

Т. Б. Здорик, И. И. Куприянова,
Н. М. Кумскова

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ОРТИТ ИЗ НЕКОТОРЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СИБИРИ

Существующий фактический материал свидетельствует о широком распространении ортита в породах различного генезиса: гранитах, миаскитах, гнейсах, гранитных и щелочных пегматитах, а также в различных метасоматических образованиях: скарнах, альбититах и карбонатитах (Хвостова, 1962). Наименее изученным является ортит из альбитизированных пород и карбонатитов, среди которых он был установлен только в самые последние годы. В данной статье приводится характеристика ортитов, встреченных в виде аксессуарных минералов в одном из карбонатитовых массивов Алданского щита и одной из зон альбитизированных пород Хабаровского края.

Оба минерала отличаются рядом характерных физических свойств и химических особенностей, отражающих специфические черты условий их образования.

Алданский массив щелочных, ультраосновных пород и карбонатитов имеет позднесилурский, докембрийский возраст (Ельянов, Моралев, 1961). В строении массива принимают участие как интрузивные породы, так и метасоматические. Карбонатитовый массив образовался в течение нескольких стадий кальциево-карбонатного метасоматоза (кальцитовые карбонатиты), магниезиально-карбонатного (кальцит-доломитовые карбонатиты) и наиболее поздней стадии — железисто-магниезиально-карбонатного метасоматоза (анкеритовые карбонатиты).

Среди последних различаются как тела, возникшие путем метасоматического замещения существовавших ранее кальцитовых карбонатитов, так и жильные тела выполнения полостей. Минеральная ассоциация, встреченная в анкеритовых телах (анкерит, барит, пирит, сфалерит, молибденит, галенит), свидетельствует об их гидротермальном генезисе.

В анкеритовых карбонатитах изучаемого массива нередко встречаются призматические или конические гексагональные кристаллы диаметром до 5—6 см, сложенные первоначально бербанкитом и полностью замещенные в анкеритовых карбонатитах странционитом и либо баритом, анкеритом и хлоритом. На отдельных участках анкеритовых карбонатитов на гранях этих гексагональных псевдоморфоз нарастают тонкопластинчатые кристаллы ортита. Размер кристаллов ортита варьирует от долей миллиметра до 1,5 см. При этом часто сохраняется гексагональная форма псевдоморфоз, хотя и в несколько искаженном виде. Иногда тонкокристаллический агрегат ортита замещает и периферическую часть самих псевдоморфоз по бербанкиту; реже минерал образует само-

стоятельные веерообразные сростки пластинчатых кристаллов, размером до нескольких сантиметров, а также тонкие прожилки в анкеритовых карбонатах. Подобная смена редкоземельных карбонатов редкоземельными силикатами совпадает с общим увеличением кислотности растворов в ходе карбонатного процесса (Пожарицкая, Эшштейн, 1962).

Это положение справедливо и для ортита, найденного в альбитизированных породах Хабаровского края.

Зона альбитизации, помимо метасоматически альбитизированных пород, включает ряд жильных тел, сложенных альбититами и породами пироксен-альбит-микроклинового состава. Указанная зона приурочена к полосе осадочных известняково-сланцевых пород синийского и кембрийского возраста. Она расположена в пределах крупного массива верхнепалеозойских гранитов и гранодиоритов. Осадочные породы, по-видимому, представляют собой останец кровли массива. Метасоматические породы приурочены к зоне контакта осадочных пород и гранодиоритов. В этих породах широко распространен своеобразный кристаллический ортит, также являющийся наиболее поздним из гипогенных редкоземельных минералов.

Типичны пластинчатые формы кристаллов, нередко встречаются снеповидные и веерообразные агрегаты. Вблизи скоплений бритолита в окружающей породе наблюдаются обильные выделения ортита в виде мелких прожилков и вкрапленности, которые как бы пропитывают породу.

Из редкоземельных минералов ортит ассоциирует с апатитом, флюоритом, кварцем, а также с клиноцоизитом, который в отдельных случаях обрастает ортитом.

Из приведенного описания видно, что макроскопический облик ортита из карбонатов и из альбититов довольно близок: это пластинчатые черные кристаллы размером от 0,2 до 2 см со стекляннм блеском на гранях и жирным блеском в изломе; кристаллы образуют веерообразные и дезориентированные сростки.

Характерной общей особенностью описываемых ортитов является резкий плеохроизм в шлифах. Причем меняется как цвет минерала (от кроваво-красного по Ng до медово-желтого по Nm и светло-зеленого по Np), так и интенсивность окраски почти до полной абсорбции по Ng. До сих пор подобная абсорбция описывалась лишь у чевкинитов и отмечалась как наиболее характерное свойство их оптики.

Для изученных ортитов типичен аномально высокий показатель преломления, выходящий за пределы стандартного набора иммерсионных жидкостей и замеренный в фосфорных жидкостях (табл. 1).

Таблица 1
Оптические свойства ортитов

Номер образца	Ng	Nm	Np	Ng — Np (расчетное)	2V	с Np
1	1,827	1,813	1,784	0,043	—85°	35°
2	1,891	1,857	1,813	0,078	+80	34

1 — ортит из карбонатов (коллекция Т. Б. Здорик); 2 — ортит из альбититов (коллекция И. И. Куприяновой).

Для обоих минералов отмечается слабая дисперсия биссектрис и дисперсия осей ($r > v$).

Нередки простые и полисинтетические двойники, двойниковые швы которых параллельны удлинению минерала. Оба минерала отличаются высоким удельным весом (табл. 2), что характерно для кристаллических разностей.

Химический состав ортитов

Компоненты	Вес. %		Молекулярные кол-ва		Атомные кол-ва, пересчитанные на 8 катионов	
	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	30,12	29,40	500	489	3,04	2,93
TiO ₂	0,22	Следы	003	—	0,02	—
Al ₂ O ₃	11,69	6,94	115	068	1,4	0,82
Fe ₂ O ₃	5,74	15,17	036	095	0,44	1,14
FeO	11,31	8,87	157	123	0,97	0,74
MgO	0,30	1,25	007	031	0,04	0,19
MnO	0,15	1,90	002	027	0,01	0,17
CaO	6,41	10,16	114	181	0,70	1,08
TR ₂ O ₃	28,07	26,07	085	079	1,05	0,95
ThO ₂	0,1	Следы	—	—	—	—
SrO	3,72	Не опр.	036	—	0,22	—
Na ₂ O	0,27	» »	004	—	0,05	—
K ₂ O	0,1	» »	001	—	0,01	—
U ₃ O ₈	0,51	» »	003	—	0,02	—
H ₂ O ⁻	0,06	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,7	—	—	—	0,24	—
F	0,03	0,44	—	023	—	0,14
С у м м а	99,50	100,20	—	—	—	—
Уд. вес	4,07	4,18	—	—	—	—

1 — ортит из карбонатитов, аналитик К. А. Дорофеева, ВИМС; 2 — ортит из альбититов, аналитик Л. И. Полупанова, ВИМС.

1. $(Ca_{0,70} Sr_{0,22} U_{0,02} Na_{0,05} K_{0,01})_{1,00} TR_{1,05} (Fe_{0,97}^{2+} Mn_{0,01})_{0,98} (Al_{1,4} Fe_{0,44}^{3+} Mg_{0,04} Ti_{0,02})_{1,90} [Si_{2,03} O_7] [Si_{1,01} O_4] O (OH_{0,24} O_{0,8})_{1,04}$;
2. $Ca_{1,08} TR_{0,95} (Fe_{0,74}^{2+} Mn_{0,17})_{0,91} (Fe_{1,14}^{3+} Al_{0,82} Mg_{0,19})_{2,15} [Si_{1,95} O_7] [Si_{0,98} O_4] O [F_{0,14} O_{0,31}]_{0,45}$.

Полный химический анализ ортитов (табл. 2) выявил весьма высокое содержание редкоземельных элементов (TR₂O₃ — 28,07% и 26,07%), которые приобретают, таким образом, ведущую роль среди катионов группы «А» и аномально высокое содержание окиси стронция для ортита из карбонатитов, достигающее почти 4%. Подобное количество стронция можно объяснить составом замещенных минералов (бербанкит, в частности, содержит 16,60% SrO). Роль кальция в группе «А» соответственно уменьшается (содержание CaO достигает 6,41% обр. 1 и 10,16% обр. 2).

Ортит из альбититов отличается повышенным содержанием окисного железа и преобладанием его над закисным.

Расшифровка состава редких земель (обр. 1), проведенная рентгено-спектральным методом (Е. К. Шмелева, ВИМС), показывает преобладание основных лантаноидов, характерное для всех редкометалльных минералов карбонатитов и отличается высоким содержанием La (33,5%) при цериевом максимуме.

Рентгенографическое изучение обоих ортитов проведено методом Дебая на длинноволновом нефилтрованном хромовом излучении (35 кэ, 8 ма),

Порошкограммы эпидота и ортитов

Индекс <i>hkl</i>	Эпидот		Ортит 1		Ортит 2	
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
100	—	—	2	7,8	1	7,82
101	2	4,95	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1	4,59
200	4	3,93	—	—	—	—
111	1 ш	3,68	—	—	—	—
103	5	3,44	5	3,48	5	3,49
102	1	3,35	—	—	—	—
201	6	3,15	10ш	3,20	1	3,17
003	1ш	3,04	—	—	—	—
113	1	2,906	—	—	—	—
020	10	2,865	10ш	2,894	10	2,912
211	5	2,787	1	2,809	1	2,820
300; 013	9	2,659	8	2,693	7	2,703
312	8	2,574	7	2,616	6	2,625
104	6	2,504	2ш	2,543	5	2,543
—	—	—	—	—	1	2,491
310	1	2,437	1	2,434	1	2,450
221	9	2,379	2	2,394	1ш	2,387
122 β	1	2,353	—	—	—	—
004	5ш	2,278	2	2,331	1	2,335
122	7	2,150	3	2,168	2	2,174
311	8	2,095	—	2,138	1	2,138
023	5	2,059	—	—	1	2,109
205	2	2,035	1	2,051	1	2,048
213	1ш	1,914	—	—	1	1,921
130, 123	8ш	1,864	3	1,898	3	1,890
—	—	—	4	1,877	1	1,843
324	1	1,792	1	1,792	1	1,804
015	1	1,759	2	1,768	1	1,774
032	1	1,735	—	—	—	—
421, 411	1	1,718	1	1,731	—	—
204	1	1,701	—	—	—	—
303	1	1,678	1	1,698	2	1,685
—	—	—	1	1,666	—	—
—	—	—	2	1,648	—	—
420, 125	9—8	1,630	8	1,633	8	1,642
231	4	1,619	—	—	—	—
034 β; 226 β	2	1,596	2ш	1,607	1	1,619
116	5ш	1,570	3ш	1,583	1	1,586

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Индекс <i>hkl</i>	Эпидот		Ортит 1		Ортит 2	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
330, 006	6	1,538	3ш	1,557	2	1,560
140 β; 422 β	4	1,528	1	1,533	—	—
034; 226	8	1,453	—	—	—	—
311	1	1,431	1ш	1,454	—	—
040; 217	9	1,404	7	1,440	2	1,448
520; 422	10	1,391	6	1,410	7	1,420
—	—	—	2ош	1,383	—	—
600; 026	1	1,343	2ош	1,359	1	1,358
521	1	1,309	—	—	—	—
225	4ш	1,295	2ош	1,308	—	—
017	1	1,286	—	—	—	—
427	6	1,267	2ош	1,283	—	—
236; 333	1	1,257	—	—	—	—
343	1	1,244	2ош	1,254	2ш	1,266
535	2	1,218	1ош	1,236	—	—
527	2	1,208	2ош	1,221	—	—
518	1	1,187	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е: ш — широкие линии; ош — очень широкие линии.

в камере РКД ($D = 57,3$ мм). Были получены хорошие дифракционные картины ортита в естественном состоянии без предварительного прокаливания (табл. 3). Особенно четкую порошкограмму дал ортит из карбонатов (обр. 1).

Принимая во внимание изоструктурность ортита и эпидота (Руманова, Николаева, 1959), для определения параметров ортита были использованы индексы эпидота. Поскольку в литературе приводится лишь частичное индицирование, нами было проведено графическое индицирование дебаеграммы эпидота на базе монокристалльных параметров минерала по методу Палатника.

Для расчета параметров были использованы дебаеграммы, полученные в камерах большого диаметра (РКУ, $D = 114$ мм), что обусловило получение межплоскостных расстояний с большей точностью, чем если бы использовались камеры типа РКД ($D = 57,3$) (табл. 4).

Термограммы ортитов (рис. 1), полученные в термической лаборатории ВИМСа Л. И. Рыбаковой, отличаются от эталонной кривой метамиктных

Т а б л и ц а 4

Размеры элементарных ячеек*

Образец	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	β	<i>v</i>
Эпидот	8,90*	5,66	10,13	116°14'	457,73A ³
Ортит 1	9,05	5,79	10,24	116°39'	479,64A ³
Ортит 2	9,12	5,82	10,22	116°49'	484,03A ³

* Параметры эпидота и ортита 1 даны с точностью $\pm 0,03$ А, а ортита 2 $\pm 0,05$ А ввиду меньшей четкости отражений; β — с точностью $\pm 45'$.

ортитов отсутствием экзотермического эффекта раскристаллизации. В то же время по наличию эндотермических эффектов при $970 - 1000^{\circ}$ и при 1120° термические кривые исследованных ортитов весьма близки к термическим кривым эпидота. Указанные эффекты обусловлены разрушением кристаллической решетки ортитов, что подтверждается рентгеновским анализом. До 900° описываемые образцы сохраняют структуру ортита. После прокаливания до 1100° обнаруживается распад минералов на окислы. Характер термограмм ортитов из карбонатов и альбититов подтверждает их кристаллическое состояние и структурное сходство с эпидотом.

Весьма близок к описанному ортитам из карбонатитов и альбититов Восточной Сибири ортит из фенитизированных пегматитов и гнейсов Вишневых гор, входящий в состав зональных «овоидов редкоземельных минералов» (А. Г. Жабин и И. В. Свяжин, 1962). Последовательное выделение редкоземельных минералов по схеме: карбонаты — фосфаты — силикаты хорошо согласуется с нашими наблюдениями.

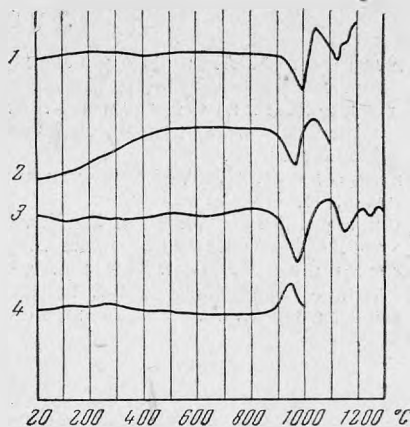


Рис. 1. Дифференциальные кривые нагревания:

1 — ортит из карбонатитов; 2 — ортит из альбититов; 3 — эпидот (Иванова, 1961); 4 — метамиктный ортит (Иванова, 1961)

ВЫВОДЫ

1. Ортиты из карбонатитов и альбититов являются наиболее поздними гипогенными редкоземельными минералами и развиваются главным образом метасоматически, замещая ранее образовавшиеся фосфаты и карбонаты редких земель. Подобная смена редкоземельных минералов совпадает с общим направлением развития карбонатитового и альбититового процессов, к концу которых увеличивалась кислотность поступающих растворов.

Процесс образования вторичного ортита, очевидно, пользуется широким распространением в различных метасоматических образованиях и обычно приурочен к стадии кварцевого метасоматоза.

2. Метасоматический характер образования ортитов находит отражение в их составе, который носит отчасти унаследованный характер.

3. Кристаллическое состояние ортитов, вероятно, можно связать с их спокойным ростом в условиях низкой температуры.

Подобные примеры кристаллического состояния известны для поздних вторичных низкотемпературных пирохлора, торита, эшинита и ферсмита, которые в других условиях образования часто являются метамиктными.

4. Высокое содержание редких земель при хорошей сохранности кристаллической структуры вызывает повышение показателя преломления, удельного веса и наличие резкого плеохроизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Е л ь я н о в А. А. и М о р а л е в В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1961, 144, № 3.
- Ж а б и н А. Г. и С в я ж и н И. В. О концентрически-зональных агрегатах редкоземельных минералов из щелочного комплекса Вишневых гор.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9.
- И в а н о в а В. П. Термограммы минералов.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 1.
- П о ж а р и ц к а я Л. К. и Э п ш т е й н Е. М. О проблеме генезиса карбонатов.— Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 17.
- Р у м а н о в а И. М. и Н и к о л а е в а Т. В. Кристаллическая структура ортита.— Кристаллография, 1959, вып. 6.
- Х в о с т о в а В. А. Минералогия ортита.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 11.