

А. А. ВАЛЬТЕР, Г. К. ЕРЕМЕНКО

**МЕГАКРИСТАЛЛЫ ЩЕЛОЧНОГО ПОЛЕВОГО ШПАТА  
КАМПТОНИТОВ ПРИАЗОВЬЯ**

(Представлено академиком В. С. Соболевым 28 VI 1973)

Наиболее вероятный способ образования мегакристаллов <sup>(1)</sup> — глубинная кристаллизация расплавов, близких по составу к вмещающим базальтоидным, преимущественно щелочным породам <sup>(1, 2)</sup>. Появление среди мегакристаллов К-На-полевого шпата, к тому же в породах со значительным содержанием нормативного анортита, представляет собой «интригующую проблему» <sup>(1)</sup>.

В настоящей работе исследованы состав и структурное состояние и рассмотрены вероятные условия образования мегакристаллов щелочного полевого шпата камптонитов Приазовья <sup>(3)</sup>. Исследованы тщательно сепарированные гомогенные участки мегакристаллов, пертитовое строение которых обнаруживается только под электронным микроскопом.

Рентгенограммы (табл. 1) свидетельствуют о том, что фазы криптопертита представлены микроклином, близким к максимальному, и низким альбитом. И.-к. спектры поглощения изученных криптопертитов — это суперпозиции спектров микроклина и низкого альбита.

Структурное состояние описываемых рентгеновских пертитов подтверждается и суммарными оптическими свойствами ( $-2V=86-88^\circ$ )

Таблица 1

Диагностические линии дифрактограмм мегакристаллов полевого шпата камптонитов Приазовья

ПШХ-1		ПШХ-2		ПШХ-3		Отнесение	
I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	фаза	hkl
1	6,8	1	6,7	1	6,7	Максимальный микроклин	110
6	4,23	10	4,22	5	4,23	Калишпат	201
11	4,04	8	4,03	8	4,03	Плагноклаз	201
7	3,84	7	3,84	9	3,82	{ Максимальный микроклин	130
7	3,70	6	3,73	11	3,70	{ Низкий альбит	111
6	3,47	9	3,47	4	3,47	{ Максимальный микроклин	130
4	3,032	4	3,020	3	3,034	{ Микроклин	112
5	2,972	5	2,970	4	2,978	{ Низкий альбит	112
4	2,879			3	2,887	Максимальный микроклин	131
1	2,626			1	2,614	{ Максимальный микроклин	131
2	2,529	3	2,526	2	2,526	{ Низкий альбит	131; 222
2	2,438					Альбит	131
1,5	2,390	1	2,390	2	2,392	Максимальный микроклин	241; 221
3	1,851	3	1,854	1	1,851	»	241
3	1,824					»	242
						Низкий альбит	242
						»	240; 310; 310
						»	403
						»	260; 043; 262

Примечание. Линии, не имеющие диагностического значения, положение которых для различных полевых шпатов совпадает, опущены. За 100 принята интенсивность мощного пика с максимумом  $2\theta_{Cu}=27,6-27,7^\circ$ , образующегося в результате наложения наиболее интенсивных линий обеих фаз пертита.

и др.), также отвечающими при данном составе (табл. 2) криптопертитам ряда низкий альбит — микроклин.

Размер кристаллов индивидуальных фаз пертитов (длина концентрационной волны порядка  $10^3$  Å) позволяет рассматривать их как исходно истинно гомогенные, кристаллизовавшиеся в гиперсольвусной области. Расположение составов криптопертитов (табл. 2) близ максимума щелочно-полевошпатового сольвуса и минимума солидуса (<sup>4</sup>, <sup>5</sup> и др.) свидетельствует об образовании их в относительно высокотемпературных и

Таблица 2

Результаты химического анализа мегакристаллов полевого шпата

Компонент	ПШХ-1	ПШХ-2	ПШХ-3	6/265
Содержание окислов, вес. %				
SiO <sub>2</sub>	65,08	63,32	65,29	64,16
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,42	19,56	20,37	21,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,00	0,00	0,12
FeO	0,36	1,08	0,36	0,18
MnO	0,02	0,02	0,02	0,00
MgO	0,09	0,08	0,11	0,00
CaO	1,05	0,98	1,05	0,80
Na <sub>2</sub> O	5,96	3,94	5,96	8,19
K <sub>2</sub> O	6,50	9,00	6,60	3,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,14	0,08	0,10
SO <sub>2</sub>	0,14	0,34	0,26	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	1,22	0,00	0,10
П.п.п.	0,47		0,37	0,58
SrO	0,02 *	0,4 *	0,03 *	0,08
BaO	0,3 *	>1,0 *	0,4 *	0,00
Сумма	100,37	99,68	100,47	98,46
Формульные соотношения (%) **				
Or	39,4	56,9	39,9	18,9
Ab	55,4	37,8	54,8	77,0
An	5,2	5,3	5,3	4,1

\* Определено спектрально Е. С. Назаревич, в сумме не учтено.

\*\* В этих же пределах колеблются составы еще 7 частично проанализированных образцов. Аналитики Н. П. Чугунная и О. С. Шабер.

«сухих» условиях. Пересечение солидуса и сольвуса щелочных полевых шпатов (An<sub>0</sub>) происходит при  $P_{H_2O}=4,25$  кбар и  $715^\circ$  (<sup>4</sup>), а для состава An<sub>3,2</sub> примерно при 0,5 кбар давления воды и  $930^\circ$  (<sup>5</sup>). Приняв как первое приближение линейную интерполяцию, получим для изученных образцов (An<sub>5,3</sub>) критическое значение  $P_{H_2O}=1,8$  кбар и  $850^\circ$ .

«Сухость» системы объясняет и структурное состояние пертитов, которое в основном отражает температурный интервал каталитического действия воды. Высокая упорядоченность фаз пертита может быть интерпретирована в связи с этим как следствие низкого содержания воды в исходной системе и достижения ее концентрации, необходимой для каталитического действия, лишь при относительно низких температурах. Дефицит воды проявляется и в субгидроксильном составе мегакристаллов керсутита, ассоциирующих с мегакристаллами щелочного полевого шпата: около 1,5 (ОН) вместо 2,0 на формулу.

Общее давление при образовании мегакристаллов полевого шпата могло быть значительно выше давления воды. При возрастании «сухого» давления пересечения сольвуса и солидуса щелочных полевых шпатов,

по-видимому, не происходит. Примерная параллельность критической линии сольвуса ( $P_{\text{общ}}=P_{\text{H}_2\text{O}}$ ) щелочных полевых шпатов кривым безводного плавления минералов указывает на, вероятно, одинаковый характер действия  $P_{\text{общ}}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  на распад полевых шпатов.

«Родственность» мегакристаллов авгита и некоторых других минералов с вмещающими породами проявляется достаточно четко (<sup>1-3</sup>). В отношении полевых шпатов это видно из данных, суммированных на рис. 1, на котором сопоставлены составы нормативной полевошпатовой части вмещающих пород, вычисленные по соотношению

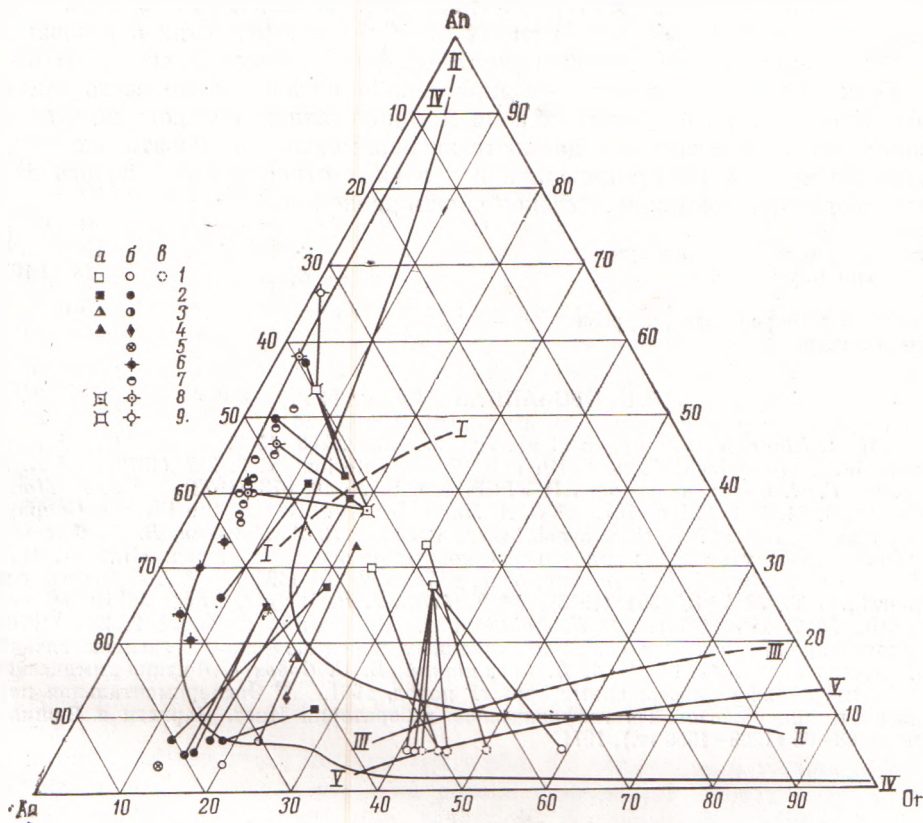


Рис. 1. Сопоставление составов нормативной полевошпатовой части вмещающих пород и мегакристаллов полевых шпатов. а — породы; б, в — мегакристаллы (б — данные полного анализа, в — по определению щелочей). Содержание анортита условно. I — Приазовье, 2 — Австралия (<sup>1</sup>), 3 — Забайкалье (<sup>6</sup>), 4 — Тоюн, Тянь-Шань (<sup>7</sup>), 5 — Новая Зеландия (<sup>8</sup>), 6 — Нигерия (<sup>9</sup>), 7 — Япония (<sup>10</sup>); 8 — кварцевый диорит и составы плагиоклазов, кристаллизующихся из его расплава при (снизу вверх на диаграмме): 13 кбар. и 1180–1240°, 9 кбар. и 1160–1200°, 1 атм. и 1177° (<sup>11</sup>); 9 — кварцевый толеит и состав кристаллизующегося из его расплава плагиоклаза при 10 кбар. и 920° (<sup>11</sup>)

$K:Na:Ca = \frac{Al-(K+Na)}{2}$  в виде весовых соотношений Or : Ab : An, и те

же соотношения в мегакристаллах полевых шпатов. В пределах одной и той же породы составы мегакристаллов несколько варьируют, что, очевидно, следует объяснить флуктуацией концентраций, а возможно, и температур в исходном магматическом расплаве.

Из рассмотрения рис. 1 можно сделать предположение, что полевошпатовый солидус для условий образования мегакристаллов значительно приближен к Ab-вершине по сравнению с данными для низких давлений

и больше соответствует кривой В. С. Соболева<sup>(12)</sup> для случая значительного давления  $H_2O$ . Если провести плагиоклазовую ветвь солидуса по данным состава мегакристаллов Нигерии<sup>(9)</sup>, представляющих собой, очевидно, наиболее высокобарические образования такого рода (ассоциация с пироповым гранатом), то она пересечет сторону концентрированного треугольника примерно на отрезке  $Ap_{65}-Ap_{70}$ , что на основании данных Линдсли<sup>(13)</sup> можно интерпретировать как следствие кристаллизации в условиях высокого давления (10 кбар  $< P \leq 20$  кбар).

Мегакристаллы двух полевых шпатов в одной породе не встречаются, т. е. их составы не являются котектическими, что можно объяснить ранним выделением мегакристаллических фаз. Линия I—I на рис. 1 не является котектической для системы  $Ab-Og-An$  в условиях образования мегакристаллов вследствие сложности состава природных систем и фаз.

Таким образом, изучение мегакристаллов щелочного полевого шпата камптонитов Приазовья и сводка по мегакристаллам полевого шпата позволили, в сопоставлении с данными эксперимента, обосновать их высокотемпературную кристаллизацию в условиях относительно низкого давления воды при, возможно, высоком общем давлении.

Институт геологических наук  
Академии наук УССР  
Киев  
Институт минеральных ресурсов  
Симферополь

Поступило  
14 VI 1973

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> R. A. Binns, M. B. Duggan et al., Am. J. Sci., v. 269, № 2, 132 (1970). <sup>2</sup> D. H. Green, W. H. Hibberson, Phys. Earth and Planet. Interiors, v. 3, 247 (1970). <sup>3</sup> А. А. Вальтер, Г. К. Срьоменко, Док. АН УССР, сер. Б, № 10, 873 (1973). <sup>4</sup> S. A. Morse, J. Petrol., v. 11, № 2, 221 (1970). <sup>5</sup> S. A. Morse, In: Ann. Rep. of the Director Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1967-1968, Washington, 1969. <sup>6</sup> В. А. Куголин, В. М. Фролова, В сборн. Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород, «Наука», 1972. <sup>7</sup> Г. М. Ганцева, Зап. Всесоюз. мин. общ., т. 78, в. 2, 104 (1949). <sup>8</sup> J. S. Dickey, Am. Mineral., v. 53, № 7-8, 1304 (1968). <sup>9</sup> T. Frish, J. B. Wright, Neues Jahrb. Mineral Monath., № 7, 289 (1971). <sup>10</sup> K. Aoki, Contr. Min. Petrol., v. 25, № 2, 284 (1970). <sup>11</sup> Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований, 1970. <sup>12</sup> А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев, Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород, 1961. <sup>13</sup> Экспериментальная петрология и минералогия. Тр. геофизической лаборатории Инст. Карнеги в Вашингтоне. в. 63-65 (1963-1966 гг.), 1971.