатиты, 1970.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 2. Минералогия редких элементов. М., 1964.
- Гинзбург А. И., Эпперт Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндоген. рудн. месторождений. М., 1968.
- Гулин С. А. Закономерности формирования метасоматической зональности. Л., 1972.
- Егоров Л. С., Сурина Н. П. Эруптивные брекчи карбонатизированных щелочных сиенитов. — В кн.: Карбонатиты и щелочн. породы севера Сибири. Л., 1970.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. — Тр. Лен. Геол. упр., вып. 19. М.—Л., 1939.
- Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива. — В кн.: Магматизм и геология Кольск. п-ова. М., 1963.
- Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., 1963.
- Игнатьева Т. С. О радиоактивности пород и руд месторождений апатита. — В кн.: Опыт применения радиоактивн. и других физ.-хим. методов при поисках и разведке руд нерадиоакт. элементов, сб. № 2. Л., 1967.
- Каминский Ф. В. «Кимберлитоподобные породы» — ингилиты. — В кн.: Матер. IV Всесоюз. петрограф. совещ., Баку, 1967.

- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., 1971.
- Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965.
- Кухаренко А. А. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., 1971.
- Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. Минералогия Хибинского массива. — В кн.: Автoreфераты работ сотрудников ИГЕМ. М., 1971.
- Маршинцев В. К. Эксплозивные карбонатитовые брекчики восточной части Анабарской антиклизы. — В кн.: Геология, петрография и минералогия магматич. образований сев.-вост. части Сибирск. платформы. М., 1970.
- Минералы, т. 2, вып. 1. Галогениды. М., 1963.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, т. 1. М., 1957.
- Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., 1972.
- Соколов С. В., Эштейн Е. М., Пантелеева Е. Ю. Об эволюции свойств кальцитов в карбонатитовом процессе. — В кн.: Геология месторождений редк. элементов, вып. 35. М., 1972.
- Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского plutонов. — Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. 74, вып. 1. Л., 1963.
- Шаблинский Г. Н. Очередные задачи геофизических работ при поисках апатитовых руд на Кольском полуострове. — В кн.: Опыт применения радиоакт. и других физ.-хим. методов при поисках и разведке руд нерадиоакт. элементов, сб. № 2. Л., 1967.
- A S T M. Powder file. — Amer. Soc. Testing Mater. 1969, 12, 449.
- Heinrich E. Wm., Quon S. H. New type of deposit of aluminofluoride minerals, Fremont County, Colorado. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, 73.

Е. И. ВОРОБЬЕВ, В. М. НОВИКОВ, Л. К. ПОЖАРИЦКАЯ

## МАГНЕЗИАЛЬНОСТЬ КАЛЬЦИТОВ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Исследования Р. И. Харкера и О. Ф. Таттла (Harker, Tuttle, 1955), Д. Л. Графа и Ю. Р. Голдсмита (Graf, Goldsmith, 1955, 1958), касающиеся системы  $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3$  при высоких температурах и давлениях  $\text{CO}_2$ , показали, что величина магнезиальности кальциита зависит от концентрации магния в системе, температуры и давления. Эта зависимость охарактеризована количественно в диаграмме Ю. Р. Голдсмита (Голдсмит, 1961), которая представлена на рис. 1.

До сих пор основное внимание исследователей было направлено на магнезиальные карбонатные системы с высокомагнезиальными кальцитами (Иоффе, 1966; Иоффе и др., 1971), что в значительной степени объясняется трудностями определения малых содержаний магния в кальцитах. Определение микроколичеств магния при высоких содержаниях кальция обычным колориметрическим методом приводит к большим ошибкам. При значительных содержаниях магния в кальцитах с успехом применялся рентгенографический анализ (Graf, Goldsmith, 1955; Иоффе, 1966), но эта методика сложна и трудоемка, и при самой тщательной работе погрешности в определении параметров кальцитов дают ошибку в определении магнезиальной составляющей до 0.5%  $\text{MgCO}_3$  (Эренбург, 1962; Иоффе, 1966).

Применение метода атомно-абсорбционной спектрофотометрии позволяет определить практически любую концентрацию магния в кальцитах с большой точностью и исключительно высокой производительностью. Анализ проводился на атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы Perkin—Elmer, модель 290-B, в пламени ацетилен—воздух (Козинцева

и др., 1970). В пробах, где доломит, периклаз или брусит отсутствуют, магнезиальность кальцитов определялась путем анализа фильтрата, полученного после растворения мономинеральной фракции кальцита в 10%-м растворе HCl. Анализ кальцитов из проб с ассоциацией кальцит+доломит проводился с использованием избирательного растворения кальцита из раздробленной пробы в растворе уксусной кислоты. Методика обрабатывалась на искусственно приготовленных смесях природного кальцита и доломита, причем кальцит содержал магния меньше 0.005%.

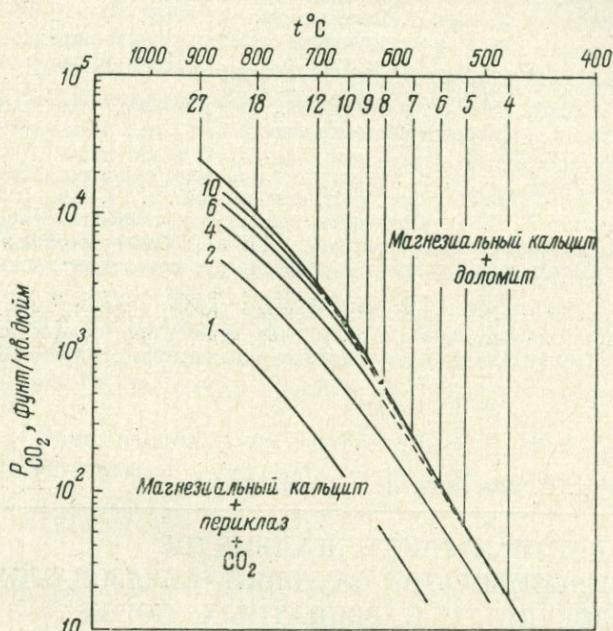


Рис. 1. Система  $\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3$  при разных температурах и давлениях  $\text{CO}_2$ . Диаграмма Ю. Р. Голдсмита (1961), несколько расширенная путем интерполяции в область низкотемпературного поля. 1 фунт/кв. дюйм равен 0.068 ат.

На графике нанесены линии (вверху справа) концентраций магния (мол. %  $\text{MgCO}_3$ ) для магнезиальных кальцитов, равновесных с доломитом, а внизу слева — для магнезиальных кальцитов, равновесных с периклазом.

Исследования показали, что наряду с кальцитом растворяется и доломит, причем количество растворившегося доломита зависит от концентрации раствора уксусной кислоты, от степени измельчения пробы и количества доломита в породе. Нами выбрана величина концентрации уксусной кислоты в 0.05%, крупность зерен в обрабатываемой кислотой пробе 0.07—0.1 мм.

На рис. 2 приведены результаты анализа фильтратов, полученных при обработке стандартов 0.05%-м раствором уксусной кислоты (время выдержки 1—12 мин.). Эти результаты свидетельствуют о том, что в 0.05%-ной уксусной кислоте из смеси кальцит+доломит (фракция 0.07—0.1 мм) растворяется и переходит в фильтрат практически только кальцит и лишь очень незначительная часть доломита (рис. 2). Для повышения точности анализа можно вводить поправки на растворившийся доломит. Величины поправок ( $-\Delta$ , мол. %  $\text{MgCO}_3$ ) вычислены интерполярированием данных по стандартам и зависят от содержания доломита

в карбонатной части пробы (вес. %): 0.5 — 50, 0.43 — 40, 0.37 — 30, 0.31 — 20 и 0.25 — 10.

В природных пробах, где величины зерен кальцита и доломита одинаковы или близки (пробы В, Г на рис. 2), значение CaO : MgO-отношения в фильтрате, полученном при их обработке раствором кислоты, практически не меняется при разной длительности этой обработки (от 1 до 12 мин.). Для проб, где доломит образует тончайшие включения в кальците, видимые только под микроскопом при большом увеличении (пробы А, Б на рис. 2), при увеличении времени обработки кислотой наблюдается не-

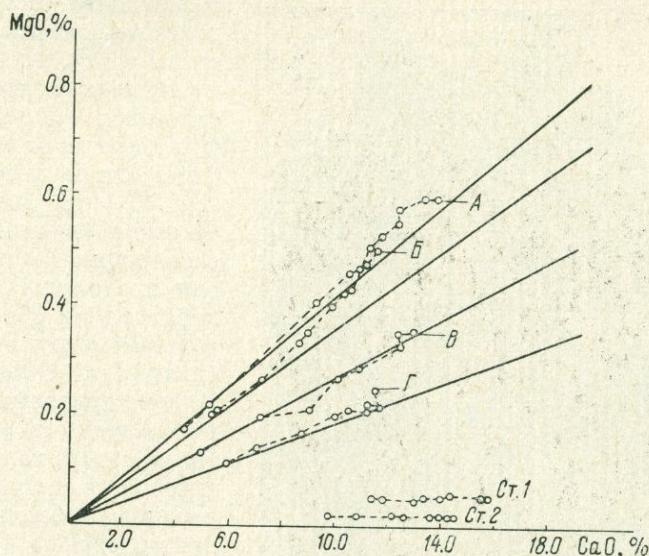


Рис. 2. Содержание кальция и магния в фильтратах, полученных при обработке карбонатных проб 0.05%-й уксусной кислотой. Время обработки 1—12 мин.

А и Б — карбонатные пробы, где доломит образует микроскопические включения в кальците; В и Г — карбонатные пробы, где доломит и кальцит образуют близкие по размерам или одинаковые зерна; Ст. 1 — стандарт 1, искусственно приготовленная смесь 50% кальцита + 50% доломита; Ст. 2 — искусственно приготовленная смесь — 90% кальцита + 10% доломита.

которое обогащение их фильтратов магнием за счет увеличения растворимости доломита. В связи с этим были приняты продолжительности обработки проб 1, 2 и 3 мин., и величина CaO : MgO-отношения в данном кальците определялась как средняя из трех определений.

В настоящей работе приведены результаты анализа более 100 проб кальцитов из самых различных эндогенных карбонатных образований. Наиболее широко представлены коллекции карбонатитов Восточной Сибири и Якутии и карбонатные породы Алданской флогопитовой провинции. Все анализы выполнены в лабораториях Института геохимии СО АН СССР.

Сделана попытка использования данных по магнезиальности кальцитов из самых разнообразных карбонатных систем для оценки условий их формирования. Исследованные породы относятся к следующим генетическим типам: 1) мраморы и кальцифиры районов регионального метаморфизма; 2) мраморы и кальцифиры, испытавшие воздействие регионально проявленного процесса мигматизации; 3) мраморы, испытавшие контактное воздействие (скарнирование); 4) постмагматические карбонатные метасоматиты; 5) карбонатиты.

Все эти породы имеют различный минеральный состав, но во всех главным поронообразующим минералом является кальцит. По физико-химическим условиям образования все исследованные типы пород можно разделить на 3 группы: 1) карбонатные породы, образовавшиеся из систем, насыщенных магнием при высоком значении  $p\text{CO}_2$ , препятствующем разложению доломита; 2) карбонатные породы, образовавшиеся из систем, насыщенных магнием, но при высокой температуре и низком значении  $p\text{CO}_2$  (в условиях, когда доломит неустойчив); 3) карбонатные породы, образовавшиеся из систем, содержащих магний, но без доломита, периклаза и бруссита.

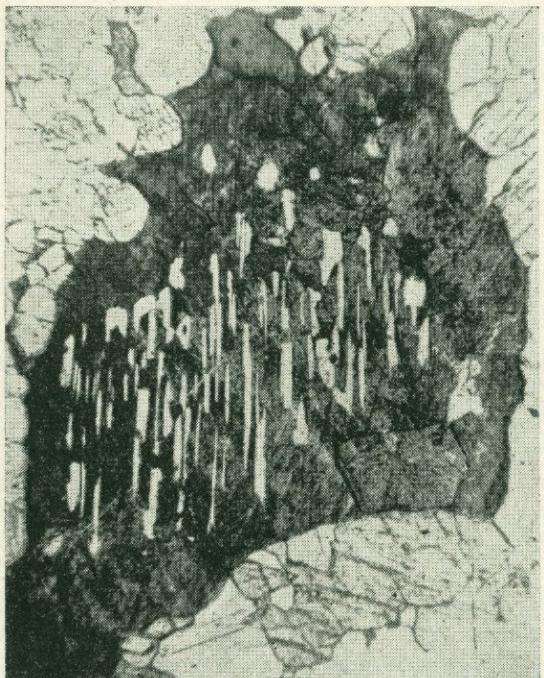


Рис. 3. Структура распада высокомагнезиального первичного кальцита форстеритового кальцифира (Алдан, Южная Якутия).

Увел. 60, без анализатора, кальцит покрашен. Видны вrostки доломита (белые вытянутые включения) в кальците (темное).

Голдсмита температура образования кальцита такой магнезиальности составляет не менее  $800^\circ\text{C}$  (см. таблицу). Эта температура соответствует условиям гранулитовой фации метаморфизма, к которой относятся форстеритовые кальцифиры Алдана.

Распад кальцита I вызван переработкой форстеритовых кальцифиров широко проявленным в данном районе процессом ультраметаморфизма (мигматизации). Эта переработка выражается прежде всего как перекристаллизация кальцифиров без видимых изменений их минерального состава. Магнезиальность кальцита II из перекристаллизованных кальцифиров, в том числе и кальцитов, содержащих «шертиты» распада кальцита I, в общем очень близкая и составляет 5.5—6.5 мол. %  $\text{MgCO}_3$  (см. таблицу).

По геотермометру Графа—Голдсмита кальциты с такой магнезиальностью образовались при температуре не менее  $540—570^\circ\text{C}$ . Эта температура может быть принята как минимальная для процесса мигматизации,

К первой группе пород относятся доломитсодержащие форстеритовые кальцифиры Алдана и образовавшиеся по ним скарны. Присутствие в этих породах ассоциации кальцит+доломит позволило оценить температуры их образования по геотермометру Графа—Голдсмита (Graf, Goldsmith, 1955). В форстеритовых кальцифирах Алдана первичный магнезиальный кальцит I практически не сохранился, лишь изредка наблюдаются продукты его распада в виде реликтовых участков в зернах кальцитов поздних генераций (рис. 3). Эти участки имеют облик перититов распада. Подсчет соотношений кальцита и доломита в таких «перититах» с учетом магнезиальности кальцита «перититов» позволил установить, что первичный кальцит I содержал примерно 18 мол. %  $\text{MgCO}_3$ .

По геотермометру Графа—

Магнезиальность кальцитов в различных типах эндогенных карбонатных пород

Место взятия проб	Краткая характеристика породы		Сред- нее содер- жание $MgCO_3$ в каль- ците, мол. %	Температура образования породы, определенная по магнези- альнойности кальцита, °C	Примечание	
Южное Прибайкалье, Малая Быстрая.	Форстеритовые кальцифирсы, скары и постмагматические метасоматиты по ним.	Этап метамор- физма гра- нулитовой фации.	Кальцифиры доломито-форстерито- кальцитового состава (5).	18*	800	Кальцит + + доломит
		Этап мигма- тизации (гра- нигитизация).	Кальцифиры доломито-форстерито- кальцитового состава со следами распада магнезиального каль- циита (3). Кальцифиры, перекристаллизован- ные на фронте мигматизации (4). Кальцифиры, мигматизированные с амфиболом (эденитом) и свет- лым флогопитом (4).	6.5 5.5 4.8	570 535 520	Кальцит + + доломит То же Кальцит
		Этап пост- магматиче- ского мета- соматоза.	Кальцифиры, перекристаллизован- ные на фронте их замещения постмагматическими карбонат- ными метасоматитами. Метасоматиты флогопито-форсте- рито-серпентино-кальцитового со- става по форстеритовым кальци- фирам (3).	3.9 2.6	470	Кальцит + + доломит Кальцит
		Этап мигма- тизации.	Метасоматиты шпинеле-кальцито- вого состава (2). Метасоматиты паргасито-кальцито- вого состава (3).	4.5 2.8	Не менее 500	Кальцит »
		Этап пост- магматиче- ского мета- соматоза.	Метасоматиты флогопито-диопсидо- кальцитового состава (9).	2.1		Кальцит
Южное Прибайкалье, Малая Быстрая.	Разрез мра- мор—лазу- рит—гранит.		Мрамор кальцитовый с графитом. Мрамор перекристаллизованный (2). Лазурито-кальцитовая порода (зона). Лазуритовая порода (зона) с не- большим количеством кальциита.	6.2 6.0 5.0 4.1	Не менее 550 Не менее 540 Не менее 520 Не менее 475	Кальцит » » »
Западное Прибайкалье, Тайгеранский массив.	Разрез: бруствито- мрамор—кальцито- скарни—безкальцито- скарни—нефелино- вые снеидиты.		Мрамор бруситовый. Кальцитовая порода (зона). Скарны шпинеле-форстерито-каль- цитового состава (зона). Скарны шпинеле-диопсидового со- става с кальцитом (зона).	5.6 5.1 4.0 1.1	Не менее 540 Не менее 520	Кальцит » » »
Вост. Саян, Большой Саянский массив.	Карбонатиты	I стадия.	Карбонатиты диопсидо-авгито-каль- цитового состава (2). Карбонатиты форстерито-кальци- того состава (2). Карбонатиты диопсидо-кальци- того состава. Карбонатиты форстерито-кальци- того состава (3).	0.8 1.75 0.20 2.6		Кальцит » » »
		II стадия.				
Вост. Саян, Малый Саянский массив.		I стадия.	Карбонатиты биотито-пиroxено- кальцитового состава по мель- тейлитам (3). Карбонатиты биотито-пиroxено- кальцитового состава по ийолитам (2). Карбонатиты пиroxено-кальцито- вого состава по фенитам (4).	1.72 0.62 0.52		Кальцит » »

Место взятия проб	Краткая характеристика породы		Сред- нее содер- жание $MgCO_3$ в каль- ците, мол. %	Температура образования породы, определенная по магнези- альной кальцита, °C	Примеч.	
Якутия, Алдан- ский массив.  Маймача-Котуйская провинция.  Гулинские массивы.	Карбонатиты.	I стадия.	Карбонатиты диопсидо-авгито- кальцитового состава. Карбонатиты форстерито-кальци- того состава. Карбонатиты диопсидо-кальцито- вого состава (4). Карбонатиты форстерито-кальци- того состава (8).	0.65 3.0 0.70 3.2		Кальци
		II стадия.	Дайки кальцитовых карбонатитов в доломитах.	0.22		»
			Жилы кальцитовых карбонатитов в щелочных породах (4).	0.30		Кальци
		Северный.	Карбонатиты кальцитовые крупно- зернистые (2).	0.35		Кальци
		Южный.	Карбонатиты кальцитовые крупно- зернистые (3).	0.50		Кальци

Приложение. Значения магнезиальности кальцита, отмеченные звездочкой, установлены расчетом методом в шлифах, числа в скобках — количество проанализированных проб.

явно регressiveного относительно метаморфического этапа гранулитовой фации. Следует отметить, что данная генерация кальцита (кальцит II) наиболее типична для исследованных форстеритовых кальцифиров.

В зонах интенсивного проявления мигматизации образуются скарны по форстеритовым кальцифирам. В самых внешних зонах эти скарны имеют карбонатный состав. Кальциты из этих скарнов имеют магнезиальность 4.8 мол. %  $MgCO_3$ . В данных породах доломита нет, поэтому относительно низкая магнезиальность кальцитов здесь может быть вызвана снижением концентрации магния в системе.

При переработке форстеритовых кальцифиров постмагматическими процессами наблюдается интенсивный распад магнезиального кальцита II. При большом увеличении под микроскопом видны тончайшие включения доломита, образующие в зернах кальцита III причудливые веерообразные узоры. Особенно много таких структур распада в слабо измененных форстеритовых кальцифирах на фронте их замещения постмагматическими метасоматитами. Магнезиальность кальцитов из таких кальцифиров (кальцит III) определена в 3.9 мол. %  $MgCO_3$ , что соответствует температуре их образования в 470° (см. таблицу). Данная температура может быть принята как максимальная температура постмагматического метасоматического процесса. Оптимальная температура образования постмагматических метасоматитов (флогопито-серпентино-форстерито-кальцитового состава) по форстеритовым кальцифирам определена в 420° по температуре перехода форстерита в серпентин (Bowen, Tuttle, 1949).

Таким образом, исследования магнезиальности кальцитов из форстеритовых кальцифиров Алдана позволяют выделить три генерации (три типа пород), соответствующих трем основным этапам формирования данных пород, и установить температурные условия процессов, протекавших на этих этапах.

Среди исследованных пород ко второй группе относятся только форстеритовые карбонатиты I стадии Большого Саянского массива, в котором Л. К. Пожарицкой был обнаружен периклаз. Магнезиальность кальцитов из этих карбонатитов определена в 1.75 мол. %  $MgCO_3$  (см. таблицу), а температура их образования 550—650° (Пожарицкая, 1966). Эти данные позволяют определить давление углекислоты в карбонатообразующем растворе по диаграмме Ю. Р. Голдсмита (рис. 1) в 3—20 ат, что, в общем, соответствует величине ( $1 \text{ ат} < pCO_2 < 30 \text{ ат}$ ), установленной Л. К. Пожарицкой. Максимальная величина  $pCO_2$  установлена ею по экспериментальным данным об условиях равновесия в реакции  $\text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , а минимальная — путем термодинамического расчета условий равновесия в реакции  $3\text{CaSiO}_3 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CO}_2 \rightleftharpoons 2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{CaCO}_3$ . Таким образом, в подобной ситуации по величине магнезиальности кальцита можно установить значения парциального давления углекислоты.

К третьей группе пород относятся самые разнообразные карбонатные образования, содержащие форстерит, диопсид, серпентин, флогопит и шпинель. Магнезиальность кальцитов в этих породах обычно низкая, но тем не менее ее величина является важным геологическим признаком. Во-первых, магнезиальность кальцитов позволяет выделять генетические типы карбонатных пород. Примером могут служить разные типы карбонатных пород флогопитовых месторождений Алдана, которые весьма четко отличаются по величине магнезиальности их кальцитов (см. таблицу). Во-вторых, магнезиальность кальцитов из этой группы пород характеризует нижний предел температуры их образования: температура не ниже той, при которой образуется кальцит такой же магнезиальности в кальцито-доломитовой ассоциации. Так, высокая магнезиальность кальцита, находящегося в парагенезисе с лазуритом (см. таблицу), позволяет определить нижний предел температуры образования лазурита в 500°. В-третьих, при сравнении пород, образовавшихся при одной температуре (разные фации метасоматитов по исходным породам или зоны метасоматической колонки), магнезиальность кальцитов является показателем относительной концентрации магния в системе. Особенно наглядно это видно при сравнении величин магнезиальности кальцитов из скарнов Западного Прибайкалья, сформировавшихся на контакте доломитовых мраморов и нефелиновых сиенитов (Самойлов, Конев, 1971). Смена минеральных парагенезисов кальцитодержащих скарнов по зонам от мрамора к нефелиновому сиениту указывает на снижение активности магния в этом направлении. Магнезиальность кальцитов по тем же зонам заметно уменьшается (от 5.6 до 1.1 мол. %  $MgCO_3$ ). Кальциты из карбонатитов Малого Саянского массива содержат тем больше магния, чем выше по магнезиальности была исходная силикатная порода (магнезиальность исходных пород понижается в ряду мельтейгит—ийолит—фенит от 8 до 2—3% MgO (Самойлов, 1969).

Данные по магнезиальности кальцитов из кальцитовых разновидностей карбонатитов Восточного Саяна, Алдана и Маймече-Котуйской провинции (коллекция Л. С. Егорова) показывают, что ее величина варьирует в значительных пределах (см. таблицу). Характерно, что во всех массивах имеются отдельные типы карбонатитов (в коллекции карбонатитов Маймече-Котуйской провинции абсолютно все), в кальцитах которых содержится 0.2—0.6 мол. %  $MgCO_3$  (в среднем 0.45 мол. %  $MgCO_3$ ). Возможно, что именно эта величина магнезиальности кальцитов наиболее близко отражает концентрацию магния в карбонатообразующих системах (здесь рассматриваются только ранние кальцитовые разновидности карбонатитов). В карбонатитах одних и тех же массивов (Восточно-Саянских и Алданском) магнезиальность кальцитов изменяется весьма значительно (см. таблицу). В одних случаях это может быть объяснено разной магне-

зиальностью исходных силикатных пород (Малый Саянский массив), однако в Большом Саянском и Алданском массивах это определяется, скорее всего, повышением активности магния в отдельных зонах карбонатитовых тел (например, в зоне форстеритовых карбонатитов по сравнению с зоной диопсидовых).

Следует отметить, что карбонатиты Маймече-Котуйской провинции сохраняют низкую магнезиальность кальцитов даже в тех случаях, когда вмещающие их породы весьма магнезиальны (доломитовые известняки, оливиниты и т. д.). Последнее можно объяснить низким значением величины общего давления, в условиях которого сформировались карбонатиты этой провинции как близповерхностные образования, поскольку в бездоломитовых ассоциациях величина магнезиальности зависит в некоторой степени от условий давления (Graf, Goldsmith, 1955). Скорее всего, именно разницей в условиях давления (карбонатиты Восточного Саяна и Якутии — более глубинные образования) можно объяснить различия средних величин магнезиальности кальцитов из карбонатитов Восточного Саяна, Якутии и карбонатитов Маймече-Котуйской провинции.

Все изложенное выше показывает, что исследование магнезиальности кальцитов из эндогенных карбонатных пород дает существенную информацию об особенностях их генезиса.

## ВЫВОДЫ

1. Исследование магнезиальности кальцитов эндогенных карбонатных пород является одним из методов, позволяющим в ряде случаев оценивать условия их образования (температуру, парциальное давление углекислоты, относительное изменение концентраций магния в системе).

2. Величина магнезиальности кальцитов эндогенных образований может служить надежным критерием при выделении разных генераций кальцитов, а следовательно, разных типов карбонатных пород.

3. Предложенная методика определения магнезиальности кальцитов дает возможность широко использовать этот критерий при ведении геологических исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

- Голдсмит Ю. Р. Некоторые аспекты геохимии карбонатов. — В кн.: Геохим. исследования. М., ИЛ, 1961.
- Иоффе Л. И. Опыт исследования магнезиальных кальцитов из метаморфических пород в целях термобарометрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Иоффе Л. И., Крылов И. Н., Никитина Л. П. Магнезиальные кальциты как индикаторы температурных условий метаморфизма (на примере пород архейского комплекса Прибайкалья). — Зап. Всес. минер. общ., 1971, ч. 100, вып. 6.
- Козинцева В. И., Новиков В. М., Знаменская А. С. Определение кальция, магния, железа и марганца в кальцитах методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии. — В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970.
- Пожарическая Л. К. О генезисе карбонатитов. — В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Вост. Сибири. М., «Наука», 1966.
- Самойлов В. С. Зависимость коэффициента распределения железа между ассоциирующими биотитом и пироксеном от щелочности и температуры. — ДАН СССР, 1969, т. 175, № 5.
- Самойлов В. С., Конев А. А. О взаимодействии щелочной магмы с магнезиальными мраморами в условиях малых глубин (на примере Тажкеранского массива). — В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.
- Эренбург Б. Г. Эталонные рентгенограммы индивидуальных карбонатов группы кальцита и доломита. — В кн.: Рентгенография минер. сырья, вып. 2. Л., 1962.
- Bowen N. L., Tuttle O. F. The system  $MgO-SiO_2-H_2O$ . — Geol. Soc. Amer. Bull., 1949, v. 60.
- Graf D. L., Goldsmith I. R. Dolomito-magnesian calcite relations at elevated temperatures and  $CO_2$  pressures. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1955, v. 7.
- Graf D. L., Goldsmith I. R. The solid solubility  $MgCO_3$  in  $CaCO_3$ , a revision. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, v. 13.

Harker R. I., Tuttle O. F. Studies in the system CaO—MgO—CO<sub>2</sub>. The thermal dissociation of calcite, dolomite and magnesite. — Amer. J. Sci., 1955a, v. 253.

Harker R. I., Tuttle O. F. Studies in the system CaO—MgO—CO<sub>2</sub>. Limits of solid solution along the binary join CaCO<sub>3</sub>—MgCO<sub>3</sub>. — Amer. J. Sci., 1955b, v. 253.

М. Д. ЕВДОКИМОВ, С. Б. ТОМИЛОВ

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ И СВОЙСТВ ПИРОКСЕНОВ РЯДА ЭГИРИН—ДИОПСИД

Пироксены существенно эгиринового и эгирино-диопсидового состава — обычные минералы щелочных и щелочно-ультраосновных горных пород. Основные черты химизма и физических свойств этих минералов являлись предметом многих исследований и изучены достаточно полно. Авторами предпринято специальное изучение некоторых особенностей проявления изоморфизма в этих минералах, и в первую очередь — закономерностей распределения изоморфных примесей железа по разным структурным позициям в кристаллической решетке пироксенов этого типа.

Объектом исследования явились пироксены из жильных ийолит-мелтейгитов, фенитов и минеральных жил в фенитах Турьего полуострова (Евдокимов, Булах, 1972). Отобрано 8 проб пироксенов, которые образуют полную и равномерно распределенную по ряду эгирин—диопсид серию представителей, включающих как крайние, так и промежуточные члены этого изоморфного ряда. Отметим, что подобные полные природные серии ряда эгирин—диопсид, установленные в одном геологическом объекте весьма редки и в литературе почти не указываются.

Судя по результатам химических анализов (табл. 1), суммарное содержание миналов NaFe(Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) и CaMg(Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) в изученных пробах в среднем составляет 70—80%, а количества каждого из них связаны между собой обратно пропорциональной зависимостью. Постоянно присутствует в составе твердых растворов геденбергитовый минал, причем его наибольшие содержания (около 20%) характерны для промежуточных членов ряда эгирин—диопсид.

Одновременно с изменением состава в рассматриваемом ряду образцов пироксенов закономерно меняются и их физические свойства (табл. 1). Известно (Кухаренко, 1962; Перчук, 1964; Дири др., 1965), что показатели преломления пироксенов этой серии зависят от содержания в них эгиринового компонента. Иной оказывается, по нашим наблюдениям, связь плотность—состав: плотность пироксена зависит от содержания тяжелых ионов, прежде всего от суммы Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>, и почти не зависит от структурного положения последних (рис. 1).

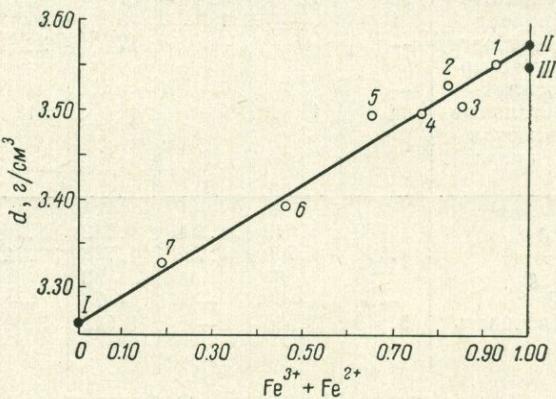


Рис. 1. Зависимость плотности пироксенов от содержания суммы Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup>.  
1—7 — наши данные; I—III — конечные члены, по данным У. А. Дири и др. (1965).

Таблица 1

## Химический состав и оптические свойства пироксенов

Компоненты	Эгириин		Эгириин—диопсид						Диопсид	
	1	2	2а	3	4	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	52.10	51.80	52.00	50.00	49.31	51.20	50.80	48.52	52.39	
TiO <sub>2</sub>	0.10	3.05	3.83	1.40	0.89	0.69	0.44	2.08	0.40	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.70	0.78	1.25	0.66	2.68	0.65	1.00	4.75	1.50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.73	24.82	21.66	20.63	16.06	13.04	8.23	3.23	2.65	
FeO	0.26	2.62	3.06	7.34	8.61	8.41	7.16	3.09	0.88	
MgO	0.10	1.12	2.34	1.48	3.14	5.21	8.78	13.88	16.74	
MnO	0.25	0.44	0.68	0.82	0.76	0.87	0.54	0.10	0.07	
CaO	0.69	32.52	3.47	8.39	11.49	14.02	17.90	23.64	24.57	
K <sub>2</sub> O	0.09	0.02	0.20	0.02	0.14	0.10	0.14	0.05	0.06	
Na <sub>2</sub> O	12.45	11.44	10.70	8.32	5.90	5.40	2.86	0.60	0.31	
H <sub>2</sub> O	0.20	0.12	0.14	0.20	0.10	0.11	0.20	0.04		
П. п. п.	0.43	0.73	0.38	1.15	0.38	1.00	1.27	0.70	0.44	
Сумма	100.07	99.49	100.24	100.40	99.45	100.29	99.60	100.67	100.00	
Эгириин	93	72	62	61	45	38	22	4	2	
Диопсид	1	7	13	9	19	30	49	77	84	
Геденбергит	—	3	4	17	22	23	19	8	7	
Клинофер- росилит	—	3	3	3	3	2	2	—	—	
Остальные (включая Ti-эгириин)	6	15	18	10	11	7	8	11	7	
<i>Ng</i>	1.830	1.816	1.806	1.782	1.761	1.746	1.738	1.721	1.706	
<i>Np</i>	1.770	1.765	1.758	1.736	1.722	1.716	1.706	1.689	1.676	
<i>cNg</i>	96	90	86	92	86	74	60	47	38	
<i>2V</i>	—56	—60	—66	—78	—84	—88	+11	+42	+60	
Плотность	3.548	3.535	—	3.512	3.492	3.488	3.394	3.331	—	

Приложение. Аналитики В. Ф. Филонова, А. И. Иванова, И. А. Плесс (ЦХЛ СЗТГУ). Образцы содержали от 0,3 (образцы 2 и 3) до 1,3% (образцы 4 и 6) вростков ортоклаза. Расчет миналов (табл. 1) и формул (табл. 3) производился после исключения  $KAlSi_3O_8$  и пересчета анализа на 100%. Плотность определена методом термоградиентной трубы.

Места взятия образцов: 1 — пустоты в существенно полевошпатовых жилах; 2 — зальбанды ортоклазовых жил; 2а — пектолитсодержащие жилы; 3 и 4 — малинит-ювины; 5 — гибридные ийолиты; 6 — жилы в апогранитоидных фенитах; 7 — ийолит-мелтьегиты; 8 — гигантозернистые пироксеновые породы (Ковдор, по материалам Н. И. Красновой).

Положение ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в структуре охарактеризовано методом ЯГР-спектроскопии (установка НИХИ ЛГУ с линейным изменением скорости). Полученные результаты обработаны на ЭВМ М-220 методом наименьших квадратов по программе «50—50» (Останевич и др., 1966). Параметры спектров приведены в табл. 2.

Спектр эгирина состоит из дублета квадрупольного расщепления, отвечающего ионам  $Fe^{3+}$  (рис. 2, а). При увеличении содержания геденбергитовой составляющей появляются еще два дублета (см. рис. 2, б; на нем видна  $1/2$  каждого, поскольку минимумы, им отвечающие, находятся в области дублета  $Fe^{3+}$ ). Эти минимумы соответствуют ионам  $Fe^{2+}$  в положениях  $M_1$  (к. ч. 6) и  $M_2$  (к. ч. 8).

При увеличении содержания диопсидового минала дублет с большим расщеплением ( $M_2$ ) исчезает (рис. 2, в). В существенно диопсидовых образцах параметры дублетов расщепления  $Fe^{3+}$  резко отличаются от параметров других образцов. Аномально большое квадрупольное расщепление для  $Fe^{3+}$  (табл. 2) в диопсидах свидетельствует об очень сильном искажении первой координационной сферы  $Fe^{3+}$  в структуре таких пироксе-

Таблица 2

## Параметры ЯГР-спектров пироксенов

Номер образца в табл. 1	Валентность железа	Структурная позиция Fe	Химический сдвиг относительно $\text{Fe}_{\text{мел}}$ , мм/сек.	Квадрупольное расщепление, мм/сек.	Полуширина линий, мм/сек.	Площадь, % к суммарной
1	3	$M_1$	$0.36 \pm 0.01$	$0.33 \pm 0.01$	$0.33 \pm 0.01$	100
2	2	$M_1$ и $M_2$	$1.11 \pm 0.03$	$2.54 \pm 0.05$	$0.49 \pm 0.06$	$11 \pm 1$
	3	$M_1$	$0.36 \pm 0.01$	$0.39 \pm 0.01$	$0.35 \pm 0.01$	$81 \pm 2$
	3	Тетраэдрическая?	$0.29 \pm 0.01$	0	$0.21 \pm 0.03$	$8 \pm 3$
3	2	$M_1$	$1.11 \pm 0.01$	$2.06 \pm 0.02$	$0.66 \pm 0.02$	$28 \pm 1$
	2	$M_2$	$1.15 \pm 0.01$	$2.78 \pm 0.01$	$0.26 \pm 0.02$	$7 \pm 1$
	3	$M_1$	$0.38 \pm 0.01$	$0.42 \pm 0.01$	$0.36 \pm 0.01$	$65 \pm 1$
4	2	$M_1$	$1.11 \pm 0.02$	$2.09 \pm 0.05$	$0.63 \pm 0.05$	$41 \pm 4$
	2	$M_2$	$1.13 \pm 0.02$	$2.81 \pm 0.05$	$0.26 \pm 0.06$	$6 \pm 3$
	3	$M_1$	$0.39 \pm 0.01$	$0.44 \pm 0.02$	$0.40 \pm 0.02$	$53 \pm 1$
5	2	$M_1$	$1.10 \pm 0.02$	$2.08 \pm 0.03$	$0.53 \pm 0.04$	$38 \pm 3$
	2	$M_2$	$1.14 \pm 0.02$	$2.80 \pm 0.04$	$0.27 \pm 0.05$	$7 \pm 2$
	3	$M_1$	$0.38 \pm 0.01$	$0.45 \pm 0.01$	$0.36 \pm 0.01$	$55 \pm 1$
6	2	$M_1$	$1.11 \pm 0.02$	$2.02 \pm 0.04$	$0.46 \pm 0.05$	$46 \pm 7$
	2	$M_2$	$1.14 \pm 0.08$	$2.73 \pm 0.5$	$0.40 \pm 0.20$	$4 \pm 4$
	3	$M_1$	$0.39 \pm 0.02$	$0.42 \pm 0.04$	$0.45 \pm 0.04$	$50 \pm 2$
7	2	$M_1$	$1.13 \pm 0.01$	$2.02 \pm 0.03$	$0.48 \pm 0.03$	$60 \pm 3$
	3	?	$0.29 \pm 0.02$	$1.05 \pm 0.04$	$0.50 \pm 0.06$	$40 \pm 4$
8	2	$M_1$	$1.26 \pm 0.01$	$1.92 \pm 0.02$	$0.33 \pm 0.02$	$61 \pm 4$
	3	?	$0.27 \pm 0.04$	$1.09 \pm 0.08$	$0.68 \pm 0.09$	$39 \pm 4$
Геденбергит, по Г. Банкрофту и др. (1971)	2	$M_1$	1.13	2.15	0.35	
	2	$M_2$	1.14	2.71	0.28	

нов. Полиэдры же  $\text{Fe}^{3+}$  в эгиринах, судя по небольшим значениям химического сдвига и квадрупольного расщепления, имеют правильный, неискаженный характер.

Изучалась возможность вхождения  $\text{Fe}^{3+}$  в тетраэдрическое положение. Линии дублета  $\text{Fe}^{3+}$  имеют в положении  $M_1$  различную площадь, что хорошо видно на примере образцов 1 и 2, которые содержат мало двухвалентного железа. Различие может быть либо следствием эффекта Гольданского—Карягина (Гольданский, 1963), либо результатом присутствия еще одного дублета расщепления. При предположении, что дублет трехвалентного железа в положении  $M_1$  симметричен, удается выделить дублет, соответствующий  $\text{Fe}^{3+}$  в тетраэдрическом положении, но его параметры имеют физический смысл лишь для обр. 2 (эгирин). Таким образом, вопрос о тетраэдрической координации трехвалентного железа в природных эгиринах однозначно не решается\*, но предположение о замещении  $\text{Si}^{+4} \leftarrow \text{Fe}^{3+}$  в чистых эгиринах не противоречит нашим результатам.

ЯГР-спектры позволяют сделать ряд заключений о структурном положении ионов  $\text{Fe}^{2+}$ . Внутренний дублет принадлежит этим ионам в положении  $M_1$ , а внешний — в положении  $M_2$ . Конфигурация ближайшего окружения последнего и степень ионности связи  $\text{Fe}^{+2}-\text{O}$  остаются неизученными для всего исследованного диапазона составов. С другой

\* Сообщалось, что  $\text{Fe}^{3+}$  в тетраэдрах обнаружен в синтетических клинопироксенах  $\text{CaFe}(\text{FeSiO}_6)$ , а также в природном авгите (Hariuo, Yu, 1970).

стороны, ионы  $\text{Fe}^{2+}$  в позиции  $M_1$  имеют весьма неоднородную координационную сферу, что следует из большей ширины линий (до 0.65 мм/сек. по сравнению с 0.26 мм/сек. для  $\text{Fe}^{2+}$  в положении  $M_2$ ). Такое уширение вызвано флуктуирующими от атома к атому величинами химического сдвига и квадрупольного расщепления. По-видимому, все атомы  $\text{Fe}^{2+}$

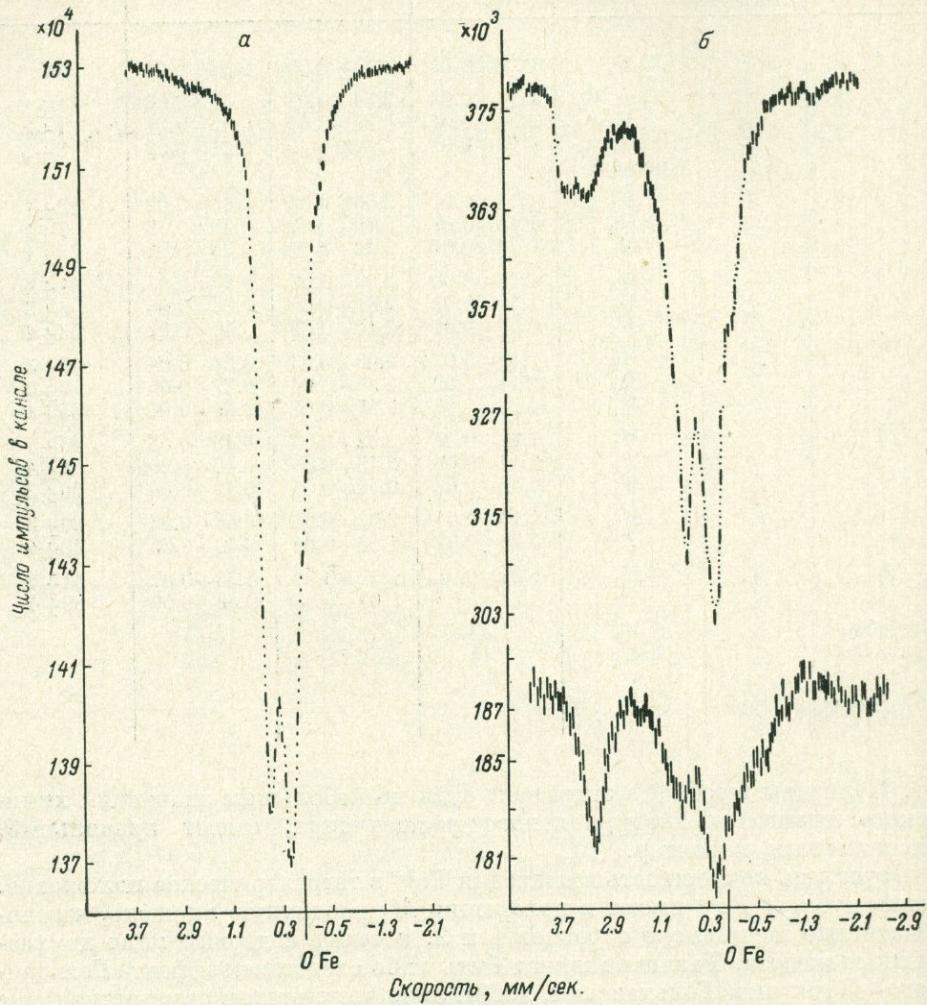


Рис. 2. Типы ЯГР-спектров пироксенов ряда эгирин—диопсид—геденбергит.  
а — эгирин (обр. 2); б — диопсид—геденбергит—эгирин (обр. 3); в — диопсид с примесью геденбергитового и эгиринового компонентов (обр. 7).

в позиции  $M_2$  имеют своими соседями в  $M_1$  атомы одного сорта, тогда как в положении  $M_1$  они окружены разнородными по характеру связей  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ . При увеличении содержания в пироксене диопсидового минала происходит уменьшение ширины линий. Оно объясняется уменьшением числа разнородных связей. Так, в обр. 8, где  $\text{Fe}^{2+}$  имеет во второй координационной сфере практически только ионы  $\text{Ca}$ , ширина линий снижается до 0.33 мм/сек.

Вопрос о составе второй координационной сферы  $\text{Fe}^{2+}$  в позиции  $M_2$  остается альтернативным; выбор между  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  равнозначен выбору между гипотетическими миналами  $\text{Fe}^{2+}\text{Mg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ ,  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}[(\text{Al},$

$Ti)SiO_6$ ] и  $Fe^{2+}Fe^{2+}(Si_2O_6)$ . Присутствие последнего (клиноферросилилового) компонента в природных пироксенах нам кажется наименее вероятным.

Кристаллохимические формулы минералов, рассчитанные по зарядам с учетом данных ЯГР-спектроскопии, приведены в табл. 3. Они отвечают пироксенам ряда диопсид—эгирин с постоянной и иногда значительной примесью генденбергита. По результатам ЯГР-спектроскопии допускается примесь клиноферросилилового компонента, но его содержания невелики. Дефицит  $Fe^{3+}$  по сравнению с  $Na$  в образцах 2 и 2а восполняется, по-видимому, титаном по схеме  $Fe^{3+} \leftarrow Ti^{3+}$  либо, как это предполагают Онума Козуки с соавторами (Onuma Kosuke a. e., 1968),  $NaFe^{3+}(Si_2O_6) \leftarrow NaTi^{4+} (AlSiO_6)$ .

Таблица 3  
Кристаллохимические формулы пироксенов

Номер в табл. 1	Группа А	Группа В	$X_2O_6$
1	$(Na_{0.93}Ca_{0.03}Mn_{0.01}Fe^{2+}_{0.01})_{0.98}$	$(Fe^{3+}_{0.92}Mg_{0.01}Al_{0.07})_{1.00}$	$Si_{2.00}O_{6.00}$
2	$(Na_{0.86}Ca_{0.10}Fe^{2+}_{0.05})_{0.99}$	$(Fe^{3+}_{0.72}Mg_{0.07}Fe^{2+}_{0.06}Mn_{0.02}Ti_{0.09}Al_{0.04})_{1.00}$	$Si_{2.00}O_{6.00}$
2а	$(Na_{0.79}Ca_{0.14}Fe^{2+}_{0.05})_{0.96}$	$(Fe^{3+}_{0.62}Mg_{0.13}Fe^{2+}_{0.07}Mn_{0.02}Ti_{0.11}Al_{0.05})_{1.00}$	$(Si_{1.99}Al_{0.01})_{2.00}O_{6.00}$
3	$(Na_{0.64}Ca_{0.35}Fe^{2+}_{0.05})_{1.02}$	$(Fe^{3+}_{0.61}Mg_{0.09}Fe^{2+}_{0.21}Mn_{0.03}Ti_{0.04}Al_{0.02})_{1.00}$	$(Si_{1.99}Al_{0.01})_{2.00}O_{6.00}$
4	$(Na_{0.45}Ca_{0.48}Fe^{2+}_{0.05}Mn_{0.03})_{0.99}$	$(Fe^{3+}_{0.48}Mg_{0.19}Fe^{2+}_{0.25}Ti_{0.03}Al_{0.04})_{0.99}$	$(Si_{1.93}Al_{0.07})_{2.00}O_{6.00}$
5	$(Na_{0.39}Ca_{0.58}Fe^{2+}_{0.05})_{0.99}$	$(Fe^{3+}_{0.38}Mg_{0.30}Fe^{2+}_{0.25}Mn_{0.03}Ti_{0.02}Al_{0.02})_{1.00}$	$(Si_{1.99}Al_{0.01})_{2.00}O_{6.00}$
6	$(Na_{0.22}Ca_{0.76}Fe^{2+}_{0.02})_{1.00}$	$(Fe^{3+}_{0.24}Mg_{0.49}Fe^{2+}_{0.21}Mn_{0.02}Ti_{0.01}Al_{0.03})_{1.00}$	$(Si_{1.99}Al_{0.01})_{2.00}O_{6.00}$
7	$(Na_{0.04}Ca_{0.94})_{0.98}$	$(Fe^{3+}_{0.10}Mg_{0.77}Fe^{2+}_{0.09}Ti_{0.06})_{1.02}$	$(Si_{1.79}Al_{0.21})_{2.00}O_{6.00}$
8	$(Na_{0.02}Ca_{0.95})_{0.97}$	$(Fe^{3+}_{0.03}Mg_{0.92}Fe^{2+}_{0.07}Ti_{0.01})_{1.03}$	$(Si_{1.93}Al_{0.07})_{2.00}O_{6.00}$

По расчетам формул выявляются также незначительные примеси жадеитового и иогансенитового компонентов, хотя последний в эгиринах не является единственной формой существования марганца. По-видимому, марганец может присутствовать в обеих структурных позициях катионов.

Как видно из формул, свойства изученных пироксенов должны определяться в первую очередь соотношением количества в них эгиринового, генденбергитового и диопсидового миналов. Неоднородности распределения катионов в структурных позициях кристаллической решетки минералов мало отражаются на величине их плотности, которая практически линейно возрастает с увеличением общего содержания в минерале эгириновой и генденбергитовой составляющих. В то же время оптические свойства минералов исследованного ряда образцов зависят прежде всего от содержания в пироксene эгиринового компонента. Эта четкая взаимосвязь оптических свойств и количества эгиринового минала в минерале, вероятно, является общей для железистых пироксенов. Очевидно, именно правильный характер упаковки  $Fe^{3+}$  в положении  $M_1$  объясняет большие показатели преломления эгиринов по сравнению с генденбергитами.

## ЛИТЕРАТУРА

Банкрофт Г., Меддок А., Бейрис Р. Применение эффекта Мессбауэра к минералогии силикатов. — В кн.: Физика минералов. М., «Мир», 1971.

Гольданский В. И. Эффект Мессбауэра и его применения в химии. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2. М., «Мир», 1965.

Е в д о к и м о в М. Д., Б у л а х А. Г. Апопесчаниковые фениты Турьего полуострова (Кольский п-ов). — Вестн. ЛГУ, сер. геол., 1972, вып. 2, № 12.

К у х а р е н к о А. А. Моноклиновые пироксены щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. — Уч. зап. ЛГУ, № 312, Сер. геол., 1962.

О с та н е в и ч Ю. М., А м ф и л ь н и к о в В. П., С т р е л к о в А. В., С а в и ц к и Е., Ч е р Л., Б а й - ш и У. Установка для исследования эффекта Мессбауэра. — Препринт ОИЯИ 13-2988. Дубна, 1966.

П е р ч у к Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964.

O h a s h i H a r u o, H a g i u a Yu. Order-disorder of ferric iron and aluminum in Ca-rich clinopyroxene. — Proc. Jap. Acad., 1970, v. 46, № 7.

O n u m a K o s u k e, H i j i k a t a K e n - i c h i, Y a g i K e n s o. Unitcell dimensions of syntetic titan-bearing clinopyroxenes. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, 1968, v. 14, № 2.

С. М. ФРОЛОВ

## СЕРПЕНТИНОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ГИПЕРБАЗИТОВ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КМА

В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) за последние годы установлено несколько базит—гипербазитовых комплексов различной металлогенической специализации и структурно-формационной принадлежности (Чернышов и др., 1972). Ранее (Фролов, 1969, 1970) была подробно описана минералогия серпентинитов среднепротерозойского мамонского комплекса расслоенных двухфазных габбро-норит—гипербазитовых субплатформенных интрузий, несущих промышленные концентрации сульфидных медно-никелевых руд. Они широко проявлены в юго-восточной части ВКМ (Чернышов, 1971). Отметим только, что серпентиниты мамонского комплекса преимущественно лизардитовые, с четко выраженным реликтовопсевдоморфными структурами и постепенными переходами в слабоизмененные дуниты и перидотиты.

В данной статье рассматриваются серпентиниты альпинотипных интрузий (верхний архей — нижний протерозой) с иной, чем для гипербазитов мамонского комплекса, металлогенической специализацией (силикатный никель, асбест, магнезит и тальк). Интрузии этого типа, относящиеся по совокупности признаков (структурно-формационное положение, петрохимические, геохимические и минералого-петрографические особенности) к дунит-гарцбургитовой или гипербазитовой (по классификации Ю. А. Кузнецова, 1964) формации, выделены только в северо-западной части ВКМ под названием железногорского комплекса (Чернышов, Чесноков, 1972). Многочисленные тела гипербазитов этого комплекса концентрируются в виде двух поясов (Белгородско-Михайловский и Орловско-Тимский) протяженностью 400—500 км, пространственно совпадающих с известными двумя полосами развития железистых кварцитов КМА. Цепочки гипербазитовых тел располагаются вдоль глубинных геосинклинальных прогибов и приурочены к узким зонам развития вулканогенно-осадочных и вулканогенных (аподиабазовые амфиболиты, спилиты, кератофирсы и их туфы) образований михайловской серии (архей—нижний протерозой).

Данные о структуре и морфологии интрузивов, вскрытых единичными скважинами, весьма ограничены. Чаще всего это маломощные (30—100 м) и не выдержаные по простирианию (0.5—2.5 км) пластообразные и линзовидные тела, сложенные исключительно метаморфическими аналогами гипербазитов, главным образом антигоритовыми серпентинитами (с реликтами лизардитовых разностей) и в меньшей мере — апосерпен-

тинитовыми тальковыми, талько-карбонатными и апопироксенитовыми тремолито-рогообманковыми, тремолитовыми и талько-тремолитовыми породами. Совместное нахождение всех выделенных метаморфических разновидностей ультраосновных пород, обычно рассланцеванных, установлено только в наиболее крупных интрузивах (Жидеевка, Михайловка и Рейтец). В других же телах развиты преимущественно тремолититы, талько-тремолитовые или тальковые и талько-карбонатные породы.

Определенная закономерность в размещении метаморфических разновидностей ультраосновных пород установлена в достаточно изученном Жидеевском массиве. Верхняя его часть (при максимальной мощности 110 м, скв. 2954) сложена лизардитовыми серпентинитами (мощность 10—15 м), постепенно переходящими вниз по разрезу в лизардито-антigorитовые и антигоритовые разности. Последние сменяются талько-карбонатными породами (мощность 30—50 м), которые прослеживаются вдоль пологого лежачего контакта интрузивного тела с подстилающими его аподиабазовыми амфиболитами михайловской серии.

О составе исходных для серпентинитов пород можно судить лишь по немногим оптическим и рентгенометрическим данным о главных породообразующих минералах, единичные реликты зерен которых были выделены при обработке минералогических проб весом 10—12 кг. Оливин относится к форстериту и хризолиту ( $Fa_{5-18} Fo_{95-82}$ ), ортопироксен — к гиперстену ( $En_{62-68} Fs_{38-32}$ ), клинопироксены — к изоморфному ряду диопсида и салита ( $En_{33-50} Wo_{45-48} Fs_{5-20}$ ). Главные акцессорные минералы — хромшпинелиды. Учитывая высокомагнезиальный состав серпентинитов (значение коэффициента  $M/F$  составляет в среднем 9.1, а коэффициента железистости — 19.4), наличие акцессорного хромпикотита, состав оливина и пироксенов, можно предполагать, что исходными породами являлись перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты) и пироксеновые дуниты.

Изучение микроструктур серпентинитов и взаимоотношение различных генераций серпентина между собой и с другими вторичными минералами (карбонатом и тальком) позволило установить, что наиболее ранними образованиями являются лизардитовые серпентиниты, впоследствии антигоритизированные и сохранившиеся лишь в качестве реликтов. По серпентинитам развиты талько-карбонатные породы, содержащие не замещенные участки антигорита, лизардита и пылевидные выделения магнетита.

Лизардитовые серпентиниты характеризуются петельчатой и (участками) ленточно-петельчатой структурой, которая обусловлена пересечением или взаимно параллельным развитием шнурков ранней или первой генерации лизардита. В ячейках петель, образующихся при пересечении шнурков лизардита, развиты почти изотропные или слабо анизотропные пластинчатые агрегаты лизардита второй генерации. Мельчайшие частицы и цепочковидные выделения магнетита располагаются по периферии и вдоль шнурков лизардита, а также в тесной ассоциации с его второй генерацией и сопутствующими карбонатами (брейнерит,  $No=1.708$ ,  $Ne=1.606$ ) и гидроталькитом ( $Ng=1.590$ ,  $Np=1.564$ ). В антигоритизированных разностях лизардитовых серпентинитов наблюдается отчетливое пересечение лизардитовых шнурков пластинками антигорита, а с увеличением содержания последнего появляются вначале обособленные участки и полосы, а затем уже преобладающая ангигоритовая масса с унаследованными (реликтовыми) цепочковидными выделениями магнетита и шнурками лизардита (рис. 1, а).

Антигоритовые серпентиниты носят характер явно перекристаллизованных пород с микрокристаллическими структурами. Агрегат пластинчатых и лейстовидных ( $0.01 \times 0.02 - 0.05 \times 0.5$  мм) беспорядочно ориентированных кристаллов и неправильных по форме зерен антигорита

ассоциирует с более крупными (0.1—0.3 мм), чем в лизардитовых серпентинитах, ксеноморфными выделениями магнетита, возникшими при собирательной перекристаллизации (рис. 1, б). Образования раннего магнетита в виде сетки из цепочек пылевидных зерен обычно отсутствуют, но их реликты, как правило, корродированы лейстами антигорита. Сложные взаимоотношения антигорита с карбонатом (доломит,  $No=1.694$ ,  $Ne=1.522$ ) в подавляющем большинстве случаев однозначно указывают на более позднее образование последнего. Карбонат развит в интерстициях антигоритовых лейст, замещая их с краев или нацело.



Рис. 1. Антигоритовые серпентиниты дунит-гарцбургитовой формации КМА.  
а — реликты шнурков лизардита в антигоритовой основной массе; б — взаимоотношение магнетита 1 с антигоритом 2. Николи скрещены, увел. 100.

Изучение разновидностей серпентиновых минералов из гипербазитов железногорского комплекса основано на данных оптических, химических, спектральных, электронномикроскопических и рентгенометрических анализов. Выделены породообразующие (лизардит двух генераций, антигорит) и жильные (лизардит, хризотил, хризотил-асбест) серпентины.

Лизардит первой генерации, бесцветный или зеленоватый, образует шнурья с ровными границами шириной от 0.01 до 0.1 мм. Удлинение минерала всегда отрицательное (поперек шнурков ориентирована ось  $Np$ ); светопреломление постоянное —  $Ng=1.560$ ,  $Np=1.550$ . Лизардит второй генерации ( $Ng=1.553$ ,  $Np=1.550$ ) окрашен интенсивнее (заметно зеленый) и образует почти изотропные изометричные (0.01—0.03 мм) или удлиненные ( $0.01 \times 0.03$ — $0.02 \times 0.04$  мм) пластинки, параллельно, радиально или беспорядочно расположенные в ячейках петель, образованных шнурами лизардита. Жильный лизардит под микроскопом мелкопластинчатый и обладает более высоким (по сравнению с породообразующим) светопреломлением ( $Ng=1.564$ ,  $Np=1.555$ ). Дисперсные частицы лизардитов во всех случаях имеют изометричную форму (рис. 2, а). Диагностика ли-

Таблица 1

## Результаты расчета рентгенограмм лизардита

<i>hkl</i>	1		2		3	
	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
002	7.36	10	7.32	10	7.31	5
020	4.62	7	4.59	2	4.47	5
004	3.64	10	3.65	8	3.65	3
130	2.65	4	2.65	2	2.65	7
202	2.495	8	2.490	7	2.475	4
040	2.299	2	2.305	1	—	—
204	2.148	6	2.145	5	—	—
008	1.830	2	—	—	—	—
206	1.794	4	1.790	4	1.795	2
310	1.737	4	—	—	1.741	1
028	1.695	1	—	—	1.692	2
060	1.534	7	1.532	5	1.531	7
208	1.503	6	1.505	2	1.503	7
0.0.10	1.460	1	1.482	2	1.456	1
064	1.415	2	—	—	1.417	1
400	1.328	2	—	—	—	—
402	1.307	6	1.306	3	1.299	1
2.0.10	1.279	2	1.276	1	1.280	2
404	1.252	1	—	—	1.248	1
0.0.12	1.218	1	—	—	—	—
406	1.167	2	1.169	1	1.168	1
408	1.073	1	—	—	1.080	1
510	1.056	1	—	—	1.063	1
531	0.094	2	—	—	0.097	2

Примечание. 1 — данные Е. Дж. Уиттакера и Дж. Зуссмана (Whitaker, Zussman, 1956); 2 — лизардит породообразующий из серпентинитов дунит-гарцбургитовой формации КМА; 3 — лизардитовый ойт, данные по двум рентгенограммам. Условия съемки:  $D = 66$  мм,  $d = 0.3$  мм, Fe-излучение, без фильтра, 40 кв, 15 ма, экспозиция 12 час. Анализы выполнены Т. Ф. Грачевой в лаборатории Воронежского госуниверситета.

зардита подтверждена рентгенометрически (табл. 1), характерные отражения лизардита: 2.490, 2.145, 1.790 и 1.505.

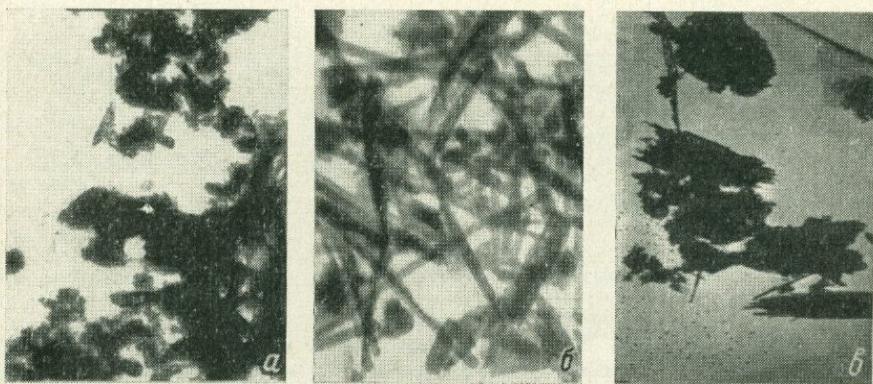


Рис. 2. Электронномикроскопические снимки дисперсных частиц серпентинитов из серпентинитов дунит-гарцбургитовой формации КМА.

а — лизардит (увел. 10 000); б — хризотил-асбест (увел. 30 000); в — антигорит (увел. 10 000).

Хризотил как породообразующий минерал в рассматриваемых серпентинитах отсутствует, но нередко встречается в жильной форме. Прожилки (1–2 мм) хризотил-асбеста обнаружены только в антигоритовых серпен-

тинитах. Дисперсные частицы его имеют вид тонких волокон (рис. 2, б).

Антигорит является главным минералом серпентинитов железногорского комплекса. Кроме морфологических отличий от лизардита, он характеризуется более высоким светопреломлением:  $Ng=1.565 \div 1.568$ ,  $Np=1.555 \div 1.557$ , положительным удлинением и двусостью  $-2V=-45 \div -50^\circ$ . Дисперсные частицы антигорита короткопластичные и удлиненные, с занозистыми окончаниями (рис. 2, в). Рентгенограммы этого минерала характеризуются большим набором отражений и наличием дуплета линий с  $d = 1.564$  и  $1.542$ , отсутствующего у других разновидностей серпентина (табл. 2). Химический состав антигорита, пересчитанный по безводному веществу (на 14 атомов кислорода), выражается следующей кристаллохимической формулой:

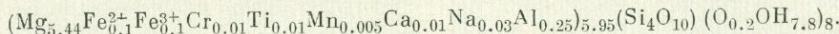


Таблица 2

Результаты расчета рентгенограмм антигорита

$hkl$	1		2		$hkl$	1		2	
	$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$	$I$		$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$	$I$
001	7.30	10	7.34	10	16.0.1	2.153	3	2.450	5
201	6.95	—	—	—	932	2.127	3	2.137	3
301	6.52	3	—	—	17.0.4	2.113	3	2.100	1
410	5.80	3	—	—	11.3.2	2.035	2	2.020	4
710	5.11	1	—	—	15.0.3	1.879	3	—	—
810	4.67	4	4.67	4	004, 10 $\bar{4}$ ,	1.813	1	1.807	4
020	4.64	4	4.65	4	833			—	—
910	4.27	3	4.23	2	933	1.782	5	1.781	2
811	3.95	4	3.99	4	10.3.3	1.755	3	—	—
102, 10 $\bar{2}$	3.63	9	3.64	10	17.0.3	1.738	4	—	—
302, 202	3.52	1	—	—	21.3.1	1.680	2	1.697	2
15.0.1	2.66	1	2.64	3	14.0.4	1.587	3	—	—
930	2.60	2	—	—	24.3.0	1.563	6	1.564	5
17.0.0	2.57	4	2.57	2	060	1.541	5	1.542	5
16.0.7			—	—	—	—	—	—	—
16.0.1	2.53	10	2.53	10	24.3.1	1.534	5	—	—
931	2.46	5	2.46	2	15.0.4	1.523	5	1.520	1
003, 18.00	2.42	4	2.40	1	16.0.4			—	—
17.0.1, 303	2.39	2	2.39	2	22.3.2			—	—
10.3.1	2.35	4	2.36	4	061	1.509	4	1.510	2
15.0.2	2.24	4	—	—	17.0.4	1.497	4	—	—
16.0.2	2.21	4	2.20	1	934			—	—
832	2.169	7	2.170	5	934	1.480	3	1.481	3

Примечание. 1 — данные Уиттакера и Зуссмана (Whitaker, Zussman, 1956); 2 — антигорит серпентинитов дунит-гарпбургитовой формации КМА (по результатам исследования шести образцов). Условия съемки:  $D=66$  мм,  $d=0.3$  мм, Со-излучение, без фильтра, 40 кв, 15 ма, экспозиция 12 час. Аналитик Т. Ф. Грачева.

По содержанию щелочей, хрома и значительному количеству глинозема данный антигорит заметно отличается от породообразующего лизардита из никеленосных гипербазитов мамонского комплекса, в котором щелочи отсутствуют, алюминий содержится в количестве 0.02, а хром — 0.005 на формульную единицу (Фролов, 1969).

Существенные различия в составе серпентинов из пород дунит-гарцбургитовой формации КМА и никеленосных интрузий габбро-норит — гипербазитовой формации установлены по данным спектрального анализа. Количество никеля в породообразующем лизардите серпентинитов железногорского комплекса составляет 0.2—0.3%, в антигорите — 0.01%, в жильном хризотиле — 0.02—0.06%. Среднее же содержание никеля (по 14 анализам) в породообразующем лизардите никеленосных гипербазитов мамонского комплекса — 0.08%, в лизардитовых и хризотиловых офитах — 0.02%. Из этих данных следует, что силикатный никель заимствовался из оливина главным образом наиболее ранними генерациями серпентина, т. е. породообразующими лизардитами. Но поскольку в никеленосных гипербазитах мамонского комплекса основная масса никеля была связана с сульфидами, то вхождение никеля в состав оливина и пироксенов было более ограничено, чем при формировании гипербазитов железногорского комплекса, не несущих сульфидного оруденения. Очевидно, это обстоятельство и явилось основной причиной резких различий в содержании никеля в породообразующих лизардитах гипербазитов различной формационной принадлежности.

Металлогеническая особенность альпинотипных гипербазитов отчетливо выявляется по содержанию хрома в антигорите, где его значительно больше (0.2—0.5%), чем в породообразующем лизардите (среднее 0.12%) никеленосных интрузий мамонского комплекса. Количество титана в серпентинах ультраосновных пород сравниваемых комплексов примерно одинаково (0.01—0.02%), хотя средние значения оказываются более высокими у лизардитов из пород никеленосных интрузий мамонского комплекса.

Резюмируя вышеизложенное, можно заключить, что серпентиновые минералы ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации существенно отличаются от серпентинов никеленосных интрузий габбро-норит — гипербазитовой формации. В связи с этим данные о составе серпентинов можно успешно использовать в качестве дополнительного минералогического критерия при формационном расчленении базит-гипербазитовых комплексов ВКМ.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.  
Фролов С. М. Серпентиновые минералы гипербазитов Воронежского кристаллического массива. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1969, ч. 98, вып. 6.  
Фролов С. М. Гипербазит южно-воронежских сульфидных медно-никелевых месторождений и их метаморфические изменения. — Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1970.  
Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1971.  
Чернышов Н. М., Чесноков В. С. Некоторые особенности состава и минерализации базит-гипербазитовых интрузивов центральной части КМА. — Геол. сб. Воронеж, 1972.  
Чернышов Н. М., Усенко И. С., Богачев А. И., Козлов М. Т., Шуркин К. А. Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы нижнего докембрия Русской платформы и их рудоносность. — Тез. II Петрограф. совещания по европейской части СССР. Воронеж, 1972.  
Whitaker E. J. W., Zussman J. The characterisation of serpentine. — Miner. Mag., v. 31. London, 1956.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА АМФИБОЛОВ ПОРОД  
ФЕДОРОВСКОЙ СВИТЫ АЛДАНСКОЙ  
ФЛОГОПИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ В ПРОЦЕССАХ  
ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАСОМАТОЗА

Исследованию химизма, структурных особенностей и парагенезисов амфиболов постоянно уделяется большое внимание (Сердюченко, 1954; Кичул, 1966; Кориковский, 1966; Перчук, 1967; Закруткин, 1968; Ray Sobben, 1970). В настоящей работе излагаются результаты изучения амфиболов из генетически связанных рядов пород флогопитовых месторождений Алдана. Особенности геологического строения и петрографии флогопитоносных районов широко освещены в геологической литературе (Фролова, Клековкин, 1945; Другова и др., 1959; Лицарев, 1961; Мурзаев, 1962; Салье и др., 1966; Энтин, 1966).

В строении флогопитоносных участков Алдана принимают участие породы трех генетических групп (Петрова, Пожарицкая, 1971):

1) основные кристаллические сланцы федоровской свиты, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации;

2) породы, возникшие и преобразованные в результате ультраметаморфизма, который здесь проявился главным образом в виде высокотемпературного регионального метасоматоза, протекающего в температурных условиях амфиболитовой фации;

3) постмагматические метасоматиты.

Для выявления закономерных изменений состава амфиболов при высокотемпературных метасоматических процессах мономинеральные фракции выделялись из пород всех генетических групп. Наличие такого фактического материала позволяет рассмотреть вопросы влияния на содержания в амфиболах главных и редких элементов как химического состава исходной породы, так и основных термодинамических факторов ( $T$  и  $P$ ) метасоматических процессов.

Амфиболы ранней генетической группы пород — основных кристаллических сланцев — кальциевые, интенсивно окрашенные в бурые и буровато-зеленые тона. Они находятся в следующих парагенезисах: Гип—Ро—Пл—Мт, Гип—Пм—Ро—Пл—Мт, Би—Ро—Пл—Мт, Пм—Ро—Пл—Мт.\* По химическому составу, как показывает расчет дискриминантной функции, предложенной Е. А. Костюк (1970), а также по оптическим свойствам исследованные минералы не отличаются от роговых обманок типичных пород гранулитовой фации. Для них характерны резкое преобладание двухвалентного железа над трехвалентным и достаточно высокие содержания титана, щелочей и алюминия. Значения атомных количеств  $Al^{IV}$  в формульной единице колеблются от 1.73 до 2.12 (табл. 1). Согласно классификации, составленной Е. С. Доброхотовой (1968), эти амфиболы диагностируются как гастигситы. Они характеризуются устойчивым химическим составом, не зависящим от того, из какого минерального парагенезиса извлечен амфибол.

Амфиболы второй генетической группы пород, образующихся в результате проявления процессов ультраметаморфизма, также относятся к группе роговых обманок, но отличаются значительными вариациями химического состава и свойств в зависимости от состава исходных пород. Отчетливо выделяются две следующие группы минералов.

\* Гип — гиперстен, Ро — роговая обманка, Пл — плагиоклаз, Мт — магнетит, Пм — пироксен моноклинный, Би — биотит.

Таблица 1

## Химический состав (вес.%) и оптические свойства амфиболов из пород федоровской свиты

Компо-ненты	Амфиболы															мигма-титов		
	сланцев										плагиомигматитов							
	П-1-а	150-п	97-п	9/67	114-п	IV-1-а	145-п	2-150	IV-1-б	среднее	222-п	220-п	IV-3-пл	105-п	147-п	2-151	среднее	
SiO <sub>2</sub>	41.98	41.34	39.72	41.44	40.90	42.06	40.12	39.77	41.70	41.00	41.77	41.44	41.88	39.26	39.68	40.93	40.83	45.80
TiO <sub>2</sub>	2.74	2.68	2.27	1.92	2.02	2.30	1.48	2.37	2.67	2.27	2.37	3.15	2.11	2.48	2.01	2.92	2.50	1.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.02	11.35	13.63	16.87	12.57	11.56	12.49	12.23	11.38	12.45	10.33	10.15	9.60	13.02	12.89	10.36	11.06	8.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.86	1.24	2.61	4.01	4.15	7.77	3.05	5.99	6.49	4.35	6.76	6.27	5.73	3.24	4.66	6.11	5.46	6.21
FeO	12.30	14.57	16.38	11.61	13.65	8.62	13.10	9.79	9.58	12.18	11.59	11.66	11.23	13.47	12.74	10.42	11.85	10.58
MnO	0.20	0.23	0.18	0.24	0.24	0.18	0.26	0.27	0.24	0.23	0.14	0.22	0.27	0.24	0.37	0.27	0.25	0.16
MgO	11.97	10.93	9.65	10.78	10.06	11.90	12.56	11.15	12.02	11.22	10.50	10.61	10.53	10.85	11.47	10.92	10.81	11.72
CaO	11.40	12.24	11.36	11.23	11.71	10.94	12.23	12.27	11.36	11.64	11.08	11.36	11.27	11.86	11.62	11.75	11.49	10.94
Na <sub>2</sub> O	1.85	2.46	1.65	1.84	1.82	2.16	2.05	2.16	1.62	1.95	1.49	1.62	1.76	2.05	1.64	2.03	1.76	1.62
K <sub>2</sub> O	1.73	1.74	2.05	0.18	2.10	1.81	2.05	2.29	1.69	1.74	1.57	1.69	1.87	2.00	1.84	2.05	1.83	1.20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.60	0.84	1.10	0.51	1.06	0.72	0.75	1.11	—	0.85	—	—	1.61	0.84	0.82	1.06	1.08	1.16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He обн.	He обн.	He обн.	0.04	0.72	0.08	—	—	1.51	—	1.51	0.72	—	0.20	He обн.	0.18	He обн.	0.09
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	1.16	—	—	0.75	—	0.82	—	0.80	0.56	0.82	0.60	0.95	1.34	—	—	0.90	0.95	0.61
Сумма	99.81	99.62	100.60	101.38	100.32	100.84	100.22	100.20	100.82	—	99.71	99.84	99.40	99.31	99.92	99.72	—	100.09
F <sub>2</sub> ≈ O	0.49	—	—	0.31	—	0.34	—	0.34	0.24	—	0.25	0.40	0.56	—	—	0.38	—	—
Сумма	99.32	—	—	101.07	—	100.50	—	99.86	100.58	—	99.46	99.44	98.84	—	—	99.34	—	—

## Формульные коэффициенты (расчет на 13 катионов)

Si	6.27	6.23	5.88	5.87	6.13	6.20	5.91	6.05	6.16	6.08	6.29	6.24	6.45	5.90	5.89	6.31	6.18	6.71
Al <sup>IV</sup>	1.73	1.77	2.12	2.13	1.87	1.80	2.09	1.95	1.84	1.92	1.71	1.76	1.55	2.10	2.11	1.69	1.82	1.29
Al <sup>VI</sup>	0.04	0.26	0.26	0.69	0.35	0.21	0.09	0.24	0.14	0.25	0.12	0.04	0.19	0.19	0.13	0.19	0.15	0.22
Ti	0.31	0.30	0.26	0.20	0.22	0.25	0.17	0.27	0.30	0.25	0.27	0.36	0.24	0.28	0.22	0.22	0.26	0.22
Fe <sup>3+</sup>	0.43	0.14	0.28	0.42	0.47	0.85	0.34	0.68	0.72	0.48	0.77	0.71	0.66	0.37	0.52	0.71	0.62	0.68
Fe <sup>2+</sup>	1.52	1.83	2.03	1.37	1.71	1.06	1.61	1.25	1.18	1.51	1.46	1.47	1.46	1.69	1.57	1.34	1.50	1.30
Mn	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02
Mg	2.67	2.45	2.14	2.30	2.23	2.61	2.76	2.53	2.63	2.48	2.36	2.38	2.42	2.44	2.52	2.51	2.44	2.56
Ca	1.82	1.97	1.80	1.71	1.88	1.73	1.93	2.00	1.80	1.85	1.79	1.83	1.86	1.90	1.84	1.93	1.86	1.72
Na	0.54	0.71	0.47	0.51	0.53	0.61	0.59	0.64	0.46	0.56	0.43	0.47	0.53	0.60	0.47	0.60	0.52	0.45
K	0.32	0.32	0.38	0.05	0.40	0.34	0.38	0.44	0.32	0.33	0.38	0.32	0.37	0.38	0.35	0.40	0.35	0.22
F	0.55	—	—	0.34	—	0.38	—	0.35	0.26	0.37	0.29	0.45	0.62	—	—	0.43	0.45	0.28
OH	0.59	0.84	1.09	0.49	1.06	0.71	0.83	1.13	—	0.84	—	—	1.85	0.84	0.98	1.09	1.19	1.14

Таблица 1 (продолжение)

Компо-ненты	Амфиболы																	магма-тиков 239-п	
	сланцев										плагиомигматитов								
	II-1-а	150-п	97-п	9/67	114-п	IV-1-а	145-п	2-150	IV-1-б	среднее	222-п	220-п	IV-3-пл	105-п	147-п	2-151	среднее		
$f_m$ $2V$ град.	42.4	44.6	52.0	43.8	49.2	42.4	41.4	43.2	41.8	44.5	48.5	47.7	46.6	45.9	45.4	44.8	46.4	43.6	
$Ng$	1.688	1.678	1.699	—	1.684	—	1.684	1.685	1.688	—	1.694	1.694	1.690	1.698	1.684	1.694	—	—64	
$Nm$	1.678	1.673	1.689	—	1.674	—	1.674	1.675	1.677	—	1.684	1.683	1.680	1.684	1.674	1.684	—	1.684	
$Np$	1.670	1.662	1.681	—	1.664	—	1.664	1.667	1.669	—	1.675	1.674	1.671	1.676	1.664	1.674	—	1.672	

Таблица 1 (продолжение)

Компо-ненты	Амфиболы																	постмагматических метасоматитов Ю-19 Ю-18 сред- не	
	базификатов						скарнов I					скарнов II							
	209-п	2-184	2-185	Ю-291	Ю-296	сред- нее	15-70	2-121	2-110	K-7-2	R-7-1	сред- нее	Ю-5	Ю-12	25-195	сред- нее	Ю-19	Ю-18	сред- нее
$SiO_2$	42.50	41.00	41.51	41.87	41.93	41.76	41.24	39.64	40.64	42.27	42.21	41.20	39.88	40.44	40.28	40.20	37.86	40.40	38.98
$TiO_2$	1.26	1.14	1.01	1.26	0.75	1.08	1.00	0.68	0.93	0.79	0.38	0.76	0.75	0.75	0.79	0.76	1.02	0.63	0.82
$Al_2O_3$	11.56	11.38	13.00	13.30	13.65	12.58	15.00	15.80	15.22	15.44	16.72	15.63	15.97	14.61	15.29	15.29	16.82	14.27	15.54
$Fe_2O_3$	8.09	5.73	5.10	5.51	7.67	6.42	1.30	2.89	3.43	2.02	2.15	2.36	4.40	4.51	3.90	4.27	4.36	4.92	4.64
$FeO$	7.76	9.34	6.02	5.76	3.24	6.42	0.54	0.77	1.74	0.54	0.90	0.90	3.23	2.16	3.05	2.81	2.77	2.01	2.39
$MnO$	0.22	0.27	0.47	0.18	0.07	0.18	0.06	0.05	0.04	0.02	0.03	0.11	0.11	0.09	0.10	0.07	0.09	0.08	
$MgO$	13.50	12.51	14.19	14.72	15.45	14.47	18.60	19.24	18.93	18.66	18.49	18.78	15.90	17.09	15.95	16.31	16.71	17.07	16.89
$CaO$	10.78	12.14	12.86	12.01	11.92	11.94	14.56	12.47	12.90	13.88	12.92	13.34	13.22	13.51	13.48	13.40	12.89	13.49	13.19
$Na_2O$	2.03	2.57	2.03	1.49	2.30	2.08	2.16	1.89	1.89	1.96	1.96	1.97	1.76	2.03	1.76	1.85	1.49	1.62	1.55
$K_2O$	2.05	2.11	2.17	2.05	1.57	2.00	1.40	2.05	1.81	2.05	1.87	2.71	2.59	2.77	2.69	2.53	2.53	2.53	
$H_2O^{+}$	0.96	0.90	—	—	0.93	—	—	—	1.61	1.07	—	0.96	0.87	0.84	0.89	—	—	—	
$H_2O^{-}$	0.50	—	—	—	—	—	—	—	0.05	0.05	—	0.41	0.05	0.56	—	—	—	—	
II. п. п.	—	—	—	1.37	0.50	—	3.94	5.60	2.08	—	—	—	—	—	—	—	3.40	3.34	3.37
F	0.90	0.84	1.14	0.76	0.50	0.83	—	—	1.60	0.85	0.92	0.90	1.07	1.75	1.70	1.60	1.68	1.08	1.44

Таблица 1 (продолжение)

Компо-ненты	Амфиболы																		
	базификатов						скарнов I						скарнов II				постмагматических метасоматитов		
	209-п	2-184	2-185	Ю-291	Ю-296	сред-нее	15-70	2-121	2-110	K-7-2	K-7-1	сред-нее	Ю-5	Ю-12	25-195	сред-нее	Ю-19	Ю-18	сред-нее
Сумма F <sub>2</sub> ≈ O	100.65	100.49	100.40	100.28	99.55	—	99.80	101.08	99.85	99.95	99.82	—	101.05	100.42	100.36	—	101.02	100.07	
Сумма	0.38	0.35	0.48	0.32	0.21	—	—	0.67	0.36	0.39	0.38	—	0.74	0.72	0.67	—	0.44	0.61	
Сумма	100.27	100.14	99.62	99.96	99.34	—	—	100.41	99.49	99.56	99.44	—	100.31	99.70	99.69	—	100.57	99.46	

## Формульные коэффициенты (расчет на 13 катионов)

Si	6.14	6.20	6.48	6.10	6.05	6.43	6.03	5.71	5.78	6.05	5.96	5.94	5.83	5.94	5.93	5.89	5.54	5.91	5.72
Al <sup>IV</sup>	1.86	1.80	1.82	1.90	1.95	1.87	1.97	2.29	2.22	1.95	2.04	2.09	2.17	2.09	2.07	2.11	2.46	2.09	2.28
Al <sup>VI</sup>	0.41	0.20	0.45	0.38	0.37	0.30	0.62	0.39	0.32	0.65	0.74	0.54	0.58	0.43	0.57	0.53	0.43	0.39	0.41
Ti	0.13	0.12	0.11	0.13	0.08	0.12	0.11	0.08	0.10	0.08	0.04	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.11	0.07	0.09
Fe <sup>3+</sup>	0.88	0.65	0.57	0.60	0.83	0.70	0.14	0.31	0.37	0.22	0.23	0.26	0.48	0.50	0.43	0.47	0.48	0.54	0.52
Fe <sup>2+</sup>	0.94	1.18	0.75	0.70	0.39	0.79	0.07	0.09	0.21	0.06	0.11	0.11	0.39	0.26	0.38	0.34	0.34	0.25	0.30
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	—	—	—	—	—	0.04	0.01	0.01	0.01	—	0.01	
Mg	2.92	2.82	3.10	3.20	3.32	3.07	4.05	4.13	4.00	3.98	3.89	4.01	3.46	3.72	3.50	3.56	3.63	3.74	3.68
Ca	1.67	1.92	2.03	1.88	1.84	1.87	2.28	1.92	1.96	2.13	1.95	2.05	2.08	2.11	2.12	2.10	2.02	2.13	2.07
Na	0.57	0.75	0.58	0.42	0.64	0.59	0.60	0.52	0.52	0.55	0.53	0.54	0.50	0.58	0.50	0.53	0.42	0.46	0.44
K	0.37	0.41	0.41	0.38	0.29	0.37	0.26	0.37	0.37	0.33	0.37	0.03	0.51	0.48	0.52	0.50	0.47	0.47	0.47
F	0.40	0.40	0.54	0.35	0.23	0.38	—	0.73	0.38	0.42	0.40	0.48	0.81	0.79	0.75	0.78	0.50	0.67	0.58
OH	—	1.47	0.89	—	—	—	—	—	—	1.53	1.01	—	1.28	0.85	1.32	1.15	—	—	
f <sub>m</sub>	38.4	39.3	37.2	28.9	27.0	34.1	4.8	9.0	12.5	7.0	7.9	8.2	20.0	17.0	18.7	18.6	18.5	17.2	11.8
2V, град.	—80	—74	—88	—86	—88	—	—	+72	—	—	—	—	+63	—	—	—	+64	—	
N <sub>g</sub>	1.682	—	1.676	—	1.681	—	1.649	1.658	1.666	—	—	—	1.667	1.664	1.667	—	—	1.661	
N <sub>m</sub>	—	—	1.667	—	1.672	—	1.641	1.649	1.654	—	—	—	1.658	1.651	1.659	—	—	1.651	
N <sub>p</sub>	1.661	—	1.657	—	1.663	—	1.632	1.640	1.647	—	—	—	1.648	1.645	1.649	—	—	1.641	

Примечание. Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геохимии СО АН СССР аналитиками Г. С. Гормашевой (пр. II-1-а), Е. А. Клепиковой (пр. IV-1-а, IV-1-б, 220-п, 222-п, 239-п, 209-п, Ю-291, Ю-296 и 15-70), Л. Матвеевой (пр. Ю-5, Ю-12, 2-150, 2-151, 2-184, 2-185, 25-195, IV-3-пл, K-7-р и K-7-2), С. Я. Гольдапель (пр. 2-110, 2-121, Ю-18, Ю-19) и в химической лаборатории МГРИ аналитиком Т. Л. Ждановой (пр. 147-п, 105 п, 150-п, 9/67, 97-п, 114-п, 145-п). f<sub>m</sub> =  $\frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100\%$ .

1. Роговые обманки ультраметаморфических пород, образующихся по основным кристаллическим сланцам, содержащим роговую обманку. К этой группе относятся амфиболовые плагиомигматиты, калишпатовые мигматиты\* и базификаты. Базификатами в данном случае названы меланократовые породы, формирующиеся сопряженно с мигматитами

при ультраметаморфизме основных кристаллических сланцев (Петрова, Пожарицкая, 1971).

2. Роговые обманки ультраметаморфических пород, возникающих за счет безроговообманковых кальцифириров и мономинеральных пироксеновых сланцев. В дальнейшем такие породы называются скарнами, так как они образуются в результате взаимодействия гранитизирующих растворов с карбонатными и ультраосновными породами гранулитовой фации и по минеральному составу соответствуют типичным магнезиальным скарнам.

В ряду сланец—плагиомигматит—мигматит, отражающем последовательное изменение основных кристаллических сланцев при региональном метасоматозе—мигматизации, состав роговых обманок закономерно изменяется так, что амфибол кристаллических сланцев, почти идеально отвечающий по составу гастигситу, в мигматитах приближается к обычновенной роговой обманке. Роговые обманки плагиомигматитов, занимая в этом ряду промежуточное положение, по составу все же ближе к гастигситам исходных пород, чем к обычновенным роговым обманкам мигматитов (табл. 1, рис. 1 и 3).

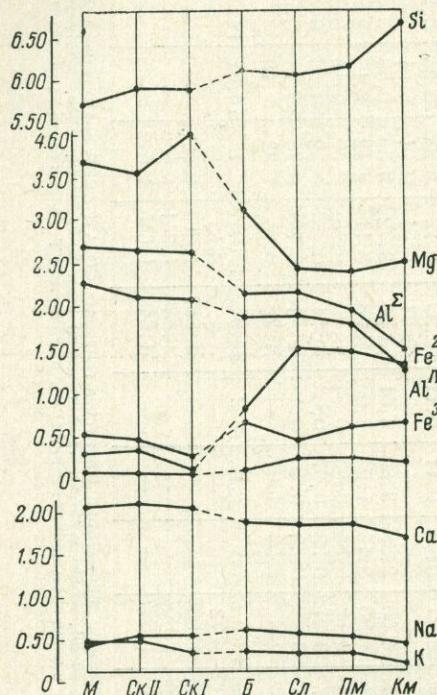
В отличие от гастигситов кристал-

Рис. 1. Вариационные графики составов амфиболов из пород федоровской свиты.

*Сл* — из сланцев, *Пм* — из плагиомигматитов, *Км* — из калишпатовых мигматитов, *Б* — из базификатов, *Ск II* — из скарнов по кальцифирам, *Ск I* — из скарнов по диопсидовым сланцам, *М* — из постмагматических метасоматитов. По ординате — формулы единицы элементов.

лических сланцев они характеризуются большими вариациями в единичных пробах содержаний петрогенных элементов, но в среднем существенные различия обнаруживаются лишь для содержаний Si, Al и Fe<sup>3+</sup>.

Изменения химического состава роговых обманок в ряду сланец—плагиомигматит—мигматит сводятся к следующим закономерностям: количество атомов Si и OH в формульной единице последовательно увеличивается, а Al<sup>IV</sup> — уменьшается. При сохранении общего количества железа на одном уровне происходит увеличение содержаний Fe<sup>3+</sup> за счет Fe<sup>2+</sup>, т. е. резко увеличивается коэффициент окисленности  $K_{ox} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$  (табл. 1, рис. 1). Эти изменения хорошо согласуются с общей химической направленностью процесса мигматизации основных кристаллических сланцев, выражющейся в интенсивном привносе кремнекислоты и щелочей и выносе оснований и глинозема (Петрова, Пожарицкая, 1971; Петрова и др., 1971), а также со снижением температур кристаллизации



\* В дальнейшем для краткости называемых просто мигматитами.

более поздних парагенезисов. Между  $K_{ox}$  роговых обманок и  $K_{ox}$  породы в этом генетическом ряду существует прямая, почти линейная зависимость (рис. 2).

Роговые обманки базификатов по составу и свойствам относятся к гастигситам. От роговых обманок исходных сланцев они отличаются повышенными значениями в формульной единице Mg и  $Fe^{3+}$  и пониженными  $Fe^{2+}$ . Снижения содержания Al и в первую очередь  $Al^{IV}$  не наблюдается, что можно было ожидать в связи с тем, что базификаты образуются в условиях более низких температур (амфиболовая фация), чем сланцы (гранулитовая фация). В целом изменения химического состава амфи-

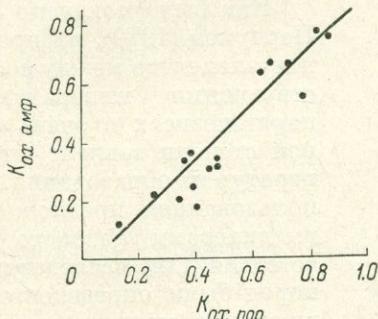


Рис. 2. Зависимость между коэффициентами окисленности амфиболов и пород федоровской свиты.

болов при формировании базификатов находятся в хорошем соответствии с химизмом самого процесса базификации, главная особенность которого в данном регионе заключается в накоплении Mg и Al.

Роговые обманки группы пород, диагностированных как скарны этапа ультраметаморфизма, по составу и свойствам соответствуют паргаситам (табл. 1). Они характеризуются устойчивыми соотношениями главных компонентов и по содержаниям Si, Al, Mg и Ca статистически значимо ( $p=0.95$ ) отличаются от роговых обманок предыдущих групп пород. Значительные вариации обнаруживают лишь содержания железа и магния; при этом паргаситы скарнов по кальцифирам (скарнов I) отличаются от паргаситов скарнов по пироксеновым сланцам (скарнов II) более высокими содержаниями магния и соответственно более низкими — двух- и трехвалентного железа (табл. 1, рис. 1 и 3), т. е. выявляется четкая зависимость состава паргаситов от состава исходных пород.

Специфические особенности паргаситов скарнов — низкие значения в формульной единице Si, Ti,  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  при высоких  $Al^{IV}$ ,  $Al^{VI}$ , Mg и Ca — сохраняются также в паргаситах третьей генетической группы пород — флогопитоносных метасоматитах, развивающихся на постлемагматическом этапе преимущественно за счет этих скарнов без существенного изменения их химического состава (Мурзаев, 1966; Петрова, Пожарицкая, 1971).

Выявленные изменения соотношений химических элементов в роговых обманках трех генетически связанных групп пород наглядно демонстрируются на приведенных вариационных графиках (рис. 1) и на диаграмме Si—Al—Mg (рис. 3). В размещении фигурационных точек средних составов исследованных амфиболов здесь находят отражение ранее отмечен-

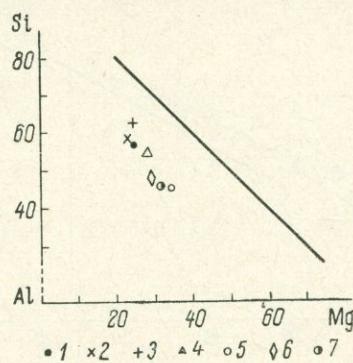


Рис. 3. Зависимость между содержаниями Si, Al и Mg в амфибалах пород федоровской свиты.

Здесь и на всех последующих рисунках амфиболы: 1 — плагиосланцев; 2 — плагиомигматитов; 3 — калишпатовых мигматитов; 4 — базификатов; 5 — скарнов I; 6 — скарнов II; 7 — постмагматических метасоматитов.

ные особенности: амфиболы плагиосланцев и плагиомигматитов оказываются весьма сходными; амфиболы мигматитов и базификатов обнаруживают противоположные геохимические тенденции, а амфиболы скарнов и постмагматических метасоматитов образуют обособленную группу точек; причем фигуративная точка среднего состава амфиболов постмагматических метасоматитов располагается между фигуративными точками амфиболов скарнов I и II. Проведенные исследования позволяют утверждать, что химический состав роговых обманок изученных высокотемпературных метасоматитов определяется в первую очередь составом исходных пород и общей химической направленностью метасоматических процессов.

Как было показано Л. Л. Перчуком (1970), распределение элементов между существующими минералами в парагенезисах в очень сильной степени зависит от температур их образования. С использованием предложенных им диаграмм фазового соответствия для исследованных пород были определены следующие значения температур кристаллизации по диаграмме  $X_{\text{Ca}}^{\text{Po}} - X_{\text{Ca}}^{\text{Пп}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ): сланцы 670, плагиомигматиты 565, мигматиты 490. По диаграмме  $X_{\text{Mg}}^{\text{Po}} - X_{\text{Mg}}^{\text{Пп}}$  для сланцев средняя температура кристаллизации определена в  $720^{\circ}$ , а по диаграмме  $X_{\text{Mg}}^{\text{Po}} - X_{\text{Mg}}^{\text{Би}}$  (с учетом

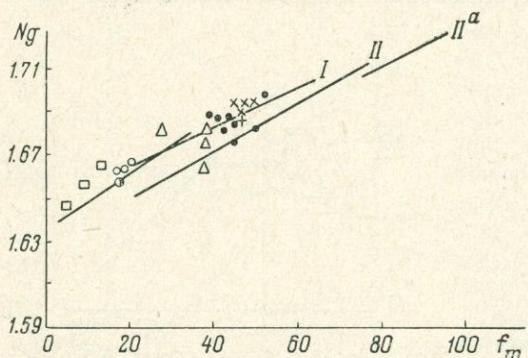


Рис. 4. Размещение фигуративных точек амфиболов из пород федоровской свиты на диаграмме  $\text{Ng} - f_m$ .

Графики I, II, II<sup>a</sup> и V для определения общей железистости амфиболов ряда актинолит—роговая обманка по показателю преломления взяты из работы Е. А. Костюк (1970, с. 109); I — для роговых обманок из пород гранулитовой фации; II — то же, из пород амфиболитовой (без гиперстена) фации; II<sup>a</sup> — то же, из гранитогнейсов; V — для парагаситов из карбонатных пород.

том Ti) для плагиомигматитов, базификатов и постмагматических метасоматитов — 655, 696 и  $530^{\circ}$  соответственно. Значения температур, определенные по магнезиальности минералов, оказываются выше, чем по кальциевости существующих амфибола и плагиоклаза. Такой разброс значений температур является, скорее всего, следствием несовершенства использованных геотермометров. Относительные же температурные изменения, выявляющиеся по каждому из геотермометров в отдельности, достаточно хорошо согласуются с общим геолого-петрографическим выводом о наличии в федоровской свите пород, формирующихся в различных условиях температур и относящихся к разным генетическим группам.

При исследовании зависимости оптических свойств амфиболов от их состава было отмечено, что на диаграмме  $\text{Ng} - f_m$  фигуративные точки амфиболов плагиомигматитов и мигматитов группируются вблизи линии, характерной для роговых обманок из пород гранулитовой фации (рис. 4). Возможно, что этот факт связан с достаточно высоким содержанием глиноэма в роговых обманках и вообще является характерным в данном районе для роговых обманок пород регressiveвой высокотемпературной амфиболитовой фации, развивающихся по гранулитовым комплексам. Однако это предположение требует проверки на более обширном материале.

Роговые обманки пород разных генетических групп существенно различаются по составу редких элементов. В табл. 2 приведены содержания

Таблица 2

Содержания редких элементов (г/т) в амфиболах пород федоровской свиты

Элементы	Сланцы, <i>n</i> = 8	Плагиомигматиты, <i>n</i> = 6	Мигматиты, <i>n</i> = 3	Базификаты <i>n</i> = 5	Скарны I, <i>n</i> = 6	Скарны II, <i>n</i> = 4	Метасоматиты, <i>n</i> = 3
Co	49	38	27	23	5.1	19	17
	37—71	22—54	24—31	13—36	2.6—10	11—31	10—26
Ni	67	23	13	37	19	37	39
	23—200	13—29	10—16	91—130	10—35	28—61	11—75
Cr	143	41	15	162	78	221	200
	20—335	19—60	14—16	26—530	32—110	83—600	8—540
V	414	311	186	281	167	102	88
	300—550	220—400	120—250	73—760	110—230	78—115	60—220
Cu	35	29	5	14	11	10	14
	7—100	8—55	28—70	10—21	1—30	8—16	8—25
Zr	194	169	76	151	208	156	168
	90—480	85—315	56—100	71—240	92—600	86—215	100—215

Примечание. *n*-количество проб в выборке, в числителе — средние арифметические значения содержаний, в знаменателе — крайние значения содержаний. Анализы выполнены количественным спектральным методом А. Д. Глазуновой.

кобальта, никеля, хрома, ванадия, меди и циркония в исследованных амфиболах.

В изученных парагенезисах роговые обманки являются основными минералами-концентраторами редких элементов группы железа: Co, Ni, Cr и V. Их коэффициенты концентрации ( $K = \frac{C_{\text{мин}}}{C_{\text{пор}}}$ ) всегда значительно превышают единицу. Хорошая сходимость поминеральных балансов этих элементов в сланцах и плагиомигматитах, а также тот факт, что их коэффициенты концентрации закономерно увеличиваются с уменьшением количества роговой обманки в породах ряда сланец—плагиомигматит—мигматит, дают основание полагать, что все они присутствуют в амфиболах в изоморфной форме. Это предположение подтверждается также исследованиями на микрозонде (MS-46 фирмы «Камека», аналитик Л. Перфильева), которые показали, что в роговых обманках отсутствуют микровключения более 1 мкм с повышенными содержаниями Co, Ni, Cr и V (порог чувствительности для зерна размером 1—2 м/км составляет для Co, Ni, Cr, V и Cu 0.0 %, для Zr 0.n%). Исследовались зерна амфиболов из разных парагенезисов. Площадь каждого зерна составляла в среднем 800×800 мкм. Шаг микрозонда был 5—10 мкм. Поскольку кристаллохимические свойства (ионные радиусы, потенциалы ионизации, электроотрицательности и др.) этих элементов очень схожи с аналогичными свойствами  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и Mg (Войткович и др., 1970), то можно полагать, что в структуре роговых обманок эти элементы изоморфно замещают друг друга в соответствующих координационных позициях. При этом наибольшее сходство в свойствах отмечается для следующих пар элементов:  $\text{Co}^{2+}$ — $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ — $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{V}^{3+}$ — $\text{Fe}^{3+}$ . По-видимому, между этими элементами осуществляются в наиболее широких пределах изоморфные замещения. Кроме того, для пары элементов Co— $\text{Fe}^{2+}$  обнаруживается четко выраженная положительная корреляционная связь между их содержаниями как в пределах каждой генетической группы, так и для всех исследованных амфиболов в целом (рис. 5, а). Так же отчетливо проявляется отрицательная корреляция между содержаниями Co и Mg (рис. 5, б). Наличие таких связей свидетельствует о геохимиче-

ском сходстве  $\text{Co}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  т. е. о сходстве их поведения при кристаллизации амфиболов различных генетических групп пород и об ином поведении в этих процессах Mg. Между содержаниями других кристаллохимически сходных редких и главных элементов корреляционные связи проявлены менее четко (рис. 6), т. е. распределение редких элементов в этом случае не полностью согласуется (контролируется) с распределением соответствующих главных элементов-«хозяев».

Из данных табл. 2 следует, что содержания Co, Ni, Cr и V в роговых обманках изменяются в значительных пределах и, как показывает анализ,

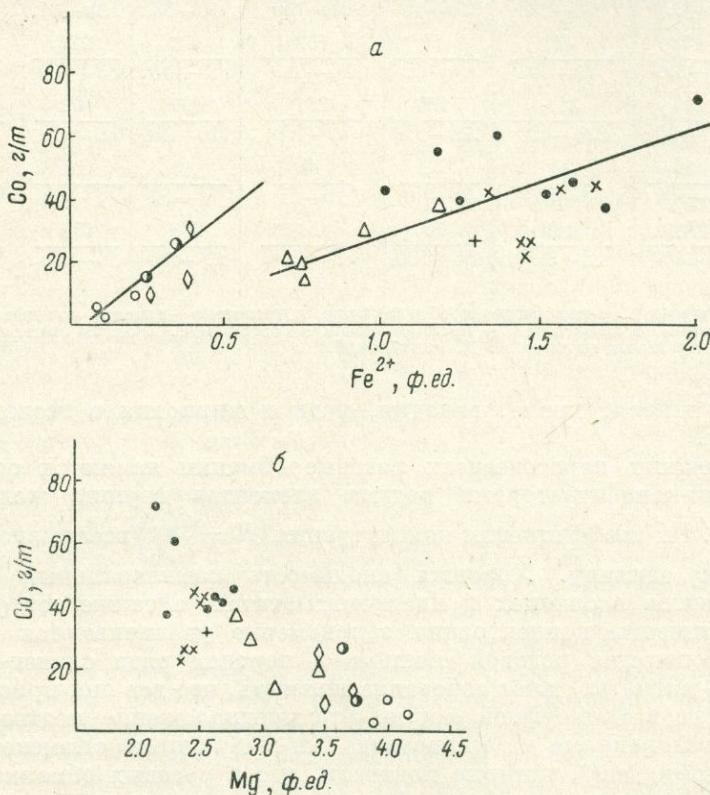


Рис. 5. Зависимость между содержаниями Co и  $\text{Fe}^{2+}$  (а), Co и Mg (б) в амфиболах пород федоровской свиты.  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg в формульных единицах.

находятся в прямой зависимости от их содержания в соответствующих породах (рис. 7). Тем не менее, несмотря на значительные вариации концентраций этих элементов в единичных пробах (табл. 2), средние их значения в роговых обманках генетически связанных рядов пород обнаруживают закономерные изменения. В ряду сланец—плагиомигматит—мигматит содержания всех этих элементов в роговых обманках уменьшаются. В паргаситах скарнов отмечаются самые низкие содержания Co и V; столь же низкие их значения характерны и для паргаситов постмагматических метасоматитов, образовавшихся, как уже отмечалось, в основном за счет скарнов. Содержания Ni и Cr в паргаситах скарнов и постмагматических метасоматитов сопоставимы с их концентрациями в основных кристаллических плагиосланцах. Такое распределение редких элементов группы железа в амфиболах, как и в случае главных компонентов, хорошо согласуется с их поведением в высокотемпературных

метасоматических процессах, приведших к формированию изученных парагенезисов (Петрова, Пожарицкая, 1971).

Содержание меди в отдельных пробах роговых обманок изменяется от 1 до 100 г/т (табл. 2). Так же широко варьируют коэффициенты концентраций этого элемента:  $K = \frac{Cu_{\text{амф}}}{Cu_{\text{пор}}}$  изменяется от 0.1 до 8.7, причем наиболее часто встречаются коэффициенты концентрации меньше 1, т. е. в исследованных парагенезисах роговые обманки не являются минералами-концентраторами меди. Исходя из того, что по кристаллохимическим свойствам  $Cu^{2+}$  очень сходна с элементами группы железа (Войт-

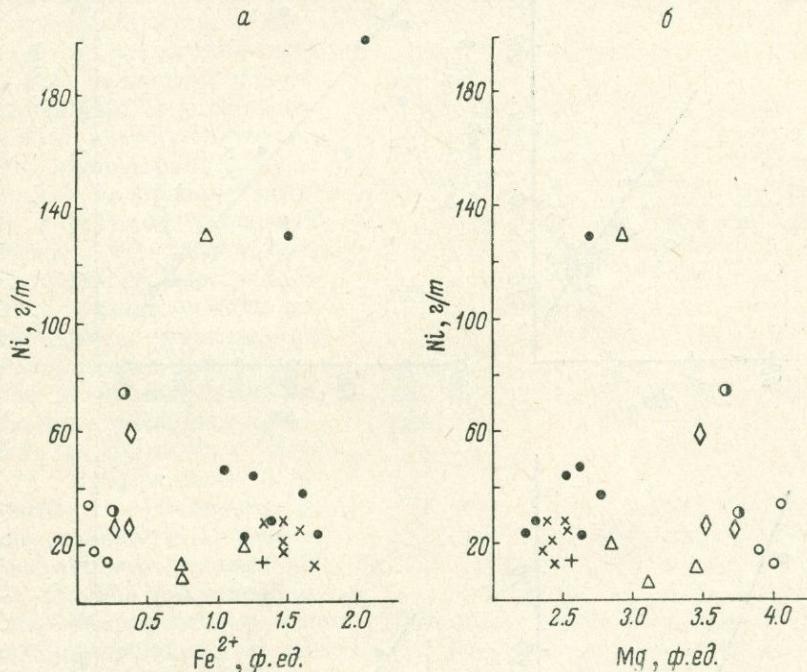


Рис. 6. Зависимость между содержаниями Ni и  $Fe^{2+}$  (a), Ni и Mg (б) в амфиболах пород федоровской свиты.

кевич и др., 1970), можно было полагать, что в структуре роговых обманок медь играет такую же роль, как и редкие элементы группы железа. Однако большой разброс содержаний меди и ее коэффициентов концентраций, а также отсутствие закономерных изменений коэффициентов концентраций в зависимости от количества роговой обманки в породе и часто выявляемый ее дефицит при подсчете поминеральных балансов сланцев заставляют предполагать неизоморфную форму вхождения этого элемента в роговые обманки. Действительно, анализ роговых обманок из плагиосланца, скарна и постмагматического метасоматита на микрозонде показал, что во всех зернах отмечаются микровключения с высокими содержаниями меди. По-видимому, такие микровключения представлены сульфидами. Подтверждением этому служит следующее наблюдение: в пробах с очень низкими коэффициентами концентрации меди в роговых обманках всегда присутствуют видимые сульфиды.

Отмеченная особенность, вероятно, и является причиной того, что в отличие от ранее рассмотренных редких элементов содержания меди в роговых обманках не зависят от ее содержаний в породе (рис. 8, a). Этим же объясняется и тот факт, что средние содержания меди не обнаруживают

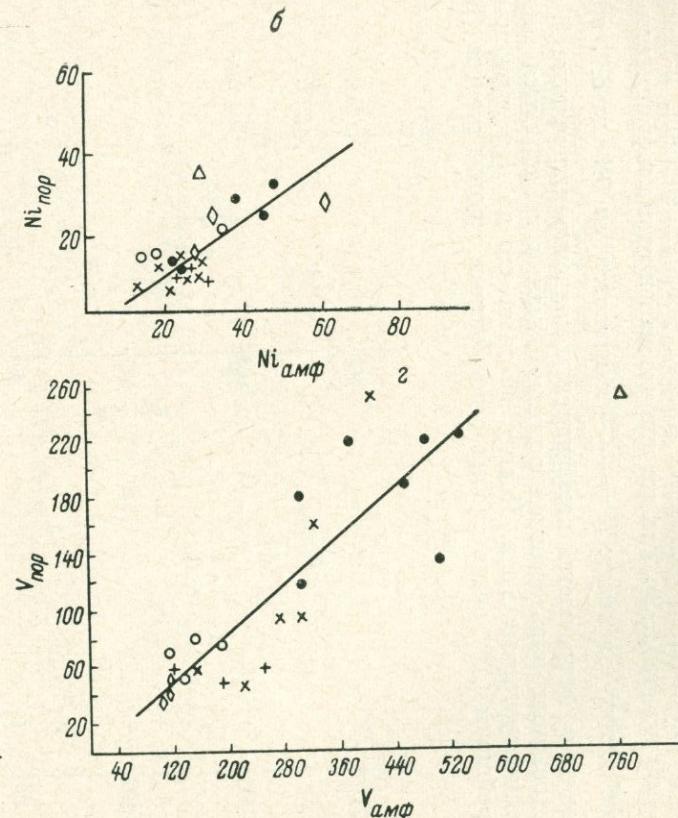
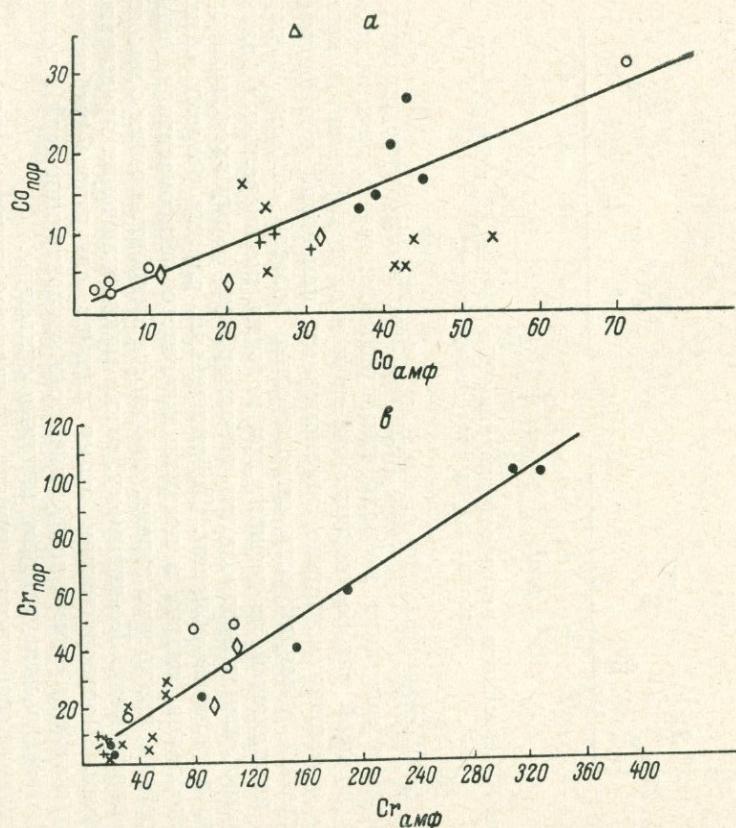


Рис. 7. Зависимость содержаний Co (*a*), Ni (*б*), Cr (*в*) и V (*г*) в амфиболах от их содержаний в породах федоровской свиты.

закономерных изменений при мигматизации основных плахиосланцев (табл. 2), хотя процесс мигматизации и сопровождается выносом этого элемента. В данном случае общая химическая направленность процесса не оказывает решающего влияния на содержание меди в роговых обманках. Влияние же первичного содержания меди в исходных породах на ее содержание в роговых обманках метасоматитов скаживается в том, что более высокие концентрации меди отмечаются в роговых обманках генетического ряда сланец — плахиомигматит — мигматит, в то время как для паргаситов из скарнов и постмагматических метасоматитов характерны сравнительно низкие концентрации меди.

Анализ содержаний циркония в роговых обманках показывает, что, за исключением роговых обманок из мигматитов, средние уровни их в различных генетических группах статистически неразличимы. В единичных пробах содержания циркония изменяются в пределах 56—600 г/т. Коэффициент концентрации в большинстве случаев меньше 1. Исключения составляют роговые обманки скарнов и постмагматических метасоматитов. Это и понятно, поскольку за исключением скарнов и постмагматических метасоматитов во всех других изученных парагенезисах присутствует самостоятельная минеральная фаза — циркон. По этой же причине между содержаниями циркония в роговых обманках и в соответствующих породах не обнаруживается четкой зависимости (рис. 8, б).

По кристаллохимическим свойствам (Войткевич и др., 1970) и геохимическим особенностям (большое сродство к кислороду, сильная связь с летучими компонентами и способность образовывать высокотемпературные летучие комплексы) этот элемент резко отличается от ранее рассмотренных. Предполагается, что в амфиболах для циркония наиболее часто реализуется следующая схема изоморфного вхождения (Кухаренко и др., 1960):

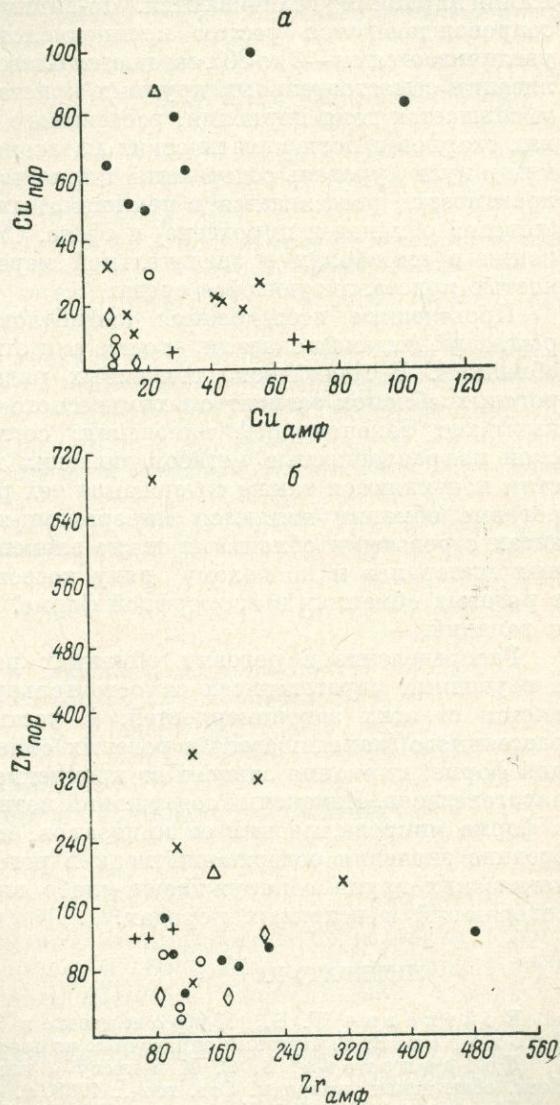
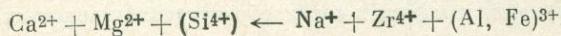


Рис. 8. Зависимость содержаний Cu (α) и Zr (β) в амфиболах от их содержаний в породах федоровской свиты.

Действительно, при анализе на микрозонде в зернах амфибала из парагенезисов, содержащих циркон, не обнаружено микровключений с повышенными содержаниями этого элемента. В роговых обманках пород ряда сланец—плагиомигматит—мигматит цирконий обнаруживает тенденцию к закономерному уменьшению. При этом в самих породах содержания циркония увеличиваются. По-видимому, в процессе мигматизации, сопровождающемся ростом кремнекислотности пород ( $Q$  нормативное увеличивается от —2 до 30), создаются благоприятные условия для кристаллизации самостоятельных крупных кристаллов циркона, при этом резко уменьшается доля циркония, рассеянного в амфиболе. В роговых обманках скарнов и постмагматических метасоматитов с нормативным  $Q$ , близким к нулю, уровень содержаний циркония высок, весь цирконий породы практически рассеивается в темноцветных порообразующих минералах (роговой обманка и пироксен) и сфене. Следовательно, содержания циркония в амфиболах в значительной мере определяются кремнекислотностью кристаллизующейся среды.

Проведенные исследования амфиболов пород флогопитовых месторождений Алдана показали, что все они относятся к кальциевым роговым обманкам. В генетически связанных рядах пород химические составы роговых обманок зависят от химического состава исходных пород и испытывают закономерные изменения, согласующиеся с общей химической направленностью метасоматических процессов. Этим закономерностям подчиняются также содержания тех редких элементов, для которых роговые обманки являются минералами-концентраторами. В парагенезисах с роговыми обманками такие элементы не образуют самостоятельных минералов и по целому ряду косвенных признаков — содержатся в роговых обманках в изоморфной форме. Это — кобальт, никель, хром и ванадий.

Распределение в роговых обманках редких элементов, образующих изученных парагенезисах самостоятельную минеральную fazу, отличается от этих закономерностей. В частности, содержания равномерно рассеянного (находящегося в роговых обманках скорее всего в изоморфной форме) циркония зависят от кремнекислотности кристаллизующихся парагенезисов. Изменения содержаний меди, входящей в роговые обманки в форме микровключений ее минералов, являются случайными. Только средние значения содержаний меди в роговых обманках различных генетических групп обнаруживают слабо выраженную зависимость от ее содержаний в исходных породах.

## ЛИТЕРАТУРА

- Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., 1970.
- Доброхотова Е. С. К вопросу о классификации амфиболов. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. геол., 1968, т. 43, № 1.
- Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Тр. Лаб. геол. докембра, вып. 8. М.—Л., 1959.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1968, ч. 97, вып. 1.
- Кипул В. И. Оптические свойства и химический состав амфиболов из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембра Алданск. щита. М., 1966.
- Кориковский С. П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 5.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., 1970.
- Кухаренко А. А., Вайнштейн Э. Е., Шевалевский И. Д. О соотношениях циркония и гафния в порообразующих пироксенах и в циркониевых

минералах палеозойского комплекса ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова. — Геохимия, 1960, № 7.

Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М., 1961.

Мурзаков С. П. К вопросу о генезисе флогопитоносных метасоматических жил Алдана. — Научн. сообщ. Якутск. фил. СО АН СССР, вып. VII. Якутск, 1962.

Мурзаков С. П. Метасоматическая зональность флогопитоносных образований Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., 1966.

Перчук Л. Л. Зависимость молярных объемов амфиболов от состава в ряду феррогранитин—паргасит. — ДАН СССР, 1967, т. 172, № 4.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970.

Петровова З. И., Пожарикая Л. К. Геохимия процессов ультраметаморфизма и флогопитообразования в основных кристаллических сланцах Алдана. — Ежегодник СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.

Петровова З. И., Пожарикая Л. К., Андронов В. В., Роненсон Б. М., Утенков В. А. Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Матер. к симпозиуму. Свердловск, 1971.

Салье М. Е., Дук В. Л., Бугрова В. Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1966.

Сердюченко Д. П. Паргаситы из архейских пород Южной Якутии. — ДАН СССР, 1954, т. 96, № 6.

Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. — Тр. Алданск. геол.-развед. экспед. треста «Сибгеолнеруд», вып. 2, 1945.

Эйтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., «Наука», 1966.

Ray Sobhen. Significance of hornblende compositions from basic granulites of the type charnockite area near Madras. — Neues Jahrb. Mineral. Monats., 1970, № 10.

Л. Ф. СЫРИЦО, А. С. ЖИТКОВ, Е. П. СОКОЛОВА, М. Л. ЗОРИНА

## СЛЮДЫ АПОГРАНИТОВ ЛИТИОНITO-КВАРЦЕВО- АЛЬБИТОВОГО СОСТАВА (НА ПРИМЕРЕ ДВУХ МАССИВОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

В литературе уже рассматривался ряд примеров закономерного изменения состава слюд в процессе метасоматического преобразования гранитов, приводящего в конечном итоге к образованию апогранитов и грейзенов (Ситтин, Разина, 1963; Залашкова, Сырицо, 1969; Гетманская и др., 1970; Коваль и др., 1970, 1972; Руб и др., 1971). В этих работах отмечается тенденция использовать типоморфные особенности исходного состава и последующей дифференциации слюд для выделения парагенетических типов апогранитов, находящих петрологическую и геохимическую определенность. В этом плане слюды апогранитов изучаемого района представляют дополнительный материал. Последовательность их эволюции генетически предопределяет существование новой изоморфной серии слюд: мусковит—протолитионит—циннвалльит (Коваль и др., 1972). Представляет особый кристаллохимический интерес грейзеновая слюда, являющаяся, по сути дела, новой разновидностью.

Изучаемые апограниты приурочены к слабодифференцированной интрузии гранитов позднемезозойского возраста, представленной на поверхности двумя массивами. В интрузии выделяются две главные разности гранитов: крупнозернистые биотитовые, слагающие внутренние (глубинные) части массивов, и среднезернистые с протолитионитом, представляю-

щие собой апикальные и эндоконтактовые фации, повсеместно охваченные процессами начальной стадии постмагматического изменения.

Исходные для образования приморских апогранитов породы, по данным Т. Н. Шуриги (1969), можно рассматривать как аляскитовые граниты повышенной щелочности. Для них характерны значительно меньшая пересыщенность глиноземом по сравнению с аляскитом ( $K_{\text{арн}} = 0.91 \div 0.97$ ) и существенно большая железистость фемической составляющей ( $f = 76.4 \div 90.9$ ). Особенностью гранитов является также низкое содер-

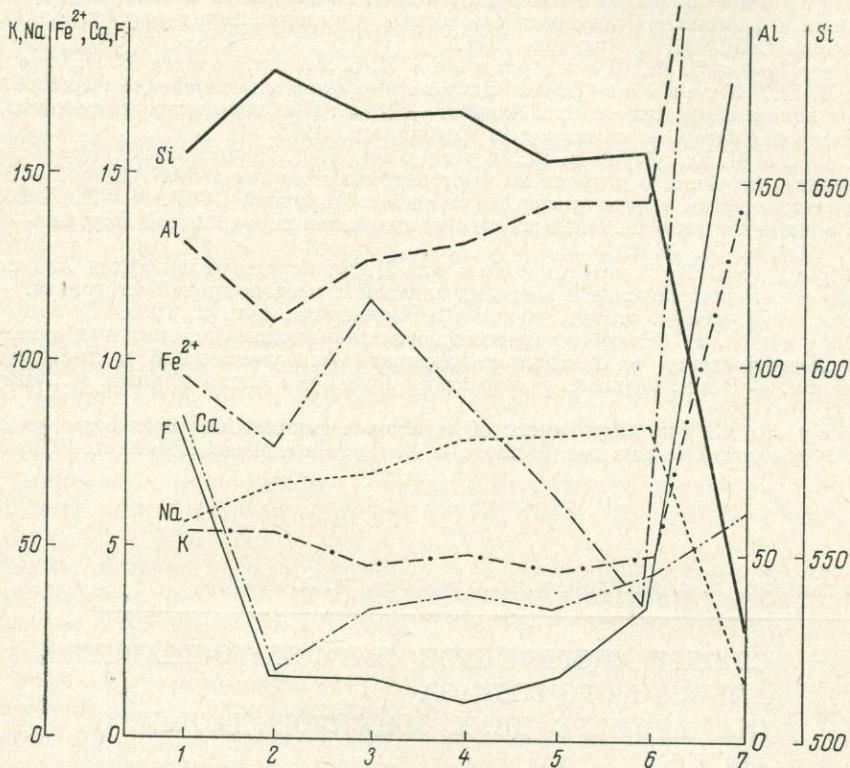


Рис. 1. Вариационная диаграмма изменения состава пород в процессе метасоматоза (в пересчете по Т. Барту).

1 — биотитовые граниты; 2 — слабоальбитизированные кварцевые граниты; 3, 4, 5 — литионито-кварцево-альбитовые апограниты; 6 — литионито-альбитовый апогранит (альбитит); 7 — кварцево-слюдянный гнейзен.

жение кальция, магния, титана и резкое преобладание щелочей над кальцием, в результате чего  $a/c$  значительно превосходит соответствующую величину для аляскита. По петрохимическим характеристикам З. Г. Караповой (1968), биотитовые граниты главной интрузивной фазы характеризуются повышенной щелочностью ( $A=212 \div 219$ ) и интенсивной альбитизацией ( $B=1.1$ ), вследствие чего могут быть отнесены к рудоносным аналогам этих гранитов. Среднезернистые разновидности, охваченные процессами постмагматического метасоматоза, по значениям коэффициентов  $A=216 \div 227$  и  $B=1.2$  попадают в группу tantalоносных апогранитов.

Особенностью исходных пород является исключительно ограниченное развитие плагиоклаза (№ 17—20), содержание которого не превышает 1—2 %. Обилие микроклина (до 70 %) в виде характерных порфиробласт позволяет предположить вероятность предшествующей рассматриваемым процессам стадии ранней микроклинизации. Однако участки интенсив-

ной метасоматической переработки гранитов являются следствием развития более поздних процессов альбитизации, окварцевания, грейзенизации и представляют собой метасоматиты переменного микроклино-кварцево-альбитового состава с литиевыми слюдами и редкометальной минерализацией (колумбит, малакон, торит, касситерит). Подобные изменения в гранитах неоднократно описывались в литературе и в данном случае не представляют исключения. Процесс альбитизации прослеживается в развитии, начиная с проявления перититизации микроклинов и кончая появлением лейстового альбита, реакционного по отношению ко всем минералам с образованием в конечную стадию апогранитов циннвальдито-кварцево-альбитового состава. Раннее окварцевание устанавливается лишь по результатам количественно-минералогических подсчетов и пересчету химических анализов по Т. Барту (рис. 1) и примерно совпадает с началом альбитизации. Вторичное окварцевание диагностируется по наличию характерных для апогранитов структур пойкилитовых вростков идиоморфного пластинчатого альбита и соответствует максимуму послемагматической проработки с образованием породы типа кварцевого альбитита без реликтов минералов исходной породы. Грейзенизация имела здесь крайне локальное проявление в виде маломощных зон без жильного выполнения и выразилась в процессе интенсивного ослаждения с образованием почти мономинерального слюдоносного грейзена. При этом полному замещению слюдой подверглись и альбит, и кварц, и новообразованный калиевый полевой шпат. Таким образом, при грубом расчленении метасоматическая зональность интрузии сравнительно проста (табл. 1).

Таблица 1  
Метасоматическая зональность интрузии

Парагенезисы	Ведущие процессы метасоматоза	Характерный тип слюды
$\text{Кв} + \text{Пл} + \text{КПШ} + \text{Бт}$	Микроклинизация.	Литиевый биотит.
$\text{Кв} + \text{Аб} + \text{КПШ} + \text{Цнв}$	Альбитизация.	
$\text{Кв} + \text{Аб} + \text{Цнв}$	Альбитизация. Окварцевание. Литионитизация.	Циннвальдит.
$\text{Кв} + \text{Аб} + \text{Прлит}$	Окварцевание.	Протолитионит.
$\text{Кв} + \text{ФеМу}$	Грейзенизация.	Железистый мусковит.

**Разновидности слюд.** Характерной слюдой наименее измененных гранитов интрузии является литиевый биотит. Судя по светопреломлению и углу оптических осей ( $Ng=1.657$ ,  $2V=0\pm 3^\circ$ ), эта слюда ближе всего соответствует лепидомелану. Для нее характерны зеленовато-черный цвет, отсутствие включений. Под микроскопом выявляется сильный плеохроизм в зеленовато-коричневых тонах. Взаимоотношения с другими ассоциирующими минералами позволяют считать биотит одним из самых поздних породообразующих минералов магматического происхождения. Существование заведомо первично-магматического биотита с таким высоким содержанием лития, попадающего на границу полей биотит—протолитионит, подтверждает предположение М. Г. Руб и др. (1971) о возможности магматического происхождения гранитов с первичной литиевой слюдой типа протолитионита. Изученный нами биотит в этом плане является связующим звеном, представляя промежуточную разновидность.

Собственно литиевые слюды сопровождают гамму метасоматически измененных пород, варьируя по составу и свойствам. Так, для альбитизированных и окварцованных пород, сохранивших еще реликты исходной структуры и состава, а также части апогранитов с преобладанием процесса альбитизации, характерна светло-бурая с голубоватым отливом слюда с заметным плеохроизмом в светло-коричневых тонах (обр. 2). Оптические константы ( $Ng=1.594$ ,  $2V=30\pm 32^\circ$ ) определяют ее как циннвальдит. Под микроскопом в ней отмечается обилие включений акцессориев, главным образом циркона, в меньшей мере колумбита и кассiterита. Особенностью слюды этой разновидности является четко проявленная микрозональность окраски, выражаяющаяся в чередовании преобладающих по площади светлых зон с темно-коричневыми узкими зонками. Развивается циннвальдит преимущественно по биотиту, реже представляет собой самостоятельное новообразование (судя по взаимоотношению с другими минералами — примерно одновременное с альбитом). Именно к участкам замещения биотита циннвальдитом в этой разновидности пород приурочена, как правило, основная масса колумбита и циркона. Очевидно, образование последних происходит с использованием значительной части компонентов, высвобождающихся при таком замещении.

В апогранитах с примерно равным развитием процессов альбитизации и окварцевания и даже иногда с преобладанием последнего широко развита мелкочешуйчатая густоокрашенная с пятнистым распределением окраски коричневого цвета слюда. Судя по оптическим данным ( $Ng=1.599\pm 0.001$ ;  $2V=34\pm 36^\circ$ ), она также соответствует циннвальдиту, однако на диаграмме состава попадает в поле протолитиона. Образуется она при замещении светлого циннвальдита или представляет собой самостоятельное новообразование в виде гнезд, прожилков в составе породы типа кварцевого альбитита. Взаимоотношения ее с кварцем и альбитом сложны и неоднозначны. Чешуйки слюды, как правило, чрезвычайно резорбированы, насыщены включениями этих минералов, что, по-видимому, свидетельствует о близковременном их образовании. Протолитий замещается наиболее поздней слюдой в ряду изучаемых слюд, характерной для грейзенов. Эта слюда прозрачна, имеет яркую грязно-зелено-голубую окраску. Светопреломление  $Ng=1.610\pm 0.001$ , допустимое для высокожелезистого мусковита; необычно низкий для безлитиевых слюд угол оптических осей  $2V=28\pm 33^\circ$ . Под микроскопом устанавливается необычный для мусковита резко выраженный плеохроизм, от почти бесцветного до густо-зеленого. Отмечается ряд и других аномальных физических свойств, что выражается прежде всего в относительно низкой твердости (даже по сравнению с менее железистым мусковитом), отсутствии упругости пластинок, легкой деформируемости и т. д. В отличие от предыдущих разновидностей эта слюда чрезвычайно реакционна, при образовании грейзена она замещает и альбит, и кварц, и даже новообразованный микроклин.

Отмеченная последовательность замещения и новообразования слюд иллюстрируется крупночешуйчатыми слюдами пегматоидных обособлений, зональность которых характеризует непрерывность образования их с параллельным изменением состава.

**Рентгенометрическая характеристика слюд.** Изученная серия слюд рентгенометрически весьма своеобразна. Слюды специфичны не только величинами элементарных ячеек, но и дифракционными картинами. Из характерных отражений следует отметить прежде всего 002, 020, 060, их интенсивность и форму (табл. 2). Не отличаются постоянством как по качеству, так и по относительным интенсивностям отражения типа 021 и 111, по которым почти все изученные слюды относятся, очевидно,

Таблица 2

## Дифракционные характеристики изученных слюд

Группа	Минералы	Параметры, Å			$I_{004}$	Политипия	$I_{060}$	$\Sigma$ катионов, % вес. VI ко- ординации	Примечание
		$d_{060}$	$b$	$c \cdot \sin \beta$					
I	Литиевый биотит, обр. 1	1.544	9.264	9.99	1	3 : 1	1M (3T)	5 р.	35.44
II	Циннвальдиты	Обр. 2	1.528	9.168	9.93	2	1 : 1.2	2M <sub>1</sub> и 1M 6	19.62
		Обр. 755	1.526	9.156	9.91	4	1 : 1.3		15.62
		Обр. 767	1.528	9.168	9.92	4	1 : 1.3		4 ш. р. 18.23
III	Протоди-тиониты	Обр. 6	1.526	9.156	9.94	3	1 : 1.5	1M (3T) 2 дв.	16.95
		Обр. 7	1.529	9.174	9.95	3	1 : 1.5		16.33
IV	Новая разновидность	Обр. 763	1.522	9.132	9.96	4	1 : 1.5	2 ш.	16.28
		Обр. 8	1.524	9.144	9.95	4	1 : 1.5		

Примечание. Электронографическое определение параметра  $b$  обр. 763, выполненное К. С. Мищенко (ВСЕГЕИ), соответствует 9.142 Å; теоретически рассчитанное значение равно 9.140 Å.

к однослоиной моноклинной политипной модификации (за исключением обр. 767, представляющего структурный комплекс  $2M_1 + 1M$ ).

По совокупности рентгенометрических характеристик изученные слюды могут быть объединены в четыре группы, соответствующие выделенным парагенетическим ассоциациям. Биотит (обр. 1), относимый нами к I группе, отличается как величиной ячейки, так и качеством и соотношением интенсивностей базальных отражений (004 : 005). По сравнению с биотитами Забайкалья (Сырицо и др., 1970) изученный биотит характеризуется большей величиной элементарной ячейки и ее большим совершенством. Величина параметра  $b$  этого биотита и высокая относительная интенсивность базального отражения четвертого порядка свидетельствуют о высокой его железистости, что соответствует результатам химического анализа. Четкие, достаточно интенсивные отражения 112, 022, 003, 112, 113, 023 показывают, что исследуемый биотит обладает однослоиной моноклинной структурой (или 3T), в то время как для биотитов Забайкалья характерны структурные комплексы с разным соотношением структур  $2M_1$  и  $1M$ . Слюды остальных трех групп имеют большое структурное сходство. Слюды II группы отличаются от структурно близких слюд последующих серий главным образом своим четким и интенсивным отражением 060 (табл. 2), а также устойчиво пониженным значением параметра  $c \sin \beta$ , что находится в соответствии с весьма значительным содержанием

в них фтора. Они представляют собой серию довольно сходных в структурном отношении железисто-литиевых слюд (циннвалльдитов), имеющих как сходство, так и существенное различие с циннвалльдитом и криофиллитами Забайкалья (Сырико и др., 1970).

Дифракционные картины этих слюд отличаются четкостью и полнотой отражений. Исключение представляет дифракция от обр. 767, в которой на фоне отражений модификации  $1M$  наблюдаются четкие и достаточно интенсивные отражения 114, 114, 025, характерные для полиптичной структуры  $2M_1$ ; у этой слюды отражение 060 тоже качественно своеобразное, несколько более широкое, размытое и менее интенсивное, чем у типичных циннвалльдитов.

Наибольший интерес представляют однопакетные моноклинные слюды (III и IV группы), которые по своим структурным свойствам имеют сходство и различия как с однопакетными моноклинными диоктаэдрическими и триоктаэдрическими слюдами, так и с дигриоктаэдрическими литиевыми слюдами.

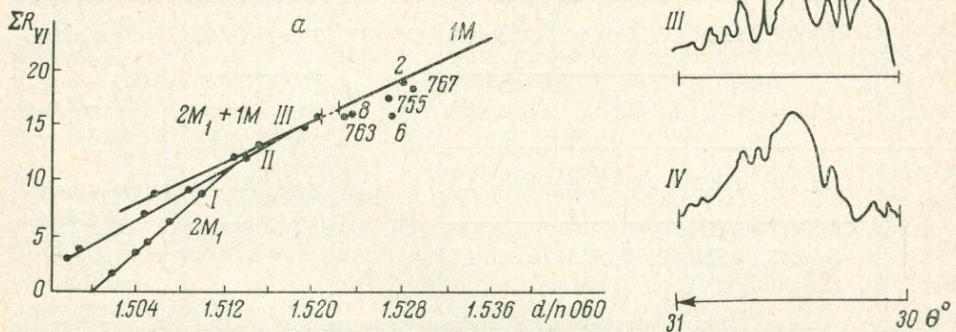


Рис. 2. Характеристика параметра  $b(d/n 060)$  серии изученных слюд.

а — график зависимости межплоскостного расстояния 060 от содержания окислов металлов октаэдрической координации (вес. %) без учета глиноzemата: I, II, III — мусковиты и литиевые слюды Забайкалья (Сырико и др., 1970), IV — слюды Дальнего Востока; б — профиль отражения 060.

Для них типичен особенно сложный характер отражения 060, заключающийся как в форме и положениях этого максимума, так и в его относительной интенсивности (рис. 2, а). Вместо одного довольно четкого отражения (характерного вообще для слюд) изученные слюды в этой угловой области имеют либо широкое отражение с четкими краями, что отмечается уже для II группы, либо расщепившиеся два отражения (III группа), либо широкую размытую полосу, напоминающую полосу двумерной решетки некоторых монтмориллонитов (IV группа). На дифрактограммах и дебаеграммах слюд III группы наблюдается четкое расщепление на два максимума в угловой области отражения 060, причем отражение с меньшим углом отблеска имеет большую интенсивность, чем у последующего отражения. Расщепление отражения 060 и равнозначного по угловым значениям отражения 331 в природных слюдах наблюдается редко. Природа такого расщепления, как известно, неоднозначна и объясняется сильными деформациями тетраэдрической и октаэдрической сеток вследствие особенностей состава (Михеев, 1954; Архипенко и др., 1965; Центер и др., 1971). В данном случае определяющим является сложный состав октаэдра, обусловливающий промежуточное положение их в классификационной схеме.

Наиболее специфично отражение 060 на дифракционных картинах слюд IV группы (образцы 763 и 762). В данном случае наблюдается широкая однородная полоса без особых максимумов (рис. 2, б) необычно низкой относительной интенсивности. Определение величины межплоскостного расстояния 060 как на дебаеграмме, так и на дифрактограмме произведено по угловому значению центральной части этой полосы. По характеру распределения относительных интенсивностей отражений 11 $\bar{l}$ , 02 $\bar{l}$  и 003, а также по качеству отражения 060 эти слюды имеют сходство с селадонит-глауконитовой серией минералов, однако отличаются от последней большей величиной элементарной ячейки и качеством отражений 00 $\bar{l}$ . Величина параметра  $b$ , полученная экспериментально рентгеновским и электронографическим методами, имеет промежуточное значение между ди- и триоктаэдрическими слюдами и хорошо согласуется с теоретически рассчитанным значением (9.140, Å), что является убедительным доказательством соответствия состава и структуры этой необычной слюды.

**ИК-спектры поглощения слюд.** Перед ИК-спектроскопией были поставлены следующие задачи.

1. Выявление возможностей ИК-спектроскопии для уточнения классификационной принадлежности сложных и неоднородных по составу и структуре слюд в изоморфном ряду циннвальдит—протолитионит—мусковит.

2. Определение изменения характера связей ведущих октаэдрических компонентов (Al—O, Fe—O и т. д.) в ряду биотит—мусковит с целью уточнения возможного интервала разрыва и положения промежуточных ди-триоктаэдрических слюд типа обр. 763.

Первая задача решалась путем сравнения ИК-спектров дальневосточных литиевых слюд со спектрами изученных ранее литийсодержащих забайкальских слюд, в составе которых дифференцированы циннвальдит, криофиллит, лепидолит, литиевый мусковит (Сырико и др., 1970; Зорина, Сырико, 1971). Изучаемые слюды по типу спектра разделяются на 3 группы.

Наиболее ранняя слюда (обр. 1) соответствует типичному биотиту: в спектре ее наблюдаются полосы поглощения у 1000 и 460 см<sup>-1</sup> Si—O-связей и в области 600—700 см<sup>-1</sup> — Fe—O-связей. Содержание лития не находит отражения в спектре данной слюды не в пример ряду мусковит—лепидолит, где для ИК-спектра чувствительны уже 0.15 вес. % лития.

Группа типичных литиевых магнезиально-железистых слюд (образцы 2,755, 767) по виду спектра имеет большую аналогию с образцами забайкальских циннвальдитов (рис. 3, а). В высокочастотной области у всех литийсодержащих дальневосточных слюд наблюдается одна сильная полоса поглощения у 1000 см<sup>-1</sup> Si—O-связей. Отсутствует полоса поглощения у 1060 см<sup>-1</sup>, наблюдавшаяся в спектрах мусковитов, а также полоса, сопровождающая в мусковите колебания связи Al—OH у 910 см<sup>-1</sup>, полоса же Si—O—Al<sub>V1</sub>-связи у 530 см<sup>-1</sup> в них значительно слабее. В области 400—500 см<sup>-1</sup> изучаемые слюды характеризуются тремя полосами поглощения: 413, 430 и 478 см<sup>-1</sup>. Полосы поглощения у 413 и 478 см<sup>-1</sup> относятся к колебанию Si—O-связей. Полосу поглощения у 430 см<sup>-1</sup> по аналогии с забайкальскими слюдами можно отнести к колебанию связи Li—F, что доказано на основании расчета и экспериментальных данных. И в данном случае о правильности такого отнесения свидетельствует изменение интенсивности этой полосы по мере увеличения содержания лития от 1.5 до 3 %. В спектрах образцов 1,2 (1.5% Li<sub>2</sub>O) полоса поглощения у 430 см<sup>-1</sup> проявляется в виде «плеча» у полосы 413 см<sup>-1</sup>, в спектре образца с 2.1% Li<sub>2</sub>O появляется четкая полоса у 430 см<sup>-1</sup>, интенсивность которой становится почти равной интенсивности полосы 413 см<sup>-1</sup> при содержании

2.9% Li<sub>2</sub>O. В спектре же типичного лепидолита (обр. 2) наблюдается сильная полоса, соответствующая связи Li—F и полностью отсутствует полоса Si—O-связи у 413 см<sup>-1</sup>.

Слюды, представленные образцами 6, 7, по химизму занимают промежуточное положение между циннвальдитом и литиево-железистым мусковитом. По типу спектра они являются аналогами циннвальдита, весьма далекими от спектров даже наиболее железистых мусковитов (образцы 2358, 763).

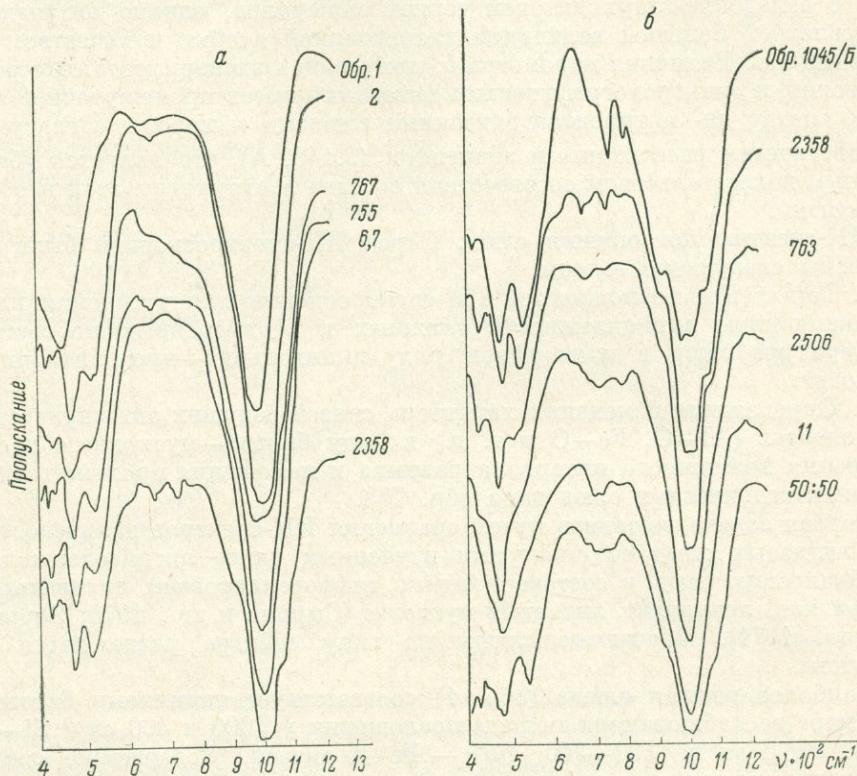


Рис. 3. ИК-спектры поглощения слюд.

*а* — литиевые слюды; *б* — слюды ряда мусковит—биотит: обр. 1045/б\* (типичный мусковит), обр. 763 (железистый мусковит), обр. 2506\* (высокоглиноземистый биотит), обр. 11 (типичный биотит); смесь биотит+мусковит (1 : 1). Звездочками обозначены забайкальские слюды (Сырико и др., 1970).

Третью группу составляют грейзеновые слюды (образцы 763, 8). Для изучения спектра этой слюды и определения ее классификационной принадлежности были изучены ИК-спектры поглощения 24 проб Забайкалья и Дальнего Востока ряда мусковит—биотит с широким диапазоном изоморфных замещений в октаэдрическом слое. На рис. 3, *б* из-за перегрузки материала показаны спектры некоторых наиболее типичных представителей определенных интервалов заселения октаэдрических позиций триоктаэдрическим магнезиально-железистым компонентом (от 5 до 68% атомных количеств). Спектр 1 типичного мусковита имеет следующие полосы поглощения: 1066, 1022, 980, 800, 470 и 410 см<sup>-1</sup> — Si—O-связей, 747 см<sup>-1</sup> — Si—O—Al<sub>IV</sub>, 528 см<sup>-1</sup> — Si—O—Al<sub>VI</sub>, 910 см<sup>-1</sup> Al...OH, 650—700 см<sup>-1</sup> — Fe—O-связей (Стубичан, Рой, 1964).

По мере увеличения в составе мусковита магнезиально-железистого компонента (обр. 2358) наблюдаются следующие изменения: увеличивается относительная интенсивность полосы поглощения Fe—O-связей у 667 см<sup>-1</sup>, становясь равной полосе поглощения Al<sub>IV</sub>—O-связи у 747 см<sup>-1</sup>; смещается

к низким частотам полоса поглощения  $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}_{\text{VI}}$ -связи ( $511 \text{ см}^{-1}$ ); несколько уменьшается по интенсивности полоса поглощения  $\text{Al...OH}$ -связи у  $910 \text{ см}^{-1}$ . На этом фоне ИК-спектр обр. 763 имеет большое сходство со спектрами мусковитов. Наблюдаются все полосы поглощения, характерные для мусковита, однако в отличие от них полоса  $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}_{\text{VI}}$ -связи резко уменьшается по интенсивности и смещается к  $500 \text{ см}^{-1}$ , полоса  $\text{Al...OH}$ -связи также становится значительно слабее и проявляется в виде плеча у  $910 \text{ см}^{-1}$  при полосе валентных колебаний  $\text{Si}-\text{O}$ -связей. Полоса деформационных колебаний  $\text{Si}-\text{O}$ -связей смещается к  $466 \text{ см}^{-1}$ .

В спектре биотита (обр. 2506), обогащенного глиноzemистой составляющей по сравнению с нормальным биотитом (20.69%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), полоса  $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}_{\text{VI}}$ -связи проявляется в виде плеча у  $500 \text{ см}^{-1}$ , полоса поглощения  $\text{Al...OH}$  полностью исчезает, резко уменьшается по интенсивности полоса поглощения у  $413 \text{ см}^{-1}$ , а полоса деформационных колебаний  $\text{Si}-\text{O}$ -связей смещается к  $464 \text{ см}^{-1}$ . ИК-спектр нормального биотита имеет следующие полосы поглощения (обр. 11):  $1000, 460 \text{ см}^{-1}$  — валентные и деформационные колебания  $\text{Si}-\text{O}$ -связей;  $650-720 \text{ см}^{-1}$  и  $780 \text{ см}^{-1}$  —  $\text{Fe}-\text{O}$  и  $\text{Al}_{\text{IV}}-\text{O}$ -связей.

Рассмотрение конфигурации спектров изучаемого ряда слюд показывает, что последовательное изменение соотношения глиноzemисто-железистого компонента приводит к постепенному, очень плавному исчезновению одних полос поглощения и одновременному смещению других. Столь последовательные изменения в спектрах связаны с постепенным изменением характера связей, обусловленного изменением химического состава слюд. В этом плане интересно положение слюды обр. 763, занимающей, судя по виду спектра, действительно промежуточное положение в изучаемом ряду слюд.

Интересно отметить, что структурный фактор, по всей видимости, не оказывает существенного влияния, так как, несмотря на происходящую структурную инверсию от типа диоктаэдрических слюд политипии  $2M_1$  (образцы 1045, 2358) к промежуточному дитриоктаэдрическому  $1\tilde{M}$  (обр. 763), затем снова  $2M_1$ , но уже триоктаэдрического мотива (обр. 2506), и  $1M$  триоктаэдрического типа (обр. 11), ИК-спектры поглощения не претерпевают резких изменений.

В связи с проблемой однородности материала обр. 763 были сняты ИК-спектры смеси биотита и мусковита примерно того же состава. Как видно из рисунка 3, б, он представляет собой типичный спектр смеси с уширением основных полос поглощения. Однако в нем можно четко отметить как полосы поглощения, свойственные мусковиту, так и характерные для биотита. У обр. 763 спектр индивидуального соединения, с четко выраженным максимумами, определяемыми его химическим составом.

**Химизм слюд.** Ранняя слюда из наименее измененных пород на диаграмме состава литиевых слюд А. И. Гинзбурга попадает как раз на границу полей биотит—протолитионит (рис. 4). При сравнении со средним химическим составом биотита гранитов по А. Н. Чирвинскому обращает на себя внимание резко повышенное содержание закисного железа при значительно меньшем содержании магния. Существенно повышено также содержание рубидия и фтора. При этом дальневосточные слюды отражают, по-видимому, общую тенденцию: в составе биотитов из исходных для образования апогранитов пород по другим районам в большинстве случаев наблюдаются относительно повышенные содержания железа, лития и фтора по сравнению со средним составом биотита. Однако и при этом условии дальневосточные слюды отличает исключительно высокая железистость, отражающая, очевидно, особенность состава исходной породы ( $f=90 \div 100$ ).

Поздний характер кристаллизации, специфика состава (повышенное содержание рубидия и фтора), структуры (присутствие элементов необычной для биотита политипии  $2M_1$ ) — все это позволяет проводить аналогию с литиевыми биотитами исходных для образования апогранитов пород других районов (Повилайтис, Органова, 1963; Ситнин, Разина, 1963; Сырицо и др., 1970; Руб и др., 1971).

Среди литиевых слюд, согласно классификации А. И. Гинзбурга, собственно циннвальдитами можно назвать слюды из альбитизированных гранитов, пегматоидных обособлений и апогранитов с преобладающим развитием процесса альбитизации (образцы 2, 755, 767). Слюды апогранитов альбита-кварцевого состава (образцы 6, 7) попадают в область

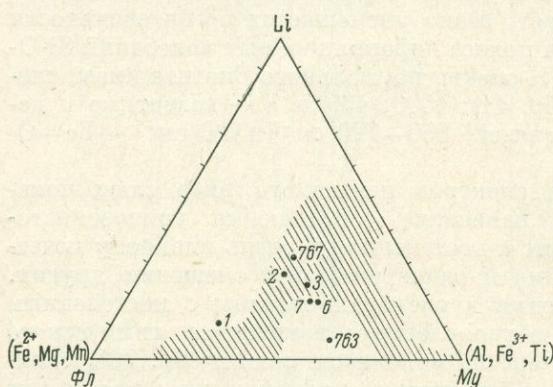


Рис. 4. Состав дальневосточных слюд на диаграмме  $\text{Li}—\text{R}^{2+}—\text{R}^{3+}+\text{Ti}$ .

Заштрихована область распространения имеющихся слюд из апогранитов и грейзенов по сводным данным (Коваль и др., 1972).

ному методу по зарядам (Булах, 1968). Для литийсодержащих слюд, как и следовало ожидать, октаэдрическое заполнение выражается дробными коэффициентами, находящимися также в прямой зависимости от содержания лития (Сырицо и др., 1970).

Элементарный пересчет атомных количеств в структурной единице показывает, что ранний тип замещения биотит  $\rightarrow$  циннвальдит наиболее удовлетворительно можно определить сочетанием двух схем изоморфизма:  $1.5\text{R}_{\text{VI}}^{2+} + \text{Al}_{\text{IV}} \rightarrow 2\text{Li} + \text{Si}$  и  $3\text{R}_{\text{VI}}^{2+} \rightarrow 2\text{R}_{\text{VI}}^{3+}$  + октаэдрическая вакансия. В дальнейшем в серии литиевых слюд (образцы 2, 767, 755, 6, 7) по сравнению с исходной слюдой как бы продолжается процесс увеличения октаэдрической вакансии, в основном за счет уменьшения содержания лития. Максимума это изменение достигает при переходе циннвальдит—мусковит в грейзене, где наблюдается единственный вид замещения:  $3\text{Li} \rightarrow \text{R}_{\text{VI}}^{3+}$  + октаэдрическая вакансия. В целом по изученной серии слюд  $Y$  меняется от 2.78 в исходном биотите до 2.20 в грейзеновой слюде, захватывая всю середину интервала ди-триоктаэдрического перехода циннвальдит—литиево-железистый мусковит и биотит—мусковит.

Сравнительно простой путь эволюции химизма изученных слюд отражает несложный тип метасоматического изменения содержащих их пород. Процесс ранней альбитизации определил образование парагенезисов относительно высокой щелочности (альбитизированные граниты, альбититы), что нашло отражение в резком изменении состава слюды, выразившемся в замещении исходного биотита серией литиевых слюд. При этом происходит наиболее существенное высвобождение железа,

стыха полей литиево-железистых мусковитов и протолитионитов. Более поздние грейзеновые слюды (образцы 763, 8) продолжают терять литий и попадают по составу почти в середину интервала ряда биотит—мусковита, в область разрыва полей смесимости даже в густозаполненном треугольнике состава апогранитных слюд (Коваль и др., 1972). В этом отношении грейзеновая слюда Дальнего Востока является уникальным образованием.

Расчет слюд на кристаллохимические формулы по соображениям, указанным ранее (Сырицо и др., 1970), производился по кислород-

титана, практически всего небольшого содержания магния, марганца при соответствующей компенсации глиноземом и литием. В анионной части слюд фтор весьма значительно замещается гидроксидом от соотношения OH : F, равного 1 : 2 до 3 : 1. Дальнейшее изменение состава слюды представляло собой лишь последовательное направленное уменьшение содержания лития, что свидетельствует об уменьшении щелочности послемагматических растворов, обусловивших образование парагенезисов возрастающей кислотности (кварцевые альбиты и грейзен). Соответствие этой схемы кислотно-основного взаимодействия закономерно изменяющимся значениям величин характеристических индикаторных отношений (табл. 3) еще раз (Сырицо и др., 1970) свидетельствует о возможности их использования для оценки относительной кислотности—щелочности парагенезисов по геохимическим данным.

Рассматривая пути эволюции состава слюд в процессе постмагматического изменения гранитов на примере изученных апогранитов Забайкалья (Сырицо и др., 1970) и Дальнего Востока, а также данные других авторов (Ситник, Разина, 1963; Коваль и др., 1970б; Коваленко и др., 1971), можно отметить две главные тенденции. С одной стороны, эта эволюция отражает известное сходство в направленности различных метасоматических процессов, которое заключается в упрощении состава слюды, приближении его к составу конечных членов соответствующих изоморфных рядов по мере усиления интенсивности метасоматоза. С другой стороны, различные типы метасоматитов характеризуются вполне определенными рядами слюд, находящимися в зависимости от многих факторов, решающими среди которых являются исходный состав пород, направленность изменения режима кислотности—щелочности послемагматических растворов, степень метасоматической проработки породы.

**К вопросу о номенклатуре безлитиевых дитриоктаэдрических слюд.** Появившиеся в последние годы данные о мусковитах из апогранитов, характеризующихся широким размахом изоморфных замещений (Сырицо и др., 1971; Коваль и др., 1970а, 1970б; Коваленко и др., 1971), а также находка необычной дитриоктаэдрической слюды типа обр. 763 вновь ставят вопрос о классификационной принадлежности слюд этого типа, о возможных пределах смесимости в ряду биотит—мусковит.

В недавней сводке по апогранитным слюдам (Коваль и др., 1972) эти мусковиты были интерпретированы как изоморфная смесь диоктаэдрического мусковитового, селадонитового и триоктаэдрического литиево-железистых компонентов и выделены в составе нового изоморфного ряда мусковит—литиевый фенгит—мусковит—протолитионит—циннвалльдит. Обилие приведенного аналитического материала существенно сузило пределы разрыва смесимости дитриоктаэдрических слюд в ряду биотит—мусковит (без лития или с малым его содержанием).

Имеющиеся материалы по слюдам апогранитов Дальнего Востока и Забайкалья, и прежде всего наличие уникальных грейзеновых слюд Дальнего Востока, позволили авторам обратить особое внимание на области переходного состояния в изоморфных рядах мусковит—циннвалльдит и биотит—мусковит.

Заранее ограничиваясь рассмотрением малолитиевых фенгитоподобных мусковитов, можно считать, что специфику изученных нами слюд представляют три особенности.

1. Высокое содержание магнезиально-железистого компонента с преобладанием закисного железа (до 12 вес.% FeO, т. е.  $\frac{1}{3}$  октаэдрических положений), с образованием ряда слюд, не описанных до сих пор в литературе (образцы 763, 8).

2. Избыток общего количества катионов в октаэдрической координации —  $Y > 2$  в формульной единице (до 2.35 атомных количеств),

Таблица 3

Химический состав (вес. %), кристаллохимические коэффициенты и оптические свойства слюд

Компо-ненты	Биотит-протоли-тионит	Циннвальдиты				Протолити-ниты		Железистые мусковиты		Литиевые фен-гит-муско-виты	
		I	II	III		IV		V		VI	
		Обр. 1	Обр. 2	Обр. 767	Обр. 755	Обр. 6	Обр. 7	Обр. 763	Обр. 8	Обр. 1243	
SiO <sub>2</sub>	35.00	43.18	43.55	45.52	43.56	43.58	43.92	43.76	44.54		
TiO <sub>2</sub>	2.00	0.34	0.27	0.28	0.52	2.26	0.21	н. сл.	0.76		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.17	18.83	18.48	22.29	21.83	19.66	22.49	23.24	22.76		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.61	2.41	2.04	2.00	2.92	2.00	4.36	2.94	5.24		
FeO	25.04	14.87	13.01	13.25	11.96	12.20	11.39	11.62	3.57		
MnO	0.25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.01	0.64	0.10	0.17	3.20		
MgO	0.79	»	»	»	Не обн.	1.23	0.20	0.93	2.22		
CaO	0.22	0.24	0.32	0.13	0.20	0.08	0.74	0.74	0.43		
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.16	0.21	0.18	0.25	0.30	0.37	0.11	0.16		
K <sub>2</sub> O	10.00	9.77	10.40	9.66	9.45	9.32	9.10	9.92	11.07		
Li <sub>2</sub> O	1.00	2.30	2.91	2.10	1.55	1.49	0.23	0.67	1.38		
Cs <sub>2</sub> O	0.05	0.051	0.066	0.051	0.046	0.03	0.013	0.01	0.06		
Rb <sub>2</sub> O	0.98	0.96	1.40	0.92	1.09	1.06	0.85	0.94	0.90		
F	2.57	4.23	4.95	3.99	3.03	2.33	2.06	1.76	1.80		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.40	4.46	4.76	4.49	3.91	5.00	4.52	4.72	2.39		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.39	Не обн.	0.19	0.25	0.60	0.33	0.10	0.10	—		
Сумма	101.60	101.50	102.24	101.82	100.91	101.61	100.55	101.52	100.48		
—F <sub>2</sub> =0	1.08	1.77	2.07	1.63	1.27	0.98	0.85	0.73	0.76		
Сумма	100.52	100.73	100.17	100.19	99.64	100.63	99.70	100.75	99.72		
Al/Li	16.48	9.32	7.27	12.07	16.06	15.05	111.3				
Rb/Cs	22.5	22.0	21:3	21.0	25.0	32.0	97.5	430			

## Кристаллохимические коэффициенты

K <sup>-</sup>	0.97	0.94	0.96	0.87	0.89	0.87	0.85	0.92	1.00	
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	
Ca	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.06	0.06	0.03	
Rb	0.06	0.06	0.11	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	
X	1.05	1.02	1.10	0.94	1.00	0.97	1.00	1.04	1.09	
Li	0.31	0.70	0.88	0.59	0.46	0.44	0.08	0.19	0.39	
Mg	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.02	0.10	0.23	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.19	
Fe <sup>2+</sup>	1.59	0.93	0.81	0.78	0.74	0.75	0.70	0.70	0.21	
Fe <sup>3+</sup>	0.34	0.42	0.41	0.41	0.16	0.11	0.24	0.16	0.28	
Al	0.34	0.91	0.91	1.03	1.09	0.90	1.15	1.15	1.03	
Ti	0.11	0.02	0.01	0.01	0.03	0.12	0.01	—	0.04	
Y	2.78	2.68	2.72	2.52	2.48	2.46	2.21	2.31	2.37	
Si	2.66	3.24	3.21	3.19	3.20	3.20	3.21	3.17	3.14	
Al	1.34	0.76	0.73	0.81	0.80	0.80	0.79	0.83	0.86	
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
OH	0.62	1.00	0.81	1.25	1.30	1.46	1.52	1.86	1.60	
F	1.38	1.00	1.19	0.75	0.70	0.54	0.48	0.14	0.40	

## Оптические свойства

N/g	1.657	1.597	1.587	1.594—1.599	1.599		1.609		1.597	
N/m	—	1.594	1.585	1.590—1.596	1.597		1.605		—	
2V	0—3	30—32	32—33	30—32	34—36		29—33		8—13	

П р и м е ч а н и е. I — наименее измененный порфировидный биотитовый гранит; II — альбизированный и окварцованный гранит; III — пегматоидные обособления в апограните; IV — апограниты литияно-кварцево-альбитового состава; V — кварцево-слюдянной грейзен; VI — амазонитсодержащий апогранит (Коваль и др., 1970).

что позволяет предположить известную долю изоморфной смесимости ди- и триоктаэдрических компонентов слюд (Сердюченко, 1948, 1969; Seifert, Schreyer, 1965; Дир и др., 1966; Коваль и др., 1972). В генетическом плане наблюдается последовательная ликвидация избытка катионов в октаэдрической позиции по мере развития метасоматоза и эволюции слюд, т. е. наиболее вероятно замещение типа  $3\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$  — октаэдрическая вакансия, что и определяет переход от триоктаэдрической к диоктаэдрической серии слюд.

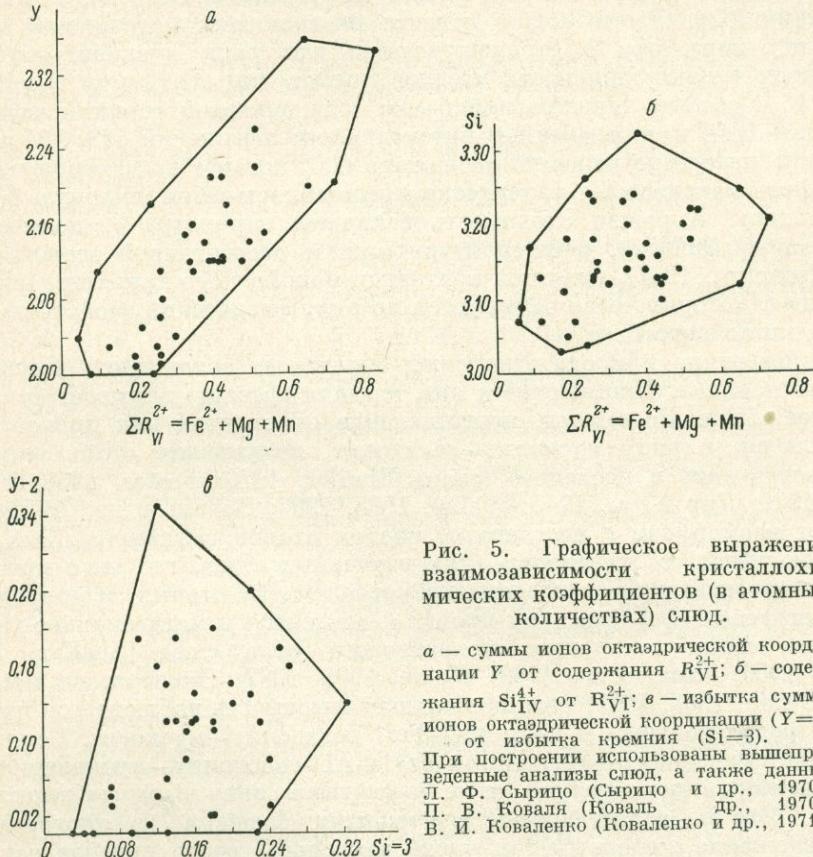


Рис. 5. Графическое выражение взаимозависимости кристаллохимических коэффициентов (в атомных количествах) слюд.

а — суммы ионов октаэдрической координации  $Y$  от содержания  $R_{VII}^{2+}$ ; б — содержания  $\text{Si}_{IV}^{4+}$  от  $R_{VII}^{2+}$ ; в — избыток суммы ионов октаэдрической координации ( $Y=2$ ) от избытка кремния ( $\text{Si}=3$ ).  
При построении использованы вышеупомянутые анализы слюд, а также данные Л. Ф. Сырицо и др. (1970), П. В. Коваля (Коваль и др., 1970), В. И. Коваленко (Коваленко и др., 1971).

3. Высокие отношения  $\text{Si}/\text{Al} > 3$  в группе Z формульной единицы с содержанием Si до 3.37 атомных количеств допускают возможность примеси селадонитового компонента (Shaller, 1950; Foster, 1956; Foster et al., 1960; Дир и др., 1966; Welde, 1965, 1967; Коваль и др., 1970б; Коваленко и др., 1971), т. е. изоморфизм по схеме  $R_{VII}^{2+} + \text{Si} \rightarrow \text{Al}_{VI} + \text{Al}_{IV}$ .

Статистическая обработка 37 полных химических анализов этих слюд показала, что ведущая роль принадлежит первой «ди-триоктаэдрической» схеме изоморфизма, т. е. замещению с изменением количества катионов в октаэдре. Ожидаемая прямая корреляция между избыточным количеством Si и  $R^{2+}$  при «фенгитовой» схеме изоморфизма отсутствует (рис. 5, б). И, напротив, прямо пропорциональная зависимость между «избытком» катионов шестерной координации и  $R_{VII}^{2+}$  (рис. 5, а) оказывается весьма тесной ( $r_{Y-R^{2+}}=0.89$ ). Указание на наличие прямой корреляции между содержаниями атомов Si и  $R^{2+}$  в работе (Коваль и др., 1972) можно объяснить очевидно большим количеством литийсодержащих слюд, на которые распространяется другая схема изоморфизма:  $\text{Li}_{VI}^{+} + \text{Si}_{IV} \rightarrow R_{VII}^{2+} + \text{Al}_{IV}$ .

В структурном отношении мусковиты с содержанием триоктаэдрического компонента примерно до 25% являются типичными диоктаэдрическими слюдами политипной модификации  $2M_1$  с вариацией параметра  $b$  от 8.988 до 9.140 Å, находящейся в прямой зависимости от содержания прежде всего закисного железа. Дальнейшее увеличение содержания триоктаэдрического компонента до 34—40% после разрыва с вышеуказанными пределами смесимости, очевидно, определяет структурную инверсию, обусловленную сменой политипов  $2M_1 \rightarrow 1M$  с образованием слюд переходного состояния с элементами ди-триоктаэдричности. К признакам диоктаэдричности можно отнести интенсивность отражений 002 и величину параметра  $b$  (промежуточную для ряда мусковит—биотит), элементом триоктаэдричности следует считать тип структуры модификации  $1M$  с особым близким минералам селадонитовой серии и частично биотитам  $1Md$  распределением интенсивности отражений 111, 021 и 003. Особенно интересно качество отражения 060, которое не имеет четко выраженного максимума и фактически представляет собой широкую размытую полосу. Хорошая сходимость величины параметра  $b$ , полученной электронографически, рентгенометрически и рассчитанной теоретически (Nagelschmidt, 1937), является критерием монофазного характера изученных слюд, которые четко отличаются по ряду физических свойств от приготовленных смесей.

Двойственная природа этих слюд определяет осложнения номенклатурного порядка. Применение к ним термина «фенгит» вызывает большие несоответствия. Во-первых, представление о фенгитах как промежуточных слюдах в ряду мусковит—селадонит, получившее столь широкое распространение в последнее время (Shaller, 1950; Foster, 1956; Foster e. a., 1960; Дири др., 1966; Welde, 1965, 1967; Коваль и др., 1970), допускает изоморфизм с постоянным числом атомов в октаэдре. Это, как показано выше, не характерно для изучаемых слюд, где явно преобладает ди-триоктаэдрическая схема изоморфизма. Во-вторых, и природные, и синтетические фенгиты, как правило, относятся к магнезиально-глиноzemистой серии селадонито-мусковитового ряда слюд (Shaller, 1950; Foster, 1956; Foster e. a., 1960; Welde, 1965, 1967). Эксперимент показывает (Welde, 1965, 1967), что наибольшая смесимость наблюдается именно в этом ряду, меньшая в ряду  $Mg—Fe^{3+}$  селадонит—мусковит. Серии же  $Fe^{2+}—Fe^{3+}$  селадонит—мусковит и  $Fe^{2+}—Al$  селадонит—мусковит твердых растворов не образуют, т. е. у фенгитов явно выражен недостаток железа. Это не сопоставимо с изученными слюдами из апогранитов, где содержание железа (в том числе закисного) резко преобладает над содержанием магния, а в ряде слюд магний практически отсутствует (обр. 763).

И, наконец, вводя условный селадонитовый компонент в мусковит и не находя эквивалентности замещения  $R_{VI}^{2+}—Si_{IV}^{4+}$ , В. Вельде (Welde, 1967) объясняет повышенные содержания кремния в тетраэдре не химизмом среды слюдообразования, а спецификой условий образования, соответствующей исключительно областям метаморфизма высоких давлений и низких температур.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архипенко Д. К., Бобр-Сергеев А. А., Григорьева Т. Н., Ковалева Л. Т. О возможности заполнения октаэдрических структурных позиций в слюдах одновалентными катионами натрия. — ДАН СССР, 1965, т. 160, № 2.  
Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., 1967.  
Гетманская Т. И., Куприянова И. И., Шурига Т. Н. О типоморфизме слюд некоторых месторождений. — Тез. докладов к совещанию по типоморфизму минералов. М., 1970.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., 1966.

Залашкова Н. Е., Сырицо Л. Ф. Эволюция химизма слюд в процессе послемагматического изменения гранитов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. 1969.

Зорина М. Л., Сырицо Л. Ф. О возможностях ИК-спектроскопии при изучении изоморфных замещений в мусковитах. — Ж. прикл. спектроскопии, 1971, т. XV, вып. 5.

Караева З. Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. — ДАН СССР, 1968, т. 179, № 6.

Коваль П. В., Кашаев А. А., Юрченко С. А. О новой разновидности слюды из альбитизированных гранитов. — В кн.: Ежегодник 1969 г. Иркутск, 1970а.

Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометальных альбитсодержащих гранитоидов. — ДАН СССР, 1972, т. 202, № 5.

Коваль П. В., Юрченко С. А., Николаева Д. Х. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья. — Зап. Всес. минер. общ., 1970б, ч. 99, вып. 4.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Заненшайн Л. П. и др. Редкометальные гранитоиды Монголии. М., 1971.

Михеев В. И. Влияние изоморфных замещений в слюдах на характер дебаеграмм. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1954, № 8.

Повилайтис М. М., Органова Н. И. К вопросу о составе и свойствах слюд. — Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 14, 1963.

Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 10.

Сердюченко Д. П. О химической конституции и классификации слюд. — ДАН СССР, 1948, т. 59, № 3.

Сердюченко Д. П. О некоторых слюдах необычного состава. — Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 19, 1969.

Ситинин А. А., Разина И. С. О химическом составе литиевых слюд из метасоматически измененных гранитов. — Геохимия, 1963, № 7.

Соколова Е. П. О глиноземистом аналоге глауконита. — Рентгенография минер. сырья, 1967, № 6.

Стубичан В., Рой Р. Изоморфные замещения и инфракрасные спектры слоистых силикатов. — В кн.: Физика минералов. М., 1964.

Сырицо Л. Ф., Залашкова Н. Е., Зорина М. Л., Соколова Е. П. Слюды метасоматически измененных гранитов кислого ряда. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1970, ч. 99, вып. 3.

Центр Ц. Я., Аксельрод Б. Н., Годунов Л. А., Соколова Е. П. О биотитах в лавовых потоках и субвуликанических телах. — Зап. Всес. минер. общ., 1971, ч. II, вып. 86.

Шурига Т. Н. Особенности формирования Сандуганского и Куйбышевского массивов (Южное Приморье). — Бюл. науч.-техн. информ. ВИМС, 1969, № 7.

Foster M. D., Bryant B., Nathamay J. Iron-rich muscovite mica from the Grandfather Mountain Area North Carolina. — Amer. Miner., 1960, v. 45, 7.

Foster M. D. Correlation of dioctahedral potassium micas of the basis of their charge relations. A contrib. to geochemistry. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1956, 1036-D, 57. Nagelschmidt G. X-ray investigations clays. Pt. 1. — Zs. Krist., 1937, Bd. 97.

Seifert F., Schreyer W. Ein synthetisches Zwischenglied zwischen dioktaedrischen und trioktaedrischen Climmern. — Naturwissenschaften, 1965, 52, № 8.

Schaller W. T. An interpretation of the composition of high-silica sericitic. — Mineralog., 29, 1950.

Weld B. Prengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. — Amer. J. Sci., 1965, v. 263.

Weld B. Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. — Contrib. to Mineralogy and Petrology, 1967, v. 14, № 3.

## О ЖЕЛЕЗИСТОСТИ ЭПИДОТА В СИБАЙСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В зеленокаменноизмененных породах, вмещающих колчеданное оруденение, эпидот является одним из наиболее распространенных метаморфических минералов. Он образует здесь незакономерные скопления в основной массе вулканогенных пород в виде зерен неправильной формы по пластиоклазу и пироксену, выполняет псевдоморфозы и миндалины, а также тонкие прожилки, связанные с явлениями метаморфической дифференциации и переотложения. Окраска эпидота меняется от бесцветной до фисташковой, с заметным плеохроизмом в наиболее железистых эпидотах.

Химические анализы (табл. 1) и многочисленные замеры оптических свойств свидетельствуют о преобладающем развитии в эффузивах кар-

Таблица 1  
Химический состав и кристаллохимические формулы эпидота (вес. %)

Компоненты, константы	41	94	104	214	218	219	177	208	807
SiO <sub>2</sub>	37.46	37.30	37.80	37.76	37.18	38.62	37.60	37.86	38.14
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.29	0.31	0.14	0.17	0.10	0.21	0.29	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.80	21.39	22.17	23.40	23.20	21.69	20.79	19.78	23.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.18	13.96	13.12	11.52	10.86	13.04	15.37	15.54	13.96
FeO	1.07	1.07	1.58	1.20	1.51	0.86	1.00	0.94	0.90
MnO	0.29	0.13	0.08	0.19	0.29	0.17	0.20	0.20	0.13
CaO	22.54	22.49	21.78	22.39	22.43	22.15	22.43	21.81	22.63
MgO	0.16	0.69	0.89	0.04	—	0.08	0.24	0.28	0.23
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.04	0.01	0.1	0.05	0.01	0.05	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.54	2.25	1.88	2.46	2.52	2.83	1.88	2.26	2.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	—	0.11	0.07	0.26	0.25	0.86	0.15	0.30
Сумма	99.43	99.59	99.86	99.18	99.12	99.84	100.59	99.15	100.16
Ng	1.775	1.761	1.768	1.756	1.754	1.760	1.770	1.772	1.753
Nm	1.743	1.747	—	1.746	1.746	—	1.754	1.754	1.736
Np	1.722	1.727	1.732	1.723	1.723	1.727	1.735	1.732	1.722
—2V (в град.)	84	80	77	82	81	78	68	72	80

Примечание. Образцы 41, 94 — андезитовый порфирит, хр. Ирендык; обр. 104 — эпидот-пумпеллито-хлоритовая порода по диабазу, ст. Сибай; обр. 214 — андезито-диабазовый порфирит, Давлетово; образцы 218, 219 — андезито-диабазовый порфирит, Хасаново; образцы 177, 208 — ок褶рудный эпидозит, Сибайский карьер; обр. 807 — дакитовый порфирит, ст. Сибай. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГИГ УФ АН СССР, г. Свердловск, аналитик В. Г. Рудницкая.

### Кристаллохимические формулы

- Обр. 41.  $(\text{Ca}_{1.91}\text{Fe}_{0.07}^{2+})_{2.01}(\text{Fe}_{0.68}^{3+}\text{A}_{2.25}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.02})_{2.98}\text{Si}_{3.00}(\text{O}_{11.93}\text{OH}_{0.07})_{12}\text{OH}$ .  
 Обр. 94.  $(\text{Ca}_{1.94}\text{Fe}_{0.07}^{2+})_{2.01}(\text{Fe}_{0.84}^{3+}\text{Al}_{2.43}\text{Mg}_{0.08}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.97}\text{Si}_{3.00}(\text{O}_{11.85}\text{OH}_{0.15})_{12}\text{OH}$ .  
 Обр. 104.  $(\text{Ca}_{1.86}\text{Fe}_{0.10}^{2+})_{1.96}(\text{Fe}_{0.79}^{3+}\text{Al}_{2.08}\text{M}_{3.10}\text{Ti}_{0.02})_{2.97}\text{Si}_{3.01}(\text{O}_{11.69}\text{OH}_{0.31})_{12}\text{OH}$ .  
 Обр. 214.  $(\text{Ca}_{1.93}\text{Fe}_{0.08}^{2+})_{2.01}(\text{Fe}_{0.69}^{3+}\text{Al}_{2.22}\text{Mn}_{0.01})_{2.93}\text{Si}_{3.04}(\text{O}_{11.97}\text{OH}_{0.03})_{12}\text{OH}$ .  
 Обр. 218.  $(\text{Ca}_{1.95}\text{Fe}_{0.12}^{2+})_{2.05}(\text{Fe}_{0.59}^{3+}\text{Al}_{2.28}\text{Mn}_{0.02}\text{Ti}_{0.01})_{2.90}\text{Si}_{3.01}(\text{O}_{11.83}\text{OH}_{0.17})_{12}\text{OH}$ .  
 Обр. 219.  $(\text{Ca}_{1.97}\text{Fe}_{0.06}^{2+})_{2.03}(\text{Fe}_{0.82}^{3+}\text{Al}_{2.12}\text{Mg}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.98}\text{Si}_{3.0}(\text{O}_{11.86}\text{OH}_{0.14})_{12}\text{OH}$ .  
 Обр. 177.  $(\text{Ca}_{1.93}\text{Fe}_{0.07}^{2+})_{2.00}(\text{Fe}_{1.01}^{3+}\text{Al}_{1.93}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.98}\text{Si}_{3.02}\text{O}_{12}\text{OH}$ .  
 Обр. 208.  $(\text{Ca}_{1.91}\text{Fe}_{0.06}^{2+})_{1.97}(\text{Fe}_{0.93}^{3+}\text{Al}_{1.91}\text{Mg}_{0.03}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.02})_{2.96}\text{Si}_{3.09}\text{O}_{12}(\text{O}_{0.07}\text{OH}_{0.93})_{1.00}$ .  
 Обр. 807.  $(\text{Ca}_{1.93}\text{Fe}_{0.07}^{2+})_{2.00}(\text{Fe}_{0.69}^{3+}\text{Al}_{2.2}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.02}\text{Ti}_{0.03})_{2.96}\text{Si}_{3.03}\text{O}_{12}\text{OH}$ .

малыташской свиты оптически отрицательного эпидота с железистостью 20–28, определенной по формуле  $f = \frac{Fe + Fe_2O_3}{Fe + Fe_2O_3 + Al_2O_3} \cdot 100$ .

Показатели преломления минерала варьируют в диапазоне  $Ng = 1.750 \div 1.765 \pm 0.002$ ,  $Np = 1.727 \div 1.732 \pm 0.002$ ,  $Ng - Np = 0.031 \div 0.035 \pm 0.002$ ,  $-2V = 74 \div 82^\circ$ . Пересчеты химических анализов по числу катионов (Булах, 1967) дают кристаллохимическую формулу эпидотов  $(Ca_{1.86-2.04}Fe^{2+}_{0.06-0.02})_{(Fe^{3+}_{0.6-1.0}Al_{2.0-2.3}Ti_{0.02}Mn_{0.02})_{2.9-3.0}Si_{2.95-3.05}Al_{0.05-0.0}O_{12}(OH)_{1.1}}$ , в которой замещение алюминия железом ограничивается примерно одним атомом на формульную единицу.

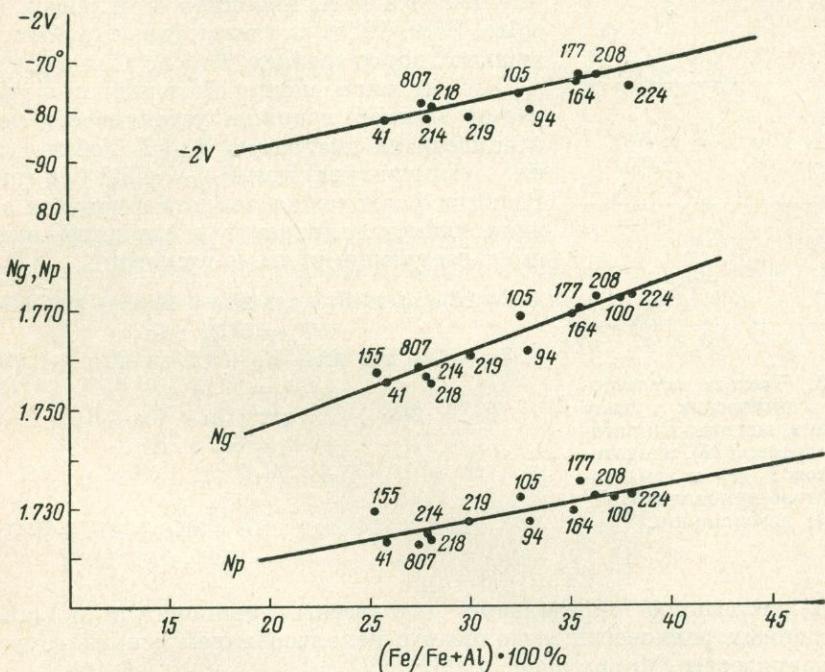


Рис. 1. Диаграмма состав—оптические свойства эпидота по данным химических анализов.

В ассоциации с актинолитом в эффузивах ирендыкской и баймакбурибаевской свит встречается оптически положительный клиноцизит с  $Ng = (1.755 \div 1.744) \pm 0.002$ ,  $Np = (1.730 \div 1.722) \pm 0.002$ ,  $+2V = 76 \div 84^\circ$  и  $Ng - Np = (0.020 \div 0.025) \pm 0.002$ , железистость которого не превышает 18–20 мол. %.

В ореоле окорудных изменений, сопровождающих колчеданное оруденение, эпидот развит преимущественно на некотором удалении от рудного тела (50–100 см) в виде коротких метасоматических прожилков мощностью от 0.3 до 3 см. Для него характерна более высокая железистость 35–40 мол. % (образцы 177, 208 в табл. 1). Оптические свойства эпидотов из окорудных метасоматитов довольно постоянны:  $Ng = (1.765 \div 1.772) \pm 0.002$ ,  $Np = (1.725 \div 1.735) \pm 0.002$ ,  $Nm = (1.748 \div 1.754) \pm 0.002$ ,  $Ng - Np = (0.034 \div 0.040) \pm 0.002$ ,  $-2V = 68 \div 76^\circ$ .

В массивных рудах с брекчийвидной текстурой развиты более поздние бледноокрашенные эпидоты, обрастающие зерна пирита и сфалерита (Иванов, 1947). Судя по оптическим константам, встречаются как клиноцизы (+2 V=84°,  $Ng=1.755 \pm 0.002$ ,  $Np=1.722 \pm 0.002$ ), так и маложелезистые эпидоты ( $-2V=72 \div 78^\circ$ ,  $Ng=1.760 \pm 0.002$ ).

Изоморфное замещение Al на  $\text{Fe}^{3+}$  в минералах эпидотовой группы (Дир и др., 1966) сопровождается значительными колебаниями их оптических свойств: показатели светопреломления возрастают с увеличением содержания железа, а угол оптических осей уменьшается до  $-68^\circ$  (рис. 1). Частота встречаемости  $2V$  эпидота варьирует в породах различной степени метаморфизма: наибольшая его изменчивость по знаку и величине наблюдается в эпидотах из наиболее высокотемпературной эпидото-актинолитовой ассоциации, наименьшая — из низкотемпературной эпидото-хлорито-пумпеллитовой (рис. 2), что отражает расширение поля составов эпидота с увеличением степени метаморфизма. Подобная закономерность отмечена ранее А. Миширо и И. Секи (Miashiro, Seki, 1958) для эпидотов основных изверженных пород района Бесси, Сикоку.

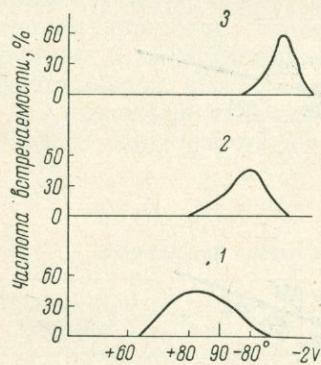
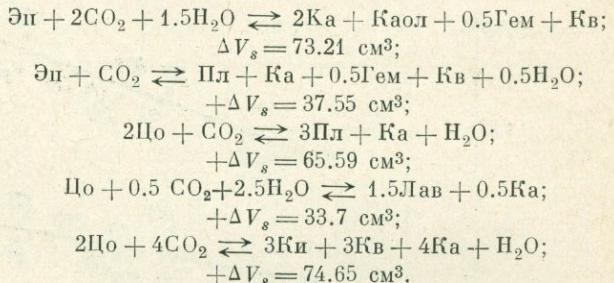


Рис. 2. Частота встречаемости оптических углов эпидота в эпидото-хлорито-актинолитовой (1), эпидото-хлоритовой (2) и эпидото-хлоритово-пумпеллитовой (3) ассоциациях.

Это явление можно объяснить при рассмотрении нижней границы устойчивости цоизита и эпидота на диаграмме  $P_s-T$  (общее давление — температура) при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1000$  бар (рис. 3). Реакции разложения эпидота и цоизита в условиях низких температур и давлений описываются следующими равновесиями:



Количественное определение равновесных температур и давлений приведенных равновесий выполнено с использованием основного уравнения равновесия (Маракушев, 1968):

$$\Delta Z_T + \int_1^P \Delta V_s \cdot P_s + (\mu \text{H}_2\text{O})_P + (\mu \text{CO}_2)_P = 0,$$

где  $\Delta Z_T$  — свободная энергия реакции, которая определяется из алгебраической суммы изобарных потенциалов реагирующих минералов (табл. 2);  $P_s$  — общее давление нагрузки;  $V_s$  — объемный эффект реакций, рассчитанный по значениям мольных объемов минералов (см. табл. 2);  $(\mu \text{H}_2\text{O})_P$  — относительный химический потенциал воды, взятый при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1000$  бар по табличным данным (Маракушев, 1968);  $(\mu \text{CO}_2)_P$  — относительный химический потенциал  $\text{CO}_2$ , взятый при заданном значении  $P_{\text{CO}_2}=100$  бар по табличным данным (Robie, Waldbaum, 1966).

Изобарный потенциал эпидота состава  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}\text{OH}_3$ , наиболее распространенного в породах зеленосланцевой фации, был вычислен по экспериментальным данным Х. Винклера и К. Нитша (Winkler, Nitsch, 1963).

Расчеты показали, что нижние пределы устойчивости цоизита и эпидота зависят от парциального давления углекислоты, увеличение которого значительно повышает пределы их устойчивости в результате развития реакций карбонатизации. При низком давлении  $\text{CO}_2$  ( $P=1$  бар) эпидот устойчив до  $300^\circ$ , а цоизит — до  $330^\circ$  С. При  $P_{\text{CO}_2}=100$  бар нижняя гра-

Таблица 2

Свободная энергия образования минералов из элементов ( $-\Delta Z_T^0$ , кал./моль)

Минерал	Индекс	Молекулярный объем, см <sup>3</sup>	500° К	600° К	700° К	Литературный источник
Эпидот	Эп	138.04	1385890	1354279	1322658	Winkler, Nitsch, 1963
Цоизит	Цо	136.8	1482424	1451724	1421084	Newton, 1965
Плагиоклаз	Пл	100.73	919188	901214	883317	Robie, Waldbaum, 1968
Лавсонит	Лав	101.33	1019718	991405	963092	То же
Кальцит	Ка	37	257389	251289	245239	» »
Каолинит	Каол	99.45	862731	833761	804791	Zen, 1969
Кианит	Ки	44.09	559774	548006	536277	Robie, Waldbaum, 1968
Кварц	Кв	22.66	195830	191486	187176	То же
Гематит	Гем	30.6	164701	158433	152286	» »

ница устойчивости эпидота поднимается до 360° ( $P_s=2.5$  кбар). При более низких температурах и давлениях эпидот неустойчив и разлагается с образованием плагиоклаза (или пренита), кальцита и гематита. Поле ста-

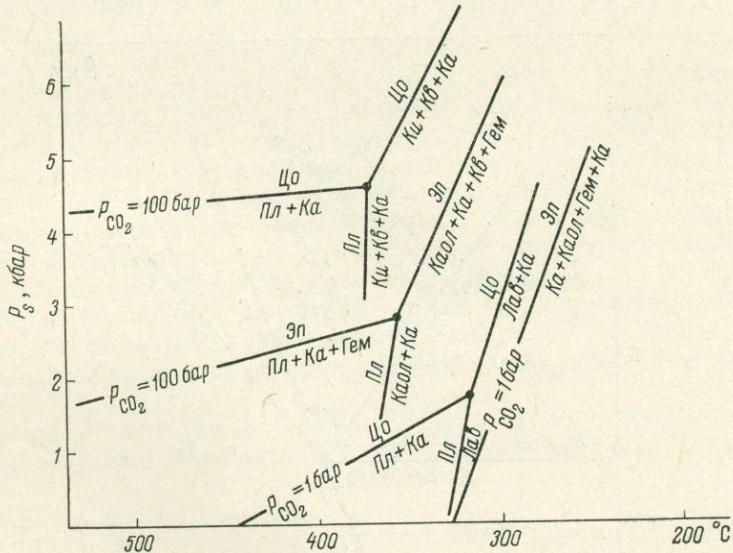


Рис. 3. Общая схема равновесий, определяющих нижние пределы устойчивости эпидота при  $P_{H_2O}=1000$  бар.

бильности цоизита при  $P_{CO_2}=100$  бар заключено в пределах  $P_s=4.2$  кбар,  $T=500^\circ C$  и  $P_s=4.5$  кбар,  $T=370^\circ$ . Можно видеть, что нижняя граница устойчивости цоизита по сравнению с эпидотом заключена в интервале более высоких температур и давлений. Поэтому с возрастанием степени метаморфизма, что соответствует увеличению температуры и давления, термодинамически устойчивыми становятся эпидоты все более широкого ряда: от относительно железистого ( $Fe/Al=0.33$ ) до цоизита. Этот вывод объясняет наблюдаемое в природных парагенезисах расширение поля составов эпидота с возрастанием степени метаморфизма, а также отсутствие цоизита в породах, метаморфизованных в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации (Harpum, 1954; Strens, 1965).

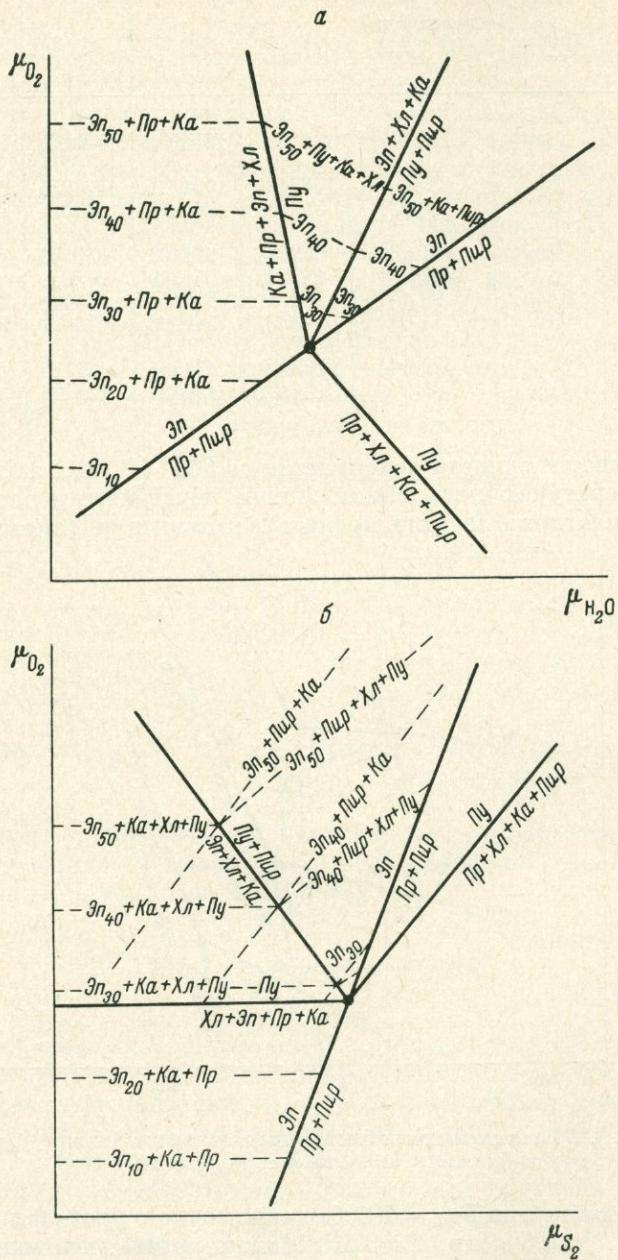


Рис. 4. Диаграммы химический потенциал серы ( $\mu_{S_2}$ )—химический потенциал кислорода ( $\mu_{O_2}$ ) (а) и химический потенциал воды ( $\mu_{H_2O}$ )—химический потенциал кислорода (б) для низкотемпературного парагенезиса эпидота. Штриховыми линиями обозначены линии постоянной железистости эпидота.

В породах Сибайского рудного поля наблюдаются значительные вариации железистости эпидота: для ассоциаций зеленосланцевой фации, развитых во вмещающих колчеданное оруденение вулканогенных породах за пределами ореолов оклорудных изменений, характерно нарастание железистости эпидота при переходе от более высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным; в зоне оклорудных изменений отмечено падение железистости эпидота по мере приближения к рудным телам (Гуревич, 1969).

Для выявления закономерностей изменения железистости эпидота рассмотрим диаграммы химический потенциал серы—химический потенциал кислорода ( $\mu_{S_2} - \mu_{O_2}$ ) и химический потенциал воды—химический потенциал кислорода ( $\mu_{H_2O} - \mu_{O_2}$ ) для низкотемпературных минеральных равновесий с эпидотом (рис. 4). Развивающиеся на фоне региональных зеленокаменных изменений оклорудные метасоматиты, сопровождающие колчеданную минерализацию, в целом сложены ассоциациями, по составу идентичными ассоциациям региональных изменений: эпидот, хлорит, пумпеллит, пренит, кальцит, альбит, серицит, кварц, кальцит и пирит (Нечеухин, Гуревич, 1970). Перечисленные минералы присутствуют во внешних зонах метасоматической колонки, число минералов в которой сокращается при переходе от внешних зон к внутренним.

Как показал Д. С. Коржинский (1948) для Турьинских медных месторождений, пренито-пумпеллитовая ступень метаморфизма характеризуется следующим рядом подвижности компонентов:  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $S$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Fe$ ,  $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ . Д. С. Коржинский (1948), рассматривая процесс среднетемпературной эпидотизации на примере метасоматитов Турьинских рудников, указывал на несовершенную подвижность железа. В низкотемпературную пренито-пумпеллитовую стадию железо становится практически инертным (Золотухин и др., 1967). Во внешней зоне, содержащей перечисленные минералы, инертными виртуальными компонентами являются  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $(Fe_2O_3 + FeO)$ , а  $SiO_2$  находится в избытке, поскольку во всех зонах присутствует свободный кварц. Вполне подвижные компоненты  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $S$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ . При составлении матрицы для расчета пучка моновариантных равновесий были учтены составы сосуществующих минералов. Матрица инертных виртуальных компонентов и принимаемый состав минералов приведены в табл. 3.

Согласно правилу фаз Д. С. Коржинского (1957), в такой четырехкомпонентной системе в ионвариантной точке равновесно существуют шесть

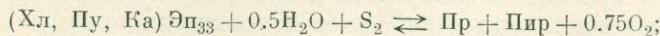
Таблица 3

Матрица для расчета ионвариантного пучка

Минерал, его формула	Индекс	0.5 $Al_2O_3$	$CaO$	$MoO$	$FeO + 5Fe_2O_3$
Эпидот $Ca_2(Al_2Fe)[SiO_4][Si_2O_7]OOH$	Эп <sub>33</sub>	2	2	0	1
Пумпеллит $Ca_4(Mg_{0.7}Fe_{0.3})(Al_4Fe)[SiO_4]_2[Si_2O_7]_2(OH)_3 \cdot 2H_2O$	Пу <sub>40</sub>	4	4	0.7	1.3
Пренит $Ca_2Al\{AlSi_3O_{10}\} \cdot H_2O$	Пр	2	2	0	0
Кальцит $CaCO_3$	Ка	0	1	0	0
Хлорит $Mg_3Fe_2Al\{AlSi_3O_{10}\}(OH)_8$	Хл <sub>40</sub>	2	0	3	2
Пирит $Fe[S]_2$	Пир	0	0	0	1

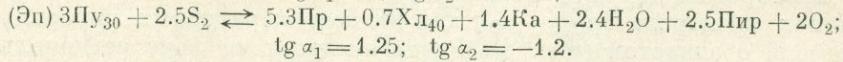
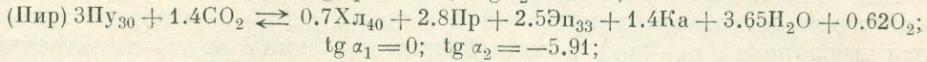
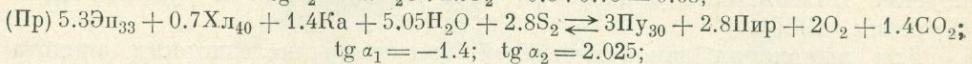
минералов, и каждая моновариантная линия разделяет поля устойчивости четырех минералов.

Расчеты моновариантных равновесий:



$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \Delta n \text{S}_2 : \Delta n \text{O}_2 = 1 : 0.75 = 1.334;$$

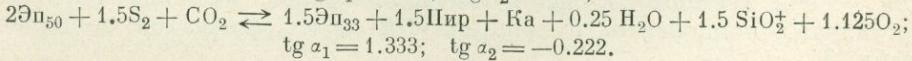
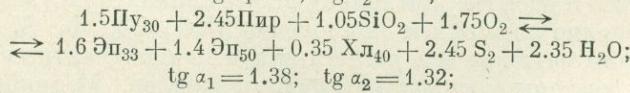
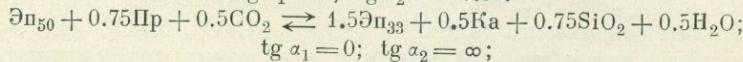
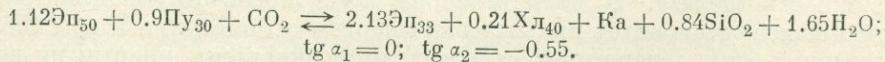
$$\operatorname{tg} \alpha_2 = \Delta n \text{H}_2\text{O} : \Delta n \text{O}_2 = 0.5 : 0.75 = 0.68;$$



На диаграммах  $\mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{S}_2}$  и  $\mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$  (рис. 4) поле устойчивости эпидота выклинивается в сторону малых значений  $\mu_{\text{O}_2}$  и больших значений  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $\mu_{\text{S}_2}$ , где оно сменяется полем стабильности пренито-пиритовой ассоциации.

Для определения характера зависимости железистости эпидота от изменения химических потенциалов кислорода, воды и серы были рассчитаны реакции между составляющими минералами для каждого моновариантного равновесия при различной железистости эпидота; углы наклона соответствующих им линий постоянной железистости определялись тем же способом:  $\operatorname{tg} \alpha_1 = \Delta n \text{S}_2 : \Delta n \text{O}_2$ ;  $\operatorname{tg} \alpha_2 = \Delta n \text{H}_2\text{O} : \Delta n \text{O}_2$ .

Для примера приведены реакции смещенного равновесия для железистости эпидота 33 и 50:



Приведенные расчеты позволяют наметить основные зависимости парагенезисов и вариации железистости эпидота от химических потенциалов воды, кислорода и серы. Как видно из уравнений смещенного равновесия, образование более железистого эпидота сопровождается поглощением воды, что свидетельствует об экзотермическом характере реакции. Если образование относительно железистого минерала сопровождается поглощением воды, то снижение температуры способствует возрастанию железистости минерала парагенезиса (Маракушев, 1965), и изменение химического потенциала воды может быть использовано в качестве косвенного показателя температурного режима (Коржинский, 1957). Образование более железистого эпидота, как правило, сопровождается поглощением кислорода, следовательно, при повышении химического потенциала кислорода равновесие будет смещаться в сторону более железистых составов эпидота. Увеличение химического потенциала серы смещает равновесие в сторону менее железистых составов эпидота, т. е. понижение потенциала серы будет сопровождаться образованием все более железистого эпидота.

Как показано выше, характер изменения железистости эпидота может служить косвенным показателем как относительных температурных, так и окислительно-восстановительных условий среды его образования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., 1967.
- Гуревич Л. П. Эпидот и эпидозиты в зеленокаменноизмененных породах западного крыла Магнитогорского синклиниория. — Матер. к II Уральск. конф. молодых геологов, т. 1. Свердловск, 1969.
- Дир У. А., Хауп Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1. М., 1966.
- Золотухин В. В., Смекалин Ю. Р., Васильев А. К., Бакуменко И. Т. Бабингтонит-пренит-пумпеллиитовая ассоциация в метасоматах Норильска. — В кн.: Матер. по генетич. и эксперимент. минералогии, т. 5. Новосибирск, 1967.
- Иванов С. Н. Сибайское месторождение. — Тр. Горн.-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 2. Свердловск, 1947.
- Коржинский Д. С. Петрология Туринских скарновых месторождений меди. М., 1948.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968.
- Нечеухин В. М., Гуревич Л. П. Минералого-geoхимические особенности продуктов региональных, локальных и околоврудных изменений вулканогенных пород раннегеосинклинальных отложений Урала. — В кн.: Ежегодник 1969. Свердловск, 1970.
- Nagyjum J. R. Formation of epidote in Tanganyika. — Geol. Soc. America Bull., 1954, v. 65, № 5.
- Miyashiro A., Seki Y. Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. — Amer. J. Sci., 1958, v. 25, № 6.
- Newton R. S. The thermal stability of soisire. — J. Geol., 1965, v. 73, № 5.
- Robie A. R. Thermodynamic properties of minerals. — In: Handbook of phys. constants, mem. 97. N. Y., 1966.
- Robie A. R., Waldnau D. R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298° K and one atmosphere pressure and a higher temperatures. — Geol. Surv. Bull., 1968, № 1259.
- Strens R. G. Stability and relations of the Al—Fe epidotes. — Miner. Mag., 1965, v. 35, № 271.
- Zen E-An. Free energy of pyrophyllite. — Amer. Miner., 1969, v. 54, № 11—12.
- Wenkler H. J., Nitsch K. H. Bildung von Epidot. — Naturwiss., 1963, v. 50, № 19.

В. Г. РОДЫГИНА

## РАДИОАКТИВНЫЙ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ ВЕЗУВИАН ИЗ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В скарнах верховий р. Кии (северная часть Кузнецкого Алатау), развитых в приконтактовых зонах щелочных сиенитов и, по-видимому, генетически связанных с последними (Кортусов и др., 1963), нами обнаружена радиоактивная редкоземельная разновидность везувиана. Количество местонахождений везувиана, содержащего редкие земли, исчисляется единицами. Для них устанавливается связь с гранитами (Дунин-Барковская, 1956; Орлов, Мартынов, 1961; Ножкин, 1965; Хвостова, 1966), с измененными диоритами (Murdoch e. a., 1966) и со щелочными породами (Кононова, 1960).

Рассматриваемый редкоземельный везувиан представляет собой не-значительный в количественном отношении аксессорный минерал скарнов. Здесь он ассоциирует с гранатом, волластонитом, полевыми шпатами (альбитом, олигоклазом) и обычным бурым везувианом (Родыгина, 1967). Редкоземельный везувиан образует выделения двух видов: однородные

зерна черного цвета, включенные в полевом шпате, и отдельные зоны в более крупных кристаллах обычного бурого везувиана, обладающего зональным строением. Первые, как правило, имеют размеры 0.5—2.0 мм в поперечнике. В шлифах хорошо видны квадратные или прямоугольные сечения этих зерен, вокруг которых во вмещающем минерале постоянно развиты радиально расходящиеся трещины, окрашенные буроватыми окислами железа. Макроскопически — по черному цвету, смолистому блеску и раковистому излому — рассматриваемый минерал можно принять за орбит.

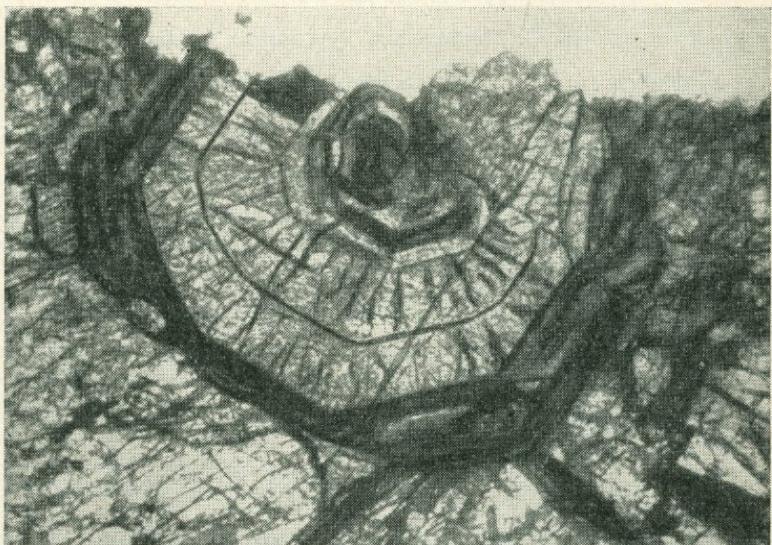


Рис. 1. Зональный кристалл везувиана.

Светлые зоны — бурый везувиан, черные — радиоактивная разность везувиана.  
Без анализатора, увел. 37.

В зональных кристаллах радиоактивный редкоземельный везувиан слагает зоны черного и темно-коричневого цвета, чередующиеся с участками бурого везувиана. В относительно крупных (2—3 см в поперечнике) кристаллах зональность хорошо заметна макроскопически по чередованию разноокрашенных зон толщиной 0.5—0.3 мм и меньше. Границы между зонами четкие, резкие, при дроблении минерал легко раскалывается по этим границам.

Зональность очень четко проявляется и в шлифе, особенно в разрезах, перпендикулярных к (001). В этих сечениях обычно наблюдается более или менее однородное четырех- или восьмиугольное ядро, сложенное радиоактивным редкоземельным везувианом, имеющим темно-бурую (до черной), иногда красную окраску. Вокруг ядра, в точности повторяя его контур, развита серия чередующихся различных по толщине зон, отличающихся цветом или интенсивностью окраски, сложенных то бурым, то радиоактивным редкоземельным везувианом (рис. 1). Нигде не наблюдалось ни следов растворения или пересечения зон, ни признаков постепенного перехода одной зоны в другую. Последнее свидетельствует о том, что отмеченная зональность является скорее зональностью роста, чем метасоматического замещения. Нередко в отдельных зонах наблюдаются радиально расходящиеся трещины, не выходящие за пределы каждой зоны.

Физические свойства радиоактивного редкоземельного везувиана, образующего отдельные гомогенные зерна и входящего в состав зональных кристаллов, одинаковы. В том и другом случае макроскопически минерал смоляно-черный, в массе непрозрачный, в краях просвечивает коричневым цветом, но иногда оказывается непрозрачным и в тонких осколках. Блеск в массе смоляной, в тонких осколках стеклянный. Твердость, замеренная на микротвердометре ПМТ-3 в разрезах, перпендикулярных к (001), 845.0 и 824.0 кгс/мм<sup>2</sup> при нагрузках соответственно 50 и 100 гс, что отвечает твердости 6.5 по шкале Мооса. Спайность отсутствует, излом раковистый. Минерал хрупкий, легко плавится в черное немагнитное стекло, сравнительно легко растворяется в соляной кислоте. Плотность 3.17.

Минерал одноосный или слабо двуосный ( $2V=0 \div 25^\circ$ ), оптически отрицательный. Показатели преломления различно окрашенных зон непостоянны. Светлые зоны, образованные бурым везувианом, имеют показатели преломления от  $N_o=1.715$ ,  $N_e=1.711$  до  $N_o=1.731$ ,  $N_e=1.727$ . Показатели преломления радиоактивной разновидности везувиана, слагающей темноокрашенные зоны (темно-коричневые, зеленовато-коричневые, красные и черные), значительно ниже:  $N_o=1.682$ ,  $N_e=1.677$ ;  $N_o=1.688$ ,  $N_e=1.664$ ;  $N_o=1.630$ ,  $N_e=1.626$ . Изотропные разности имеют  $N=1.586$ . Такое резкое понижение показателей преломления, как известно, характерно для метамиктных разностей минералов, содержащих ионы, склонные к переразрядке, а также радиоактивные элементы и воду (Хвостова, 1966).

В естественном состоянии исследуемый минерал рентгеноаморфен. После прокаливания порошка в течение трех часов при температуре 700° С на рентгенограмме были получены слабые линии. Показатель преломления прокаленного везувиана отвечает показателю преломления обычного везувиана:  $N_o=1.706$ ,  $N_e=1.710$ . Таким образом, можно говорить о восстановлении кристаллической структуры метамиктного везувиана при 700°.

Рентгенометрическое исследование позволило определить параметры элементарной ячейки прокаленного образца, которые, как видно из табл. 1, соответствуют таковым редкоземельного тувинского везувиана.

Таблица 1

Параметры элементарной ячейки радиоактивного редкоземельного везувиана (А)

Параметры	Из Кузнецкого Алатау (данные автора)	Из Енисейского кряжа (Орлов и др., 1961)		Из Якутии (Хвостова, 1966)	Из Тувы (Кононова, 1960)
	Прокаленный до 700°	В естественном состоянии	Прокаленный при 800°	Прокаленный до 900°	Прокаленный до 800°
$a$	15.62	15.76	15.56	15.70	25.62
$c$	11.96	12.05	11.80	11.89	11.96
$c_0 : a_0$	0.765	0.764	0.758	0.757	0.765

Примечание. Аналитик Ю. В. Индукаев (рентгеновская лаборатория Томского университета).

Химический состав анализированного образца редкоземельного везувиана сопоставляется с составами других известных везувианов, содержащих редкие земли (табл. 2). Рентгеноспектральным анализом в исследованном минерале установлен комплексный цериево-иттриевый состав редких земель (табл. 3), с явным преобладанием цериевых редких земель (La—Eu) над иттриевыми (Gd—Lu).

Таблица 2

Химический состав (вес. %) радиоактивного редкоземельного везувиана

Компоненты	Ан. 1			Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5
	Из Кузнецкого Алатау (данные автора)			Из ю.-в. Тувы (Коноп- нова, 1960)	Из Енисей- ского кряжа (Орлов и др., 1961)	Из Сибири (Ножкин, 1965)	Из Кали- форнии (Murdoch, Ingram, 1966)
	вес. %	коэффи- циент формуле	$W_k$				
$\text{SiO}_2$	32.60	8.20	32.80	35.40	34.59	34.95	33.10
$\text{TiO}_2$	7.70	1.46	58.4	2.88	3.88	1.50	5.50
$\text{Al}_2\text{O}_3$	6.00	1.80	5.40	14.52	12.47	12.80	9.30
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.88	0.72	2.16	4.98	3.06	5.30	5.40
$\text{FeO}$	6.40	1.30	2.60	3.59	5.60	3.12	—
$\text{MgO}$	3.55	1.32	2.64	1.19	1.42	1.85	3.00
$\text{MnO}$	He опр.			0.18	0.32	0.57	—
$\text{CaO}$	31.29	8.90	17.80	32.00	30.84	27.75	27.50
$\text{Na}_2\text{O}$	He опр.			0.87	0.53	0.35	—
$\text{K}_2\text{O}$	»			0.18	0.15	0.25	—
$\text{U}_3\text{O}_8$	0.06			1.00	0.04	0.42	—
$\text{ThO}_2$	1.40	0.07	0.28	0.53	0.22	0.10	—
$\text{TR}_2\text{O}_3$	2.70	0.23	0.69	0.67	4.31	7.40	16.70
	<u>24.00 70.21</u>			<u>—38</u>			
				<u>32.21(O)</u>			
F	1.00	0.80		0.47	—	0.42	0.10
$\text{H}_2\text{O}^-$	1.00	1.64			0.05	0.48	0.10
$\text{H}_2\text{O}^+$	2.68	4.50		1.96	2.19	2.72	1.00
$\text{CO}_2$	He опр.						0.59
Сумма	99.90			100.42	99.67	99.98	102.30
F=O	0.42						
Сумма	99.48						

Примечание. Аналитик З. А. Иванчура (геохимическая лаборатория Томского университета).

Расчет химического анализа проводился на формулу, предложенную И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964). При пересчете учитывались следующие положения: в кристаллической структуре везувиана титан может изоморфно замещать трехвалентное железо, а не кремний, ввиду близости их ионных радиусов ( $\text{Ti}^{4+}$  0.64 Å,  $\text{Fe}^{3+}$  0.67 Å); изоморфное замещение кальция редкоземельными элементами может быть обусловлено близостью

Таблица 3

Содержание отдельных редкоземельных элементов и иттрия (%) от суммы редких земель в радиоактивном редкоземельном везувиане

Номер анализа	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y
1	35.9	39.18	1.7	4.6	4.9	0.2	0.2	2.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	9.4
2	15.6	17.3	1.7	10.4	3	—	2	—	2	—	2	—	1	—	10
3	24	48	5.4	16	1.8	0.2	1.2	9.2	0.4	—	0.3	—	0.2	—	3
4	8	10	2.8	15	4	—	4	—	4	0.8	2.4	—	9	—	40
5	1—10	10	1—10	1—10	1—10	1	1—10	1	1	1	1	1	1	1	1—10

Примечание. Номера анализов соответствуют указанным в табл. 2. Рентгеноспектральный анализ выполнен Г. Пашневой в изотопной лаборатории Томского университета.

их ионных радиусов и более высокой электроотрицательностью редких земель по сравнению с кальцием. Как отмечает В. А. Хвостова (1962), для компенсации валентности в этом случае происходит, вероятно, переход  $\text{Fe}^{3+}$  в  $\text{Fe}^{2+}$  (действительно, количество закисного железа в радиоактивном редкоземельном везувиане значительно выше, чем в обычном); гетеровалентный изоморфизм кальция и тория компенсируется присутствием редкоземельных элементов и урана (Герасимовский и др., 1966).

В результате пересчета получена кристаллохимическая формула везувиана:  $(\text{Ca}_{8.90}\text{TR}_{0.23}\text{Th}_{0.07})_{9.20}(\text{Fe}_{1.30}^{2+}\text{Mg}_{1.32}\text{Fe}_{0.72}^{3+}\text{Al}_{1.00}\text{Ti}_{1.46})_{5.80}(\text{Si}_{8.20}\text{Al}_{0.80})_{9.00}(\text{O}_{32.21}\text{OH}_{1.99}\text{F}_{0.80})_{38}$ .

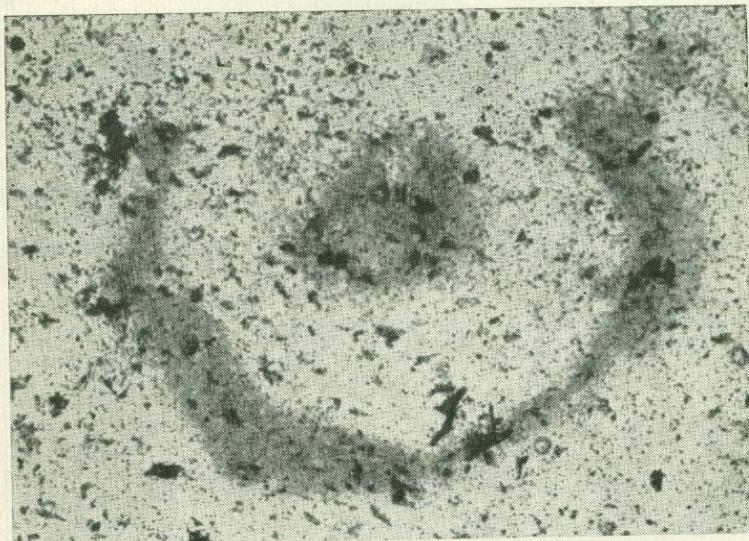


Рис. 2. Микрорадиография зонального кристалла везувиана  
(см. рис. 1).

Хорошо видны сосредоточения альфатреков (серое), соответствующие зонам черного радиоактивного везувиана. Без анализатора, фотэмulsionия типа А-2, увел. 37.

Распределение радиоактивных элементов в различных зонах минерала хорошо устанавливается с помощью микрорадиографии, полученной с обычных прозрачных шлифов на толстоэмulsionионных (ядерных) фотопластинках (рис. 2). Как показано на рис. 3, распределение альфа-треков в пределах каждой зоны практически равномерно, без визуально заметных стущений. Этот факт свидетельствует о равномерном распределении радиоактивного вещества.

Таким образом, изученный радиоактивный редкоземельный везувиан характеризуется резко повышенным содержанием тория и редкоземельных элементов цериевой группы по сравнению с редкими землями иттриевой группы и урана, равномерным распределением радиоактивных веществ, преобладанием двухвалентного железа над трехвалентным. Вместе с тем отмечается резко заниженное содержание кремнезема и кальция по сравнению с обычным везувианом.

Одним из факторов, влияющих на обособление элементов цериевой и иттриевой групп, как известно, является кислотно-основное взаимодействие компонентов раствора или расплава (Коржинский, 1959; Минеев,

1960). Накопление элементов цериевой группы отмечается обычно при повышенной активности щелочей в исходном расплаве, что связано с их повышенными основными свойствами по сравнению с элементами иттриевой группы.

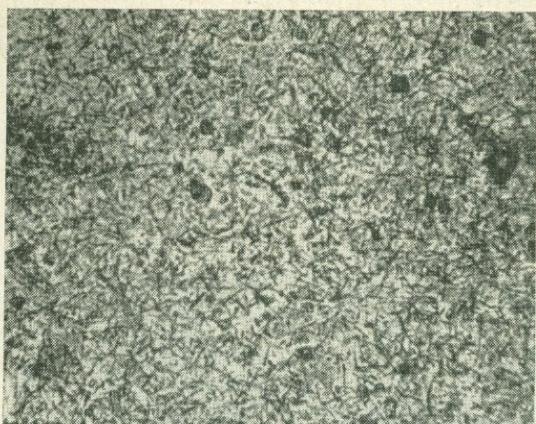


Рис. 3. Деталь рис. 2. Часть зоны, равномерно насыщенная альфа-треками.

Увел. 200.

лительно-восстановительного потенциала растворов в процессе кристаллизации ( $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{2+}$ ), что обусловило изоморфизм кальция и редких земель.

#### ЛИТЕРАТУРА

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., 1964.

Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Л., 1966.

Дунин-Барковская Э. А. Некоторые особенности везувианов одного из месторождений Средней Азии. — Зап. Узбекск. отд. Всес. минер. общ., 1956, вып. 10.

Кононова В. А. О метамиктной разновидности везувиана из щелочного пегматита Ю.-В. Тулы. — ДАН СССР, 1960, т. 130, № 2.

Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — ДАН СССР, 1959, т. 128, № 2.

Кортусов М. П., Кузоватов Н. И., Дехтярева Л. В. Щелочные интрузивные породы района рудника Ударного. — В кн.: Матер. по геологии Зап. Сибири, вып. 64. Томск, 1963.

Минеев Д. А. О некоторых геохимических особенностях радиоактивных редкоземельных минералов. — Геохимия, 1960, № 2.

Ножкин А. Д. Новая находка редкоземельного урансодержащего везувиана в Сибири. — Геол. и геофиз., 1965, № 5.

Орлов Ю. Л., Мартянова Н. Н. Редкоземельный везувиан из Енисейского кряжа. — Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 11, 1961.

Родыгина В. Г. Гранат и везувиан из скарнов верховий р. Кии (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Матер. по минералогии, петрографии и полезн.ископаемым Зап. Сибири и Красноярск. края. Томск. 1967.

Хвостова В. А. Минералогия ортита. — Тр. ИМГРЭ, вып. 11. М., 1962.

Хвостова В. А. О редкоземельном везувиане Ю. Якутии. — Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 17. М., 1966.

Mügdoch J., Ingaram L. A cerian vesuvianite from California. — Amer. Miner., 1966, v. 51, № 3, 4.

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СЛЮД ИЗ ОКОЛОрудНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ТИШИНСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ

Тонкочешуйчатые светлые слюды, называемые обычно серицитами, являются главными типоморфными минералами низкотемпературных метасоматитов, распространенных на многих колчеданных, полиметаллических и ряде других месторождений, в частности почти на всех крупных полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. Сведения, касающиеся химического состава, структурных особенностей серицитов околоврудных пород месторождений Рудного Алтая, далеко не полны, что объясняется большими трудностями извлечения мономинеральных фракций из тонкозернистых околоврудных пород. Тем не менее некоторые данные о химическом составе и оптических свойствах слюд приведены в работах М. В. Тащининой (1957) — по серицитам Зыряновского, Лениногорского и некоторых других районов Рудного Алтая, Н. Н. Курека (1948) — по серицитам Риддер-Сокольского месторождения, В. Б. Чекваидзе и И. З. Исакович (1971) — по серицитам Тишинского месторождения.

Тишинское полиметаллическое месторождение характеризуется широким распространением серицитсодержащих метасоматитов. Рудные залежи этого месторождения локализованы на контакте двух свит среднего девона: ильинской, в состав которой входят преимущественно туфогенные породы среднего и основного состава, и сокольной — существенно осадочной, характеризующейся развитием в основном глинистых сланцев и алевролитов. Ореол околоврудных изменений распространяется на породы обеих свит, мощность его в районе главной рудной залежи достигает 260 м. Он обладает сложным внутренним строением и в целом представляет собой совокупность тесно сближенных в пространстве зон изменений, развитых вдоль отдельных разрывных нарушений. Зональность околоврудных изменений возникла при воздействии на вмещающие оруденение породы кислых гидротермальных растворов (Коржинский, 1957) и может быть схематически выражена следующим рядом парагенезисов: в туфогенных породах ильинской свиты — Аб + Хл + Сер + Ка + Кв + Пир → Сер + Кв + + Хл + Ка + Пир → Кв + Сер + Хл + Пир → Кв + Сер + Пир;\* в алевролитах и глинистых сланцах: Кв + Сер + Ка + Хл + Пир → Кв + Сер + Анк + + Хл + Пир → Кв + Сер + Бр + Пир → Кв + Сер + Пир.\*\* Серицит (совместно с кварцем) является главным типоморфным минералом метасоматитов, возникших при кислотном выщелачивании пород различного исходного состава.

Для исследования были отобраны преимущественно серициты из измененных глинистых сланцев и алевролитов, поскольку здесь этот минерал количественно преобладает. Мономинеральные фракции серицитов, а также смеси двух тонкочешуйчатых минералов серицита и хлорита извлекались методом седиментации. После отмучивания в дистиллированной воде пробы высушивались на водяной бане при температуре около 90—95° С. Чистота отобранных для анализа проб проверялась по рентгеновским дифрактограммам. Для нескольких образцов слюд из разных

\* Термином «серицит» здесь обозначены все тонкочешуйчатые калиевые слюды, в разной степени гидратированные.

\*\* Здесь и далее: Кв — кварц, Сер — серицит, Хл — хлорит, Аб — альбит, Ка — кальцит, Анк — анкерит, Бр — брейнерит, Пир — пирит.

зон метасоматической колонки, а также из исходных пород были получены электронограммы, согласно которым все серициты относятся к наиболее распространенной политипной модификации  $2M_1$ .\* На Тишинском месторождении, следовательно, совершенно отсутствует та зональность в распространении политипных модификаций тонкочешуйчатых слюд, которая довольно обычна на некоторых колчеданных месторождениях Японии и Малого Кавказа.

Таблица 1  
Химические составы светлых слюд из окорудных метасоматитов  
Тишинского месторождения

Оксиды	1	2	3	4	5	6
$\text{SiO}_2$	49.03	51.37	47.48	45.80	47.56	45.44
$\text{TiO}_2$	0.36	0.50	0.31	0.40	1.05	0.84
$\text{Al}_2\text{O}_3$	24.35	27.47	31.27	31.46	31.15	33.00
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.75	0.53	1.34	0.30	1.47	2.34
$\text{FeO}$	0.99	1.19	0.68	0.70	1.61	0.90
$\text{MnO}$	0.10	0.05	Сл.	0.03	0.04	Не обн.
$\text{MgO}$	3.57	3.14	2.56	2.21	3.17	1.82
$\text{CaO}$	0.60	0.26	0.48	0.60	0.17	0.34
$\text{Na}_2\text{O}$	0.16	0.11	0.19	0.28	0.24	0.08
$\text{K}_2\text{O}$	9.04	9.78	10.64	9.90	4.02	3.78
$\text{H}_2\text{O}^-$	0.70	0.23	0.20	Не обн.	0.30	0.62
$\text{H}_2\text{O}^+$	4.80	4.52	5.07	4.16	4.00	4.50
$\text{CO}_2$	0.18	—	—	0.20	0.65	0.30
$\text{SO}_3$	—	—	—	0.04	—	1.66
$\text{BaO}$	—	1.39	—	2.46	—	—
$\text{P}_2\text{O}_5$	—	—	—	—	0.02	0.01
П. п. п.	4.76	—	—	0.73	—	—
Сумма	99.41	100.26	100.38	99.24	94.50	95.63

#### Кристаллохимические формулы

- 1)  $(\text{K}_{0.81}\text{Na}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})_{0.87}(\text{Al}_{1.49}\text{Mg}_{0.36}\text{Fe}_{0.05}^{2+}\text{Fe}_{0.06}^{3+})_2[\text{Si}_{3.44}\text{Al}_{0.56}]_4[\text{O}_{9.89}\text{OH}_{0.11}]_{10}(\text{OH})_2$ ;
- 2)  $(\text{K}_{0.83}\text{Na}_{0.01}\text{Ca}_{0.02}\text{Ba}_{0.04})_{0.9}(\text{Al}_{1.58}\text{Mg}_{0.32}\text{Fe}_{0.08}^{2+}\text{Fe}_{0.02}^{3+})_2[\text{Si}_{3.43}\text{Al}_{0.57}]_4[\text{O}_{10.02}]_{10}[\text{OH}]_{1.97}\text{O}_{0.03}{}_2$ ;
- 3)  $(\text{K}_{0.95}\text{Na}_{0.02}\text{Ca}_{0.03})_{1.0}(\text{Al}_{1.61}\text{Mg}_{0.26}\text{Fe}_{0.04}^{2+}\text{Fe}_{0.06}^{3+})_2[\text{Si}_{3.18}\text{Al}_{0.82}]_4[\text{O}_{9.81}\text{OH}_{0.18}]_{10}(\text{OH})_2$ ;
- 4)  $(\text{K}_{0.87}\text{Na}_{0.01}\text{Ca}_{0.02}\text{Ba}_{0.07})_{1.0}(\text{Al}_{1.71}\text{Mg}_{0.23}\text{Fe}_{0.04}^{2+}\text{Fe}_{0.02}^{3+})_2[\text{Si}_{3.14}\text{Al}_{0.86}]_4[\text{O}_{10.00}(\text{OH})_{1.92}\text{O}_{0.08}]_2$ .

П р и м е ч а н и е. 1, 2, 5 — слюды из пород состава  $\text{Kv} + \text{Ser} + \text{Br} + \text{Pir}$ ; 3 и 6 — слюды из пород  $\text{Kv} + \text{Ser} + \text{Pir}$ ; 4 — мусковит крупночешуйчатый из позднего мусковит-карбонат-кварцевого прожилка. Анализы 1, 2, 3, 4 выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР аналитиками Л. П. Некрасовой, О. Н. Острогорской, С. И. Гундиенковой, А. И. Гусевой. Кристаллохимические формулы рассчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старыниневич после приведения весовых процентов к 100% и вычета примесей пирита и карбоната. Анализы 5 и 6 заимствованы из статьи В. Б. Чеквайдзе и И. З. Исаковича (1971).

Химические анализы, приведенные в табл. 1, характеризуют слюды только из бесхлоритовых парагенезисов. Все слюды по составу являются разностями, переходными между мусковитами и фенгитами, если следовать, например, классификации, предложенной К. Канехира и С. Банно (Kanehira, Banno, 1960). Количество магния в октаэдрической координации несколько понижается в слюдах из кварцево-серicitовых пород (анализы 3 и 6), то же отмечается и в крупночешуйчатом мусковит-фенгите из позднего кварцевого прожилка в сплошных рудах. Несколько повышенное содержание магния в окорудных серicitах из месторождений Лениногорского района отмечалось еще М. В. Тащининой (1957).

Поскольку оказалось невозможным выделить мономинеральные фракции и провести полный химический анализ слюд из хлоритсодержащих

\* Анализ серicitов Тишинского месторождения проведен в лаборатории электронографии ИГЕМ АН СССР под руководством Б. Б. Звягина.

Таблица 2

Содержания щелочей (вес.%) в мономинеральных фракциях серицитов и в серицитах с примесью хлоритов из околоврудных метасоматитов Тишинского месторождения

Номера разрезов	I				II			
	1	2	3	4	5	6	7	8
K <sub>2</sub> O	5.08	6.41	7.62	7.97	5.03	7.28	7.57	10.64
Na <sub>2</sub> O	0.72	0.39	0.61	0.15	0.41	0.22	0.20	0.19
Li <sub>2</sub> O	0.0023	0.0049	0.0027	0.0025	0.0044	0.0016	0.0015	0.0020
Rb <sub>2</sub> O	0.0135	0.0174	0.0217	0.0228	0.0149	0.0241	0.0224	0.0294
Cs <sub>2</sub> O	0.0002	0.0004	0.0009	0.0012	0.0003	0.0003	0.0003	0.0005

Таблица 2 (продолжение)

Номера разрезов	III				IV		V		VI	
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
K <sub>2</sub> O	4.74	9.04	8.86	10.47	6.97	9.26	6.15	8.88	6.81	9.90
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.16	0.12	0.09	0.46	0.15	0.73	0.14	0.67	0.28
Li <sub>2</sub> O	0.0057	0.0058	0.0049	0.0048	0.0016	0.0040	0.0029	0.0022	0.0024	0.0021
Rb <sub>2</sub> O	0.0138	0.0270	0.0292	0.0263	0.0160	0.0248	0.0200	0.0260	0.0223	0.0302
Cs <sub>2</sub> O	0.0002	0.0003	0.00058	0.00021	0.0008	0.0003	0.0004	0.0006	0.0002	0.0008

П р и м е ч а н и е. Определение содержаний щелочных металлов выполнено методом пламенной фотометрии в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР аналитиком С. И. Гундиенковой под руководством Г. Е. Каленчук. Точность определений при содержаниях в сотые и тысячные доли весовых процентов соответственно  $\pm 5$  и  $\pm 10\%$ . Ан. 17 отвечает тонкочешуйчатой фракции алевролита вне месторождения, 18 — крупночешуйчатому мусковиту из позднего кварцевого прожилка; 1, 9 — парагенезису Кв + Сер + Ка + Хл + Пир; 2, 5 — парагенезису Кв + Сер + Анк + Хл + Пир; 3, 6, 10, 15 — парагенезису Кв + Сер + Бр + Пир; 4, 7, 8, 11, 12, 13, 14, 16 — парагенезису Кв + Сер + Пир.

парагенезисов, в тонкочешуйчатой фракции, выделенной из исходных пород и последовательно из всех зон изменения алевролитов, были определены содержания щелочных металлов, в том числе и редких щелочей (табл. 2). Предполагается, что хлорит не содержит атомов щелочных металлов, которые закономерно входили бы в его кристаллическую решетку (Кепежинскис, 1965). Действительно, в мономинеральных пробах хлоритов из того же Тишинского месторождения содержания K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O не превышают сотых долей процента, причем во всех случаях они обусловлены тончайшими вrostками слюды. Весовые проценты окислов щелочных металлов переведены в молекулярные количества, а затем вычислены процентные соотношения для каждого окисла к сумме всех щелочей. Полученные значения нанесены на диаграммы (рис. 1). На оси абсцисс диаграмм могут быть отложены или интервалы, в которых отбирались изученные пробы и которые могли бы характеризовать общую мощность метасоматической колонки и ее отдельных зон, или величины, каким-то образом определяющие степень метасоматических преобразований вмещающих пород. Поскольку мощность ореола изменений в целом, как и мощности отдельных зон метасоматической колонки, весьма непостоянна, пробы для каждого разреза были отобраны через разные, несопоставимые друг с другом интервалы. Расстояния в метрах, следовательно, по оси абсцисс отложить нельзя.

Величиной, характеризующей степень изменения породы, может служить содержание какого-либо компонента, которое закономерно возрастает

или убывает в сторону максимального выщелачивания. В качестве такого компонента оказалось удобным выбрать  $K_2O$ . Содержание его, судя по данным химических анализов пород, непрерывно возрастает одновременно с усилением матасоматических преобразований. По оси абсцисс отложены значения содержаний этого окисла для каждой из зон, вычисленные как

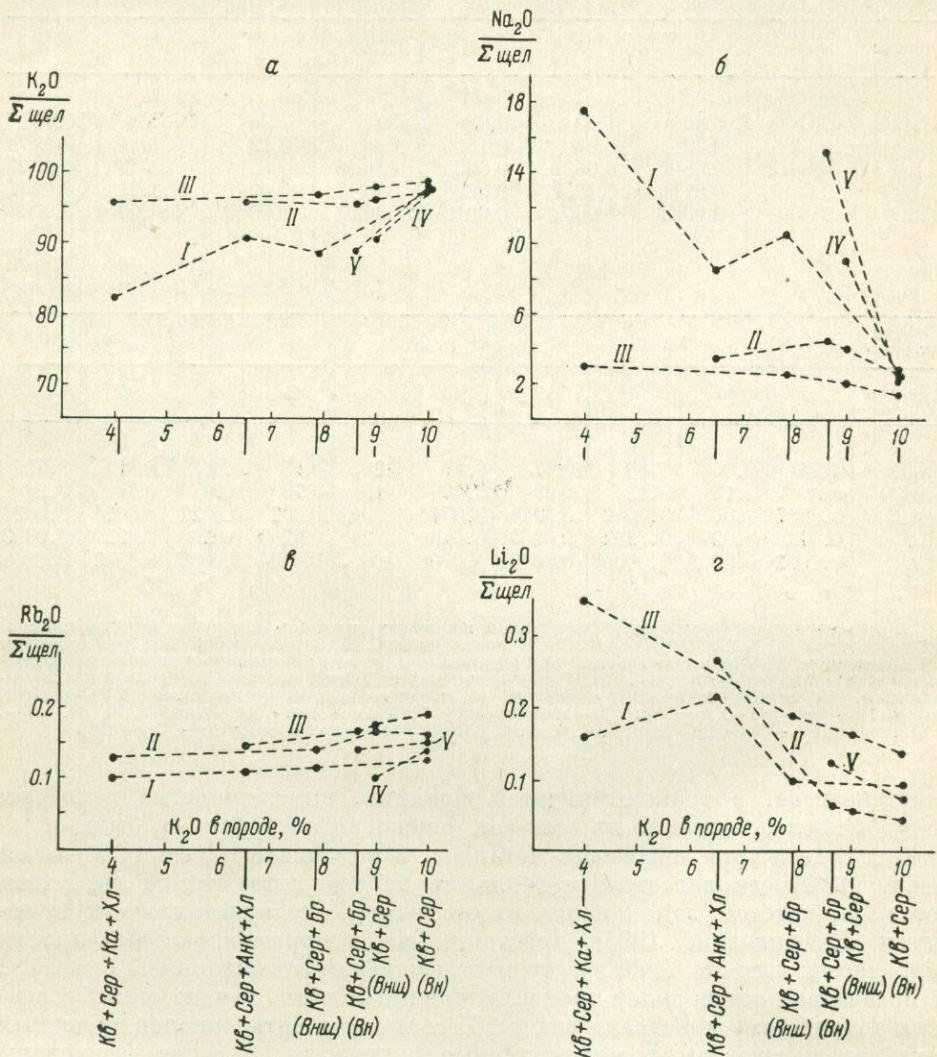


Рис. 1. Диаграммы содержаний щелочных металлов в тонкочешуйчатой фракции пород из разных зон ореола окорудных изменений стадии кислотного выщелачивания.

Для зон  $K_2O + Сер + Бр$  и  $K_2O + Сер$  отмечены их внешние (Внш) и внутренние (Вн) части относительно рудной залежи. По оси ординат отложены процентные отношения каждого окисла щелочного металла к общей сумме щелочей. Римскими цифрами обозначены номера разрезов (в табл. 2).

отношение его к общей сумме породообразующих компонентов (в молекулярных процентах). При обработке химических анализов пород из одной и той же зоны значения содержаний  $K_2O$  усреднялись.

На диаграммах (рис. 1) довольно отчетливо выявились различия в содержаниях щелочных металлов из слюд разных зон изменения, особенно  $Na_2O$  и соответственно  $K_2O$ . На рис. 1, б видно, что в слюдах исходных пород (крайние слева точки) содержание  $Na_2O$ , хотя и сильно варьирует, но гораздо выше, чем в парагенезисах, отвечающих максимальному выще-

лачиванию, где количество  $\text{Na}_2\text{O}$  относительно общего содержания щелочей составляет всего 1.5—2.8%. Слюды из хлорит- и карбонатсодержащих зон занимают промежуточное положение. Эта тенденция потери слюдами натрия вполне отчетлива, хотя некоторые точки и обнаруживают заметные отклонения.

Диаграммы рис. 1, а, б отражают еще одну особенность околоврудных метасоматитов — если в слюдах из вмещающих пород, а также из промежуточных зон изменения содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  обнаруживает существенный разброс (от 3 до 17% к сумме щелочей), то в зоне максимального выщелачивания оно выравнивается и не превышает 2.8%; то же наблюдается и в отношении  $\text{K}_2\text{O}$ , количества которого в слюдах из парагенезиса  $\text{Kv}^+ + \text{Сер} + \text{Пир}$  не выходит из пределов 96—98.5%.

На диаграммах рис. 1, в, г нанесены точки, отвечающие содержаниям  $\text{Li}_2\text{O}$  и  $\text{Rb}_2\text{O}$  в тех же образцах слюд. Количество редких щелочей очень невелико (табл. 2), но заметны (хотя и менее отчетливо) изменения их содержаний в слюдах из разных зон изменений. Так, количество  $\text{Li}_2\text{O}$  (рис. 1, в) понижается в слюдах из зоны максимального выщелачивания, а содержание  $\text{Rb}_2\text{O}$ , наоборот, возрастает. В силу очень малых содержаний окисла  $\text{Cs}_2\text{O}$  его распределение в серицитах из разных зон подобных закономерностей почти не обнаруживает.

Суммируя вышеизложенное, следует отметить, что в изменениях содержаний щелочных металлов в слюдах околоврудных метасоматитов стадий выщелачивания наблюдаются две тенденции. При переходе от вмещающих пород и парагенезисов, соответствующих слабым изменениям, к зонам максимального выщелачивания роль легких щелочей  $\text{Na}$  и  $\text{Li}$  в слюдах падает, в то же время заметно возрастают содержания более тяжелых щелочных металлов  $\text{K}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$ . Закономерности в распределении главных щелочных металлов —  $\text{K}$  и  $\text{Na}$  — согласуются с данными, приводимыми Г. Г. Грушкиным (1968) для околоврудных серицитов низкотемпературных жильных месторождений. В отношении редких щелочей такие же сведения содержатся в кратком сообщении И. Л. Комова (1969); явление резкого понижения роли лития в мусковитах из внутренних зон грейзенов и альбититов отмечалось в работе П. И. Коваля и соавторов (1970).

Другая важная особенность слюд заключается в том, что, если в серицитах слабоизмененных пород наблюдается заметный разброс значений содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , который может быть обусловлен, например, особенностями исходного состава вмещающих пород, во внутренних частях ореолов происходит выравнивание составов серицитов в отношении этих металлов.

Существенно дополняют сведения о составе тонкочешуйчатых слюд данные инфракрасной спектроскопии. Для съемки использовались те же образцы, в которых определялись содержания щелочных металлов. В качестве подложки применялся  $\text{KBr}$ ; в области волновых чисел, соответствующих деформационным и валентным колебаниям воды, эмульсия слюды просветлялась каплей вазелинового масла. Съемка была произведена на приборе UR-10 в лаборатории инфракрасной спектроскопии ИГЕМ АН СССР Е. С. Рудницкой. Полученные спектры для наиболее важных областей длин волн представлены на рис. 2.

Согласно исследованиям В. Стубичана и Р. Рой (1964), по смещению полосы поглощения в области волновых чисел 520—550  $\text{cm}^{-1}$  оказывается возможным полуколичественное определение содержания  $\text{Mg}^{2+}$  в октаэдрической координации, т. е. степени фенгитовости слюды. Сдвиг полосы в более коротковолновую область — от 520 до 545  $\text{cm}^{-1}$  — соответствует убыванию магния от 0.5 формульных единиц (фенгит) до 0 в мусковите. Как видно из рис. 2, заметное смещение этой полосы в область более коротких волн (от 524—525  $\text{cm}^{-1}$  — кривые 1, 2 до 535—538  $\text{cm}^{-1}$  — кривые 3—6)

происходит на границе зоны Кв+Сер+Бр+Пир при разложении хлорита. Это соответствует уменьшению содержания  $Mg^{2+}$  от 0.45—0.5 до 0.3 формульных единиц. В области волновых чисел 1600—1800 и 3300—3500  $\text{см}^{-1}$  эти же кривые в какой-то степени могут отражать присутствие в слюдах воды в виде группировок  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$ . Так, серициты из внешних зон (кривые 9, 17, 2) представлены заметно гидратированными разностями, что выражено умеренными полосами поглощения в районе 1630 и 3430  $\text{см}^{-1}$ . На полосе деформационных колебаний группировки  $\text{H}_2\text{O}$  1630  $\text{см}^{-1}$  наблю-

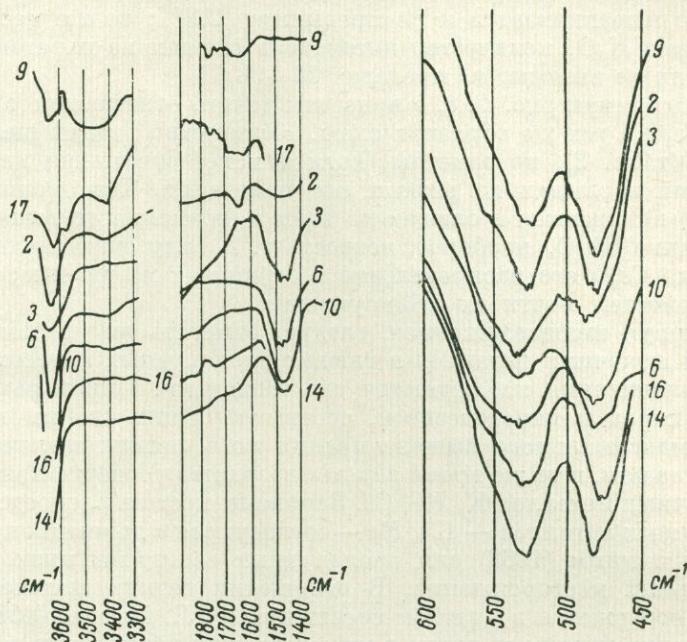


Рис. 2. Ифракрасные спектры светлых слюд из околоврудных пород Тишинского месторождения.

Кривые 9 и 17 отвечают серицит-фенгитам из парагенезиса Кв+Сер+Ка+Хл+Пир, 2 — парагенезису Кв+Сер+Анк+Хл+Пир, 3, 10, 6 — парагенезису Кв+Сер+Бр+Пир, 7 и 14 — парагенезису Кв+Сер+Пир. Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл. 2.

дается небольшая ступень 1740  $\text{см}^{-1}$ , возможно отвечающая иону оксонаия (Юхневич, Гинзбург, 1962; Юхневич, 1965). При переходе к зоне Кв+Сер+Бр+Пир происходит отчетливая дегидратация слюд, исчезает полоса деформационных колебаний  $\text{H}_2\text{O}$ , полоса валентных колебаний выражена очень неясно. Следовательно, во внутренних зонах ореолов кислотного выщелачивания светлые слюды представлены почти негидратированными серицит-фенгитами. Поскольку такого рода сведения в литературных источниках крайне скучны,\* причины дегидратации слюд, происходящей с нарастанием метасоматических преобразований, остаются не совсем ясными. Можно только предполагать существование температурного градиента в процессе кислотного выщелачивания, что могло в итоге привести к потере слюдами межпакетной воды в зонах максимального выщела-

\* Результаты изучения инфракрасных спектров серицитов из японского месторождения Розеки приведены в статье Т. Ямamoto (Yamamoto, 1967). Т. Ямamoto отмечает присутствие как гидратированных, так и негидратированных разностей слюд, но не указывает, из каких частей ореолов околоврудных изменений отбирались исследованные образцы.

чивания и прогрева. Неизотермичность протекания этого процесса вполне допустима, если учесть, с одной стороны, сравнительно небольшие глубины формирования рудноалтайских месторождений (Иванкин и др., 1961), а с другой — масштаб проявления гидротермальных изменений, ореолы которых достигают по мощности первых сотен метров.

Остается не совсем ясной причина некоторого понижения содержаний октаэдрического магния в слюдах из зон более интенсивных изменений. Небезынтересно отметить, что замещение мусковит-фенгитов внешних зон изменений мусковитами внутренних зон наблюдалось также и в более высокотемпературных метасоматитах — апогранитах и грейзенах (Коваль и др., 1970). Возможно, эта особенность оклорудных слюд обусловлена режимом поведения магния, который в зонах максимальных изменений переходит во вполне подвижное состояние и выносится из пород.

Подводя итоги полученным результатам, можно хотя бы в первом приближении оценить, насколько состав слюд отражает условия их формирования (температуру, состав растворов). Сопоставление составов серицитов Тишинского месторождения показывает, что для них не наблюдается зависимости содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  от температуры. Наиболее натровые слюды распространены во вмещающих неизмененных породах.\* Состав серицитов, следовательно, определяется в первую очередь составом воздействующего на породы гидротермального раствора.

Согласно расчетам pH растворов в разных зонах метасоматических колонок кислотного выщелачивания (Омельяненко, 1968), при переходе от внешних к внутренним частям ореолов оклорудных изменений кислотность растворов возрастает. Состав светлых слюд, однако, не определяется одним только понижением значений pH раствора, поскольку в этом случае следовало ожидать замены хотя бы части калия на натрий — метал, обладающий большей электроотрицательностью. Состав оклорудных серицитов, следовательно, зависит только от концентрации калия в воздействующих гидротермальных растворах, причем, поскольку в слюдах из зон максимального выщелачивания в разных частях месторождения содержания калия примерно равны, можно предполагать, что соотношение активностей K и Na ( $a_{\text{K}^+}/a_{\text{Na}^+}$ ) в участках максимальной циркуляции растворов поддерживается на одном уровне.

Как видно из диаграмм (рис. 1), содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в серицитах меняется не только в пределах всей метасоматической колонки, но и в каждой зоне оно не является постоянным. Если учесть, что железистость другого минерала переменного состава — брейнерита — колеблется от 4 до 40—43%  $\text{FeCO}_3$  (в последнем случае карбонат представляет собой пистомезит), можно предполагать, что при формировании зонального ореола оклорудных метасоматитов большее значение имели процессы диффузационного, а не инфильтрационного метасоматоза. Значительная общая мощность осветленных и пиритизированных пород, достигающая, как отмечалось выше, 260 м, объясняется, по-видимому, существованием многочисленных разрывных нарушений, вокруг каждого из которых и развивались зональные диффузационные ореолы изменений.

## ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург И. В., Юхневич Г. В. Об ионе гидроксония в амфиболах. — Геохимия, 1962, № 1.

Грушкин Г. Г. Стадийность оклорильного метаморфизма вмещающих пород. — Зап. Всес. минер. общ., 1968, ч. 97, вып. 3.

\* Оценка по мусковитовому геотермометру, кроме того, требует обязательного присутствия альбита или парагонита (Eugster, 1956), к тому же, согласно А. А. Попову (1968), она не является достаточно строгой.

Иванкин П. Ф., Инишин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, 1961.

Кепежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., 1965.

Ковалев П. В., Юрченко С. А., Николаева Д. Х. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья. — Зап. Всес. минер. общ., 1970, ч. 99, вып. 4.

Комов И. А. Слюды как индикаторы изменения метасоматических процессов. — Матер. к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов», Алма-Ата, 1969.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1957, № 12.

Курек Н. Н. Серицитолиты Риддерских месторождений на Алтае. — Матер. ВСЕГЕИ, Полезн. ископ., сб. 4, 1948.

Омельяненко Б. И. О физико-химических условиях процессов окорудного изменения типа березитизации. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физ.-хим. петрологии. М., 1968.

Попов А. А. Составы мусковитов и парагранитов, синтезированных при температурах 350—500°. Геохимия, 1968, № 2.

Стубичан В., Рой Р. Изоморфные замещения и инфракрасные спектры силикатов. — В кн.: Физика минералов. М., 1964.

Ташинина М. В. Слюды. — В кн.: Минералогия полиметаллич. месторождений Рудн. Алтая, т. 2. Алма-Ата, 1957.

Чеквайдзе В. Б., Исаакович И. З. Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения. — Сов. геология, 1971, № 6.

Юхневич Г. В. Исследование  $\text{OH}^-$ ,  $\text{OH}_2$  и  $\text{OH}_3^+$  группировок по их колебательным спектрам. — Тр. Комиссии по спектроскопии. Матер. 15 совещ., вып. 1, т. 1, 1965.

Eugster H. P. Muscovite-paragonite join and use as a geological thermometer. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67.

Kanehira K., Banno S. Ferriphengite and aegirinejadeite in a crystalline schist of the Imori district, Kii Peninsula. — J. Geol. Soc. Japan, 1960, v. 66.

Yamamoto T. Mineralogical studies of sericitites associated with Roseki ores in the western part of Japan. — Miner. Mag., 1967, v. 5, № 2.

В. А. ХОРВАТ, Э. А. МАРКОВА, Т. В. СЕМЕНОВА

## ХЛОРИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ СТАДИИ ОСАЖДЕНИЯ ОДНОГО ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Большинство золоторудных месторождений Средней Азии пространственно ассоциируется с метасоматическими формациями, возникшими в дорудную стадию (стадию выщелачивания) послемагматического процесса. Золотое оруденение приурочено к получившим широкое развитие лиственитам и березитам, кварцево-полевошпатовым и кварцево-серицито-гидрослюдистым метасоматитам, а также к пропилитам. Метасоматиты рудной стадии (осаждения), как правило, отличаются от более ранних незначительными масштабами распространения и часто интенсивно замещены сульфидными минералами продуктивных ассоциаций. Однако на некоторых месторождениях золота гидротермальный цикл завершается возникновением крупных ореолов метасоматитов стадии осаждения, которые в этом случае приобретают металлогеническое и поисковое значение.

Одно из таких месторождений — Долпранско — расположено в пределах Долпрано-Балыксуйского рудного поля в Северной Киргизии (Тасса-Кеминский хребет). В структурном отношении рудное поле представляет собой блок допалеозойских осадочно-метаморфических образований, приуроченных к зоне региональных разломов, ограничивающих с юга

Заилийский срединный массив (Давлетов, Попков, 1971). Породы допалеозоя — гнейсы, послойные мигматиты с линзами мраморизованных известняков и серпентинитов — контактируют на западе с массивом теневых мигматитов протерозоя (?), на севере и востоке — с гранодиоритами силура (рис. 1). Контакт гранодиоритов с гнейсо-мигматитовой толщей осложнен серией сближенных крутопадающих разломов субмеридионального и северо-западного направлений. Неоднократные подвижки по разломам привели к появлению зоны катаkläзированных и рассланцеванных пород, к которой приурочены дайки аплитов и диоритовых порфиритов, метасоматические образования различных температурных ступеней, золотоносная минерализация (мало-сульфидные руды Долпранского месторождения и рудопроявления Балыксау).

Наиболее распространение получили метасоматиты (Хорват, 1964). При преобразовании пород алюмосиликатного состава — гнейсов, гранодиоритов, аплитов — последовательно возникали кварцево-мусковитовые топазодержащие грейзены, кварцево-турмалиновые и сопровождающие их кварцево-серicitовые породы, существенно хлоритовые и хлоритодержащие образования. Одновременно в магнезиально-силикатной среде серпентинитов формировались tremolититы, талькиты и лиственитоподобные кварцево-карбонатные метасоматиты (распространены незначительно).

В размещении метасоматических пород отмечается горизонтальная зональность (Чернышев, 1960). В центральной части блока мигматитов и гнейсов развиты грейзены, получившие площадное распространение. С запада и востока их окаймляет крупное подковообразное тело кварцевых турмалинитов, а по периферии блока, преимущественно в его северо-восточной части, располагаются тела хлоритовых метасоматитов. Важно подчеркнуть, что процессы грейзенизации, турмалинизации и хлоритизации разделены тектоническими подвижками, в связи с чем наблюдается интенсивное дробление ранних новообразований и замещение их более поздними. Это обстоятельство не позволяет рассматривать указанные разновидности пород в качестве фаций единой метасоматической формации.

Золото устанавливается во всех типах измененных пород. Однако статистическая обработка результатов пробирных анализов (Федоренко и др., 1960) показала, что основная масса металла локализуется в ореолах хлоритовых изменений, в которых самородное золото приурочено к прожилкам и вкрапленности кварца, халькопирита, пирита, молибденита и висмутовых минералов. Незначительная золотоносность грейзенов, турмалинитов и апосерпентинитовых tremolитовых метасоматитов связана с наложенными процессами хлоритизации, окварцевания и сульфидизации.

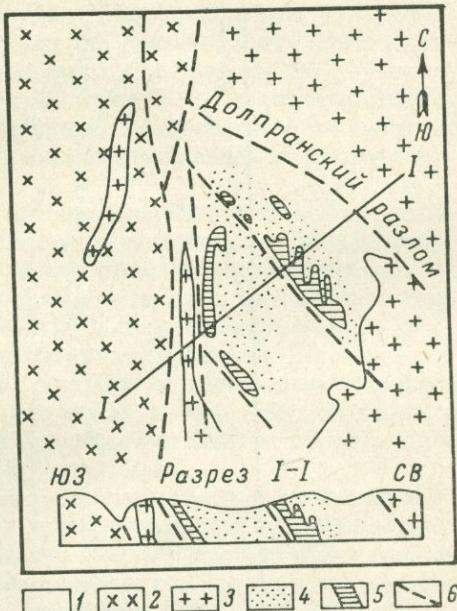


Рис. 1. Схема геологического строения Долпран-Балыксийского рудного поля (по В. Ф. Чернышеву).

1 — гнейсы; 2 — теневые мигматиты; 3 — гранодиориты; 4 — грейзены; 5 — кварцевые турмалиниты; 6 — разломы.

Тела золотоносных хлоритовых и хлоритсодержащих метасоматитов наиболее широкое развитие получили в пределах Долпранского месторождения. Одноименный разлом, осложнивший инъекционный контакт гранодиоритов и кварцево-биотитовых гнейсов, представлен зоной в различной степени катализированных и рассланцованных пород (фрагмент этой структуры отражен на рис. 2), в которой повторяющемуся динамиче-

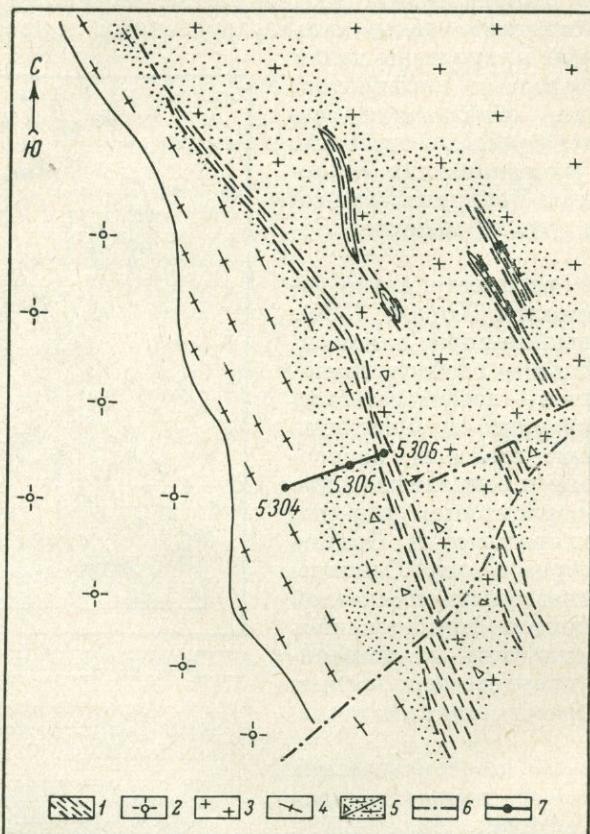


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северной части Долпранского рудоносного разлома.

1 — хлоритизированные и оруденелые милониты; 2 — аplitы; 3 — гранодиориты; 4 — гнейсы; 5 — хлоритизированные и катализированные гнейсы и гранодиориты; 6 — послерудные нарушения; 7 — линия изученного разреза с пунктами отбора образцов.

скому воздействию подвергались не только гнейсы и гранодиориты, но и жилообразные тела даек и турмалинитовых метасоматитов. Наибольшая нарушенность гнейсов отмечается во внутренней (шовной) части разлома, в непосредственном контакте, а гранодиоритов — и в некотором удалении от контакта, в субпараллельных трещинах. Породы визуально имеют облик сланцев с явлениями плойчатости и представляют собой типичные милониты. С удалением от зоны контакта «сланцы» сменяются катализированными породами, переходящими в ненарушенные гнейсы или гранодиориты.

Полевые наблюдения и микроскопические исследования позволили установить, что интенсивность хлоритизации находится в прямой зависимости от степени динамометаморфизма. Существенно хлоритовые метасома-

титы (более 50% хлорита) развиваются главным образом за счет сланцеватых разностей пород, образуя линейно вытянутые линзовидные тела крутое (70–80°) северо-восточного падения длиной от десятков до первых сотен метров при мощности от долей до 10–12 м. В контурах этих метасоматитов находятся основные рудные залежи Долпранского месторождения.

Тела существенно хлоритовых образований располагаются внутри более мощной зоны в различной степени (3–50% хлорита) измененных пород, прослеживающейся вдоль Долпранского разлома на расстояние до 4 км при ширине от 20 до 60 м. Количество новообразованного хлорита \* в ней постепенно убывает с удалением от нарушенного контакта. Интересно, что изменение в гранодиоритах прослеживается на большее (в 2–3 раза) расстояние от контакта, чем в гнейсах, что зависит, вероятно, от различия их физико-механических свойств и суммарного количества темноцветных минералов, в первую очередь подвергающихся замещению (в гранодиоритах 9–10, в гнейсах 3–8%).

С целью сравнительной петрографо-минералогической характеристики исходных и околодрудных измененных пород приводим описание разреза, составленного через рудоносную зону на северном участке Долпранского месторождения (рис. 2). Разрез последовательно пересек макроскопически неизмененные кварцево-биотитовые гнейсы (внешняя зона метасоматоза), их слаборассланцованные и хлоритизированные разности (промежуточная зона) и сланцеватые хлоритолиты с кварцем и окисленными сульфидами (внутренняя зона), представляющие собой рудное тело со стороны лежачего бока. Границы между зонами благодаря отличиям пород в цвете и текстурных особенностях достаточно отчетливые.

Гнейсы внешней зоны, не подвергшиеся заметным воздействиям динамометаморфизма и метасоматоза, представляют собой серые или темно-серые породы отчетливого полосчатого строения. Под микроскопом устанавливаются их гранобластовая и лепидогранобластовая структуры. Минеральный состав (%): кварц — 37.2, плагиоклаз (№ 24–32) — 33.5, ортоклаз — 22.1, железистый биотит ( $Ng' = 1.640$ ,  $Np' = 1.600$ ) — 7, вторичные и акцессории — 0.2. Изменения представлены серицитизацией и слабой альбитизацией плагиоклаза, незначительной (10–15%) хлоритизацией биотита. С приближением к промежуточной зоне степень замещения биотита резко возрастает и на границе внешней и промежуточной зон составляет 45–50%.

Промежуточная зона метасоматоза в гнейсах имеет мощность 2–12 м. Сохраняя первичные текстурные признаки гнейсов, измененные породы приобретают зеленоватый оттенок. Микроскопическое изучение выявляет волнистое угасание и грануляцию кварца, деформированность табличек биотита и полевых шпатов. На фоне признаков катаклаза процесс хлоритизации развивается более интенсивно, приводя к полному замещению биотита и частичному — плагиоклаза. В результате количество плагиоклаза снижается до 23%, кварц и ортоклаз устойчивы (соответственно 36.4 и 21.0%). Среднее содержание хлорита в этой зоне равно 18–20%.

К другим новообразованиям, тесно ассоциирующим с хлоритом, но имеющим ограниченное развитие, относятся рутил и сфен, возникающие при разложении биотита, а также мелкие листочки мусковита и лучистые агрегаты амфиболоподобного минерала.

Внутренняя зона совпадает с интенсивно рассланцованными разностями гнейсов, ее мощность 1–12 м. Метасоматиты в этой зоне — темно-зеленые или буровато-зеленые породы характерного чешуйчатого строения.

\* Не вызывает сомнения, что возникновение некоторой части хлорита сопровождается катаклазический метаморфизм, однако в основном процесс хлоритизации, как будет показано далее, несомненно связан с привносом вещества.

ния, подчеркиваемого ориентировкой агрегатов хлорита вдоль вторичной сланцеватости, с линзочками и просечками стекловатого кварца и вкрапленностью сульфидов. Содержат будинированные блоки относительно слабо хлоритизированных гранодиоритов, аплитов, порфиритов, приобретших гнейсовидную текстуру, и катаkläзированных кварцевых турмалинитов с прожилковой хлоритизацией. Под микроскопом измененные породы представляют собой неравномернозернистый агрегат раздробленных и в различной степени хлоритизированных зерен кварца, полевых шпатов и биотита с типичными для милонитов катакластическими структурами и сланцеватой и параллельной текстурами. Характерно слабое развитие явлений кристаллобластеза.

Интенсивность хлоритового метасоматоза во внутренней зоне значительно возрастает. Если в промежуточной зоне хлорит замещает темно-цветный минерал и частично плагиоклаз, то во внутренней, наряду с полным разложением биотита, наблюдается развитие хлорита не только по плагиоклазу, но и по ортоклазу и кварцу. Однако количество реликтовых минералов в наиболее преобразованных породах по линии разреза остается достаточно высоким — 40—45% (кварц — 20—25, ортоклаз — 12—15, плагиоклаз — 8—10%).

С хлоритом во внутренней зоне ассоциирует новообразованный тонко-зернистый кальцит, разъедающий хлорит по трещинкам спайности. Стекловатый кварц и сульфиды с приуроченным к ним золотом отчетливо пересекают и замещают агрегаты хлорита.

Из вышесказанного следует, что единственным породообразующим минералом, возникшим в результате метасоматического процесса в рудносной зоне Долпранского разлома, является хлорит, количество которого от границы неизмененных гнейсов с промежуточной зоной до внутренней зоны метасоматоза увеличивается от 3 до 55—60%, достигая в отдельных случаях 70%. Исследования, проведенные в разное время А. С. Федоренко, Л. И. Яковлевым, В. Ф. Чернышевым и авторами, показали наличие двух разновидностей минерала, находящихся в различных количественных соотношениях. Эти разновидности, заметно отличающиеся оптическими свойствами (табл. 1), предположительно отнесены нами к дженкинситу и магниевому прохлориту по Е. Ларсену и Г. Берману (1965).

Минерал типа дженкинсита установлен в слабо измененных гнейсах внешней зоны, где он замещает биотит, причем наблюдаются все стадии замещения — от проникновения хлорита по трещинкам спайности до появления полных псевдоморфоз. Разложение биотита сопровождается возникновением сагенитовых решеток и обильным выделением комочеков или линзочек сфероподобного вещества. Вторая разновидность хлорита во внешней зоне не развита.

В промежуточной зоне дженкинсит составляет 70—90% всего хлорита и (в ряде случаев совместно с мусковитом) образует сложные псевдоморфозы по биотиту. В сечениях по {001} видно, что дженкинсит переполнен лучистыми агрегатами (диаметром до 0.05 мм) минерала, напоминающего актинолит ( $Ng' = 1.660$ ,  $Np' = 1.638$ ,  $c : Ng = 16^\circ$ ). Характерно полное отсутствие актинолитоподобного минерала в неизмененном биотите, а также в связи со второй разновидностью хлорита.

10—30% от общего количества хлорита в метасоматитах промежуточной зоны приходится на Mg-прохлорит, который также псевдоморфно замещает биотит, но почти без образования рутила или сфена. Однако более характерна тесная ассоциация обеих разновидностей хлорита. В шлифах постоянно наблюдаются псевдоморфозы, в которых по {110} и {010} чередуются параллельно расположенные волокна или веретенца двух минералов, легко различимых по интерференционной окраске и знаку удлинения. В некоторых случаях центральные части псевдоморфоз сложены Mg-про-

Таблица 1

## Оптические свойства хлоритов

Разновидности хлорита и его диагностика, по Е. Ларсену и Г. Берману (1965)	Формы зерен и агрегатов	Оптические свойства								Плеохроизм	Зона метасоматоза и сопутствующие новообразования
		Знак главной зоны	Оптический знак	2V	Ng	Np	Ng — Np	Интерференционная окраска	Цвет		
1-я (дженкинсит)	В псевдоморфозах по биотиту — чешуйки, волокна, веретенца, таблички; в кварцево-полевошпатовой массе — обособленные листочки, струйчатые, изометрические, ксеноморфные, мелкочешуйчатые агрегаты, редко радиально-лучистые скопления	+	—	От очень малого до 20°	1.596—1.602	1.592—1.597	0.002—0.005	Аномальная фиолетово-синяя	Зеленовато-желтый, желтый, бесцветный	Очень слабый, иногда заметный	Все зоны; рутил, сфен, актинолитоподобный минерал, мусковит, магниевый прохлорит и кальцит
2-я (магниевый прохлорит)	В псевдоморфозах — волокна и веретенца; в кварцево-полевошпатовой массе — обособленные листочки, линзовидные, струйчатые скопления	—	+	От очень малого до 15°	1.604—1.606	1.598—1.600	0.004—0.006	Аномальная болотно-зеленая	Бледно-зеленый, желтовато-зеленый, бесцветный	Слабый	Промежуточная и внутренняя зоны; дженкинсит и кальцит

хлоритом, а периферические — минералом типа дженкинсита; иногда закономерности в распределении хлоритов внутри псевдоморфоз нет. В замещении плагиоклаза принимают участие также обе разновидности хлорита, но дженкинсит локализуется в интерстициях зерен лепидокластической основной массы, корродируя их и развиваясь вдоль трещинок спайности, а Mg-прохлорит замещает, кроме того, более крупные обломки кристаллов, образуя в них систему ветвящихся прожилков.

В «апогнейовых» метасоматитах внутренней зоны, вмещающих часть рудных тел Долпранского месторождения, количественные соотношения хлоритов иные. Несмотря на то что в псевдоморфозах по биотиту продолжают существовать обе разновидности минерала, в целом в породе существенно увеличивается значение второй разновидности, составляющей до 30—60% новообразований. Увеличение роли минерала типа Mg-прохлорита происходит главным образом за счет более интенсивного замеще-

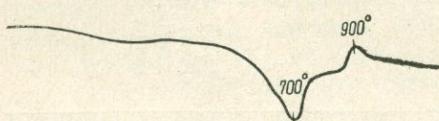


Рис. 3. Дифференциальная термическая кривая хлорита (обр. 5306).

чательных агрегатов, а по порфиrolастам полевых шпатов и кварца — в виде сети пересекающихся прожилков, использующих микротреции катаклаза.

Несмотря на постоянную ассоциацию обеих разновидностей в метасоматитах промежуточной и внутренней зон, ровные границы между ними в псевдоморфозах не дают возможности уверенно определить возрастные взаимоотношения хлоритов. Не установлено четких явлений пересечения или замещения и при развитии хлоритов за счет кварцево-полевошпатовой составляющей исходных пород, когда в струйчатых или линзообразных скоплениях Mg-прохлорита фиксируются волоконца минерала типа дженкинсита. По некоторым косвенным признакам, в частности по преимущественной встречаемости Mg-прохлорита во внутренней зоне метасоматической колонки и в контурах золоторудных тел, можно судить о более позднем формировании этого минерала по отношению к дженкинситу и со значительной долей условности считать его более тесно связанным во времени с отложением золото-сульфидных руд.

Оптические свойства хлоритов метасоматических пород Долпранского месторождения, приведенные в табл. 1, позволяют отнести их к существенно магниевым разновидностям. Термический анализ обр. 5306 (рис. 3), отобранного из сланцеватых метасоматитов внутренней зоны (биминеральную смесь с примерным соотношением хлоритов 1 : 1), также подтверждает высокую магнезиальность хлоритов.

Рентгенометрический анализ (табл. 2) того же образца показывает достаточно хорошее совпадение величин межплоскостных расстояний и интенсивности дифракционных линий изученных минералов и магнезиальных хлоритов — пеннина и кочубеита (Михеев, 1957). Лишь одна из сильных линий ( $3.37 \text{ \AA}$ ) характерна для магнезиально-железистого хлорита — рипидолита.

Представляется, что повышенная магнезиальность хлорита золотоносных метасоматитов является специфической особенностью рудного поля, поскольку в известной сводке по оклорудным хлоритизированным породам (Шилин, Яковлева, 1954) отмечается преимущественное развитие на месторождениях золота магнезиально-железистых и существенно железистых разновидностей (с  $Ng = 1.620 \div 1.640$ ) этого минерала.

Несмотря на то что в промежуточной зоне месторождения не наблюдалось вибраций им плагиоклаза, а также ортоклаза и кварца, чего не наблюдалось в промежуточной зоне. Под микроскопом выявляется сложная картина разнообразных агрегатов волокнистого и чешуйчатого хлорита, развивающегося по мелкозернистой массе милонита в виде струйчатых и петель-

Таблица 2

## Результаты расчета рентгенограммы хлоритов

Обр. 5306		Данные Михеева (1957)		Обр. 5306		Данные Михеева (1957)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	14.4	1	1.771	5—6	2.615	5—6	1.330
10	7.3	2	1.712	6	2.56	3	1.302
7	4.71	2	1.669	7	2.475	2	1.228
4	4.19	3	1.574	2	2.406	2	1.204
2	3.93	10	1.557	5—6	2.288	2	1.184
2	3.75	4—5	1.517	8	2.020	1—2	1.154
8	3.56	1	1.471	2—3	1.894	2	1.123
10	3.37	2	1.420	3	1.830		
6	2.87	3	1.400				

Причина. Рентгенограмма снята в ЦЛ МГ УзССР. Условия съемки: Fe-излучение, D = 57.3 мм, d = 0.4 мм, экспозиция 2 час.

О химизме процесса образования хлоритовых метасоматитов можно судить по сопоставлению данных силикатного анализа трех проб (табл. 3), представляющих породы различных метасоматических зон на линии вышеописанного разреза. Результаты анализов пересчитаны по атомно-объемному методу (Казицын, Рудник, 1968).

Таблица 3

## Химические анализы (вес. %) и баланс вещества при хлоритизации пород

Компо-ненты	Обр. 5304 (внешняя зона)		Обр. 5305 (промежуточная зона)		Обр. 5306 (внутренняя зона)		Привнос—вынос(+, —) компонентов, $\Delta Ni^{\Delta}$ на 10000 Å <sup>3</sup>		
	Резуль-тат	Приве-денный к 100%	Резуль-тат	Приве-денный к 100%	Результат	Приве-денный к 100%	Компо-ненты	Обр. 5305—5304	Обр. 5306—5304
SiO <sub>2</sub>	69.20	69.35	67.96	67.49	61.65	61.55	Si	— 7.8	—46.3
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.25	0.50	0.50	0.38	0.38	Ti	+ 0.5	+ 0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.51	15.54	14.70	14.60	10.51	10.50	Al	— 3.7	—21.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.30	0.21	0.21	1.01	1.01	Fe <sup>3+</sup>	— 0.2	— 0.6
FeO	3.16	3.17	3.45	3.43	6.48	6.48	Fe <sup>2+</sup>	+ 0.5	+ 5.4
MnO	0.08	0.08	—	—	—	—	Mn	— 0.2	— 0.2
MgO	0.95	0.96	3.50	3.48	8.01	8.01	Mg	+10.2	+22.0
CaO	2.73	2.74	1.28	1.27	1.75	1.75	Ca	— 4.4	— 3.7
Na <sub>2</sub> O	3.70	3.71	2.78	2.76	1.55	1.55	Na	— 5.3	—12.7
K <sub>2</sub> O	2.60	2.61	3.04	3.02	1.91	1.91	K	+ 1.3	— 3.5
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.54	0.54	1.98	1.96	5.11	5.11	H (OH)	+25.6	+70.0
C <sub>O</sub> <sub>2</sub>	0.40	0.40	0.78	0.76	1.30	1.30	C (CO <sub>2</sub> )	+ 1.3	+ 2.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	—	—	—	—	P(P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	— 0.2	— 0.2
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.26	0.26	0.32	0.32	0.45	0.45		—	—
Сумма	99.77	100.00	100.50	100.00	100.11	100.00		+17.6	+11.7
d <sub>p</sub>	2.75		2.71		2.35				

Причина. Анализы выполнены в химической лаборатории Среднеазиатского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья (САИГИМС). Аналитик Е. А. Спиридовонова.

Изменение химического состава кварцево-биотитового гнейса при хлоритизации подтверждает микроскопические наблюдения. Породы промежуточной зоны отличаются от исходных гнейсов внешней зоны существенным привносом Mg и H<sub>2</sub>O, небольшим — K, увеличением роли Ti, значительным выносом Ca и Na. Такое поведение элементов объясняется развитием

хлорита по биотиту и частично по плагиоклазу, а также появлением мусковита. Мусковит образовался, вероятно, при разложении калишпата во внутренней части колонки с выносом калия в промежуточную зону. Возникновение метасоматитов внутренней зоны сопровождалось интенсивным привносом Mg и H<sub>2</sub>O, заметным — Fe<sup>2+</sup>, выносом щелочей, снижением содержаний Al и Si, что отражает разложение полевых шпатов и замещение их хлоритом. Обращает внимание некоторое увеличение концентрации Ca (и CO<sub>2</sub>), что свидетельствует об отложении кальцита.

Характерной особенностью метасоматического процесса, наряду с преобладающим выносом (за счет Al, Si и щелочей), является увеличение в элементарном объеме содержания ионов двухвалентного железа и магния. Прямое сравнение данных химических анализов показывает, что количество MgO во внутренней зоне увеличивается в 8 раз, FeO — более чем в 2 раза. Если иметь в виду, что среднее содержание биотита в исходном гнейсе составляет 7%, а новообразованного хлорита в метасоматитах — 50% и более, то такое увеличение количеств FeO и MgO можно объяснить лишь привносом этих компонентов постмагматическими растворами. Привнос же оснований резко отличает химическую сущность хлоритизации от более ранних метасоматических процессов на рудном поле — грейзенизации и турмалинизации, при которых, как было показано нами ранее (Хорват, 1964, 1965), происходили интенсивное выщелачивание и вынос Ca, Mg и Fe<sup>2+</sup>. Естественно предположить, что появление хлоритового метасоматоза означает инверсию постмагматического процесса на рудном поле и смену выщелачивания компонентов их осаждением. В связи с изложенным показательно развитие в промежуточной зоне кальцийсодержащего минерала — актинолита, а во внутренней — кальцита, разъедающего хлорит типа дженкинсита и фиксирующего замещение более слабых оснований (Fe<sup>2+</sup>, Mg) более сильным (Ca). Этот факт является отличительной чертой стадии осаждения (Жариков, Омельяненко, 1965).

Согласно представлениям Д. С. Коржинского (1957), при понижающейся кислотности растворов на рудном поле в эту стадию могло происходить не только осаждение ранее выщелоченных оснований преимущественно в виде хлорита типа дженкинсита, но и отложение рудных минералов, вероятно сопровождающееся другой разновидностью хлорита. Существенно магнезиальный состав обеих разновидностей подчеркивает сопряженность процессов хлоритизации и оруденения.

## ВЫВОДЫ

1. На описанном золоторудном поле проявлены метасоматиты стадий выщелачивания (грейзены, кварцевые турмалиниты и др.) и осаждения (хлоритизированные породы). Хлоритовые метасоматиты пространственно и во времени разобщены с грейзенами и турмалинитами и имеют с ними лишь косвенную связь, выражющуюся в возможном осаждении выщелоченных при грейзенизации и турмалинизации оснований в зоне хлоритовых пород. Наблюдающаяся на рудном поле зональность размещения метасоматических пород является, вероятно, одним из частных случаев пространственного сонахождения зон выщелачивания и осаждения компонентов при эволюции постмагматического раствора в специфической геологической структурной позиции.

2. В отличие от других среднеазиатских месторождений золота рудные тела приурочены исключительно к метасоматическим образованиям стадии осаждения. В связи с этим в золоторудных полях с интенсивно развитыми процессами кислотного выщелачивания следует ожидать появления золотосульфидной минерализации и в связи с метасоматитами, завершающими гидротермальный цикл.

## ЛИТЕРАТУРА

Давлетов И. К., Попков Н. Н. Основные черты металлогенеза золота Киргизии. — В кн.: Основные проблемы металлогенеза Тянь-Шаня. Фрунзе, ИЛИМ, 1971.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенич. исследовании рудн. районов. М., «Недра», 1965.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1957, № 12.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., «Недра», 1965.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Л., Госгеолтехиздат, 1957.

Хорват В. А. Метасоматические породы Балыкского рудного поля. — Тр. САИГИМС, 1964, вып. 4.

Хорват В. А. Этапы и стадии метасоматоза на Балыкском рудном поле в Северной Киргизии. — ДАН УзССР, 1965, № 10.

Чернышев В. Ф. Особенности геологического строения золоторудного месторождения Долпран. — В кн.: Структуры рудн. полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритсодержащие породы. — В кн.: Измененные окаторудн. породы и их поиск. значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 549.632

**Аксессорные минералы гранитоидов умбинского комплекса (Кольский полуостров). В и о г р а -  
д о в а Г. В., В и о г р а д о в А. Н. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических  
и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 3—13.**

Умбинский комплекс (УК) объединяет породы трех серий — эндербитовой, чарнокитовой и гранитной, слагающие многофазный plutон на Кандалакшском побережье Кольского полуострова. Средние составы эндербитов и чарнокитов УК соответствуют гранодиоритам, породы гранитной серии представлены мезократовыми и лейкократовыми биотитовыми и гранато-биотитовыми гранитами. В гранитоидах УК обнаружено 25 аксессорных минералов, количественное распределение и свойства которых определены в 16 средних пробах главных типов пород. Установлено, что чарнокиты и граниты, несмотря на значительные вариации содержания CaO (0,9—4,4 %), обладают однотипной монацито-ильменитовой ассоциацией аксессорных минералов. Сопоставление гранитоидов УК с интрузивными чарнокитами Карелии, в которых аксессорный монацит также содержится в обогащенных CaO (2,9—4,5 %) породах, и с биотитовыми гранитами Калифорнии и Кураминского хребта, в которых соотношение ортита и монацита контролируется количеством CaO в породах (выше 1,8 % CaO встречается только ортит), дает основания полагать, что сухие высокотемпературные магмы кристаллизуются вне поля стабильности ортита, что благоприятствует образование монацита в гранитоидах любой основности. Водонасыщенные магмы кристаллизуются в области перекрытия полей стабильности монацита и ортита, и соотношение между этими минералами полностью контролируется химизмом магмы. Библ. 17, табл. 6.

УДК 552.124.3 : 552.332

**Аксессорные минералы редких элементов в позднепалеозойских гранитоидах Северного Кавказа.  
У с и к В. И., Ж а р к о в а И. В. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических  
и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 13—17.**

Приведено описание уранинита, хризоберилла, ильменорутила, кассiterита, тапиолита, вольфрамита, колумбита, tantalита, берилла, фенакита, ловчоррита (?), шеелита. Показано, что эти аксессорные минералы образуются в постмагматический этап интрузивной деятельности, особенно при проявлении поздних стадий метасоматоза — грейзенизации и альбитизации. Отмечено, что колумбит образуется в грейзенах, а tantalит — в альбититах. Библ. 13, табл. 2.

УДК 594.514.81 (552.3)

**Аксессорный циркон как показатель генезиса чарнокитов. Ш е м я к и н В. М., Ш у л е ш к о И. К.,  
Ш е м я к и н а Н. М., Т е р е н т'ев а М. В. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических  
и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 17—28.**

Кристалломорфологические и морфометрические особенности аксессорного циркона являются надежными диагностическими критериями для суждения о генетической природе чарнокитов. Использование кристалломорфологической методики исследования циркона в комплексе с традиционными структурно-петрологическими методами показало, что развитые в пределах Балтийского щита различные генетические типы чарнокитов (первично-магматические, анатектические, ультраметагенные и метасоматические) достаточно четко отличаются по характеру содержащегося в них циркона. Это обстоятельство позволяет рекомендовать кристалломорфологическую методику для выяснения генетической природы и корреляции чарнокитов, развитых в других докембрийских регионах. Библ. 21, рис. 13.

УДК 552.321.1

**Минеральные парагенезисы и условия становления позднемезозойских гранитов Эскимосского сре-  
динного массива. Ш а и я Г. К. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и  
метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 28—34.**

Рассматриваемые граниты размещены в основном в кристаллических отложениях фундамента Эскимосского срединного массива и могут быть отнесены к формации гранитных батолитов, хотя проявлены в необычайно для этой формации тектонической обстановке. На основании детального изучения минеральных парагенезисов гранитов ранней и поздней фазы четырех крупных массивов (Тенингского, Лаврентьевского, Нуунымского, Привиденского), состава и свойств некоторых породообразующих минералов установлены следующие закономерности. 1. В процессе дифференциации магматического очага происходит закономерное изменение режима кислотности — щелочности, что отражено в смене типов минеральных парагенезисов от гранитов ранней фазы к гранитам поздней фазы, а также в изменении состава и свойств породообразующих минералов (раскисление плагиоклаза, увеличение глиноzemистости и уменьшение щелочности биотитов в гранитах поздней фазы). 2. Кристаллизация гранитов с минеральным парагенезисом одного дивариантного поля Д. С. Коржинского происходила при разных значениях активностей щелочей. Граниты ранней фазы кристаллизовались в условиях нормальной и повышенной щелочности, а граниты поздней фазы — в условиях пониженной щелочности. 3. Образование гранитов при температурах 660—700° С и степень постмагматического изменения гранитов свидетельствуют об образовании их из магмы, богатой водой. Библ. 9, табл. 3.

УДК 548.5 : 549.651 (552.321.1)

**О кристаллизации полевых шпатов в массивах рапакиви. Ш и н к а р е в Н. Ф., С м и р н о в М. Ю.—  
В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.,  
«Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 34—39.**

Рассмотрены вопросы динамики роста вкрашенников натриево-калиевых полевых шпатов в рапакиви на основании изучения их размера, морфологии и характера включений плагиоклаза и биотита. Результаты свидетельствуют о том, что вкрашенники кристаллизовались в несколько стадий в Выборгском plutоне и умбинских гранитоидах. В менее глубинном Бердяушском массиве выде-

зывается один этап формирования фенокристаллов. И в том и другом случае кристаллизация полевых шпатов происходит из магматического расплава. Библ. 7, рис. 8, табл. 1.

#### УДК 552.113

**К вопросу об изучении последовательности кристаллизации минералов в гипабиссальных интрузиях.** Белов А. И. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 40—42.

Интрузивные породы гипабиссального происхождения, как правило, характеризуются полифракционностью состава, что является отражением многоэтапности процесса формирования интрузий небольших глубин. Присутствие разновозрастных поколений одних и тех же минералов в данном типе пород вызывает необходимость в несколько специфичном подходе к изучению и восстановлению хода кристаллизации магмы гипабиссальных интрузий. Основными этапами такого изучения должны быть: 1. Проведение морфогранулометрического анализа, способствующего выявлению размерных фракций минералов породы. 2. Оптические наблюдения над зернами различных фракций. Установление генераций минералов. 3. Выделение парагенетических ассоциаций минералов как совокупностей определенных поколений (генераций) последних. 4. Установление возрастных взаимоотношений в пределах каждой парагенетической группы минералов. 5. Составление общей схемы последовательности кристаллизации минералов в породе. Попытки изучения пород «валовых», без предварительного выявления гранулометрических фракций и парагенетических ассоциаций, могут привести к ошибочной реконструкции динамики кристаллизации магматического расплава и истории формирования интрузий. Библ. 9, табл. 1.

#### УДК 549.731.13<sup>1</sup>(552.323.4)

**Об изменении состава и свойств магнетита в эфузивную стадию кристаллизации андезитового расплава.** Центри И. Я., Капралова К. П., Кузнецова И. В. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 42—50.

Изучены магнетиты вулканических пород Восточного Айоцдзора и средней части Зангезурского хребта. Выводы о процессах окисления, происходящих после излияния лавы на поверхность, сделаны на основании детального оптического, рентгеновского и химического исследований магнетита лавовых потоков и субвулканических тел. В последних магнетит является наименее окисленным и имеет максимальный параметр  $a$ . В лавовых потоках магнетит более окисленный: в зонах закалки он представлен магнетито-маггемитом с заметно пониженным параметром элементарной ячейки; в средней части потоков из твердого раствора магнетит-маггемит выпадает избыточный  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  с образованием уве-пластинчатых закономерно ориентированных вростков гематита; параметр ячейки магнетита уве-личивается. Библ. 14, табл. 3.

#### УДК 549.67.25.48.75

**Метод ИК-спектроскопии в исследовании структурного состояния плагиоклазов.** Кузнецова М. Г., Станкевич Е. К., Центри И. Я. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 50—60.

Метод ИК-спектроскопии был использован для изучения структурного состояния плагиоклазов близкого состава (содержание аортитовой составляющей колебалось в пределах 30—40%) из магматических пород Центрального и Малого Кавказа, различающихся по фациальным условиям формирования. На основании изучения ИК-спектров плагиоклазов было установлено, что характер полос поглощения, расположенных в интервалах волновых чисел 600—650  $\text{cm}^{-1}$  ( $\nu_1$ ) и 500—550  $\text{cm}^{-1}$  ( $\nu_2$ ), определяется температурными условиями образования плагиоклаза. В ИК-спектрах высокотемпературных плагиоклазов по сравнению с низкотемпературными наблюдается уширение максимумов полос поглощения  $\nu_1$  и  $\nu_2$  и сдвиг полосы  $\nu_1$  в сторону меньших частот; полоса  $\nu_2$ , напротив, смещается в больший частотам. Результаты сопоставления рентгеноструктурных ( $2\theta_{131-151}$ ) и спектральных характеристик ( $\Delta\nu = \nu_1 - \nu_2$ ;  $\nu_1$ ) исследованных плагиоклазов показали наличие тесной связи между ними, что является подтверждением связи спектральных характеристик со структурными особенностями плагиоклазов, связанными с условиями их образования. Библ. 6, рис. 7, табл. 2.

#### УДК 549.623.9 : 552.3 (479)

**Осумилит из вулканических пород Кавказа.** Станкевич Е. К. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 60—64.

Статья посвящена описанию впервые найденного в СССР осумилита — минерала из группы кордиерита. Это прозрачный, лишенный спайности минерал, окрашенный в густо-голубой цвет. Для осумилита характерен резкий плеохроизм: при  $\text{Ng}$  — темно-голубой,  $\text{Nr}$  — бесцветный. Минерал оптически односторонний положительный. Показатели преломления:  $\text{Ng} = 1.550 \pm 0.002$ ,  $\text{Nr} = 1.541 \pm 0.002$ ,  $\text{Ng} - \text{Nr} = 0.009$ . Приведены химический состав и результаты рентгеноструктурного анализа кавказского осумилита. Проведено сравнение его с осумилитом, описанным Миасиро. Рассчитана кристаллохимическая формула. Библ. 5, рис. 2, табл. 3.

#### УДК 549.742 (552.33)

**О карбонатных жилах в породах Хибинского щелочного массива.** Кириарский Ю. М., Козырева Л. В. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 64—73.

Приведены данные о геологическом положении и минеральном составе своеобразных карбонатных жил, встречающихся среди фойлитов и мончикитов в центральной части Хибинского щелочного массива. Жилы сложены в основном карбонатами (кальцит, манганокальцит, сидерит), в существенно сидеритовых жилах развиты криолит и дассонит. Приведены данные о составе и свойствах этих минералов. В качестве второстепенных минералов отмечены биотит, флюорит, магнетит, сульфиды; встречены единичные зерна tantalо-ниобатов. Для поздних гидротермальных жил Хибинского массива описана горизонтальная минерал-геохимическая зональность, выраженная в закономерном уменьшении роли щелочей (калия и натрия) и соответствующем увеличении роли щелоч-

ноземельных металлов (кальция, бария, стронция, редких земель), углерода и фтора в направлении от южной к юго-восточной и далее — к восточной части массива. Сопоставление имеющихся геологических, петрохимических и геофизических данных говорит о возможности более широкого, чем это было установлено ранее, развития каледонского ультраосновного—щелочного магматизма в пределах Хибинского массива. Изученные карбонатные породы могут рассматриваться как переработанные каледонские карбонатиты или же как самостоятельные продукты завершающей фазы становления герцинского нефелин-сиенитового комплекса Хибин. В любом случае находка описанных жил расширяет имеющиеся представления о потенциальнойрудоносности Хибинского щелочного массива. Библ. 28, рис. 4, табл. 2.

УДК 550.42 : 549.742.11

Магнезиальность кальцитов как индикатор условий образования эндогенных карбонатных пород. Воробьев Е. И., Новиков В. М., Пожарская Л. К. — В кн.: Минералы и парагенезис минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 73—81.

В работе проведена интерпретация данных по магнезиальности кальцитов из различных эндогенных карбонатных пород Восточной Сибири с использованием имеющихся результатов экспериментальных исследований системы  $\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3-\text{CO}_2$ . Авторами определено содержание магния в кальцитах мраморов и кальцифиров, скарнированных мраморов и кальцифирам, постмагматических карбонатных метасоматитов и карбонатитов. Всего проанализировано около 100 проб. Исследования показали, что по магнезиальности кальцитов можно выделить различные их генерации (типы пород) и в ряде случаев оценивать условия их образования. При оценке температуры образования форстеритовых кальцифиров Алдана (гранулитовая фация метаморфизма) с использованием геотермометра Графа—Голдсмита наряду с анализом кальцита применялся подсчет количества доломита (в прогрессивных плифах), выделившегося при распаде высокомагнезиального протокальцита в результате наложения регрессивных процессов. Результаты проведенных исследований указывают на необходимость использования данных по магнезиальности эндогенных кальцитов при детальных геологических исследованиях. Библ. 13, рис. 3, табл. 1.

УДК 549.642.21/.34 : 548.3

Некоторые особенности кристаллохимии и свойств пироксенов ряда эгирин-диопсид. Евдокимов М. Д., Томилов С. Б. — В кн.: Минералы и парагенезис минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 81—86.

По результатам изучения образцов серии эгирин—диопсид методом ЯГР-спектроскопии показано вхождение в состав твердых растворов  $\text{Fe}^{2+}$  в позицию  $M_2$ , по-видимому, в виде клиноферрисилилового минала  $\text{FeFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ . Плотность пироксенов не зависит от структурной позиции Fe и прямо пропорциональна его общему содержанию в минерале. Библ. 9, рис. 2, табл. 3.

УДК 553.543 : 552.321.6 (470.321/325)

Сerpентиновые минералы гипербазитов дунит-гарпбургитовой формации КМА. Фролов С. М. — В кн.: Минералы и парагенезис минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 83—91.

В пределах развития вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований михайловской серии (архей—нижний протерозой) на территории КМА установлены гипербазитовые дуниты гарпургитовой альпинотипной формации, сложенные серпентинитами, талько-карбонатными апо-серпентинитами и талько-тремолитовыми аполигроксенитовыми породами. На основании всесторонних исследований (оптические, рентгеноструктурные, спектральные и химические анализы) выделены породообразующие (лизардит, антигорит) и жильные (лизардит, хризотил, хризотил-асбест) разновидности серпентина. Установлено, что лизардитизация представляет собой наиболее раннее и полное изменение альпинотипных гипербазитов, а образование антигоритовых серпентинитов происходило за счет перекристаллизации лизардитовых разностей. Приводятся существенные отличия состава (по содержанию никеля, хрома, титана, глинозема и щелочей) породообразующих и жильных серпентинов гипербазитов дунит-гарпургитовой формации КМА от состава одноименных минералов из ультраосновных пород габбро-норит-гипербазитовой формации субплатформенных нижнекеменосных интрузий юго-востока Воронежского кристаллического массива. Библ. 7, рис. 2, табл. 2.

УДК 549.643 : 550.42

Изменение состава амфиболов пород Федоровской свиты алданской флогопитоносной провинции в процессах высокотемпературного метасоматоза. Петров А. З. И., Левицкий В. И., Глазуров А. Д. — В кн.: Минералы и парагенезис минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 92—105.

Излагаются результаты изучения амфиболов из генетически связанных рядов пород флогопитовых месторождений Алдана. В ряду сланец—плагиомагматит—калишпатовый мигматит, отражающем последовательное изменение основных кристаллических сланцев Федоровской свиты при региональном метасоматозе—магматизации, состав роговых обманок изменяется так, что амфибол кристаллических сланцев, почти идеально отвечающий по составу гастингситу, в мигматитах приближается к обыкновенной роговой обманке. Количество  $\text{Si}$  и  $\text{OH}^-$  в формульной единице последовательно увеличивается, а  $\text{Al}_{IV}$  — уменьшается. При сохранении общего количества железа на одном уровне происходит увеличение содержания  $\text{Fe}^{3+}$  за счет  $\text{Fe}^{2+}$ . В базификатах, возникших по основным кристаллическим сланцам сопряженно с мигматитами, амфибол представлен гастингситом. От гастингситов исходных кристаллических сланцев он отличается более высокими содержаниями  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ . В группе пород, образовавшихся за счет безроговообманковых ультраосновных кристаллических сланцев и кальцифирам и определенных как скарны этапа ультратрансформизма, амфибол представлен паргаситом. Специфические особенности паргаситов скарнов сохраняются в паргаситах следующей генетической группы пород — во флогопитоносных метасоматитах. Установлено, что химические составы роговых обманок в генетически связанных рядах пород зависят от химического состава исходных пород и испытывают изменения, согласующиеся с общей химической направленностью метасоматических процессов. Этим закономерностям подчиняются также уровни содержаний редких элементов, для которых роговые обманки являются минералами-концентраторами. Библ. 8, табл. 2.

УДК 549.623.5 (553.22)

Слюды апогранитов литионито-кварцево-альбитового состава (на примере двух массивов Дальнего Востока). Сырико Л. Ф., Житков А. С., Соколова Е. П., Зорина М. Л. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 105–119.

Процессы послемагматического метасоматоза, приводящие к образованию апогранитов литионито-кварцево-альбитового состава, определяют преобразование слюд в направлении: литеевый биотит → циннавальйт → протолитионит → железистый мусковит. В статье рассматриваются физические свойства, химизм, кристаллохимические особенности слюд. Особый интерес представляют грязеновые слюды, занимающие по кристаллохимическим и структурным характеристикам промежуточное положение в ряду биотита—мусковита, в связи с чем для обсуждения проблемы безлитиевых дитриоктаэдрических слюд привлекаются слюды апогранитов других регионов. Специфику химизма этих слюд представляют: 1) высокое содержание Mg-Fe-компонентов с преобладанием зажиганного железа; избыток общего количества катионов в октаэдрической координации, 3) высокие отношения  $Si/Al > 3$  в группе Z с содержанием Si до 3.37 атомных количеств. Ведущая роль при надлежит «дитриоктаэдрической» схеме изоморфизма, т. е. замещению с изменением количества катионов в октаэдре по схеме  $3Fe^{2+} \rightarrow 2Al^{3+} +$  октаэдрическая вакансия. В структурном отношении для них характерно переходное состояние с элементами дитриоктаэдричности. Библ. 29, рис. 5, табл. 3.

УДК 549.643.25 : 552.42

О железистости эпидота в Сибайском рудном поле (Южный Урал). Гуревич Л. П. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 120–127.

Описано изменение железистости эпидота в зеленокаменноизмененных вулканогенных породах Сибайского рудного поля. Приводятся химические анализы эпидотов и их оптические свойства; связь между ними отражена на корреляционной диаграмме состав—свойство. Рассчитаны моновариантные равновесия с эпидотом и уравнения смешенного равновесия для эпидотов различной железистости, послужившие основой для диаграмм: химический потенциал серы — химический потенциал кислорода и химический потенциал воды — химический потенциал кислорода. Установлено, что повышение потенциала воды и кислорода способствует образованию более железистого эпидота, а увеличение активности серы смешает равновесие в сторону менее железистых составов эпидота. Сделан вывод о том, что характер изменения железистости эпидота может служить косвенным показателем относительных температурных и окислительно-восстановительных условий среды его образования. Библ. 18, рис. 4, табл. 3.

УДК 549.62

Радиоактивный редкоземельный везувиан из Кузнецкого Алатау. Родыгина В. Г. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 127–132.

На территории Кузнецкого Алатау впервые установлен минерал, находки которого исчисляются единицами, — везувиан, содержащий редкие земли. Основные его особенности следующие: связь с щелочными породами, зональное строение кристаллов, резко повышенное содержание тория и редкоземельных элементов церевой группы, равномерное распределение радиоактивных веществ, преобладание  $Fe^{2+}$  над  $Fe^{3+}$ . Библ. 13, рис. 3, табл. 3.

УДК 553.24.2 + 549.623

О некоторых особенностях слюд из окорудных метасоматитов Тишинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. Андреева О. В. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 133–140.

Изучены химический состав и некоторые структурные особенности тонкочешуйчатых слюд из окорудных пород Тишинского месторождения. Слюды, отобранные последовательно от внешних и внутренних зонам метасоматической колонки, были проанализированы в отношении содержания щелочных металлов, для ряда образцов проведены полные химические анализы. Все слюды относятся к политипной модификации  $2M_1$ . Колебания составов слюд наблюдаются в пределах каждой метасоматической зоны, что в совокупности с данными по составам других минералов позволяет предполагать преобладающую роль диффузионного метасоматоза. Библ. 17, рис. 2, табл. 2.

УДК 549.623.7

Хлоритовые метасоматиты стадии осаждения одного из золоторудных полей Средней Азии. Хорват В. А., Маркова Э. А., Семенова Т. В. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1974, с. 140–149.

В отличие от большинства золоторудных месторождений Средней Азии, локализующихся в метасоматитах стадии кислотного выщелачивания, золото-халькопиритовое оруднение Долшран-Балыксуйского рудного поля приурочено к своеобразным хлоритовым метасоматитам стадии осаждения. Хлоритовое перерождение развивается в интенсивно рассланцованных гнейсах и гранодиоритах и связано со значительным привносом магния и железа гидротермальным раствором. Породообразующим минералом метасоматитов является магнезиальный хлорит, представленный двумя разновидностями: типа денкинсита и магниевым прохлоритом, причем первая разновидность связана с процессом метасоматоза, вторая — с отложением золотых руд. Магнезиальный характер разновидностей подчеркивает генетическую и временнную близость формирования метасоматитов и рудных тел. Библ. 10, рис. 3, табл. 3.

## СОДЕРЖАНИЕ

---

Стр.

Г. В. Виноградова, А. Н. Виноградов. Аксессорные минералы гранитоидов умбийского комплекса (Кольский полуостров) . . . . .	3
В. И. Усик, И. В. Жаркова. Аксессорные минералы редких элементов в позднепалеозойских гранитоидах Северного Кавказа . . . . .	13
В. М. Шемякин, И. К. Шулешко, Н. М. Шемякина, М. В. Терентьева. Аксессорный циркон как показатель генезиса чарнокитов . . . . .	17
Г. К. Шнай. Минеральные парагенезисы и условия становления позднемезозойских гранитов Эскимосского срединного массива . . . . .	28
Н. Ф. Шинкарев, М. Ю. Смирнов. О кристаллизации полевых шпатов в массивах рапакиви . . . . .	34
А. Н. Белов. К вопросу об изучении последовательности кристаллизации минералов в гипабиссальных интрузиях . . . . .	40
И. Я. Центр, К. П. Капралова, Н. В. Кузнецова. Об изменении состава и свойств магнетита в эфузивную стадию кристаллизации андезитового расплава . . . . .	42
Л. Г. Кузнецова, Е. К. Станкевич, И. Я. Центр. Метод ИК-спектроскопии в исследовании структурного состояния плагиоклазов . . . . .	50
Е. К. Станкевич. Осумилит из вулканических пород Кавказа . . . . .	60
Ю. М. Кирнэрский, Л. В. Козырева. О карбонатных жилах в породах Хибинского щелочного массива . . . . .	64
Е. И. Воробьев, В. М. Новиков, Л. К. Пожарикая. Магнезиальность кальцитов как индикатор условий образования эндогенных карбонатных пород . . . . .	73
М. Д. Евдокимов, С. Б. Томилов. Некоторые особенности кристаллохимии и свойств пироксенов ряда эгирин—диопсид . . . . .	81
С. М. Фролов. Серпентиновые минералы гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации КМА . . . . .	86
З. И. Петрова, В. И. Левицкий, А. Д. Глазунова. Изменение состава амфиболов пород федоровской свиты алданской флогопитоносной провинции в процессах высокотемпературного метасоматоза . . . . .	92
Л. Ф. Сырицо, А. С. Житков, Е. П. Соколова, М. Л. Зорина. Слюды апогранитов литионито-кварцево-альбитового состава (на примере двух массивов Дальнего Востока) . . . . .	105
Л. П. Гуревич. О железистости эпидота в Сибайском рудном поле (Южный Урал) . . . . .	120
В. Г. Родыгина. Радиоактивный редкоземельный везувиан из Кузнецкого Алатау . . . . .	127
О. В. Андреева. О некоторых особенностях слюд из окорудных метасоматитов Тишинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае	133
В. А. Хорват, Э. А. Маркова, Т. В. Семенова. Хлоритовые метасоматиты стадии осаждения одного из золоторудных полей Средней Азии . . .	140
Рефераты . . . . .	150

**МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ  
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ  
ГОРНЫХ ПОРОД**

*Утверждено к печати  
Всесоюзным минералогическим обществом*

Редактор издательства Л. П. Барышников  
Технический редактор Н. И. Каплунова  
Корректоры Е. А. Гинстлинг и Е. В. Шестакова

Сдано в набор 12/V 1974 г. Подписано к печати 4/IX 1974 г.  
Формат бумаги 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1.  
Печ. л. 9<sup>3</sup>/<sub>4</sub>=13,65 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 14,33. Изд. № 5631.  
Тип. зак. № 1117. М-08499. Тираж 1400.  
*Цена 1 р. 43 к.*

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
199164, Ленинград, В-16/, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В магазинах конторы «Академкнига»  
имеются в наличии книги:

**Геология, минералогия и геохимия Комсомольского рудного района.** 1971. 335 стр. Цена 3 р. 24 к.

**Граниты Кольского полуострова и Карелии.** (Труды Лаборатории геологии докембрия. Вып. 15). 1963. 337 стр. Цена 2 р. 49 к.

**Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уритах горы Юкспор Хибинского массива.** 1962. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

**Индиченко Л. Н. Спектральный анализ минеральных веществ.** 1960. 190 стр. + 64 табл. Цена 40 к.

**Казаков А. И. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов.** 1967. 109 стр. Цена 49 к.

**Карбонатные породы Кольского полуострова как минеральное сырье.** 1966. 88 стр. Цена 38 к.

**Коренбаум С. А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах.** 1970. 211 стр. 1 р.

**Кочетков О. С. Аксессорные минералы в древних толщах Тимана и Каннина.** 1967. 120 стр. Цена 78 к.

**Материалы по минералогии Кольского полуострова.** Вып. 7. 1969. 227 стр. Цена 2 р. 10 к.

**Минералогия и геохимия докембрия Карелии.** 1971. 200 стр. 1 р. 80 к.

**Минералы изверженных горных пород и руд Урала.** 1967. 131 стр. Цена 90 к.

**Минералы СССР. Справочник. Том 2. Вып. I. Галогениды.** 1963. 295 стр. Цена 1 р. 65 к.

**Минералы СССР. Справочник. Том 2. Вып. 3. Сложные окислы, титанаты, ниобаты, tantalы, антиmonyты, гидроокислы.** 1967. 676 стр. 4 р. 40 к.

**Новые данные о минералах СССР. Вып. 17. (Труды Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана).** 1966. 256 стр. Цена 1 р. 40 к.

**Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова.** 1968. 264 стр. Цена 2 р. 03 к.

**Перцев Н. Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах.** 1971. 194 стр. + 13 табл. Цена 1 р. 63 к.

**Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования.** (Всесоюзному минералогическому обществу 150 лет). 1967. 240 стр. Цена 1 р. 68 к.

**Редкометальные метасоматиты щелочных массивов.** 1967. 192 стр. Цена 84 к.

**Талдыкина К. С. Минералогия полиметаллических месторождений Кличкинской группы Восточного Забайкалья.** 1962. 122 стр. Цена 70 к.

**Фишман М. В. и др. Минералогия, типоморфизм и генезис аксессорных минералов севера Урала и Тимана.** 1968. 251 стр. Цена 1 р. 80 к.

**Химические анализы и формулы минералов.** 1969. 135 стр. Цена 54 к.

**Холодов В. Н. Ванадий.** (Геохимия, минералогия и генетические типы месторождения в осадочных породах). 1968. 245 стр. Цена 1 р. 59 к.

**Экспериментальное исследование минералообразования.** 1971. 436 стр. Цена 3 р.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ ПРИСЫПЛАТЬ ПО АДРЕСУ:

**117463, Москва, Мичуринский проспект, дом № 12, Магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110, Ленинград, Петрозаводская улица, дом № 7, Магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкниги»**

1 р. 43 к.

1092



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ