

УДК 552.111

**ФОСФАТНО-ФТОРИДНО-КАРБОНАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ
ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВА РЯБИНОВЫЙ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН):
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА**

И.Ф. Чайка^{1,2}, А.Э. Изох^{1,2}¹Новосибирский государственный университет; ifc02@yandex.ru²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

**PHOSPHATE-FLUORIDE-CARBONATE MINERALIZATION IN LAMPROITE ROCKS
OF THE RYABINOVY PLUTON (CENTRAL ALDAN): MINERALOGICAL AND
GEOCHEMICAL FEATURES AND ORIGIN**

I.F. Chayka^{1,2}, A.E. Izokh^{1,2}¹Novosibirsk State University; ifc02@yandex.ru²Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

Изучена карбонатная и апатит-флюоритовая ассоциации в породах лампроитовой серии высококалийного интрузивного массива Рябиновый (Центральный Алдан). Сделан вывод о тесной генетической связи между изученными ассоциациями и обосновано их объединение в единую апатит-флюорит-карбонатную минерализацию. Установлено, что эта минерализация образовалась в ходе силикатно-карбонатной ликвации с отделением P, F и SO₃-содержащего карбонатитового расплава, который, в свою очередь, разделился на несмешиваемые сульфат-карбонатную и сульфатно-фосфатно-фторидную фракции. Исследования редкоэлементного состава данной минерализации позволили установить, что в ходе силикатно-карбонатной ликвации в ультраосновной лампроитовой системе карбонатитовый расплав может концентрировать LREE, U, Th, Ba и Sr при участии P и F, а в силикатный расплав распределяются HFSE. При этом при разделении «первичной» карбонатитовой магмы на чистый карбонатит и фосфатно-фторидную фракцию образуются апатит-флюоритовые жилы с редкоземельным апатитом, карбонатами и фторкарбонатами LREE. В результате удаления так называемой солевой фракции образуется чистый кальцит-доломитовый карбонатит, обеднённый рассеянными элементами.

Илл. 8. Табл. 3. Библ. 14.

Ключевые слова: апатит, флюорит, доломит, карбонатит, массив Рябиновый, Алдан.

Carbonate and apatite-fluorite mineral assemblages are studied in lamproite rocks from high-K Ryabinovy intrusive (Central Aldan, Russia). It is concluded that these assemblages are genetically related and belong to the same apatite-fluorite-carbonate mineralization. It is shown that this mineralization was formed in the course of silicate-carbonate immiscibility, when primary magma was separated on P, F, and SO₄-bearing carbonatite melt and silicate fraction. The carbonatite melt was further separated on immiscible sulfate-carbonate and sulfate-phosphate-carbonate fractions. Study of trace element composition of this mineralization showed that, during silicate-carbonate immiscibility of the ultrabasic potassic lamproite magma, the carbonatite melt can concentrate LREEs, U, Th, Ba and Sr. The key role in this process belongs to F and P. Silicate melt becomes rich in HFSEs. The separation of primary carbonatite melt on immiscible fractions leads to the formation of apatite-fluorite veins, which contain REE-bearing apatite and LREE carbonates (F-bearing carbonates). This «secondary» immiscibility results in depletion of carbonatite in trace elements and enrichment of phosphate-fluoride system in LREEs, U, and Th.

Figures 8. Tables 3. References 14.

Key words: apatite, fluorite, dolomite, carbonatite, Ryabinovy intrusive, Aldan.

Введение

Петрологические проблемы, связанные с характером эволюции и рудоносности лампроитового магматизма, активно развиваются в настоящее время [6]. Это становится особенно актуальным с обнаружением в последнее время карбонат-флюоритовой минерализации, которая обогащена редкими землями [13, 14]. В калиевом щелочном массиве Рябиновый (Центральный Алдан) выделяется тобукский дайковый комплекс, представляющий уникальный пример полной эволюции лампроитовой магмы от оливин-диопсид-флогопитовых-лампроитов до щелочных сиенитов. Этот комплекс наименее затронут гидротермальными гипергенными процессами среди других синхронных с ним мезозойских проявлений лампроитового магматизма в пределах Центрального Алдана (подобные лампроитовые серии представлены на массивах Якокутский, Юхтинский, Инаглинский [2, 3, 8]. Рядом исследователей [4, 9] и нами подробно изучена петрография, минеральный состав и химическая эволюция пород данной дайковой серии, при этом отдельного внимания заслуживает несиликатная составляющая данных пород – карбонатные обособления различной морфологии и размера, а также апатит-флюоритовая жильная минерализация. Такой интерес связан с тем, что подобная флюоритовая минерализация типична для мезозойских щелочных комплексов Центрального Алдана. Она проявлена в более ранних сиенитах Алданского комплекса Рябинового массива и в породах Юхтинского массива. Локальность проявления и низкая степень изменения лампроитовых пород тобукского комплекса дают возможность для увязки этой минерализации (карбонатной и апатит-флюоритовой) с силикатной системой и вписать её в схему эволюции лампроитовой магмы. Ранее на основании термобарогеохимических исследований доказана силикатно-карбонатная и карбонатно-солевая несмесимости, происходившие в ходе эволюции магмы [9]. Изучение флюоритовой минерализации, связанной с лампроитовыми магмами, интересно также с точки зрения разработки прогнозно-поисковых критериев в силу её сходства с барит-флюоритовой минерализацией промышленно-значимых РЗЭ-содержащих комплексов (Maoniuping и Dalucao в южном Китае и Don Pao и Nam Xe – северный Вьетнам) [13].

Методы исследования

Предварительное петрографическое описание препаратов пород производилось с использованием поляризационного микроскопа Carl Zeiss Scope A1 в проходящем свете.

В ходе работы были использованы следующие инструментальные методы анализа: электронно-сканирующая микроскопия с ЭДС-системой элементного анализа, электронно-зондовый микроанализ (EPMA), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (в том числе с пробоотбором методом лазерной абляции (LA-ICP-MS)), вторично-ионная масс-спектрометрия (SIMS), определение изотопного состава С и О с помощью газовой спектрометрии.

Исследование полированных препаратов пород и минеральных ассоциаций методом электронной микроскопии выполнялось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на растровом сканирующем электронном микроскопе с ЭДС системой химического анализа TESCAN MIRA 3LMU в обратно-рассеянных электронах с использованием программного обеспечения INCA (аналитик Н.С. Карманов). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ при токе зонда 15 нА. Исследование методом электронно-зондового микроанализа производилось также в Аналитическом центре ИГМ СО РАН с использованием рентгеноспектрального микроанализатора CAMECA Camebax-micro с ускоряющим напряжением 20 кВ, током зонда 30–40 нА и временем набора спектра 20 с (аналитик О.С. Хмельникова).

Точечный анализ редкоэлементного состава минеральных индивидов методом LA-ICP-MS производился в Аналитической лаборатории (416) ИНХ СО РАН на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Scientific ICAP-Q с системой лазерного пробоотбора NWR-213 (аналитик Н.С. Медведев). Валовый анализ редкоэлементного состава горных пород методом ICP-MS выполнялся в Лаборатории изотопно-геохимических методов ИГМ СО РАН на масс-спектрометре ELEMENT-II. Точечный анализ редкоэлементного состава вкрапленников апатита производился в ЯФ ФТИАН РАН (Ярославль) с использованием вторично-ионного масс-спектрометра CAMECA AMS 4F (аналитик С.Г. Симакин).

Изотопный состав С и О в карбонате определялся в Лаборатории изотопно-геохимических методов ИГМ СО РАН на газовом масс-спектрометре с системами экстракции стабильных изотопов С, N, S, O Thermo Finnigan MAT-253.

Геологическая позиция и строение комплекса

Рябиновый массив расположен в северо-западной части Эльконского горста и контролируется пересечением зон региональных разломов – Якутского меридионального и Юхухтинского северо-западного. Вместе с апофизами массив занимает площадь 50 км². Вмещающими массив породами являются гранито-гнейсы и гнейсы фундамента Алданского щита и карбонатные породы венд-кембрийского возраста. Внедрение щелочных магм, сформировавших породы массива, происходило по границе чехла и фундамента; при этом уровень эрозионного среза неглубокий, поскольку местами сохраняются останцы ороговикованных юрских песчаников [3]. Нами изучался тобукский дайковый комплекс, расположенный на участке Мусковитовый (рис. 1). Центр этого комплекса – шток лампроитов, в котором наблюдается переход от оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов (ранее эти породы диагностировались как щелочные пикриты [4]) до диопсид-флогопитовых лампроитов. Породы штока содержат большое количество обломков вме-

щающих сиенитов Алданского комплекса, фактически являясь брекчией. В состав комплекса входят многочисленные дайки минетт и сиенит-порфиров, причём в некоторых случаях в дайках наблюдаются явления минглинга, а также комбинированные дайки сиенитов и минетт. По взаимоотношениям тел установлено, что породы внедрялись в гомодромной последовательности: шток и дайки лампроитов → дайки минетт → дайки сиенитов.

Петрография и минералогия пород тобукского комплекса массива Рябиновый

Оливин-диопсид-флогопитовые лампроиты – породы, состоящие из фенокристов оливина, мелких идиоморфных вкрапленников флогопита и диопсида, ксеноморфного калишпата. В качестве аксессуарных минералов встречаются апатит, баритоцелестин, титанит. Оливин большей частью замещён карбонатами и серпентином. Диопсид-флогопитовые лампроиты отличаются от них отсутствием оливина и более крупными вкрапленниками диопсида и флогопита.

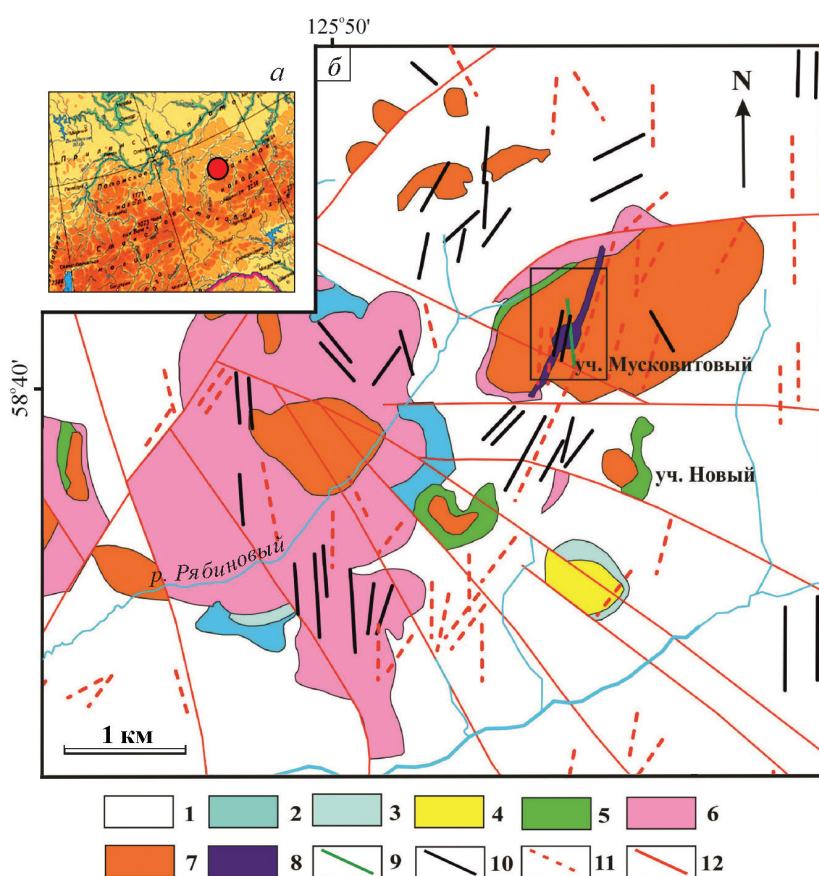


Рис. 1. Геологическая схема массива Рябиновый (по: [5]).

1 – протерозойский метаморфический комплекс кристаллического фундамента; 2–4 – породы осадочного чехла; 5–7 – алданский интрузивный комплекс: 5 – шонкиниты, фергуситы; 6 – порфировидные щёлочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы; 7 – щёлочнополевошпатовые сиениты II фазы; 8–11 – тобукский дайковый комплекс: 8 – оливин-диопсид-флогопитовые лампроиты и их эруптивная брекчия; 9 – диопсид-флогопитовые лампроиты; 10 – минетты; 11 – щелочные сиенит-порфиры; 12 – тектонические нарушения.

Fig. 1. Geological scheme of the Ryabinoviy pluton (after [5]).

1 – Proterozoic metamorphic complex of the crystalline basement; 2–4 – rocks of sedimentary cover; 5–7 – Aldan intrusive complex: 5 – shonkinites; fergusites; 6 – porphyritic alkali-feldspar aegirine-augite syenites of the first phase; 7 – alkali-feldspar syenites of the second phase; 8–11 – Tobuk dike complex: 8 – olivine-diopside-phlogopite lamproites and their eruptive breccias; 9 – diopside-phlogopite lamproites; 10 – minettes; 11 – porphyritic alkali syenites; 12 – faults.

Минетты сложены биотитом во вкрапленниках (5–20 %) и ксеноморфным калишпатом. В некоторых образцах в большом количестве встречается карбонат и магнетит. Второстепенные и акцессорные минералы – апатит, эгирин-авгит, пирит, барит, баритоцелестин. Карбонат (если присутствует) образует либо обособления округлой или сложной формы размером до 1.5 мм, либо наряду с калишпатом слагает основную массу. В одной из даек минетт было встречено несколько крупных (до 2.5 см) карбонатных обособлений с выраженной зональностью, в одном из которых обнаружено зерно фиолетового флюорита.

Сиенит-порфиры – породы трахитоидной текстуры, главным минералом в которых является калишпат, часто во вкрапленниках, слагающий 70–85 % объёма породы. Биотит слагает менее 15 % породы. В большом количестве встречается магнетит в виде мелких зёрен. В заметном количестве в породах этого типа содержится карбонат, преимущественно кальцит, мелкозернистой массой заполняющий интерстиции между другими минералами или образующий обособления, подобные тем, что встречаются в минеттах. Второстепенные

и акцессорные минералы – эгирин-авгит, апатит, рутил, ильменит. В дайке сиенит-порфира обнаружена жила тёмно-фиолетового флюорита с РЗЭ-содержащим апатитом, баритом и редкоземельной минерализацией.

В химическом составе породообразующих и акцессорных минералов можно отметить следующие особенности.

1. Флогопит изученных пород имеет резкую зональность: центральные зоны более магнезиальные и содержат значительно больше F, а краевые зоны содержат больше Ва и Ti. (табл. 1, рис. 2а).

2. Состав пироксена изменяется от диопсида через диопсид-геденбергит к эгирин-авгиту и эгирину. Переход к натровому миналу отмечается в конце кристаллизации лампроитов; в минеттах подавляющее количество пироксенов – натровые.

3. Апатит, как и биотит, имеет обратную зональность по содержанию F. При изучении редкоэлементного состава вкрапленников апатита из пород от лампроитов до сиенит-порфира (табл. 2) установлено, что вкрапленники апатита из оливин-диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопитовых лампроитов отличаются существенным обогаще-

Таблица 1

Представительный состав (мас. %) флогопита в породах тобукского дайкового комплекса Рябинового массива

Table 1

Representative composition (wt. %) of phlogopite from rocks of the Tobuk dike complex, Ryabinovy pluton

№ ан.	П	№ обр.	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	-O=F ₂	Сумма	
1	ОлЛ	И51-12	ц	37.97	0.75	13.26	9.25	22.16	0.27	9.48	0.17	1.07	0.45	94.53	
2			к	35.24	2.56	12	19.06	14.68	0.22	9.26	0.32	0.55	0.23	95.77	
3	ДиЛ	И55-4	ц	39.17	1.05	13.89	5.87	23.5	0.20	9.64	0.25	0.91	0.38	94.54	
4			к	36.97	3.86	12.68	16.56	15.22	0.18	8.76	0.29	0.48	0.20	95.41	
Расчётные формулы на 22 заряда (ОН по недостатку в сумме)															
1	ц	(K _{0.901} Na _{0.039} Ba _{0.005})(Mg _{2.46} Fe _{0.576} Ti _{0.042})[Al _{1.164} Si _{2.829} O ₁₀](OH _{1.748} F _{0.252})													
2	к	(K _{0.931} Na _{0.034} Ba _{0.01})(Mg _{1.724} Fe _{1.256} Ti _{0.125})[Al _{1.114} Si _{2.777} O ₁₀](OH _{1.863} F _{0.137})													
3	ц	(K _{0.897} Na _{0.028} Ba _{0.007})(Mg _{2.554} Fe _{0.358} Ti _{0.058})[Al _{1.194} Si _{2.856} O ₁₀](OH _{1.790} F _{0.210})													
4	к	(K _{0.850} Na _{0.027} Ba _{0.009})(Mg _{1.726} Fe _{1.054} Ti _{0.221})[Al _{1.137} Si _{2.813} O ₁₀](OH _{1.884} F _{0.116})													

Примечание. П – порода (ОлЛ – оливин-диопсид-флогопитовый лампроит, ДиЛ – диопсид-флогопитовый лампроит); зоны фенокриста (ц – центр, к – край). 1–8 – микрозонд САМЕСА Camebax–micro, аналитик О.С. Хмельникова, 9–20 – СЭМ TESCAN MIRA 3LMU, аналитик Н.С. Карманов. Прочерк – не обнаружено. Пустая ячейка – компонент не определялся.

Note. П – rock (ОлЛ – olivine-diopside-phlogopite lamproite, ДиЛ – diopside-phlogopite lamproite); zones of phenocrysts (ц – center, к – rim). 1–8 – CAMECA Camebax–microprobe, analyst O.S. Khmelnikova, 9–20 – SEM TESCAN MIRA 3LMU equipped with EDS, analyst N.S. Karmanov. Dash – not detected. Empty cell – not determined.

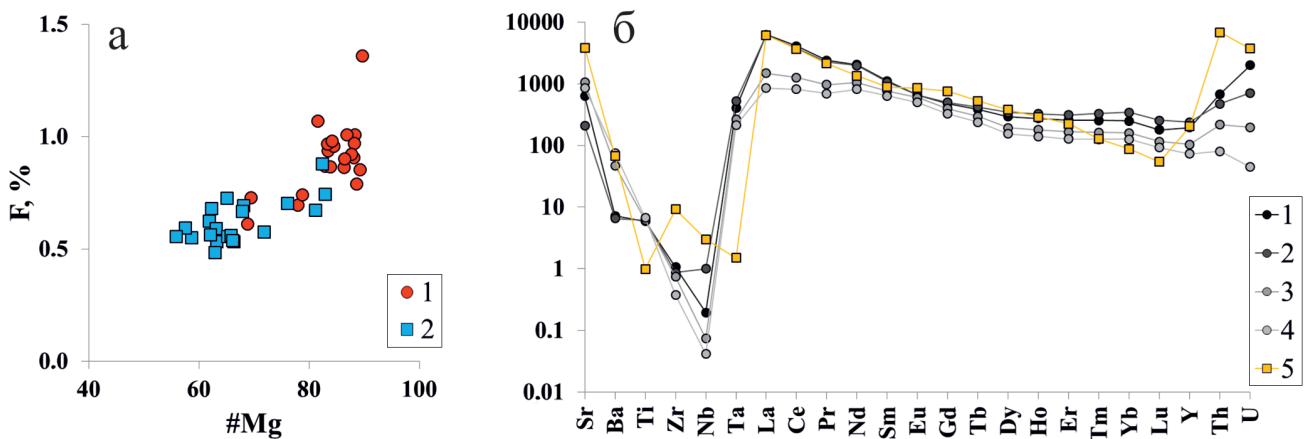


Рис. 2. Особенности химического состава минералов пород лампроитовой серии тобукского комплекса массива Рябиновый.

а – магнезиальность (#Mg) и содержание F в центральной (1) и краевой (2) частях вкрапленников слюды в оливин-диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопитовых лампроитах; б – редкоэлементный состав (нормированный на РМ [10]) вкрапленников апатита в оливин-диопсид-флогопитовых лампроитах (1), диопсид-флогопитовых лампроитах (2), минеттах (3), сиенит-порфирах (4) и апатита из апатит-флюоритовой жилы в дайке минетты (5).

Fig. 2. Features of chemical composition of minerals from lamproite rocks of the Tobuk complex of the Ryabinovy pluton.

а – #Mg number and F content in central parts (1) and rims (2) of phlogopite (biotite) phenocrysts from olivine-diopside-phlogopite and diopside-phlogopite lamproites; б – trace element composition (normalized on PM [10]) of apatite grains from olivine-diopside-phlogopite lamproites (1), diopside-phlogopite lamproites (2), minettes (3), porphyritic syenite (4) and apatite from apatite-fluorite gangue from minette dike (5).

Таблица 2

**Представительный редкоэлементный состав (ppm) апатита
из пород тобукского дайкового комплекса**

Table 2

Representative trace element composition (ppm) of apatite from rocks of the Tobuk dike complex

Порода № обр.	Ol-Di-Phl-лампроит			Di-Phl-лампроит			Минетта		Сиенит
	A58N3	A58N5	A58N11	A55N3	A55N8	A55N9	A59N1	A57N1	A50N4
Sr	1345.1	9130.6	3319.2	1444.2	1453.8	1724.5	7879.5	7139.9	6268.1
Ba	7.4	33.0	11.0	31.0	7.0	14.3	104.1	141.0	181.5
Ti	2561.8	2733.7	2514.1	2721.3	2637.2	2550.5	2565.2	3175.7	2943.9
Zr	3.5	6.8	2.0	5.0	1.4	2.1	2.7	3.1	1.4
Nb	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ta	2.6	10.2	3.8	12.7	3.4	4.4	3.4	3.7	2.9
La	622.0	2566.6	1296.8	3617.5	856.6	1259.9	304.4	391.9	202.3
Ce	957.6	4813.5	1758.0	5031.2	1230.0	1778.6	698.3	806.9	498.6
Pr	75.0	457.5	133.3	381.4	104.6	150.9	81.4	93.6	64.6
Nd	322.3	1948.8	543.5	1475.3	444.8	634.4	429.1	488.8	375.4
Sm	64.3	338.1	93.9	236.6	75.2	108.6	105.6	111.4	94.2
Eu	15.8	77.50	18.6	44.7	21.2	34.7	31.7	33.3	28.0
Gd	84.9	343.8	137.8	344.8	91.7	124.1	100.8	110.9	85.9
Dy	30.5	141.3	45.7	133.2	41.8	53.9	44.5	45.5	37.9
Er	21.2	76.6	25.7	85.5	25.5	34.6	24.3	26.3	20.3
Yb	21.3	70.8	29.1	99.7	29.3	38.5	24.0	26.6	20.3
Lu	2.4	7.5	3.2	11.5	3.3	4.3	2.7	3.0	2.3
Y	157.1	566.3	195.9	641.5	195.1	240.5	154.5	152.9	114.5
Th	5.4	46.4	7.2	33.3	5.3	13.6	5.2	6.5	2.3
U	2.8	34.6	7.2	13.7	2.8	3.6	1.3	1.5	0.3

Примечание: SIMS анализ (ЯФ ФТИАН, Ярославль, аналитик С.Г. Симакин).

Note: SIMS analysis (YB IPT RAS, Yaroslavl, analyst S.G. Simakin).

нием LREE, а также Th и U по сравнению с апатитом из минетт и сиенит-порфиоров (см. рис. 2б); различие содержаний HREE несущественно.

Структура и вещественный состав апатит-флюорит-карбонатной минерализации

Апатит-флюорит-карбонатная минерализация включает в себя следующие пространственно-обособленные составляющие:

1. Силикатно-карбонатные и карбонатные микрообособления в матрице диоксид-флогопитовых лампроитов (редко), минетт, сиенит-порфиоров (рис. 3а-г).
2. Крупные зональные карбонатные глобулы в силикатном матрице минетт (рис. 4а, в).
3. Апатит-флюоритовая жила с баритом, целестином и РЗЭ-минералами в дайке сиенит-порфира (см. рис. 4б).
4. Карбонат в раскристаллизованных расплавленных включениях в оливинах из оливин-диоксид-флогопитовых лампроитов (рис. 5).

Силикатно-карбонатные и карбонатные микрообособления небольшой величины (0.05–2 мм)

и изометричной формы окружены лейстами слюды. В составе силикатно-карбонатных микрообособлений характерен мелкочешуйчатый флогопит, доломит и относительно крупнозернистый «блочковый» кальцит; встречаются калишпат и баритоцелестин. Этот тип обособлений характерен для диоксид-флогопитовых лампроитов, минетт и некоторых даек сиенит-порфиоров. Существенно карбонатные микрообособления сложены кальцитом, на периферии их нередко проявлен калишпат, который в некоторых случаях проникает в обособление в местах неплотного прилегания лейст слюды. Данные обособления в большом количестве встречаются в сиенит-порфирах. Размер и морфология флогопита не позволяли провести надежный количественный анализ его состава, однако по результатам электронно-сканирующей микроскопии можно установить, что флогопит близок по составу центру вкрапленников в силикатной матрице. Доломит содержит 4–7 мас. % FeO и незначительную примесь Mn. Содержание примесей FeO, MgO, SrO, MnO в кальците не превышает 1 мас. % каждого из них. Наибольшее количество силикатно-карбонатных обособлений наблюдается в низкомагнезиальных

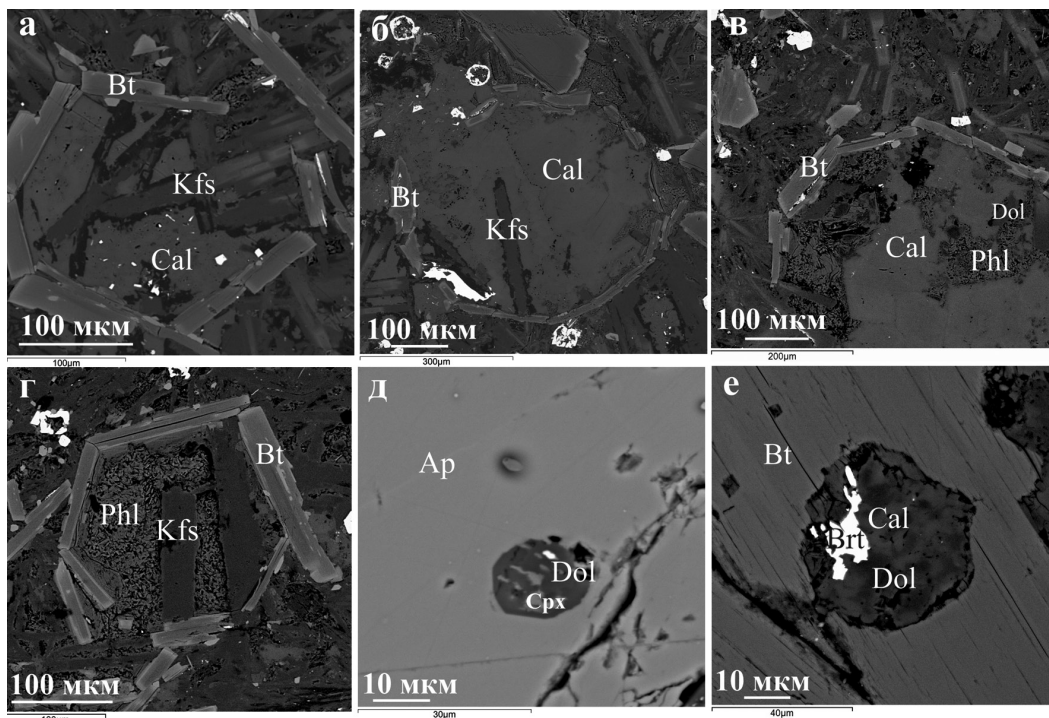


Рис. 3. Ассоциации силикатно-карбонатных микрообособлений.

а-в – в сиенит-порфирах и минетте (г) тобукского комплекса; силикатно-карбонатные включения в апатите (д) и биотите (е) из сиенит-порфира. BSE-фото.

Fig. 3. Assemblages of silicate-carbonate microglobules.

а-в – in porphyritic syenite and minette (г) of the Tobuk complex, silicate-carbonate inclusions in apatite (д) and biotite (е) from porphyritic syenite. BSE images.

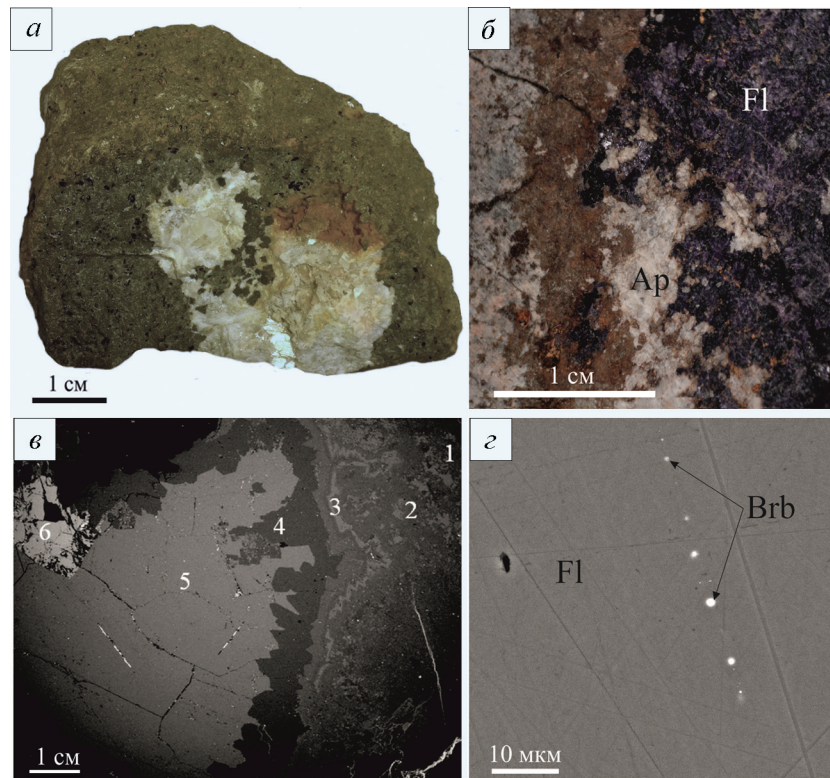


Рис. 4. Крупные карбонатные глобулы и апатит-флюоритовая жила.

a – карбонатная глобула в минетте из дайки тобукского комплекса, в центральной части видны следы выщелачивания; *b* – контакт апатит-флюоритовой жилы с вмещающим сиенит-порфиром; *c* – BSE-фото флюорит-содержащей карбонатной глобулы из минетты; 1–5 – зоны: силикатно-карбонатная (1), кальцит-доломитовая (2), послойного чередования кальцита и доломита (3), кварцевая (4), кальцитовая (5), флюоритовое обособление (6); *d* – структуры бурбанкита (Brb) во флюоритовом матрице (apatite-флюоритовая жила, BSE-фото).

Fig. 4. Large carbonate globules and apatite-fluorite vein.

a – carbonate globule in minette dike of the Tobuk complex with leaching traces in the central part of globule; *b* – contact of the apatite-fluorite vein with host porphyritic syenite; *c* – BSE-image of fluorite-bearing carbonate globule from minette, 1–5 – zones: silicate-carbonate (1), calcite-dolomite (2), of layered alternation of calcite and dolomite (3), quartz (4), calcite (5), fluorite aggregate (6); *d* – burbankite (Brb) structures in fluorite matrix (apatite-fluorite vein, BSE-image).

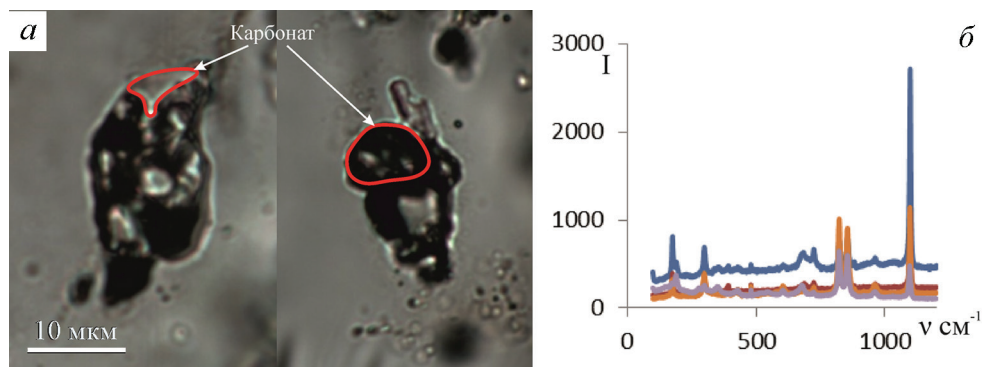


Рис. 5. Карбонат в раскристаллизованных расплавных включениях в оливине из оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов (*a*) и его рамановские спектры (*b*).

Fig. 5. Carbonate in crystallized melt inclusions in olivine from olivine-diopside-phlogopite lamproite (*a*) and its Raman spectra (*b*).

минеттах и в породах, переходных от минетт к сиенит-порфирам, а первые обособления появляются в породах, переходных от лампроитов к минеттам.

Крупные карбонатные глобулы, одна из которых содержала флюорит, встречены в дайке минетты. Глобулы имеют размер 10–30 мм, и в них прослеживается чёткая зональная структура (см. рис. 4в). Периферия сложена мелкозернистым железистым доломитом с интерстициальным кальцитом, редкой вкрапленностью и прожилками барита, целестина и монацита-(Ce), а также встречаются биотит и калишпат, приуроченные преимущественно к приконтактной зоне между глобулой и силикатной матрицей. Далее к центру выделяются две маломощные зоны: одна – с ритмичным чередованием доломита и кальцита, а другая (ближняя к центру) – кварцем, который образует своеобразную жеоду. Центральную часть глобул составляет прозрачный кальцит, секущийся прожилками барита. В этой зоне обнаружено флюоритовое обособление. Центральные части глобул макроскопически имели признаки растворения части агрегата (см. рис. 4а), что может указывать на наличие в первичной ассоциации легкорастворимых минералов (например, гидрокарбонатов натрия или кальция). Карбонатная составляющая глобул разделяется на Fe-доломит и кальцит. Fe-доломит содержит (мас. %): CaO 28–33, MgO 13–21, FeO до 7 %. Кальцит в большинстве случаев является относительно чистым и содержит менее 1 % примесей SrO, MgO, FeO и MnO. Барит содержит до 11 мас. % SrO и примесь La₂O₃ до 1 %; чёткой корреляции содержания этих компонентов от структурного положения барита не прослеживается.

Жила тёмно-фиолетового флюорита с апатитом, баритом и редкоземельной минерализацией обнаружена в дайке сиенит-порфира. Флюорит, являясь главным жильным минералом, заполняет большую её часть. Макроскопически и под электронным микроскопом флюорит почти однороден. Апатит образует скопления идиоморфных и гипидиоморфных зёрен, расположенных у зальбандов жилы. Барит выполняет многочисленные прожилки, секущие флюорит. В подчиненном количестве встречается кальцит. Индивиды минералов рассеянных элементов имеют преобладающую величину 1–10 мкм (см. рис. 4г), и количественно их было проанализировать сложно. Однако, вычитая захваченный пучком зонда вмещающий флюорит, и исходя из стехиометрии состава этих минералов,

можно было идентифицировать минералы. Были обнаружены следующие минералы РЗЭ и U.

1. *Бурбанкит* (Na,Ca)₃(Sr,Ba,REE)₃(CO₃)₃ широко встречается в виде округлых включений во флюоритовом матриксе, нередко образующих линейные текстуры и напоминающие структуры распада либо захваченные по зонам роста включения (см. рис. 4г). В изоморфной паре Ba/Sr резко преобладает Sr. Суммарное содержание REE₂O₃ варьирует от 0 до 9 мас. % с преобладанием Ce и La. Количество Ba несколько коррелирует с содержанием Na. Зависимости между содержанием Na, Ba и РЗЭ не прослеживается.

2. *«Уранпирохлор»* (Ca,U,Na)₂(Nb,Ti)₂(O,OH)₆F – встречается в виде микроскопических (до 7 мкм), часто идиоморфных зёрен во флюоритовом матриксе. Для него характерно отсутствие Ta, равное содержание Ti и Nb (Ti/Nb = 0.9–1), РЗЭ отсутствуют или содержатся в виде примеси (до 0.2 мас. % Ce, Nd).

3. *Паризит* Ca(Ce,La,Nd)₂(CO₃)₃F₂, наряду с бурбанкитом, образует округлые глобулы во флюорите, однако встречается значительно реже. Точный его состав установить сложно из-за захвата вмещающего флюорита при анализе, однако можно отметить, что среди РЗЭ в его составе преобладает Ce, чуть меньше La и Nd.

4. Зерно *монацита-(Ce)* (Ce,La,Nd,Th)PO₄ обнаружено в эгирин-калишпатовом матриксе дайки в непосредственной близости от флюоритовой жилы.

В оливине из оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов тобукского комплекса по данным КР-спектроскопии обнаружен карбонат (до 20–30 % объёма раскристаллизованных расплавных включений в оливине); индивиды этого карбоната имеют округлую форму и часто чётко отделены от остальных дочерних фаз (флогопита, диопсида, рудного минерала) (см. рис. 5). Кроме того, в газовой фазе некоторых расплавных включений по данным КР-спектроскопии установлен CO₂.

Геохимия рассеянных элементов и изотопов С и О в фосфатно-фторидно-карбонатной минерализации

При изучении поведения рассеянных элементов рассматривалась геохимия РЗЭ и U, некоторых LILE (Sr, Ba), HFSE (Ti, Zr, Nb, Ta), а также Th и U (табл. 3). Определялся изотопный состав С и О в карбонате крупных глобул. Лёгкие редкоземельные

Таблица 3

**Представительный редкоземельный состав (ppm) минералов карбонатных глобул
и апатит-флюоритовой жилы**

Table 3

**Representative trace element composition (ppm) of minerals from carbonate globules
and apatite-fluotire vein**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sr	1053.7	1524.6	2075.8	800.0	950.1	9346.8	9539.0	29112.3	27094.0	27469.4
Ba	2.4	15.0	2081.6	3.4	8.7	52.6	17.5	74.3	75.8	334.2
Ti	221.3	460.1	232.6	241.2	449.4	662.7	734.8	487.0	408.3	416.5
Zr	0.0	0.1	0.4	0.2	2.2	24.5	0.6	30.6	48.5	26.4
Nb	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.8	2.1	0.7	0.9	0.5
Ta	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
La	4.8	0.8	17.0	24.0	9.1	12.4	4.5	1939.2	1451.1	1001.7
Ce	9.2	1.1	29.3	39.7	14.4	25.6	7.6	2949.3	1849.6	1945.2
Pr	1.2	0.1	3.5	4.3	2.1	3.4	1.6	234.4	147.3	214.1
Nd	5.5	0.8	17.3	17.7	12.2	16.9	9.4	661.9	406.4	781.1
Sm	1.5	0.2	3.8	3.8	4.9	5.4	3.5	128.5	92.2	173.6
Eu	0.6	0.1	1.6	0.9	2.4	2.3	1.3	45.1	34.0	64.8
Gd	1.9	0.2	4.1	4.7	11.3	10.1	5.3	145.4	107.4	200.0
Tb	0.3	0.0	0.5	0.5	1.7	1.8	0.8	17.2	13.6	26.0
Dy	1.6	0.3	2.8	3.1	10.7	11.5	5.0	82.7	70.2	127.2
Ho	0.3	0.0	0.6	0.6	2.0	2.2	1.1	14.1	11.2	22.0
Er	0.8	0.2	1.5	1.7	5.2	6.1	2.9	34.0	25.5	48.6
Tm	0.1	0.0	0.2	0.2	0.5	0.6	0.3	3.0	2.3	4.2
Yb	0.6	0.1	1.1	1.0	2.4	3.9	1.4	12.9	9.8	19.8
Lu	0.1	0.0	0.2	0.2	0.3	0.4	0.1	1.1	1.0	1.9
Y	6.3	3.4	13.1	30.8	91.4	93.7	68.7	253.6	216.8	492.7
Th	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	13.6	5.4	221.2	195.1	176.1
U	0.0	0.0	0.9	0.1	0.2	3.4	7.6	40.7	24.6	17.2

Примечание: Минералы: 1 – кальцит из глобулы с флюоритом; 2 – кальцит из глобулы без флюорита; 3 – доломит из глобулы с флюоритом; 4 – доломит из глобулы без флюорита; 5 – флюорит из карбонатной глобулы; 6, 7 – флюорит из апатит-флюоритовой жилы; 8–10 – апатит из апатит-флюоритовой жилы. LA-ICP-MS анализ (ИНХ СО РАН, аналитик Н.С. Медведев).

Note: 1 – calcite from carbonate globule with fluorite; 2 – calcite from fluorite-free carbonate globule; 3 – dolomite from carbonate globule with fluorite; 4 – dolomite from fluorite-free carbonate globule; 5 – fluorite from carbonate globule; 6, 7 – fluorite from apatite-fluorite vein; 8–10 – apatite from apatite-fluorite vein. LA-ICP-MS analysis (NIIC SB RAS, analyst N.S. Medvedev).

элементы в рассмотренной системе концентрируются в апатит-флюоритовой минерализации (преимущественно в апатите, а также образуют собственные минералы. Апатит обогащён Sr, LREE, Y, U и Th, менее обогащён HREE и Ba и обеднён HFSE (рис. 6б). Отмечается достаточно крутое падение спектра от LREE к HREE (Lu/La ~ 0.01).

Флюорит характеризуется более ровным спектром в области РЗЭ, при этом примечательно относительное обогащение в области Eu-Dy и некоторый разброс значений по LREE (см. рис. 6а). Первое можно объяснить концентрацией LREE в апатите в ходе равновесной кристаллизации, а второе – наличием во флюорите включений цериевых карбонатов и фторкарбонатов (бурбанкита, паризита). Флюорит имеет неоднородный состав HFSE и в целом ими обеднён (вплоть до субхондритовых значений), при таких значениях LA-ICP-MS анализ имеет высокие

погрешности, что не позволяет использовать полученные данные в качестве количественных.

Карбонатные минералы в целом обеднены рассеянными элементами, а по HFSE – экстремально обеднены (см. рис. 6в). Некоторое обогащение наблюдается по Sr и Ba, возможно, в результате захвата поздних барито-целестиновых прожилков при анализе, и незначительное обогащение U и Th. Кальцит, по сравнению с доломитом, ещё более обеднён РЗЭ и проявляет в этой области широкий диапазон составов.

По данным анализа изотопного состава С, карбонат крупных глобул имеет мантийное происхождение ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -6.8 \dots -7.2$). Изотопный состав О значительно варьирует ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CMOW}} = 6.9-8.9$). Это может быть связано с тем, что карбонатные глобулы содержат значительное количество кварца, некоторое количество силикатных минералов и

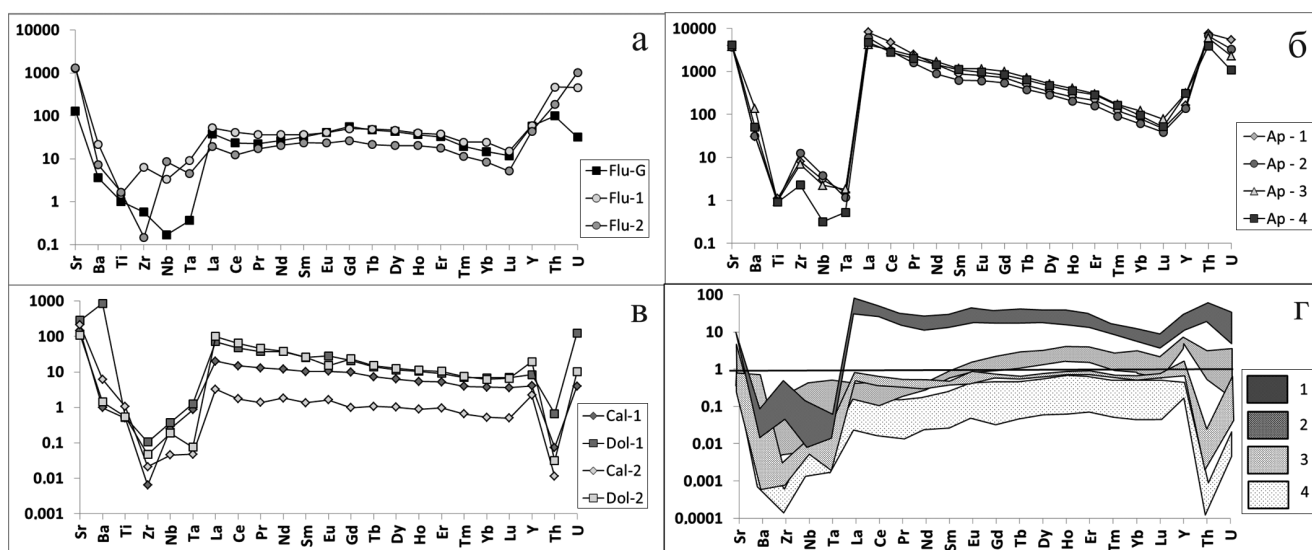


Рис. 6. Распределение рассеянных элементов в минералах фосфатно-фторидно-карбонатной системы (нормировка на РМ [9]).

а – флюорит (Flu-G – обособление из карбонатной глобулы, Flu-1, Flu-2 – жильный флюорит); б – апатит из апатит-флюоритовой жилы; в – карбонаты (Cal-1, Dol-1 – кальцит и доломит из флюорит-содержащей глобулы, Cal-2, Dol-2 – из чисто карбонатной глобулы); г – диапазоны содержаний рассеянных элементов в апатите (1), флюорите (2), доломите (3) и кальците (4) апатит-флюорит-карбонатной минерализации, нормированные на средние значения в минеттах.

Fig. 6. Trace elements distribution in minerals from phosphate-fluoride-carbonate mineralization (normalized to PM [9]).

а – fluorite (Flu-G – aggregate from carbonate globule, Flu-1, Flu-2 – gangue fluorite); б – apatite from apatite-fluorite vein; в) carbonates (calcite (Cal-1) and dolomite (Dol-2) from fluorite-bearing globule, Cal-2, Dol-2 – the same from carbonate globule); г) ranges of trace element contents in apatite (1), fluorite (2), dolomite (3), calcite (4) of apatite-fluorite-carbonate mineralization, normalized to average contents in minettes.

барита, макроскопически неотделимых от карбоната при пробоподготовке. Изотопный состав С и О карбоната изученных глобул близок к составу мезозойских карбонатитов Мурунского массива, расположенного также в Алданской провинции и имеющего проявления схожих лампроитов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.2 \dots -8.1$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{CMOW}} = 7.9-10.4$) [1].

Обсуждение результатов

Данные по расплавленным включениям карбоната в оливине позволяют утверждать, что на раннем этапе кристаллизации магма была обогащена CO_2 . Об этом свидетельствует большое количество карбоната среди дочерних фаз и наличие CO_2 в газовой фазе включений. А поскольку оливин – первый ликвидусный породообразующий минерал, то можно предполагать высокое содержание карбоната в первичной выплавке. Однако, поскольку наблюдаемые нами дифференциаты (от лампроитов до сиенит-порфира) содержат первые проценты карбоната, и возникает предположение об удалении карбонатной составляющей из силикатного расплава в ходе эволюции магматической системы.

Тот факт, что силикатно-карбонатные микрообособления плотно окружены лейстами слюды, может свидетельствовать о том, что основа этих структур сформировалась на раннем этапе кристаллизации, когда вкрапленники имели возможность свободно перемещаться в расплаве. Таким образом, эти микрообособления представляют собой либо псевдоморфозы по оливину и диопсиду (также встречающиеся в этих породах), либо раскристаллизованные капли карбонатного расплава, несмесимого с силикатным. Обнаруженные в минералах-вкрапленниках включения кальцит-доломитового (в слюде, окружающей обособление, из сиенит-порфира) и пироксен-доломитового (в апатите из минетты) составов (см. рис. 3д-е) указывают на то, что среда, из которой сформировалась ассоциация микрообособлений, отделилась на стадии кристаллизации ликвидусных минералов и была жидкой. Таким образом, можно предположить, что уже в начале кристаллизации фенокристов клинопироксена и слюды расплав был гетерогенным и содержал несмесимую карбонатитовую жидкость. Это подтверждается исследованием предыдущих авторов, в котором доказана силикатно-

карбонатная ликвация, произошедшая на стадии кристаллизации диопсида [9], а также подкрепляется наличием во включениях в оливине большого количества карбоната на фоне его незначительного содержания в самих породах. Различный состав обособлений, изменяющийся от минетт к сиенит-порфирам, может отражать эволюцию карбонатного расплава, равновесного с силикатным.

Генезис крупных карбонатных глобул однозначно установить сложно. С одной стороны, это могут быть пустоты, образовавшиеся при декомпрессии в гипабиссальных условиях и затем заполненные гидротермальной карбонатной ассоциацией либо карбонатом из остаточного расплава. С другой стороны, можно установить аналогию между силикатно-карбонатными микрообособлениями, рассмотренными выше, и данными глобулами. Эти, казалось бы, различные ассоциации, имеют схожий минеральный состав, а также близки по химическому составу доломита. Поскольку для микрообособлений было обосновано предположение о происхождении их из несмесимого карбонатного расплава, то аналогичный генезис можно предполагать и для крупных карбонатных глобул. Форма контакта глобул с силикатной матрицей (см. рис. 4а) (сложная граница, включения калишпата в карбонате) несколько противоречит этому предположению: как принято считать, ликвационные текстуры предполагают ровные округлые границы, характерные для капель одной жидкости в другой. Это явление можно связать с тем, что калишпат кристаллизовался раньше карбоната глобул или вместе с ним, и, обладая некоторой кристаллизационной силой, «протыкал» их, тем более, что подобное явление обнаруживается и в микрообособлениях, когда лейсты калишпата в глобуле соседствуют с карбонатами (см. рис. 3а). К тому же, по мнению И.В. Векслера, даже в карбонатной системе, отделившейся от силикатной в начале ликвации, вначале кристаллизуются силикатные ассоциации. Так что возникшее противоречие можно разрешить в рамках ликвационной концепции – можно предположить, что на относительно ранних этапах эволюции магмы началось отделение карбонатного расплава, которое продолжалось в течение некоторого времени и сопровождалось эволюцией химического состава отделяемого ликвата.

Зональность крупных карбонатных глобул (см. рис. 4в) также даёт информацию об эволюции карбонатной системы. По-видимому, сначала кристаллизовался силикатно-карбонатный, а затем чисто карбонатный агрегат, сложенный главным об-

разом доломитом и кальцитом. Затем с понижением температуры и отделением углекислого флюида начался пневматолитовый либо гидротермальный этап, который маркируется характерной кварцевой оторочкой между кальцит-доломитовой зоной и кальцитовым ядром (гидротермальный кварц может встречаться в ассоциации карбонатитов [12, 13]. К этому этапу можно отнести кальцит и флюорит ядерной части глобулы, а также баритовые или целестиновые прожилки. В целом, ассоциация «доломит + кальцит + флюорит + сульфаты Sr и Ba» характерна для карбонатитов и описана в РЗЭ-рудоносном массиве Маоньюпин (Южный Китай) [13].

Апатит-флюоритовая жила, по-видимому, имеет пневматолитовое или гидротермальное происхождение, поскольку во флюорите установлены лишь газовой-жидкие включения без твёрдых фаз. Исходя из взаимоотношений минералов флюоритовой жилы, можно выстроить последовательность их образования: первым отлагался апатит, затем – флюорит из фторидного флюида, содержащего CO_2 , что приводит к пересыщению флюида углекислотой, и одновременно с флюоритом кристаллизуются карбонаты и фторкарбонаты РЗЭ. Однако, данных для точной парагенетической привязки и механизма образования редкоземельной минерализации недостаточно, и выдвинутое предположение может выступать лишь в качестве гипотезы. Факт того, что флюорит, заключённый в карбонатной глобуле, и жильный флюорит имеют близкий состав по РЗЭ и Y, характерное обогащение в области Eu-Gd (см. рис. 6а), может свидетельствовать о том, что эти флюориты генетически связаны. Таким образом, устанавливается взаимосвязь между крупными карбонатными глобулами и апатит-флюоритовой жилой. Учитывая связь, установленную между карбонатными глобулами и силикатно-карбонатными микрообособлениями, можно объединить эти ассоциации в единую апатит-флюорит-карбонатную минерализацию.

Важным является составление общей схемы формирования рассматриваемой минерализации. На основании исследования расплавных включений в диопсиде лампроитов (шонкинит-порфиры по их классификации) предполагается разделение исходного расплава, обогащённого карбонатом и другими летучими (F, Cl, S, P), на силикатную, карбонатную и карбонатно-солевую составляющие [9]; карбонатно-солевая система затем разделяется на несмесимые фракции – щёлочно-сульфатную, щёлочно-хлоридную и щёлочно-фторидную. Это явление объясняет наблюдаемые преимуществен-

но-карбонатную и преимущественно-фторидную ассоциации и наличие чисто карбонатных ассоциаций. Таким образом, выстраивается следующая схема формирования наблюдаемых структур (рис. 7).

1. На раннем этапе при кристаллизации диопсида и флогопита магма разделяется на силикатную и карбонатитовую составляющие, при этом карбонатитовая часть может быть как насыщена летучими (F и SO₄), так и чисто карбонатной (см. рис. 7а).

2. В промежуточной камере карбонатный ликват всплывает, а при разгерметизации камеры – удаляется из неё (см. рис. 7б, в). Этим объясняется сравнительно небольшое содержание карбонатных обособлений в минеттах и сиенит-порфирах. При этом при раскристаллизации и декомпрессии карбонатно-солевой расплав может вскипать и дифференцировать.

3. Поскольку наблюдаемые карбонатные обособления практически не содержат апатита и флюорита, можно предположить, что разделение магмы завершается преимущественно карбонатными или карбонатно-сульфатными порциями ликвата, удалению которых из силикатной матрицы препятствует возросшая вязкость силикатного расплава.

В рамках этой гипотезы, предположив, что ко времени кристаллизации минетт обогащённый P₂O₅ и F карбонатитовый расплав отделился полностью, можно проследить распределение рассеянных элементов между разделившимися силикатной и фосфатно-фторидно-карбонатной системами. Это распределение представимо в виде графика

с нанесёнными областями проанализированных содержаний рассеянных элементов в минералах фосфатно-фторидно-карбонатной минерализации, нормированных на среднее содержание их в минеттах (см. рис. 6г). На графике видно, что в апатитах наблюдается резкое обогащение РЗЭ, Y, Th и U относительно силикатной части. Однако, апатит сам по себе является концентратором РЗЭ, так что корректнее будет сравнить жильный апатит с апатитом силикатных пород. Жильный апатит обогащён Sr, Y и U относительно апатитов всех силикатных пород; по содержанию LREE он близок к апатитам лампроитов, а в области HREE обеднён относительно апатитов силикатных пород (см. рис. 2б). Флюорит обогащён Sr в равной степени с апатитами и несколько обогащён HREE, Y, Th и U. На дискриминационной диаграмме (по: [7]) составы жильного флюорита лежат в области флюоритовых карбонатитов и частично попадают в область РЗЭ-карбонатитов (рис. 8). Высокочарядные элементы концентрируются в силикатном расплаве, и их содержания в минералах предполагаемого ликвата настолько низки, что точность определения не позволяет более подробно описать их поведение. Карбонатные минералы обеднены практически всеми анализированными рассеянными элементами. Это не противоречит результатам экспериментальных исследований [11] и указывает на концентрацию рассеянных элементов исключительно в фосфатно-фторидной составляющей.

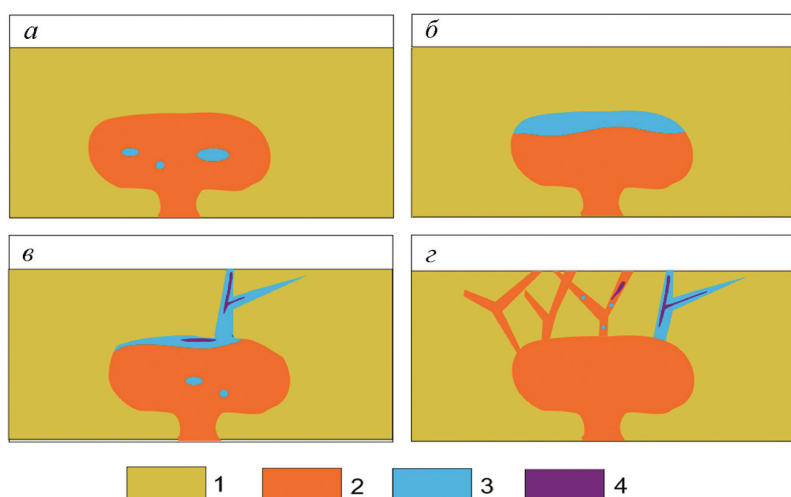
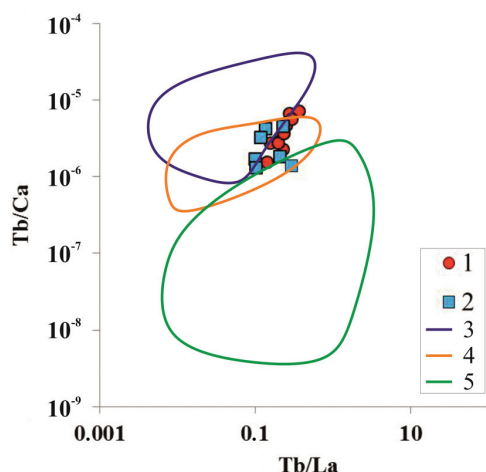


Рис. 7. Последовательность формирования фосфатно-фторидно-карбонатной минерализации в породах тобукского дайкового комплекса.

а – кристаллизация в промежуточной камере с началом силикатно-карбонатной ликвации; б – всплытие и накопление карбонатно-солевого ликвата; в – разгерметизация камеры, эвакуация карбонатно-солевого ликвата, разделение его на карбонатитовую и солевую (фосфатно-фторидную) составляющие; г – внедрение силикатной фракции с реликтами карбонатной и солевой фракций. 1 – вмещающие породы, 2 – силикатная фракция магмы, 3 – карбонатная и карбонатно-солевая фракции магмы, 4 – солевая (фосфатно-фторидная) фракция магмы.

Fig. 7. Sequence of formation of phosphate-fluoride-carbonate mineralization in rocks of the Tobuk dike complex.

а – magma crystallization in transitional chamber and beginning of carbonate-silicate immiscibility; б – rise and accumulation of carbonate-silicate melt; в – depressurization of chamber, emergence of carbonate-salt melt, its separation on carbonate and salt (phosphate-fluoride) fractions; г – intrusion of silicate magma with residual carbonate and salt fractions. 1 – host rocks, 2 – silicate magma, 3 – carbonate and carbonate-salt melts, 4 – salt (phosphate-fluoride) fraction.



Заключение

Полученные в ходе исследования данные позволяют объединить обнаруженные в породах лампроитовой серии тобукского дайкового комплекса карбонатные ассоциации и апатит-флюоритовую жильную ассоциацию в единую апатит-флюорит-карбонатную минерализацию.

Основываясь на наших данных и результатах предыдущих исследований [9], предложена качественная модель формирования этой минерализации, в рамках которой на этапе кристаллизации фенокристов флогопита, диопсида и апатита происходит силикатно-карбонатная ликвация, в результате которой от первичного расплава отделяются порции карбоната, в разной степени обогащённого Р, F, Cl и S. При этом предполагается, что более ранние порции были в большей степени обогащены этими летучими. Далее происходит разделение карбонатной составляющей на карбонатную и (в наблюдаемом случае) фосфатно-фторидную составляющие, которые далее эволюционируют отдельно: карбонатная часть обедняется практически всеми рассеянными элементами, а фосфатно-фторидная обогащается LREE, Y, U и Th. Карбонатная составляющая кристаллизуется в виде доломит-кальцитового карбоната в позднемагматический и гидротермальный этапы. Фосфатно-фторидная фракция образует апатит-флюоритовую ассоциацию с редкоземельной и Sr-Ba минерализацией.

Общее содержание рассеянных элементов в изученных минеральных ассоциациях на данный момент не даёт оснований предполагать экономически-интересных скоплений РЗЭ, Ba и Sr в изучаемом районе, однако построенная на основе полученных данных модель уточняет экспериментальные модели [11] и указывает на возможность обогащения

Рис. 8. Дискриминационная диаграмма (по: [7]) для флюоритов.

1 – из карбонатной глобулы; 2 – из апатит-флюоритовой жилы; 3–4 – области составов флюоритов: 3 – из редкоземельных карбонатитов, 4 – из иных карбонатитов; 5 – флюориты месторождений MVT (Mississippi Valley Type) [7].

Fig. 8. Discrimination diagram (after [7]) for fluorites.

1 – fluorite in carbonate globule; 2 – apatite-fluorite gangue and composition areas; 3 – fluorites of REE-carbonatite; 4 – fluorites of other carbonatite; 5 – fluorites of MVT-deposits (Mississippi Valley Type) [7].

карбонатитового расплава легкими редкоземельными элементами, Ba и Sr при ликвационных процессах в случае, если карбонатитовый ликват обогащён F, P и S. Кроме того, рассеянноэлементный состав флюорита позволяет в некотором приближении отнести изученную ассоциацию к формации редкоземельных флюоритовых карбонатитов.

Авторы выражают благодарность А.В. Никифорову (ИГЕМ РАН) за предоставленные образцы, А.И. Сапрыкину, Н.С. Медведеву (ИНХ СО РАН) за проведение ЛА-ИСП-МС проведение SIMS анализа, И.В. Векслеру (Potsdam University, Germany) за консультацию и дискуссии.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20036).

Литература

1. Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С.С. (2004) Геохимия изотопов кислорода и углерода карбонатитов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия. *Глубинный магматизм: его источники и их связь с плюмовыми процессами*. Иркутск–Улан-Удэ: СО РАН. С. 89–106.
2. Владыкин Н.В. (2005) Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия. *Глубинный магматизм: его источники и плюмы*. Тр. V Международ. семинара, Иркутск–Петропавловск-Камчатский: Институт географии СО РАН. С. 13–30.
3. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. (2010) Центрально-Алданская золото-урановоруд-

ная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия). *Тихоокеанская геология*, 29(26). 3–26.

4. Шарыгин В.В. (1993) Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан). *Геология и геофизика*, (4), 60–70.

5. Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков А.В., Соловьев О.Л. (2012) Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (южная Якутия). *Региональная геология и металлогения*, 51, 62–78.

6. Foley S.F., Venturell G., Green D.H., Toscani L. (1987) The ultrapotassic rocks: Characteristics classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, 24, 81–134.

7. Makin S.A., Simand G.J., and Marshall D. (2014) Fluorite and its potential as an indicator mineral for carbonatite related rare earth element deposits. Geological Fieldwork 2013, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper, (1), 207–212.

8. Mues-Schumacher U., Keller J., Konova V., Suddaby P. (1995) Petrology and age determinations of the ultramafic (lamproitic) rocks from the Yakokut complex, Aldan shield, Eastern Siberia. *Mineralogical Magazine*, 59, 409–428.

9. Rokosova E.Yu., Panina L.I. (2013) Shonkinites and minettes of the Ryabinovyi massif (Central Aldan): composition and crystallization conditions. *Russian Geology and Geophysics*, 54, 613–626.

10. Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the oceanic basins (Saunders A.D., Norry M.J. Eds). *Geological Society Special Publication*, 42, 313–345.

11. Ilya V. Veksler, Alexander M. Dorfman, Peter Dulski, Vadim S. Kamenetsky, Leonid V. Danyushevsky, Teresa Jeffries, Donald B. Dingwell (2012) Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 79, 20–40.

12. Vladykin N.V. (2009) Potassium alkaline lamproite-carbonatite complexes: petrology, genesis, and ore reserves. *Russian Geology and Geophysics*, 500, 1119–1128.

13. Xie Yu., Hou Z., Yin Sh., Dominy S.C., Xu J., Tian Sh., Xu W. (2009) Continuous carbonatitic melt–fluid evolution of a REE mineralization system: evidence from inclusions in the Maoniuping REE Deposit, Western Sichuan, China. *Ore Geology Reviews*, 36, 90–105.

14. Xu Ch., Taylor R.N., Li W., Kyincky J., Chakhmouradian A.R., Song W. (2012) Comparison of fluorite geochemistry from REE deposits in the Panxi region and Bayan Obo, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57, 76–89.

Поступила в редакцию 14 марта 2017 г.