

УДК 548.75 + 549.51

МИНЕРАЛОГИЯ

А. М. ШЕВЯКОВ, Е. В. ШАРКОВ, Ю. П. ТАРЛАКОВ,
В. Д. БУГРОВА, А. А. БУРБА

О ВЛИЯНИИ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НА СТРУКТУРУ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ

(Представлено академиком Н. В. Беловым 17 VI 1971)

Изучение влияния условий кристаллизации (P , T) на структуру некоторых широко распространенных в природе минералов — оливина, моноклинного (СРу) и ромбического пироксенов (RPy), плагиоклаза (Pl) — представляется интересным для понимания и моделирования процессов минералообразования.

Были исследованы серии минералов из двух расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород — комплекса Монче-Тундры (КМТ) и Златогорского плутона (ЗП). Эти минералы характеризуются присутствием членов изоморфных рядов, кристаллизовавшихся из единого изолированного объема магмы в сравнительно узком интервале термодинамических условий.

В КМТ нами объединены Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород и массив габбро-норит-лабродоритов Монче-Чуна-Волчьих Тундр (Кольский полуостров) (^{1, 2}), представляющие собой два блока единой интрузии (³). В контакте КМТ с вмещающими породами наблюдается зона закалки, представленная мелкозернистыми норитами. Разрез интрузии начинается с дунитов (минералы кумулуса* — оливин + незначительное количество хромшпинелида), выше идут гарцбургиты (оливин + RPy), далее пироксениты (RPy), нориты (Pl + RPy), габбро-нориты (СРу + RPy + Pl) и габбро-норит-лабродориты (Pl). Общая мощность интрузии 6 км. Снизу вверх по разрезу массива темноцветные минералы обогащаются железистыми компонентами, а плагиоклаз — альбитом.

ЗП в Северном Казахстане образован ритмичным переслаиванием пород разного состава (⁷). Ритмы начинаются с дунитов (оливин + шпинель), затем идут троктолиты (оливин + Pl + шпинель), оливковые нориты (оливин + Pl + RPy) и нориты (Pl + ортопироксен).

Состав исходного расплава обоих массивов, судя по химическому составу пород зон закалки, отвечает толентовому базальту. Изучение вопроса о механизме формирования этих интрузий показало; 1) возникновение расслоенности в них связано со сменой минеральных ассоциаций в процессе кристаллизации расплава; 2) затвердевание массивов происходило снизу вверх, и вертикальная последовательность пород в ритмах и в массивах в целом соответствует последовательности выделения минеральных ассоциаций при фракционной кристаллизации исходного расплава (^{3, 7}).

Как известно, при одном и том же исходном расплаве характер выделяющихся минеральных фаз и последовательность их выделения зависят от давления. Это позволяет по разрезу изученных массивов судить о величине давления в процессе их затвердевания. Последовательность дунит — гарцбургит, характерная для КМТ, возникает при кристаллизации

* Минералы кумулуса — индивидуальные идиоморфные кристаллы, выделяющиеся из главного объема расплава (⁴⁻⁶).

оливинового толента в интервале давлений 6,7—11 кбар (⁸). Ряд дунит — троктолит — оливиновый норит — норит, зафиксированный в ЗП, указывает на кристаллизацию при 5—6,7 кбар. Нижний предел давления определяется совместной кристаллизацией оливина и бронзита, наблюдаемой в оливиновых норитах, что возможно лишь при давлении выше 5 кбар (⁹).

Составы изученных минералов представлены в табл. 1. И.-к. спектры получены на спектрометре UR-20 (Цейсс, Йена). Образцы для съемки готовились путем вакуумной запрессовки 2 мг вещества в 500 мг KBr. Спектры поглощения приведены на рис. 1.

Из сравнительного анализа спектров поглощения оливинов видно (рис. 1а), что увеличение железистости (табл. 1) вызывает закономерное смещение ряда полос (1000 → 985; 850 → 840; 610 → 602; 530 → 525; 515 → 502).

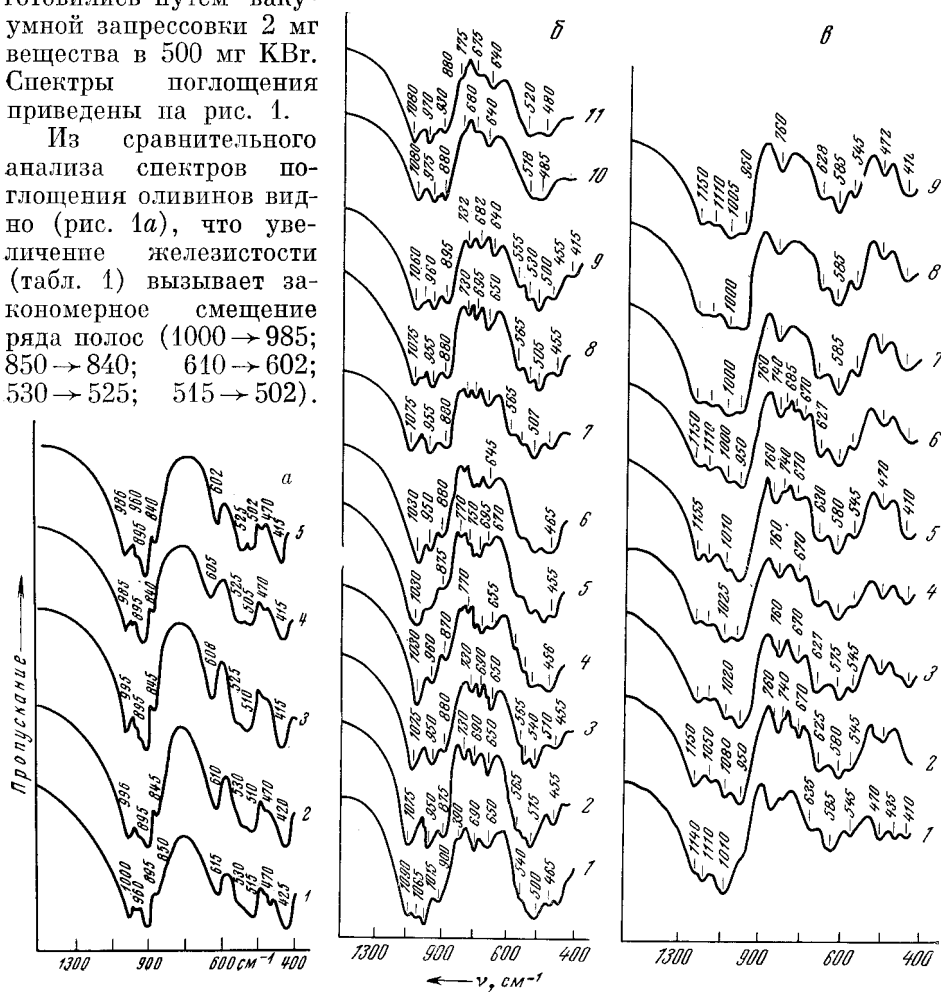


Рис. 1. Инфракрасные спектры поглощения оливинов (а), пироксенов (б) и плагиоклазов (в). Для а: 1 — дунит, обр. № 753/930, КМТ; 2 — дунит, № 2190, ЗП; 3 — гранулярный гарцбургит, № 28, КМТ; 4 — оливиновый габбро-норит, № 80, КМТ; 5 — троктолит, № 195, КМТ. Для б: 1 — норит из зоны закалки, обр. № 935/92, КМТ; 2 — гарцбургит, № 28, КМТ; 3 — бронзитит, № 107, КМТ; 4 — норит, № 27, КМТ; 5 — оливиновый норит, № 2254, ЗП; 6 — норит, № 3030, ЗП; 7 — оливиновый габбро-норит, № 80, КМТ; 8 — габбро-норит, № 508, КМТ; 9 — габбро-норит-лабрадорит, № 179, КМТ; 10 — оливиновый габбро-норит, № 80, КМТ; 11 — габбро-норит, № 508, КМТ. Для в: 1 — норит из зоны закалки, обр. № 935/92, КМТ; 2 — оливиновый норит, № 2254, ЗП; 3 — норит, № 3030, ЗП; 4 — норит, № 27, КМТ; 5 — габбро-норит, № 508, КМТ; 6 — троктолит, № 195, КМТ; 7 — лабрадорит, № 95, КМТ; 8 — лабрадорит, № 95, КМТ; 9 — габбро-норит-лабрадорит, № 179, КМТ

Характеристичность спектра (число полос, интенсивность) существенно не изменяется. Это указывает на изоморфное замещение ионов магния на позы железа. В спектрах близких по химическому составу оливинов (рис. 1а, 1, 2, 5), но формировавшихся в условиях различного давления

(КТМ и ЗП), наблюдаются различия в соотношении интенсивностей полос поглощения 510 и 530 см^{-1} и некоторая диффузность полос антисимметричных валентных колебаний $\text{Si}-\text{O}$, что вызвано некоторой деформацией кремнекислородных тетраэдров. Изменение состава катионкислородных полиэдров (см. табл. 1) сказывается в большей мере на характеристичности спектров оливинов (рис. 1а, 3, 5).

Спектры СРу отличаются от спектров РРу числом полос в области $\nu_{\text{Si}-\text{O}-\text{Si}}$ ($600-780\text{ см}^{-1}$). Изменение структуры полос в области

Таблица 1

Состав изученных минералов

№№ п. п.	Массив	№ обр.	Оливин	Ромбический пироксен	Плагноклаз, % An	Моноклинный пироксен
1	КТМ	753/930	Fa_{11}^*	—	—	—
2	ЗП	2190	Fa_9^*	—	—	—
3	КТМ	107	—	Fs_{14}^*	—	—
4	»	28	Fa_{15}^{**}	Fs_{18}^*	—	—
5	»	195	Fa_{25}^*	—	$\text{An}_{76,6}^*$	—
6	ЗП	2254	—	Fs_{14}^{**}	An_{90}^{**}	—
7	»	3030	—	Fs_{17}^*	$\text{An}_{90,5}^*$	—
8	КТМ	80	Fa_{10-11}^{**}	Fs_{20}^*	—	—
9	»	508	—	Fs_{21-22}^{**}	An_{77}^{**}	$\text{W}_{38}\text{En}_{51}\text{Fs}_{11}^*$
10	»	27	—	Fs_{21}^*	$\text{An}_{78,5}^*$	—
11	»	935/92	—	$\text{Fs}_{26,5}^{**}$	An_{62-64}^{**}	—
12	»	95	—	—	$\text{An}_{67,4}^*$	—
13	»	179	—	Fs_{43}^*	$\text{An}_{63,8}^*$	$\text{W}_{24}\text{En}_{52}\text{Fs}_{24}^*$

* По результатам химического анализа.

** По данным изучения оптических свойств.

частот $800-1000\text{ см}^{-1}$ указывает на отличие РРу (рис. 1б, 1) от пироксенов этого же ряда (№ 2—9) из внутренних частей интрузии. Диффузность полос обуславливается менее упорядоченным распределением единичных комплексов Si_2O_6 пироксеновых цепей в элементарной ячейке. Таким образом, в условиях быстрого охлаждения структура минерала не успевает полностью сформироваться, но несомненно, что уже в предкристаллизационный период в магме существуют кремнекислородные цепочки, соответствующие РРу.

Увеличение железистости в РРу приводит к закономерному смещению, наблюдаемому при изоморфных замещениях (¹⁰) ряда полос в низкочастотную область ($1075 \rightarrow 1065$; $875 \rightarrow 825$; $660 \rightarrow 640\text{ см}^{-1}$). Уменьшение интенсивности полос 875 и 960 см^{-1} (рис. 1б, 5, 6) и увеличение интенсивности полос в интервале $600-730\text{ см}^{-1}$ характерно для пироксенов, у которых большая часть алюминия находится в октаэдрических позициях. Спектры РРу с алюминием в 4-ной координации имеют в интервале $600-730\text{ см}^{-1}$ меньшее число полос и иное распределение интенсивности в области $800-1100\text{ см}^{-1}$ (рис. 1б, 7—9).

Пироксены одного и того же состава, взятые из разных массивов: обр. № 3030 (Fs_{17} , ЗП) и обр. № 28 (Fs_{18} , КТМ) — имеют различные спектры; спектры обр. № 2254; 3030 (Fs_{16-17} , ЗП) и обр. № 27 (Fs_{21} , КТМ) — близ-

кую конфигурацию. Естественно предположить, что различие структуры пироксенов связано с необычным расположением катионов (Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}) относительно пироксеновых цепочек, определяемым давлением. Это приводит к искажению катион-кислородных полиэдров, что вызывает соответствующие изменения в спектрах изучаемых минералов (⁴).

Спектры плагиоклазов, кристаллизовавшихся при различных давлениях, в отличие от спектров RPy, аналогичны (рис. 1в, 2—9). Некоторая разница наблюдается между плагиоклазами состава анортит — битовнит (спектры 2—6) и лабрадором (спектры 7—8). В спектрах лабрадоров отсутствуют полосы поглощения $740\text{--}670\text{ см}^{-1}$, характеристичность остальных полос остается без изменения.

Наблюдающееся смещение некоторых полос поглощения ($1090\rightarrow 1100$; $1025\rightarrow 1000\text{ см}^{-1}$) связано с различием в химическом составе: изученные разновидности из ЗП имеют состав анортита, а наиболее близкие по составу разновидности КМТ относятся к битовниту (см. табл. 1).

Плагиоклазы из зоны закалки, как и в случае RPy, имеют структуру, несколько отличающуюся от Pl, отобранных из внутренних частей массивов (рис. 1в). Такое заключение основывается на различиях, наблюдаемых в спектрах в области валентных колебаний [$\text{SiO}_{4/2}$] ($900\text{--}1200\text{ см}^{-1}$).

Эти различия RPy и Pl обусловлены энергетическими и структурными параметрами (цепочки и каркасы) (¹²).

То обстоятельство, что в RPy и Pl из внутренних частей интрузий и из пород зоны закалки наблюдаются различия в области валентных колебаний групп [$\text{SiO}_{4/2}$], позволяет связать структуру кристаллизующихся минералов с режимом охлаждения. Из этого вытекает заключение, что в магме существовали уже в предкристаллизационный период кремнекислородные цепочки, соответствующие RPy и трехмерные комплексы, составленные алюмо- и кремнекислородными тетраэдрами, из которых в конечном счете формируются плагиоклазы. В условиях быстрого охлаждения катионкислородные полиэдры недостаточно жестко контактируют с этими комплексами.

Поступило
20 V 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев и др., Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона, Изд. АН СССР, 1956. ² Е. К. Козлов, Б. А. Юдин, В. С. Докучаева, Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых Тундр, «Наука», 1967. ³ Е. В. Шарков, Сборн. Проблемы магнетизма Балтийского щита, «Наука», 1971. ⁴ Н. Н. Hess, Geol. Soc. Am., 80 (1960). ⁵ E. D. Jackson, Geol. Surv. Prof. Paper., 358 (1961). ⁶ Л. Р. Уэйджер, Р. Браун, Сборн. Расслоенные изверженные породы, М., 1970. ⁷ Н. П. Михайлов, Е. В. Шарков и др., Сов. геол., № 10, 92 (1967). ⁸ Д. Х. Грин, А. Э. Рипгвуд, Сборн. Петрология верхней мантии, М., 1968. ⁹ Ф. Р. Бойд, Дж. Л. Ингленд, Б. Т. Дэвис, там же. ¹⁰ А. Н. Лазарев, Колебательные спектры и строение силикатов, «Наука», 1968. ¹¹ А. М. Шевяков, Докторская диссертация, Л., 1969. ¹² Н. В. Белов, Сборн. Химия земной коры, 1, 1963.