

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2015 г. В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов*, А. Н. Савичев*

С момента введения В. Бреггером [28] понятия о карбонатитах они рассматривались главным образом как редкая разновидность эндогенных существенно карбонатных пород.

В нашей стране изучение карбонатитов до 1980-х гг. происходило в основном в рамках метасоматических моделей [6, 19], хотя еще в 1960-х гг. Л.С. Бородиным [4] были высказаны соображения о гетерогенности карбонатитов, магматической природе части из них и ассоциации карбонатитов не только со щелочно-ультраосновными породами и нефелиновыми сиенитами, но и отдельно с последними. Многолетняя дискуссия о природе карбонатитов завершилась в начале 1980-х гг. признанием гетерогенности этих образований [5].

В конце XX столетия усилиями советских исследователей Л.С. Бородина, Ю.М. Шеймана, А.И. Гинзбурга, В.С. Самойлова, Е.А. Нечаевой, Ю.Б. Лавренина, Л.К. Пожарицкой, А. Кухаренко, Е.М. Эпштейна и многих других установлено, что с карбонатитами связаны промышленные концентрации ниобия, тантала, циркония, редких земель, а также значительные концентрации фосфора, железа, флогопита и вермикулита. По мере дальнейшего изучения этих образований круг полезных ископаемых, связанных с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами, все более и более расширяется.

В середине 1970-х гг. в нашей стране появились материалы, подтверждающие правомочность выделения отдельной формации нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В ильмено-вишневогорском комплексе Урала, Черниговской зоне юга Украинского щита, а затем в Хибинском массиве и Татарской зоне Енисейского кряжа были выявлены карбонатиты в ассоциации с широко развитыми нефелиновыми сиенитами и фенитами без участия щелочно-ультраосновных пород. Тогда [11] была впервые выделена на Урале карбонатит-нефелин-сиенитовая формация, позднее названная Ю.А. Багдасаровым [1] формацией карбонатитов линейно-трещинных зон. Позднее карбонатиты были обнаружены западнее в Уфалейском метаморфическом комплексе [2]. В отличие от ильмено-вишневогорского комплекса, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию, уфалейские карбонатиты свя-

заны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию [18].

В карбонатитах концентрируются ниобий, тантал, цирконий и редкие земли. Кроме того, в повышенных количествах содержится уран, торий, стронций, барий, скандий, марганец и некоторые другие элементы. Наблюдается значительное обогащение карбонатитов редкими элементами по сравнению с осадочными карбонатными породами. Средние содержания элементов-примесей в карбонатитах и осадочных карбонатных породах, по данным Д. Голда [29], приведены в табл. 1.

С докембрием связана значительная масса редкоземельных руд в пегматитах, щелочных редкометальных гранитах и карбонатитах. Особый тип магнетит-редкоземельных руд, содержащих высокие концентрации ниобия и редкоземельных элементов, представляют глубинные долгоживущие рифтовые щелочные метасоматиты позднего докембрия [3].

В Уфалейском метаморфическом комплексе описаны редкоземельные, ураноносные “карбонатиты” [2, 10, 18].

Среднерифейский региональный метаморфизм низов гранулитовой, амфиболитовой фаций сопровождается процессами гранитизации и ультраметаморфизма, протекавшими в интервале температур 650–800°C [7, 13]. Развитие процессов ультраметаморфизма определяется прогрессирующим плавлением, которое приводит к формированию сначала мелких, слабоперемещенных тел различных типов мигматитов, постепенно переходящих в гранито-

Таблица 1. Содержание элементов примесей в карбонатитах и осадочных карбонатных породах (10–4%) по [29] (мас.%)

Элемент	Карбонатиты	Осадочные карбонатные породы
Nb	1951	0.3
Zr	1120	19
La	516	1
Ce	1505	11.5
Y	96	30
Sr	3380	610
Ba	2330	9

* Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург.

гнейсы [7]. Обычно наблюдается увеличение калиево-кислотности гранитоидов, которое сопровождается уменьшением кремнекислотности и увеличением кальциевости пород, что связано с вовлечением в процессы плавления не только гранитогнейсов, но и слабогранитизированного субстрата амфиболитов. Расчетные P–T-параметры формирования гранитоидов: P = 6–7 кбар, T = 510–650°C [27].

Широкая мобилизация металлов из твердой среды осуществляется метаморфогенными флюидами при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме. Зоны ультраметаморфизма, несомненно, являются одним из существенных источников рудного вещества для широкого генетического и металлогенетического спектра месторождений [17].

С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция железа, кальция, магния, меди, ванадия, свинца, цинка, урана и других элементов из полей интенсивной гранитизации. Образование палингенных и анатектических гранитов (обычно плагиоклазо-микроклиновых) сопровождалось выносом Au, Ag, Co, Ni, Mn, Cu, V и одновременным накоплением Pb, редких земель и других металлов. При полной раскристаллизации магматического расплава и новых тектонических подвижках в шовных зонах открывается доступ с глубоких горизонтов основной массе флюидов. С этим периодом связано развитие раннего щелочного метасоматоза. Щелочные метасоматиты, развивающиеся за счет щелочных гранитоидов, метаморфических пород гнейсово-амфиболитового комплекса, являются продуктами карбонатно-калий-натрового метасоматоза, который протекает в изменчивых физико-химических условиях. При гранитизации вулканогенных пород в рифейское время метаморфогенно-метасоматические преобразования осуществляются щелочными растворами, сначала существенно калиевого, а затем существенно натриевого состава. В ряде работ показано, что отношение K/Na в этих растворах при температуре выше 700°C более 0.5–0.7, а по мере уменьшения температуры понижается до 0.2–0.3 [25, 30, 31].

По этой причине на ранней щелочной стадии гранитизированные и мигматизированные амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы замещаются K–Na полевыми шпатами – микроклином и анортоклазом с характерной веерообразной, гигантозернистой структурой, с радиальным расположением лейст анортоклаза длиной до 10 см и “лунной” иризации на плоскостях спайности. С этими метасоматитами связано редкоземельное оруденение – иттрийсодержащий эпидот (“редкоземельные пегматиты”).

Существует общепринятая точка зрения на высокотемпературную природу анортоклаза, к которому относятся K–Na полевые шпаты с содержанием ортоклазового компонента от 5 до 40%, с параме-

трами кристаллической решетки: $a_0 = 8.25\text{--}8.30 \text{ \AA}$, $b_0 = 12.95 \text{ \AA}$, $c_0 = 7.15 \text{ \AA}$, $2V = 40^\circ$ [9].

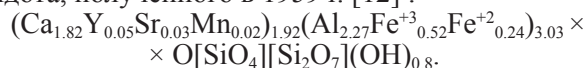
Гидротермальные растворы, с которыми связано редкоземельное оруденение, были высокотемпературными и щелочными. Минералогический состав редкоземельных месторождений показывает, что в этих растворах в значительных количествах присутствовали анионы угольной (HCO_3^- , CO_3^{2-}) и фтористо-водородной (F^-) кислот. Образуется устойчивый хорошо растворимый комплекс $[\text{TR}(\text{CO}_3)_3]^{3-}$. В виде такого соединения в раствор может переходить до 0.12 г/л La (Ce) и до 6.63 г/л Y. Отсюда становится понятным иттриевая специализация этих метасоматитов.

Формирование Уфалейского и других гнейсово-амфиболитовых комплексов Урала началось с заложения в среднем рифее серии рифтовых структур, которое сопровождалось развитием регионального метаморфизма алданской фации глубинности (гранулитовый) и завершилось ультраметаморфизмом [7] с образованием небольших тел щелочных биотитовых гнейсогранитов, анортоклазовых гранитов. Возраст по микроклину, биотиту 1100–1215 млн лет [16], по цирконам из гнейсов – 990–1180 млн лет [8], различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с ураново-редкоземельной минерализацией (иттрозепидот) – 1100–1200 млн лет [14].

Ю.Д. Пушкарев и Л.А. Обухова [24] выделяют пять общепланетарных металлогенетических импульсов эндогенной активности земной коры в докембрии: 3.5–2.6–1.7–1.1–0.4 млрд лет назад.

Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные метасоматиты завершались образованием крупнокристаллического иттрийсодержащего эпидота.

Иттрийсодержащий эпидот образует крупные кристаллы столбчатого облика длиной от 5 до 40 см черного цвета в разбуринированных пегматоидных блоках, сложенных гигантозернистыми агрегатами анортоклаза. Все выделения минерала, хотя и имеют кристаллические очертания, почти не обладают хорошо образованными гранями. В шлифах имеет желто-зеленый цвет без заметного плеохроизма, рельеф высокий. Минерал анизотропен, $N_g = 1.718\text{--}1.724$, $N_p = 1.708\text{--}1.712$, $N_g\text{--}N_p = 0.013$ [14, 18]. Иттрийсодержащий эпидот был изучен в Институте минералогии УрО РАН в г. Миассе в 2012 г. [21], и его формула близка к составу иттрозепидота, полученного в 1959 г. [12]:



Специфической особенностью химического состава иттрийсодержащего эпидота [12, 18] является присутствие U_3O_8 (0.10–0.14 мас. %) при невысоком содержании урана и тория в гранитогнейсах ($\text{Th} = 6.4 \cdot 10^{-4}$, $\text{U} = 1.6 \cdot 10^{-4}$ мас. %), еще меньше в анортоклазовых пегматоидных телах:

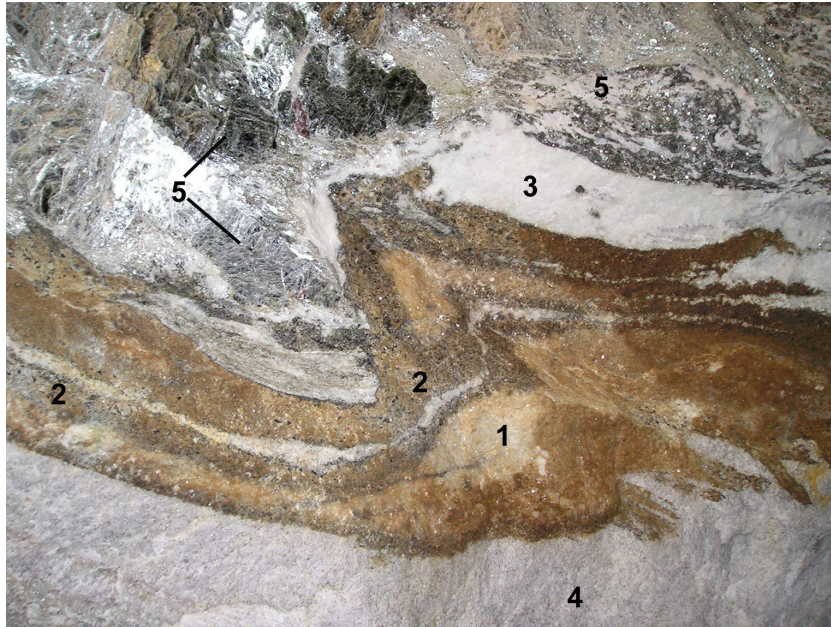


Рис. 1. Кровля штольни по отработке жилы мусковита № 3 Слюдяногорского месторождения мусковита.

Ранний (рифейский) кальцитовый карбонатит желтого, белого цветов (1) замещается кальцитом серого цвета с флогопитом и магнетитом (2), совместно с альбитом (3); оба карбоната смяты в складки и замещены во время ранней коллизии метасоматическим мелкозернистым кварцем (4) и кварц-мусковитовым комплексом с крупными кристаллами мусковита (5). Уменьшено в 10 раз.

(Th = $0.80-0.82 \cdot 10^{-4}$, U = $0.2-0.6 \cdot 10^{-4}$ мас. %). Анортоклазиты содержат повышенное количество Be ($20.2-21.8 \cdot 10^{-4}$), Sr ($597.1-675.6 \cdot 10^{-4}$), P ($56.4-160.4 \cdot 10^{-4}$), B ($19.4-12.8 \cdot 10^{-4}$ мас. %).

В венде, по мере снижения температуры, преобразование анортоклазитов сопровождалось интенсивной альбитизацией и окварцеванием (рис. 1) с формированием протяженных тел карбонатитов существенно кальцитового состава, характеризующихся повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой группы [18].

Крупнокристаллические кальцитовые карбонатиты не содержат собственных редкоземельных минералов, но концентрируют редкоземельные элементы в самом кальците – содержание TR = 1500–2900 г/т, в том числе 200–750 г/т Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава (рис. 2), тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 300–400 г/т, в том числе 80–90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR = 10 г/т, в том числе 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенные содержания Sr (6700), Nb (до 410) и Mn (6900 г/т). Повышенные количества SrO, MnO в высокотемпературных кальцитах являются характерным признаком высокотемпературных карбонатитов. Изотопный состав (Sr, Nd, C, O) карбонатитов Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов [15].

Как внешняя зона около тел карбонатитов, так и осевые части шовных зон нередко сложены метасоматическими кварцитами, которые формируются за счет выноса кремнезема из участков с интенсивным щелочным преобразованием. Метасоматические кварц-жильные образования характеризуются также высокими содержаниями (г/т): Sr = 345–1710.5, Ba = 272.5–408.5, Y = 26.6–47.2, P = 113.8–256.6, Mn = 78.2–90.3, Ti = 2385–2414, Zr = 29.7–192.7, Nb = 5.7–54.87. Обычные палеозойские метаморфические кварциты куртинской свиты содержат эти компоненты в меньших на несколько порядков количествах.

С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов – фергюссонита и иттроколумбита. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы диаметром 2–5 см, содержащие в виде включений зерна иттроколумбита, ферсмита, иттротанталита. Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу (%): CaO = 1.40, MgO = сл., FeO = 0.36, TR(Y) = 42.6, ZrO₂ = 0.93, SiO₂ = 0.14, TiO₂ = 0.50, Nb₂O₅ = 51.65, Ta₂O₅ = 2.50, H₂O = 0.22, сумма = 100.3 [14]. Кроме того, нами выявлена примесь U (1.64%), Th (0.012%) и Zr (0.31%), которые, возможно, относятся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

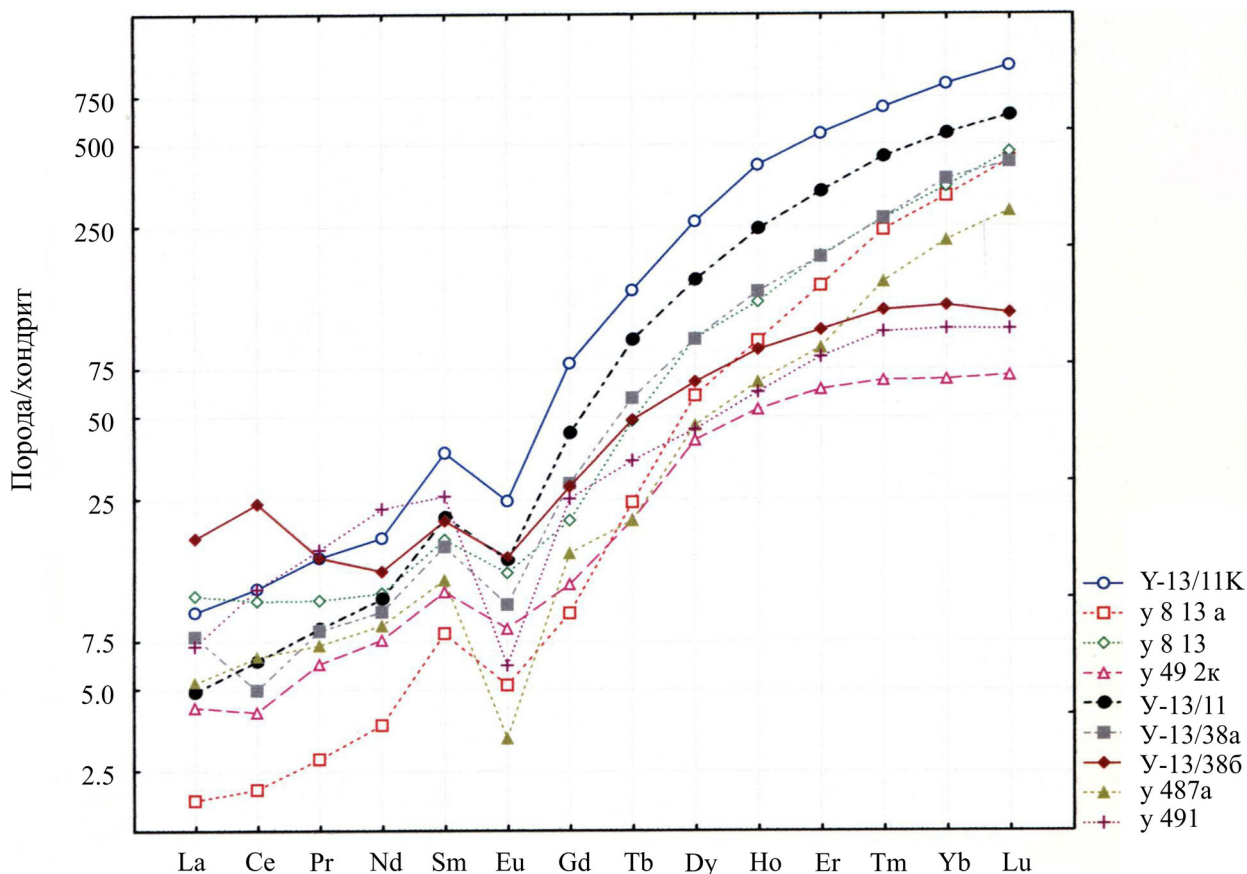


Рис. 2. Поведение редкоземельных элементов в карбонатах Уфалейского метаморфического комплекса.

Выделения иттроколумбита имеют изометричную форму, достигают 1 см в поперечнике и находятся в сахаровидном альбите. Цвет минерала черный, на отдельных участках наблюдаются буровато-красные внутренние рефлексы. Иттроколумбит метамиктный, после прокаливании при 800°C появляется дифракционная картина. Сравнение рентгенограмм показывает хорошее совпадение исследуемого минерала с искусственной фазой FeNbO₄. Химический состав иттроколумбита (%): CaO = 0.38–0.60; TiO₂ = 3.89–4.13, MnO = 0.02–0.14, FeO = 11.35–11.28, Y₂O₃ = 11.69–12.53, Nb₂O₅ = 38.74–38.56, Ce₂O₃ = 0.14–0.10, Ta₂O₅ = 12.02–12.51, WO₃ = 1.68–1.36, PbO = 0.32–0.08, ThO₂ = 0.37–0.39, UO₂ = 8.27–6.85, Er₂O₃ = 9.11–9.01, сумма = 98.04–97.55 [26].

В телах рифейских карбонатных метасоматитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита желтого цвета с образованием прозрачных полигонально-зернистых агрегатов кальцита серого цвета. Перекристаллизация кальцита сопровождается кристаллизацией флогопита (см. рис. 1), имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об его одновременном росте с кальцитом. Среди зерен кальцита и флогопита наблюдаются многочис-

ленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина. Появление редкометалльной и редкоземельной минерализации связано с освобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов, накоплением их в карбонатах палеозойского метасоматического этапа формирования этих тел. Поздние карбонатные метасоматиты содержат в большом количестве апатит, титано-магнетит, рутил, титанит, ксенотим, пирохлор, колумбит, новообразованный иттроэпидот с повышенным количеством следующих элементов (г/г): Y = 400.7–4729.6, Nb = 1387.6–2920.2, Ta = 10.2–86.3, P = 21.5–2362.4, Мп = 1529.6–6393.7, U = 4.1–50.4, U/Th = 10.9–37.0, Zr = 7.2–20.1, Sr = 178.8–1396.9, Ba = 33.3–803.6.

В последнее время “узкий круг” карбонатитов Урала значительно расширился за счет отнесения к карбонатитам широко распространенных мраморных толщ осадочного происхождения [20, 22, 23]. Так, по мнению В.А. Попова, “пересмотр генезиса некоторых тел мраморовидных пород в уральских палеорифтовых структурах с точки зрения последовательности кристаллизации минералов привел к заключению о широком развитии разнообразных карбонатитов на Урале. С ними связаны не только классические редкометалльные месторождения, но

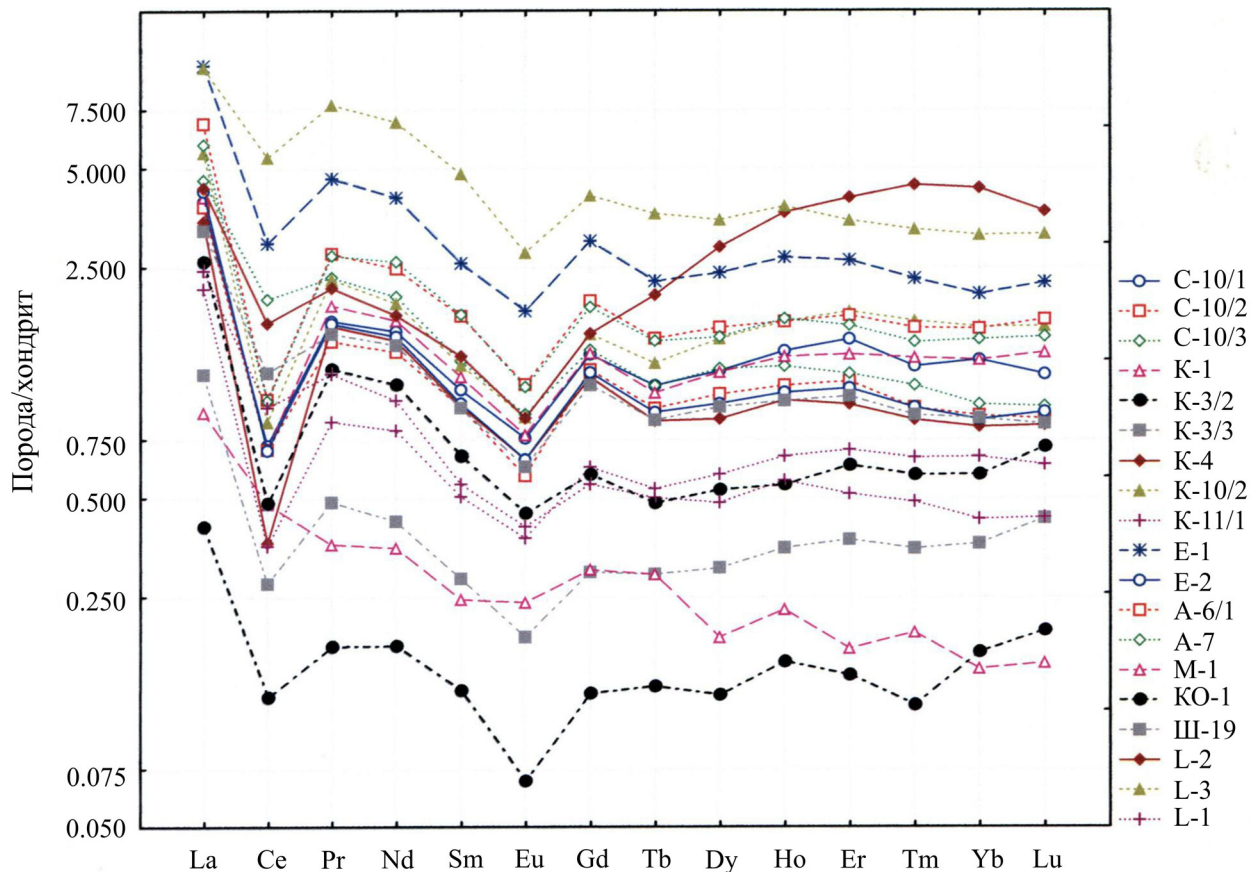


Рис. 3. Поведение редкоземельных элементов в мраморах, содержащих рубины и другую минерализацию.

Карьеры Среднего и Южного Урала: С – Светлинский, К – Кучинский, Е – Еленовский, А – Андреевский, М – Мраморский, КО – Коелгинский, Ш – Шабровский, L – Липовский.

и месторождения и проявления никеля, демантоидов, рубина, алмаза, железа” [23].

Нами были изучены мраморы, содержащие рубины и другую минерализацию, с карьеров Среднего и Южного Урала (рис. 3).

Все они показали обычное распределение редкоземельных элементов. Наблюдается характерная для осадочных карбонатных толщ Се-аномалия, поэтому отнесение их к карбонатам требует более тщательно проверенных доказательств.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта “Развитие минерально-сырьевой базы России...”, руководитель проекта академик РАН В.А. Коротеев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю. М. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 2. С. 412–415.
2. Белковский А.И. Симплектит-эклогиты Среднего

Урала. Свердловск, 1989. 204 с.

3. Беляев К.Д., Ганеев И.Г., Чайка В.М., Чернов В.Д. Рудные ресурсы и их размещение по геозонам. Редкие металлы: Тантал, ниобий, скандий, редкие земли, цирконий, гафний: Справочное пособие / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: Недра, 1996. 175 с.
4. Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. С. 215–257.
5. Гинзбург А.И., Самоилов В.С. К проблеме карбонатитов // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1983. Ч. 112, Вып. 2. С. 164–178.
6. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М., Карбонатитовые месторождения // Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 152–212.
7. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
8. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 186 с.
9. Кумеев С.С. Полевые шпаты – петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 206 с.
10. Левин В.Я. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
11. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых

- гор // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 4. С. 930–933.
12. *Лутц Б.Г., Минеев Д.А.* Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.
 13. *Мельников Е.П.* Термодинамические условия метаморфизма пород Уфалейского гнейсового комплекса // Проблемы биминеральной геотермобарометрии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. Вып. 130. С. 106–126.
 14. *Минеев Д.А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, № 4. С. 865–868.
 15. *Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.* Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.
 16. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. 1963. Т. 1. С. 57–83.
 17. *Овчинников Л.Н.* Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
 18. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А.* Минералогия шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиборлитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ, 2007. 187 с.
 19. *Пожарицкая Л. К., Самойлов В.С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.
 20. *Попов В.А.* Структуры и текстуры карбонатитов // Металлогения древних и современных океанов-2008. Миасс: ИМ УрО РАН, 2008. С. 285–289.
 21. *Попов В.А.* О нашумевшем уральском “иттроэпидоте” из Слюдорудника // Тринадцатые Всерос. науч. чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМ УрО РАН, 2012. С. 18–23
 22. *Попов В.А., Колисниченко С.В.* К минералогии карбонатитов Русской Бразилии на Южном Урале // Урал. минер. сб. 2008. № 15. С. 75–84.
 23. *Попов В.А., Попова В.И.* Минералогический аспект проблемы карбонатитов на Урале // Металлогения древних и современных океанов-2004. Миасс: ИМ УрО РАН, 2004. С. 264–269.
 24. *Пушкарев Ю.Д., Обухова П.А.* Геохронология метаморфических процессов, их периодичность и корреляция // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР, 1980. С. 91–106.
 25. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.
 26. *Суставов С.Г., Огородников В.Н.* Иттроколумбит-(Y) в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения (Южный Урал) // Вестн. УрО Рос. минер. об-ва. Екатеринбург. 2008. № 5. С. 106–112.
 27. *Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* Гранитный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–27.
 28. *Brogger W.C.* Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Kristiania, 1920. 480 s. Skr. Norske vidensk.-akad. Oslo, kl, 90.
 29. *Gold D.P.* Average chemical composition of carbonatites // Econ. Geol. 1963. V. 58, No. 6. P. 988–991.
 30. *Jiyama J.T.* Contribution a l’etude des equilibres dans le subcolidus du systeme ternaire orthose-albite-anorthite a l’aide de reactions d’echange d’ions Na-K au contact d’une solution hydrothermale // Bull. Soc. Frans. Miner. Crist. 1966. V. 89. P. 442–454.
 31. *Orville P.M.* Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanidine-high albite solid solution series // Am. Miner. 1967. V. 52, No. 1–2. P. 55–86.