

- sing, and igneous differentiation. — *J. Geol.*, 1984, vol. 92, N 1, p. 55–72.
20. *Baragar W.R.A., Plant A.G., Pringle G.J., Schau M.* Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from Sites 332 and 335, DSDP. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, vol. 14, p. 837–874.
  21. *Bryan W.H.* Spherulites and allied structures. Pt 2. — *Proc. Roy. Soc. Queensl.*, 1954, vol. 65, p. 51–70.
  22. *Du Toit A.L.* Pipe-amygdaloids. — *Geol. Mag. N.S.*, 1907, vol. 4, p. 13–17.
  23. *Freyberg B. von.* Observaciones geológicas en la región de las agatas de la Serra Geral. — *Bol. Acad. cienc. Córdoba*, 1927, t. 30, p. 129–170.
  24. *Heddlie M.F.* The mineralogy of Scotland. Edinburgh: Douglas, 1901, vol. 1, p. 58–84.
  25. *Macdonald G.A.* Volcanoes. Englewood Cliffs (N.J.): Prentice-Hall, 1972. Пер. на рус.: *Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
  26. *Macpherson G.J.* A model for predicting the volumes of vesicles in submarine basalts. — *J. Geol.*, 1984, vol. 92, N 1, p. 73–82.
  27. *Moor J.G.* Water content of basalt erupted on the ocean floor. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 28, N 4, p. 272–279.
  28. *Moora J.C.* Vesicularity and CO<sub>2</sub> in mid-ocean ridge basalt. — *Nature*, 1979, vol. 282, N 5736, p. 250–253.
  29. *Moore J.C., Botchelder J.N., Cunningham C.G.* CO<sub>2</sub>-filled vesicles in mid-ocean basalt. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1977, vol. 2, N 4, p. 309–327.
  30. *Moore J.C., Calk L.* Sulfide spherules in vesicles of dredged pillow basalt. — *Amer. Miner.*, 1971, vol. 56, p. 476–488.
  31. *Moore J.C., Schilling J.-G.* Vesicles, water and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 41, p. 105–118.
  32. *Peck D.L.* Cooling and vesiculation of Alae lava lake, Hawaii: Solidification of Alae lava lake, Hawaii. 1978. 59 p. (US Geol. Surv., Prof. Pap.; N 935-13).
  33. *Reed J.C.* Amygdoles in Columbia river lavas near Freedom, Idaho. — In: *Amer. Geophys. Union., proc. 18th annu. meet.*, 1937, p. 239–243.
  34. *Reed M.H.* Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1983, vol. 78, N 3, p. 466–485.
  35. *Richter D.H., Moore J.G.* Petrology of the Kilauea Iki lava lake, Hawaii, 1966. 26 p. (US Geol. Surv., Prof. Pap.; N 537-13).
  36. *Rodrigues G. de S., Lima P.R.A. de S.* Carbonatic complexes of Brazil. — In: *Carbonatitic complexes of Brazil: Geology.* São Paulo: CBMM, 1984, p. 3–17.
  37. *Sato H.* Segregation vesicles and immiscible liquid droplets in ocean-floor basalt of hole 396B, IPOD/DSDP, leg 46. — In: *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / Ed. L. Dmitriev et al.* Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979, vol. 46, p. 283–291.
  38. *Smith R.E.* Segregation vesicles in basaltic lava. — *Amer. J. Sci.*, 1968, vol. 265, p. 696–713.
  39. *Sparks R.S.J.* The dynamics of bubble formation and growth in magma: A review and analysis. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1978, vol. 3, N 1/2, p. 1–38.
  40. *Tait A.* the agates of the Midland Valley of Scotland. — *J. Gemmol.*, 1977, vol. 15, N 7, p. 382–392.
  41. *Ulbrich H.H.G.J., Gomes C.B.* Alkaline rocks continental Brazil. — *Earth-Sci. Rev.*, 1981, vol. 17, N 1/2, p. 135–154.
  42. *Wright F.E.* Obsidian from Hrafnatinnuhryggur, Iceland: Its lithophyses and surface markings. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1915, vol. 26, p. 255–286.
  43. *Wright T.L., Kinoshita W.T., Peck D.L.* March 1965 eruption of Kilauea volcano and the formation of Makaopuhi lava lake. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 10, p. 3181–3205.
  44. *Wright T.L., Okamura R.T.* Cooling and crystallization of tholeiitic basalt, 1965, Makaopuhi lava lake, Hawaii, 1977. 78 p. (US Geol. Surv., Prof. Pap.; N 1004).

УДК 549.1 : 552.33.477

Ю.Л. КАПУСТИН

### РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОЗДНИХ КАРБОНАТИТАХ НОВОПОЛТАВСКОГО МАССИВА

Новополтавский карбонатитовый массив изучался нами в период 1975–1981 гг. Массив протерозойского возраста (1,8–2,0 млрд лет) представляет собой систему протяженных линейных жил карбонатитов среди фенитизированных гнейсов и гнейсо-гранитов архейского возраста. Среди карбонатитов преобладают ранние кальцитовые породы двух основных разновидностей: 1) оливин-флогопитовые с магнетитом и 2) амфибол-биотитовые с пироксеном. Встречаются также редкие тела пироксеновых карбонатитов с флогопитом, иногда с альбитом и кварцем, а также оливин-гумитовые, но они имеют подчиненное значение.

Среди ранних карбонатитов в восточном и юго-западном боках поля широко развита поздняя доломитизация и анкеритизация, приуроченная к линейным зонам смещений и сопровождающаяся изменением минерального состава пород. Во внешней зоне ореола доломитизации в кристаллах кальцита карбонатитов вначале появляются тончайшие пластинчатые микровростки доломита (< 1 мкм) и серпентинизируется оливин (гиало-

Таблица 1

## Минеральный состав карбонатов Новополтавского массива

Минералы	Ранние карбонаты			Поздние карбонаты	
	оливин-флогопитовые	амфибол-биотитовые	доломитизированные	анкерит-доломитовые	кальцитовые
Главные	Кальцит (60–85%), флогопит, гиалосидерит, магнетит, пироксен, апатит	Кальцит (60–80%), амфибол, биотит, диоксид	Доломит (10–40%), кальцит (60–20%), магнетит, хлорит, серпентин, апатит	Параанкерит, доломит, анкерит	Кальцит (80–90%), хлорит, кварц, халцедон, ортоклаз
Второстепенные	Амфибол, клиногумит, графит	Магнетит, канкринит, альбит или гиалосидерит	Ортоклаз, пирротин, пирит	Хлорит, альбит, пирит	TR-апатит
Акцессорные	Гатчеттолит, церофергусонит, бадделлит или циркон	Гатчеттолит, циркон	Колумбит, ферсмит, эшинит	Эшинит, колумбит	Ортит, бастнезит, паризит, флюорит *

сидерит). В средней зоне кальцит сохраняется в виде ксеноморфных реликтов, оливин нацело серпентинизирован, амфибол и пироксен хлоритизированы, по апатиту развиты каймы акцессорного монацита, по магнетиту — пирротин, а по гатчеттолиту — эшинит, ферсмит и колумбит. Конечным продуктом доломитизации—анкеритизации является массивная крупнозернистая параанкеритовая порода с редкими скоплениями хлорита, вкрапленностью пирита, колумбита и акцессорного монацита (табл. 1). Среди карбонатов нами встречены также редкие маломощные (до 2 м) поздние крупнокристаллические кальцитовые жилы с неравномерной вкрапленностью хлорита, кварца, пирита и акцессорных редкоземельных минералов — ортита, бастнезита, паризита и редкоземельного апатита.

Специфическая особенность ранних карбонатов Новополтавского массива — широкое развитие в них церофергусонита вместо типичного для этих карбонатов пирохлора. В ранних карбонатах рассматриваемого массива присутствует также рассеянная вкрапленность акцессорного гатчеттолита, но количественно он резко уступает церофергусониту [5–8]. Собственно пирохлор в карбонатах массива наблюдался нами исключительно редко в очень малых количествах, в виде единичных округлых кристаллов.

Гатчеттолит образует неравномерную редкую вкрапленность в карбонатах и фенитах Новополтавского массива и представлен мелкими (0,01–0,5 мм) черными октаэдрическими кристаллами с округленными ребрами, сферическими или неправильными выделениями среди скоплений зернистого апатита. Гатчеттолит из карбонатов преимущественно метамиктный, но иногда на его дебаеграммах проявляется характерная для пирохлора картина. Гатчеттолит из фенитов преимущественно кристаллический и постоянно дает дебаеграммы хорошего качества, характерные для этого минерала. Химическим анализом в гатчеттолите установлено содержание до 10 мас.%  $Ta_2O_5$ , 11–12 мас.%  $UO_2$ , 6–9 мас.%  $TiO_2$  и большое количество  $TR_2O_3$  — 10–12 мас.% при значительном содержании  $PbO$  — около 5 мас.% (табл. 2). Прочие свойства минерала обычные и близки к таковым для гатчеттолита из других карбонатных комплексов (см. табл. 2) [4, 5, 7, 8]. При этом гатчеттолит из карбонатов характеризуется более высоким содержанием Ta и U, чем минерал из фенитов.

На кривой нагревания гатчеттолита постоянно фиксируется эндотермический пик при 120–150°C, иногда при 360°C и у метамиктных разновидностей — дополнительный экзотермический пик рекристаллизации при 550–570°C (рис. 1, кривые 1, 2). Формулы анализированных образцов минерала: ан. 3.  $(Ca_{1,05} TR_{0,36} Na_{0,24} Fe_{0,25} U_{0,22})_{2,12} \cdot (Nb_{1,32} Ti_{0,48} Ta_{0,30})_{2,00} O_{7,16} \cdot 1,21H_2O$ ; ан. 4.  $(Ca_{0,92} TR_{0,35} Na_{0,25} U_{0,23} Fe_{0,15} Sr_{0,10})_{2,00} \cdot (Nb_{1,23} Ta_{0,22} Ti_{0,55})_{2,00} O_{7,05} \cdot 1,13H_2O$ . Дефицита катионов группы А, часто отмечаемого у минералов группы пирохлора, у изученных образцов не фиксируется.

Акцессорный церофергусонит в рассматриваемых карбонатах является широко распространенным ниобатом. Для него характерна неравномерная вкрапленность и

лишь в редчайших случаях — шестоватые призматически-дипирамидальные кристаллы до 1 мм по оси "С" (рис. 2, а), обычно образует крупные (до 1 см) пойкилообласты среди скоплений темноцветных минералов и тончайшие пленочные выделения на поверхности кристаллов магнетита и флогопита (рис. 2, б). Пойкилообласты церофергусонита часто переполнены включениями мелких кристаллов флогопита и апатита. Тончайшие послойные вроски церофергусонита встречены в кристаллах флогопита и графита.

Церофергусонит темно-красного цвета, почти черный в крупных выделениях. Его мелкие зерна обычно метамиктны или полуметамиктны и дают слабую диффракционную картину, крупные пойкилообласты с периферии всегда кристаллически, дебаеграммы у них хорошего качества, свойственные тетрагональной разновидности этого минерала [5]. При прокаливании церофергусонит всегда дает на кривой нагревания экзотермический пик рекристаллизации при 650–680°С (рис. 1, кривые 3, 4), но его величина различна у разных образцов и прямо пропорциональна содержанию в минерале метамиктной фазы, так как у наиболее "кристаллических" (по данным рентгенографического анализа) образцов этот пик выражен наиболее слабо или вообще отсутствует (см. рис. 1, кривые 3, 4).

Церофергусонит под микроскопом окрашен в красный цвет, изотропен (метамиктный) или анизотропен (кристаллический), с показателями преломления, близкими к показателям преломления обычного фергусонита (см. табл. 2). По диффрактограммам церофергусонита определены параметры элементарной ячейки кристаллической решетки его, также оказавшиеся близкими к параметрам обычного фергусонита (см. табл. 2).

Химическим анализом установлен стабильный состав церофергусонита при небольшом содержании Та, Th, U и Са. Формулы анализированных образцов этого минерала близки к типичной формуле фергусонита TRNbO<sub>4</sub> (см. табл. 2): ан. 1. (TR<sub>0,95</sub>Ca<sub>0,06</sub>Th<sub>0,01</sub> · U<sub>0,01</sub>)<sub>1,03</sub>(Nb<sub>0,98</sub>Ta<sub>0,01</sub>Fe<sub>0,01</sub>)<sub>1,00</sub>O<sub>4,025</sub> · 0,26H<sub>2</sub>O; ан. 2. (TR<sub>0,96</sub>Ca<sub>0,04</sub>Th<sub>0,01</sub>)<sub>1,01</sub> · (Nb<sub>0,98</sub>Ta<sub>0,02</sub>)<sub>1,00</sub>O<sub>4,00</sub> · 0,30H<sub>2</sub>O. Специфическая особенность изученного минерала из карбонатитов — преобладание в нем цериевых TR вместо обычных для этого ниобата иттриевых (табл. 3), что может быть объяснено геохимической спецификой карбонатитов, резко обогащенных цериевыми TR при ничтожном содержании иттриевых [3]. Подобный фергусонит, вероятно, был обнаружен ранее в карбонатитах Сибири [1].

Эшинит встречается в доломитизированных карбонатитах и наблюдается довольно часто, но постоянно в незначительных количествах и в виде мелких выделений. Он присутствует только во внешней зоне участков доломитизации, где содержатся реликты гатчеттолита и церофергусонита. Эшинит непосредственно развивается по этим двум минералам, образуя вокруг их зерен кристаллические корки и дружки мелких (≤0,02 мм) кристаллов с ровными блестящими гранями. Кристаллы имеют вид ромбических призм с частым развитием граней ромбической пирамиды, но обычно с округленными ребрами. Эшинит черного цвета, в проходящем свете окрашен в густой красный цвет, постоянно анизотропен под микроскопом, с четким плеохроизмом по схеме Ng > Np; показатели преломления его Ng = 2,35 и Np = 2,23; оптически минерал двуосный, положительный. Рентгенографическое исследование также подтверждает его кристаллическое строение, дебаеграммы эшинита постоянно хорошего качества и идентичны дебаеграммам прокаленного эшинита из Ильменских гор.

По химическому составу анализированные образцы эшинита близки к эшинуиту из других объектов и характеризуются низким содержанием Та, Th, U и Са, что типично для этого минерала из карбонатитов [4]. Формулы анализированных образцов: ан. 6. (TR<sub>0,92</sub>Ca<sub>0,05</sub>Sr<sub>0,03</sub>U<sub>0,01</sub>)<sub>1,01</sub>(Ti<sub>0,94</sub>Nb<sub>1,05</sub>Ta<sub>0,01</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>5,98</sub>; ан. 7. (TR<sub>0,94</sub>Ca<sub>0,05</sub>Sr<sub>0,01</sub>)<sub>1,00</sub> · (Ti<sub>0,95</sub>Nb<sub>1,03</sub>Ta<sub>0,02</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>5,995</sub> — приближаются к формуле теоретического эшинита TRTiNbO<sub>6</sub> без заметного дефицита катионов. Кристаллы эшинита, наблюдавшиеся нами, постоянно свежие и не замещаются какими-либо другими минералами (рис. 2, в).

Ферсмит в карбонатитах Новополтавского массива чрезвычайно редок и наблюдался в ничтожных количествах во внутренних зонах колумбитовых псевдоморфоз по гатчеттолиту, обычно сохраняющих октаэдрическую форму кристаллов последнего минерала. В отдельных случаях встречены кристаллические сростки ферсмита размером до 2 мм и отдельные его кристаллы призматического облика длиной до 1 мм с ровными блестящими гранями. Ферсмит из псевдоморфоз по гатчеттолиту постоянно рентгеноаморфен и под микроскопом также изотропен, с показателем преломления N = 2,25. Кристаллы ферсмита дают дебаеграммы хорошего качества, но основные линии на них расширенные и нечеткие. Цвет ферсмита черный, бурый или буро-серый и в большой

Т а б л и ц а 2

## Химический состав и свойства ниобатов из карбонатов

Ком- по- ненты	Церофергусонит				Гатчеттолит					
	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41,65	0,3132	42,01	0,3159	34,26	0,2578	33,11	0,2489	38,20	0,2872
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,00	0,0045	1,00	0,0045	8,74	0,0394	9,82	0,0444	7,12	0,0051
TiO <sub>2</sub>	Сл.	—	0,05	0,0007	7,45	0,0928	8,80	0,1100	5,66	0,0709
ThO <sub>2</sub>	0,90	0,0031	0,88	0,0030	—	—	0,12	0,0004	0,22	0,0007
UO <sub>3</sub>	1,03	0,0038	1,11	0,0040	11,98	0,0426	12,15	0,0450	8,76	0,0332
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,17	0,3069	52,26	0,3078	10,80	0,0658	11,65	0,0706	8,33	0,0508
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,0052	0,13	0,0016	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	2,95	0,0409	2,11	0,0293	2,12	0,0295
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	5,00	0,0	3,25	0,0
CaO	1,10	0,0196	0,81	0,0144	11,68	0,2086	10,30	0,1839	14,79	0,2284
SrO	—	—	0,11	0,0010	—	—	2,16	0,0207	1,56	0,0148
Na <sub>2</sub> O	Н.о.	—	—	—	1,52	0,0490	1,50	0,0484	5,11	0,1648
H <sub>2</sub> O	1,60	0,1556	1,79	0,1989	4,95	0,5500	4,08	0,4533	2,82	0,3133
F	—	—	—	—	—	—	0,40	0,0210	1,84	0,0968
-O=F <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,16	—	0,75	—
С у м м а	99,87	—	100,04	—	99,65	—	100,04	—	99,03	—
Плот- ность	5,45	—	5,48	—	4,98	—	5,00	—	4,95	—
N <sub>g</sub>	2,30	—	2,30	—	2,00	—	2,00	—	1,96	—
N <sub>p</sub>	2,20	—	2,20	—	—	—	—	—	—	—
a <sub>0</sub> , Å	5,15	—	5,17	—	5,20	—	10,42	—	5,32	—
b <sub>0</sub> , Å	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c <sub>0</sub> , Å	5,30	—	5,30	—	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Анализы № 8 и 11 приведены по Ю.Л. Капустину [4], № 1—7, 9, 10, 12 — аналитики А.В. Быкова и Г.А. Черепивская (ИМГРЭ). Н.о. — компонент не обнаружен.

степени зависит от присутствия пигментирующей пылевидной вкрапленности колумбита. Плотность ферсмита 3,90—4,00.

Кристаллическая структура аморфного ферсмита полностью восстанавливается после прокаливания при 850—950°С, дебаеграммы прокаленных образцов аналогичны эталонным дебаеграммам ферсмита из Вишневых гор. Улучшаются и дебаеграммы прокаленных кристаллов эшинита. Химическим анализом Г.В. Любимовой в ферсмите из Новополтавского массива определено содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 74,70, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,80, TiO<sub>2</sub> 1,15 и TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,11 мас.%. Спектральным анализом в минерале дополнительно обнаружено высокое содержание Ca > 10%, Sr ~ 2%, Fe, Na 0,1—0,5% и следы Ba, U, Th, Zn, Ва. Соотношение TR в ферсмите имеет церовый характер (см. табл. 3).

Колумбит — характерный аксессуарный ниобат поздних карбонатов — в Новополтавском массиве распространен широко и в значительных количествах накапливается в их коре выветривания. В карбонатитах развит в виде неправильных ксеноморфных выделений и лишь в единичных случаях — отдельных, плохо образованных кристаллов с неровными ступенчатыми гранями, несущими грубо индукционную скульптуру. Малый размер таких кристаллов (< 0,5 мм) и их редкость не позволили изучить их более детально. Ксеноморфные выделения колумбита среди анкерита имеют сложную морфологию (рис. 1, з, д).

Колумбит входит также в состав мелкозернистых псевдоморфоз (вместе с ферсмитом) по гатчеттолиту, образуя в них мельчайшие зерна (< 5 мкм). В отдельных случаях отмечались псевдоморфозы по гатчеттолиту, окруженные тонкой каймой нарастаю-

Эшинит				Колумбит					
мас. %	атомное количество	мас. %	атомное количество	мас. %		атомное количество	мас. %	атомное количество	мас. %
6	7	8	9	10	11	12			
36,80	0,2767	36,00	0,2706	24,05	76,33	0,5739	73,98	0,5562	76,15
1,12	0,0051	1,10	0,0049	1,45	1,80	0,0081	3,40	0,0154	2,81
19,80	0,2475	19,80	0,2475	28,12	0,15	0,0018	0,44	0,0055	—
0,17	0,0006	0,32	0,0012	6,20	Н.о.	—	—	—	—
0,86	0,0032	0,51	0,0019	—	—	—	—	—	—
39,93	0,2420	40,18	0,2435	36,00	—	—	—	—	—
0,38	0,0048	0,80	0,0157	0,90	1,11	0,0156	—	—	—
—	—	—	—	—	19,51	0,2709	17,05	0,2368	18,40
—	—	—	—	—	1,11	0,0156	4,37	0,0615	3,31
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,80	0,0143	0,75	0,0134	1,44	1,00	0,0178	0,86	0,0154	—
0,55	0,0053	0,50	0,0048	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,86	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,81	—	99,86	—	100,08	99,80	—	100,10	—	100,67
5,16	—	5,18	—	5,16	5,55	—	5,60	—	5,54
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,35	—	2,35	—	2,36	2,25	—	—	—	—
2,25	—	2,23	—	2,25	2,35	—	—	—	—
5,50	—	5,52	—	—	2,46	—	2,46	—	2,48
10,90	—	11,02	—	—	10,96	—	10,96	—	10,94
7,50	—	7,52	—	—	7,52	—	7,54	—	7,54

щих на них хорошо ограненных кристаллов колумбита размером до 0,1 мм, имеющих удлиненный призматический облик и ровные блестящие грани. Ведущими формами на них являются ромбическая призма и пинакоид (010). Встречены также тонкопластинчатые кристаллы колумбита, но изучить их основные формы не удалось из-за их очень малых размеров (< 0,1 мм). Дебаграммы колумбита аналогичны эталонным, свойства минерала также обычные (см. табл. 2). Проанализированные образцы колумбита оказались близкими к образцам этого минерала из других карбонатитовых объектов и содержат небольшую примесь Та, Тi и Са при резком преобладании Fe над Mn (что также типично для карбонатитов [1, 4]). Формулы анализированных образцов (см. табл. 2): ан. 9.  $(\text{Fe}_{0,93}\text{Mn}_{0,05}\text{Ca}_{0,06})_{1,04}(\text{Nb}_{1,96}\text{Ta}_{0,02}\text{Ti}_{0,02})_{2,00}\text{O}_{6,01}$ ; ан. 10.  $(\text{Fe}_{0,82}\text{Mn}_{0,21}\text{Ca}_{0,05})_{1,08}(\text{Nb}_{1,93}\text{Ta}_{0,05}\text{Ti}_{0,02})_{2,00}\text{O}_{6,07}$ .

Спектральным анализом в минерале фиксировано также присутствие следов U, V, La, Ce, Sc. Колумбит — наиболее устойчивый ниобат в поздних карбонатитах и не замещается какими-либо минералами. Он также весьма устойчив в гипергенной обстановке и постоянно накапливается в россыпях и рыхлых массах коры выветривания, которая в Новопоплавском массиве достигает мощности 120 м (над карбонатитами). Состав колумбита из коры практически идентичен составу этого минерала из коренных карбонатитов, колумбит в коре также не замещается другими минералами, хотя прочие ниобаты при этом полностью исчезают. Формулы колумбита из коры (см. табл. 2) близки к формулам минерала из карбонатитов: ан. 11.  $(\text{Fe}_{0,96}\text{Mn}_{0,04})_{1,00}(\text{Nb}_{1,92}\text{Ta}_{0,07}\text{Ti}_{0,01})_{2,00}\text{O}_{5,995}$ ; ан. 12.  $(\text{Fe}_{0,93}\text{Mn}_{0,06}\text{Ca}_{0,01})_{1,00}(\text{Nb}_{1,90}\text{Ta}_{0,08}\text{Ti}_{0,02})_{2,00}\text{O}_{5,99}$ .

Т а б л и ц а 3

Соотношение редкоземельных элементов в минералах ( $TR_2O_3 = 100\%$ )

Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Церофергусонит	18	34	6	20	3,4	0,5	4,7
	12	34	4	21	3	0,5	5
Гатчеттолит	15	48	5	13	2	0,2	4
	14	49	5	15	2	0,3	4
Эшинит	12	47	6	20	3	0,6	2
	12	46	5	18	3,5	0,5	3,2
Монацит	22	46	5	17	4,5	0,3	4
	18	49	6	20	2	0,2	2,3
Ортит	23	48	4	13	2,2	0,2	3
	26	49	3	10	3	—	2
Бастнезит	21	48	6	17	3	0,2	2
Паризит	29	52	5	17	2,3	0,4	3
Апатит	16	44	6	20	3,3	0,3	2,1
	15	45	7	19	4	0,2	3
Кальцит I	18	44	6	20	3	0,5	2,2
Кальцит II	18	48	5	17	5	0,8	3,1

П р и м е ч а н и е. Расшифровка состава TR произведена количественным спектральным методом Л.Г. Логиновой в лаборатории ИМГРЭ; кальцит I — из ранних, кальцит II — из поздних карбонатитов.

Минерал	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y
Церофергусонит	0,4	1,1	0,4	0,8	—	1,3	10,1
	0,2	1,7	0,3	2	0,1	1,6	11,6
Гатчеттолит	0,2	0,9	0,1	0,8	0,1	0,5	12,3
	0,2	1	0,2	0,8	—	0,3	8,2
Эшинит	0,6	1,2	0,2	0,5	0,1	0,3	6,5
	0,5	1,4	0,3	0,7	0,2	0,3	8,5
Монацит	0,2	0,7	—	0,2	—	0,1	—
	0,2	0,8	0,1	0,2	—	0,2	—
Ортит	0,2	1,1	—	0,2	—	0,1	5
	—	0,8	—	0,1	—	0,1	6
Бастнезит	—	1	—	0,2	—	0,1	1,5
Паризит	—	1	—	0,2	—	0,1	—
Апатит	0,2	0,8	—	0,3	0,1	0,2	6,4
	0,2	1,2	—	0,4	—	0,3	4,7
Кальцит I	0,3	0,7	0,2	0,6	0,1	0,2	4,2
Кальцит II	0,4	0,9	0,2	0,3	0,1	0,2	1,0

Аксессуарный монацит часто встречается в доломитизированных карбонатитах, хотя общее содержание его незначительно и не превышает 0,01%. Он образует мелкие (< 0,2 мм) зерна и неправильные выделения с округленной поверхностью или обрастает кристаллы апатита (рис. 2, e). Количество монацита повышается во внешней зоне ореола доломитизации, в тыловой зоне анхимономинеральных крупнозернистых анкеритовых карбонатитов его содержание резко снижается.

Монацит светло-желтого, розоватого или светло-сиреневого цвета, реже бесцветен; дебаеграмма его аналогична эталонным. Оптически монацит двуосный, отрицательный, показатели преломления его  $N_g = 1,840$ ;  $N_p = 1,800$ , плотность 5,30–5,32 г/см<sup>3</sup> (табл. 4). Как и в других карбонатитовых объектах, монацит из карбонатитов Новополтавского массива содержит незначительную примесь Th, а также других элементов-примесей, типичных для этого минерала из пегматитов или гранитов. Формулы анализированных образцов: ан. 1.  $(TR_{0,99}Ca_{0,01})_{1,00}PO_4$ ; ан. 2.  $(TR_{0,98}Ca_{0,02})_{1,00}PO_4$ .

Ортит встречен в небольших количествах и только в поздних кальцитовых жилах в ассоциации с кварцем, хлоритом и бастнезитом. В этих жилах он образует мелкие (до 2 мм) округлые или неправильные выделения или каймы мелких зерен (< 0,2 мм) вокруг зерен бастнезита. В единичном случае в зоне кальцитизации фенитов в ассоциации с кварцем, микроклином и апатитом встречены пластинчатые кристаллы ортита

Рис. 1. Дифференциальные кривые нагревания (ДТА) и потери веса (ТГ) гатчеттолита кристаллического из фенитов (1) и метамиктного из карбонатов (2), ферсмита кристаллического с небольшой примесью метамиктной фазы (3) и целиком метамиктного (4), эшинита метамиктного (5) и бастнезита (6)

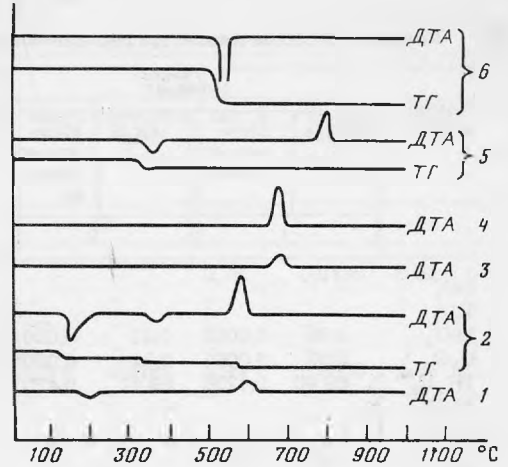
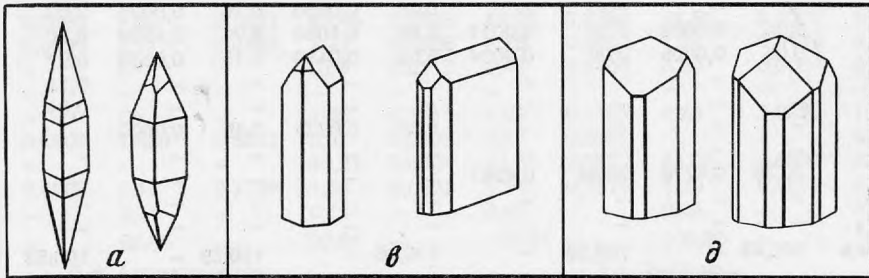


Рис. 2. Формы выделения редкометалльных минералов

а — идеализированные кристаллы церофергусонита; б — каймы церофергусонита (темное) вокруг кристаллов флогопита; в — идеализированная форма кристаллов эшинита; г — ксеноморфные выделения колумбита (черное) в анкеритовом карбонате; д — идеализированные кристаллы колумбита; е — каймы акцессорного монацита вокруг зерен апатита. б, г, е — прозрачные шлифы, николь 1, увел. 75 (а, г) и 50 (е)



размером до  $4 \times 2 \times 0,5$  см, содержащие многочисленные мелкие включения кварца, грани кристаллов неровные, с индукционными скульптурами.

Ортит черного цвета, постоянно имеет кристаллическое строение и дает дебаграммы хорошего качества, аналогичные эталонным дебаграммам этого минерала. Под микроскопом постоянно анизотропен, оптически двуосный, отрицательный, показатели преломления его  $N_g = 1,840$ ,  $N_m = 1,824$  и  $N_p = 1,784 \div 1,788$ ; плотность  $4,07-4,10$ .

Проанализированные образцы ортита характеризуются высоким содержанием TR, Al и  $Fe^{2+}$ , а также значительной примесью Sr при малом количестве  $Fe^{3+}$  (см. табл. 4). Формулы анализированных образцов: ан. 3.  $(Ca_{0,64}Sr_{0,29}TR_{0,06})_{0,99}TR_{1,00}Fe_{1,00}^{2+} \cdot (Al_{1,52}Fe_{0,33}^{3+}Mg_{0,08})_{0,93}[Si_2O_7][SiO_4][O_{1,27}(OH)_{0,55}]_{1,71}$ ; ан. 4.  $(Ca_{0,76}Sr_{0,22}TR_{0,02})_{1,00} \cdot TR_{1,00}(Fe_{1,02}^{2+}Mn_{0,02}Mg_{0,02})_{1,06}[Si_2O_7][SiO_4][O_{1,16}(OH)_{0,55}]_{1,71}$ . В ортите из Новополтавского массива U преобладает над Th, что является специфической особенностью ортита из карбонатов, в то время как ортит из пегматитов обычно резко обогащен Th

Таблица 4

Химический состав и свойства редкоземельных минералов из карбонатов

Компоненты	Монацит				Ортит					
	мас.%	атомное количество	мас.%	атомное количество	мас.%	атомное количество	мас.%	атомное количество	мас.%	мас.%
	1		2		3		4		5	6
SiO <sub>2</sub>	—	—			30,45	0,5075	30,31	0,5051	29,18	30,12
TiO <sub>2</sub>	—	—			0,08	0,0010	0,12	0,0015	0,21	0,22
ThO <sub>2</sub>	0,04	0,0002	0,02	0,0001	0,06	0,0003	0,09	0,0003	4,35	0,10
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,02	0,0001	0,02	0,0001	0,48	0,0017	0,27	0,0008	0,88	0,51
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	69,90	0,4236	69,42	0,4207	29,00	0,1758	28,22	0,1708	27,90	28,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	12,34	0,2480	13,60	0,2666	12,02	11,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	4,25	0,0531	3,22	0,0450	4,86	5,74
FeO	0,02	0,0003	—	—	12,10	0,1680	12,87	0,1787	10,91	11,31
MnO	—	—	—	—	0,10	0,0014	0,26	0,0036	0,68	0,15
MgO	—	—	—	—	0,60	0,0150	0,14	0,0035	0,02	0,30
CaO	0,04	0,0008	0,06	0,0011	5,90	0,1054	6,74	0,1204	8,30	6,41
SrO	0,05	0,0005	0,00	0,0004	5,00	0,0480	4,10	0,0388	0,07	3,73
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,27
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,10
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,30	0,0333	0,45	0,0500	—	0,76
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30,36	0,4276	30,44	0,4287	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30
—O = F <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12
Сумма	100,43	—	100,33	—	100,66	—	100,39	—	100,53	99,65
Аналитик	Г.Е. Черепивская				А.В. Быкова					
Плотность	5,30		5,32		4,10		4,12		3,92	4,07
<i>N<sub>g</sub></i>	1,84		1,85		1,840		1,837		1,809	1,827
<i>N<sub>p</sub></i>	1,80		1,81		1,788		1,786		1,780	1,784

Примечание. Все анализы приведены по данным автора, за исключением ан. 6, который приведен по данным Т.Б. Здорик [2].

при малом количестве U. Необычно высоко и содержание в изученном ортите Sr, количество которого (в мас.%) близко к количеству Ca (см. табл. 4). Проанализированный нами ортит из пегматитов Приазовья (Зеленые могилы) хорошо иллюстрирует указанную особенность и при отсутствии Sr, преимущественно обогащен Th при малом количестве U (см. табл. 4).

Бастнезит встречен нами в кальцитовых жилах в виде редких округлых и неправильных выделений размером до 2 мм светло-розового или светло-лилового цвета. Иногда он обрастает с периферии ортитом. Дебаеграмма бастнезита аналогична эталонным. Прочие свойства минерала обычные (см. табл. 4). Состав анализированного минерала почти точно отвечает теоретическому составу бастнезита (см. табл. 4), формула анализированного образца:  $(TR_{1,00}Ca_{0,02})_{1,02}CO_3F_{1,00}O_{0,02}$ . Состав TR резко цериевый (см. табл. 3) при ничтожном содержании иттриевых элементов.

Паризит встречен в ничтожных количествах в одной из кальцитовых жил в виде шестигранных пластинчатых кристаллов размером до 1 мм желто-зеленоватого цвета. Паризит ассоциирует с бастнезитом и ортитом, но формируется, вероятно, позже этих минералов, образуя каймы вокруг их выделений. Дебаеграмма паризита аналогична эталонным, свойствам его близки к свойствам паризита из других объектов (см. табл. 4). Результаты химического анализа паризита из Новополтавского массива пересчитываются на обычную для этого минерала формулу:  $TR_{2,06}(Ca_{0,90}Sr_{0,11})_{1,02}$ .

Редкоземельный апатит встречен в зальбандах кальцитовых жил в виде мелких (до 1 мм) округлых зерен, реже — уплощенных пинакоидальных кристаллов с узкими гранями гексагональной призмы. Он желтого цвета, обычно замутнен пылевидной



Бастнезит		Паризит		Апатит						
мас. %	атомное количество	мас. %	атомное количество	мас. %	атомное количество	мас. %	атомное количество	мас. %	атомное количество	мас. %
7		8		9		10		11		12
—	—	—	—	—	—	—	—	0,78	0,0130	0,92
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
74,30	0,4503	60,70	0,3678	2,80	0,0169	3,11	0,0188	0,95	0,0050	0,78
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	Сл.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,45	0,0080	9,00	0,1607	49,44	0,8828	49,02	0,8754	54,86	0,9798	54,81
0,31	0,0029	2,11	0,0202	3,21	0,0308	4,19	0,0402	1,24	0,0119	0,06
Сл.	—	Сл.	—	0,66	0,0212	0,48	0,0160	0,20	0,0064	0,16
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сл.	—	Сл.	—	1,36	0,1511	1,02	0,1133	0,29	0,0322	1,00
19,80	0,4509	23,55	0,5352	0,42	0,0095	0,27	0,0062	—	—	0,09
—	—	—	—	41,21	0,5804	41,30	0,5817	41,90	0,5901	42,00
8,56	0,4505	7,10	0,3736	1,24	0,0622	1,10	0,0579	1,20	0,0631	0,80
3,51	—	2,91	—	0,51	—	0,45	—	0,49	—	0,33
99,91	—	99,55	—	99,91	—	100,07	—	100,26	—	100,19
В.Н. Архангельская				Т.Е. Быкова						
4,91	—	4,38	—	3,52	—	3,52	—	3,54	—	3,55
1,830	—	1,782	—	1,648	—	1,649	—	1,648	—	1,649
1,730	—	1,700	—	1,642	—	1,643	—	1,644	—	1,644

вкрапленностью непрозрачного вещества и по свойствам близок к раннему апатиту из кальцитовых карбонатитов (см. табл. 4). Анализированные образцы редкоземельного апатита несколько обогащены TR, Sr и Ba (см. табл. 4), а также содержат примесь CO<sub>2</sub>. Формулы проанализированных образцов: ан. 7. (Ca<sub>9,16</sub>Sr<sub>0,32</sub>Na<sub>0,22</sub>TR<sub>0,17</sub>)<sub>9,87</sub>·(PO<sub>4</sub>)<sub>6,00</sub> [F<sub>0,64</sub>(OH)<sub>1,56</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>0,06</sub>]<sub>2,21</sub>; ан. 8. (Ca<sub>9,05</sub>Sr<sub>0,41</sub>TR<sub>0,20</sub>Na<sub>0,16</sub>)<sub>9,82</sub>·(PO<sub>4</sub>)<sub>6,00</sub> [F<sub>0,59</sub>(OH)<sub>1,16</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>0,06</sub>]<sub>1,81</sub>. Этот апатит представляет собой гидроксилкарбонатную разновидность апатита. Спектральным анализом в нем дополнительно обнаружены следы Mg, Sc, Al, Ti, Be, U; в гипергенных условиях, вероятно, неустойчив и в корках выветривания карбонатитов Новополтавского массива не обнаружен.

Все изученные редкометалльные минералы Новополтавского массива характеризуются четкой и резкой цериевой спецификой, содержание в них ΣCe + La + Nd + Pr ≥ 80–90% (см. табл. 3). Доля тяжелых лантаноидов при этом невелика, содержание Y лишь в церофергусоните и гатчеттолите достигает 10–12%. Из изученных минералов наиболее обогащены элементами цериевой группы бастнезит, паризит и монацит и в них ΣCe + La + Nd + Pr ~ 95%. В ортите и эшините содержание этих элементов несколько понижается, а наиболее обогащены элементами иттриевой группы гатчеттолит, церофергусонит, TR-апатит и кальцит из ранних карбонатитов, в которых количество Y составляет 4–12% от общей суммы TR (см. табл. 3). В целом редкоземельные минералы из поздних карбонатитов значительно более обогащены элементами цериевой группы, чем минералы ранних карбонатитов, но это обстоятельство может быть следствием того, что в поздних карбонатитах встречаются исключительно селективные цериевые минералы — бастнезит, паризит, монацит, в то время как минералы ранних

карбонатитов (гатчеттолит, кальцит, церофергусонит) имеют комплексный характер и концентрируют как цериевые, так и иттриевые элементы.

В подавляющем большинстве карбонатитовых комплексов редкоземельная минерализация появляется только в поздних карбонатитах, в ранних кальцитовых породах TR полностью рассеиваются в породообразующих минералах — кальците и апатите и в меньшей степени концентрируются в акцессорных пирохлоре, гатчеттолите, дизаналите, цирконе и силикатах [4]. В поздних карбонатитах многих карбонатитовых комплексов редкоземельные минералы концентрируются в центральных частях тел, а в окружающих эти тела зонах анкеритизации редкоземельные минералы отсутствуют. В Новополтавском массиве максимальная концентрация акцессорного монацита приурочена к участкам анкеритизации кальцитовых карбонатитов.

Карбонатиты Новополтавского массива характеризуются относительным повышением содержания TR по сравнению с карбонатитами Кольского полуострова, Сибири и других регионов, хотя это повышение и не столь значительно. Необычно присутствие в изученных карбонатитах церофергусонита вместо свойственного для карбонатитов пирохлора, хотя на начальной стадии в этих породах Новополтавского массива образуется гатчеттолит — типичный для рассматриваемых пород акцессорный минерал из группы пирохлора. Однако и гатчеттолит из рассматриваемого массива содержит высокую примесь  $TR_2O_3$  — до 11% вместо 0,3—1,0% в других комплексах. Возможно, обогащение ниобатов TR объясняется формированием карбонатитов Новополтавского массива на значительной глубине, превышающей глубину формирования прочих комплексов того же типа в СССР. Новополтавский массив древний (возраст свыше 2 млрд. лет), вероятно, глубоко эродирован и характеризуется присутствием в карбонатитах шпинели, графита и железистого оливина — гиалосидерита (FeO 35—40%) вместо обычного для карбонатитов форстерита (FeO 2—4%). Известно, что графит в карбонатных породах устойчив при давлении свыше 30—40 МПа.

Увеличение железистости оливина связывается с понижением фугитивности кислорода, что также прямо свидетельствует о значительно большей глубинности Новополтавского массива по сравнению с прочими комплексами того же типа. Возможно, появление церофергусонита — также следствие большой глубинности формирования карбонатитов Новополтавского массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гайдукова В.С. Развитие колумбита и ферсмита по пирохлору. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1960, вып. 4, с. 164—168.
2. Здорик Т.Б. Ортит. — В кн.: Редкоземельные силикаты. М.: Недра, 1966, вып. 26, с. 147—157.
3. Капустин Ю.Л. Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах. — Геохимия, 1966, № 11, с. 1140—1156.
4. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 295 с.
5. Капустин Ю.Л. О новой находке акцессорного цериевого фергусонита в карбонатитах. — Новые данные о минералах СССР, 1976, вып. 25, с. 166—172.
6. Капустин Ю.Л., Лапицкий Э.М., Погребной В.Т., Сторчак П.Н., Кочанов Е.Н. Карбонатитовая зона Украинского щита. — Сов. геология, 1977, № 9, с. 80—92.
7. Капустин Ю.Л. О фергусонитовом типе акцессорной редкометалльной минерализации в карбонатитах. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 6, с. 1396—1399.
8. Чашка А.И., Марченко Е.Я., Хвостова В.А., Быкова А.В. Броценит — первая находка в СССР. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, вып. 4, с. 457—460.