УДК 549.74+550.42+551.24 (470.5)
http://doi.org/10.21440/2307-2091-2022-3-28-45

Карбонатиты и карбонатные гидротермально-метасоматические жилы юго-восточной части Уфалейского комплекса (Урал, Россия): геолого-структурная позиция, геохимические и изотопные (^{18}O и ^{13}C) данные

Александр Николаевич САВИЧЕВ[1,2*]
Юрий Алексеевич ПОЛЕНОВ[1*]
Сергей Ахматович САДЫКОВ[2**]

[1]Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия
[2]Институт минералогии – обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Челябинская область, Россия

Аннотация

Актуальность работы. Приведены изотопные и геохимические особенности карбонатитов и карбонатных гидротермально-метасоматических жил юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса.

Цель работы – дать минералого-петрографическую, изотопную (^{18}O и ^{13}C) и геохимическую характеристику эндогенных карбонатных тел – карбонатитов и карбонатных гидротермально-метасоматических жил, локализованных в разных структурно-геологических обстановках юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, и предложить их генетическую интерпретацию. Проведена предварительная прогнозная оценка элементного состава карбонатитов в качестве ресурсного потенциала на редкие земли.

Методы исследования. Определение изотопного состава углерода и кислорода проведено на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage. Количественное определение элементов в монофракциях карбонатов было проведено методом масс-спектрометрии (ИПС-МС). При описании карбонатных объектов использовался онтогенический подход. Спектры лантаноидов с обогащением тяжелыми РЗЭ иттриевой группы интерпретировались как спектры HREE-типов, с обогащением легкими РЗЭ цериевой группы как спектры LREE-типов.

Результаты. Приведены изотопные и геохимические данные по составу карбонатов из эндогенных карбонатных образований (карбонатитов, карбонатных гидротермально-метасоматических жил и автономных метакристаллов). В карбонатитах выделено 2 магматические стадии: карбонатиты I имеют содержание Σ REE + Y в интервале 360–886 ppm, карбонатиты II – 2142 ppm, содержание LREE в карбонатитах I в интервале 8–53 ppm, в карбонатитах II –1923 ppm. Онтогенические особенности позволяют проследить изменение изотопного состава в процессе карбонатитообразования и дальнейшего метаморфизма карбонатитов.

Выводы. 1. Наиболее значимыми являются TREE-типы спектров РЗЭ в карбонатитах и метасоматических гидротермалитах. Образование TREE-типов спектров РЗЭ обосновано их трансформированием в результате воздействия на них интенсивных деформаций. 2. Интерпретация результатов изотопного анализа ($\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$) карбонатов основана на онтогенических особенностях. 3. Приведенные значения элементного состава карбонатов фиксируют возможный прогнозный промышленный потенциал Слюдяногорского карбонатитового комплекса на редкие элементы иттриевой группы.

***Ключевые слова*:** карбонаты, TREE-тип спектра карбонатитов, изотопный анализ, масс-спектрометрия. Слюдяногорский карбонатитовый комплекс, Южный Урал.

Введение

Эндогенные карбонатные тела в пределах юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса (Южный Урал, Россия) известны наличием проявлений Слюдяногорского комплекса карбонатитов линейно-трещинного типа [1–4], гидротермально-метасоматических карбонатных жил и мраморизованных известняков. Все изученные проявления вскрыты в разное время подземными горными выработками и карьерами по добыче особо чистого кварца, мусковита и железных руд, что позволило задокументировать геологические особенности карбонатной минерализации. Находок аналогичной карбонатной минерализации в изученной части Уфалейского метаморфического комплекса за пределами добычных объектов до настоящего времени не выявлено.

На данном этапе исследования нашей целью было дать краткую минералого-петрографическую, изотопную (^{18}O и ^{13}C) и геохимическую характеристику эндогенных карбонатных тел, локализованных в разных структур-

✉fgg.gl@ ursmu.ru
**sadykov@mineralogy.ru

но-геологических обстановках юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, и предложить варианты их генетической интерпретации. Расширение сведений об элементном составе карбонатитов позволяет прогнозировать качественную характеристику их ресурсного потенциала на редкие земли иттриевой группы.

Следует отметить, что карбонатная минерализация является частью общей картины строения и функционирования мощной минералообразующей системы, связанной с глубинным магматическим очагом, наличие которого подтверждено положительной гравитационной аномалией.

Методика

Образцы. Отбор проб карбонатов осуществлялся из проявлений карбонатитов, гидротермально-метасоматических карбонатных жил, мраморизованных известняков и метасоматически измененных метаморфизованных ультрамафитов юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса. Карбонаты в этих породах являются основными породообразующими минералами. Пробоподготовка заключалась в выделении мономинеральных фракций карбонатов, которой предшествовали отбор визуально чистых сколков или спайных обломков кристаллов карбонатных минералов из образца, их дробление до фракции –0,1 мм, квартование и магнитная сепарация полученной навески. Отбор монофракций карбонатов осуществлялся под бинокулярным микроскопом с последующим истиранием полученного материала в агатовой ступке до пудры. После этого отбирались навески карбонатов для проведения изотопного и ИПС-МС-анализов. Такой подход к пробоподготовке гарантирует максимальную концентрацию в пробе только карбонатного материала. Однако мы не исключаем наличие микропримесей других минералов в матрице карбонатных минералов.

Аналитические исследования. Изотопные исследования карбонатов (^{18}O и ^{13}C) выполнены в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). Определение изотопного состава углерода проведено на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage производства фирмы Thermo Finnigan, сопряженном интерфейсом ConFlo III с элементным анализатором EA Flash1112. Изотопный состав кислорода определен на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage, сопряженном интерфейсом ConFlo III с высокотемпературным конвектором EA/TC. Изотопные отношения были измерены методом измерения изотопных отношений в непрерывном потоке газа гелия (a continuous-flow IRMS). При проведении определения изотопных составов использовался стандарт NBS-19 по методике [5]. При измерениях изотопного состава углерода использовались стандарты NBS-18 или NBS-19 (приборная ошибка измерений в серии равна 0,06 ‰, VPDB). При измерениях изотопного состава кислорода использовались стандарты NBS-18 или NBS-19 (приборная ошибка измерений в серии равна 0,2 ‰, VSMOW).

Количественное определение 14 редкоземельных (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и 36 редких и рассеянных элементов (Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) в монофракциях карбонатов было проведено в твердых пробах методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ИПС-МС) на масс-спектрометрах ELAN-6000 и ELAN-9000 в лаборатории физических и химических методов исследования Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

По аналогии с [6] мы рассматриваем спектры лантаноидов с обогащением тяжелыми РЗЭ иттриевой группы как спектры прямого или HREE-типов. Обогащению легкими РЗЭ цериевой группы соответствуют спектры обратного или LREE-типов.

Геологический очерк юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса. Уфалейский метаморфический комплекс является частью Центрально-Уральского поднятия и формирует одну из структур Уфимского мантийного горста [5]. Сложное тектоническое строение Уфалейского метаморфического комплекса обусловлено его расположением напротив Уфимского выступа, в наиболее сжатой части уральских структур, где сформированные в разное время в различных геодинамических обстановках структурно-вещественные комплексы претерпели кардинальные изменения в коллизионные этапы развития территории с формированием надвиговых дислокаций и парагенезисов сдвиговых и взбросо-сдвиговых нарушений [7]. Особенностью горных пород этой части Уфалейского комплекса является то, что в дислокации вовлечены породы уфалейской и куртинской свит.

Уфалейская свита сложена амфиболитами, гранитогнейсами с прослоями кварцитов, гранат-слюдяно-кварцевыми и слюдяно-кварцевыми сланцами, плагиоклазовыми и двуполевошпатовыми мигматитами. Амфиболиты образованы по основным эффузивам и их туфогенным аналогам, которые в результате процессов метаморфизма превращены в различные по составу гнейсы (амфиболовые, биотитовые, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, гранат-эпидот-амфиболовые и т. д.) Предполагается, что большая часть гранитогнейсов образовалась за счет эффузивов кислого состава [8].

Куртинская свита (RF_2 *kr*) распространена в восточном обрамлении Уфалейского метаморфического комплекса. Свита сложена гранат-слюдяно-кварцевыми, амфибол-слюдяно-кварцевыми и слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями слюдистых и графитовых кварцитов, линзовидными и субизометрическими телами бескорневых будинообразных цоизитовых и гранатовых апогаббровых амфиболитов. В верхней части свиты наблюдаются графитсодержащие разности слюдяно-кварцевых сланцев и слюдистых кварцитов.

Во внутренней части куртинской свиты обособлено несколько небольших массивов метаморфизованных гипербазитов куртинского комплекса (RF_2?*kn*), представленых антигоритовыми серпентинитами, оливин-антигоритовыми, оливин-тальковыми, энстатит-тальк-антофиллитовыми, тремолитовыми породами, талькитами, клинопироксенитами и эклогитами.

В структурном плане нижней границей куртинской свиты является поверхность «стратиграфического несогласия», отделяющего ее от пород нижележащей слюдяногорской свиты, которое выражается в угловых и азимутальных несогласиях, в мигматизации, разлинзовании и будинировании геологических тел, брекчировании, катаклазе и диспергировании горных пород и т. д. Верхняя

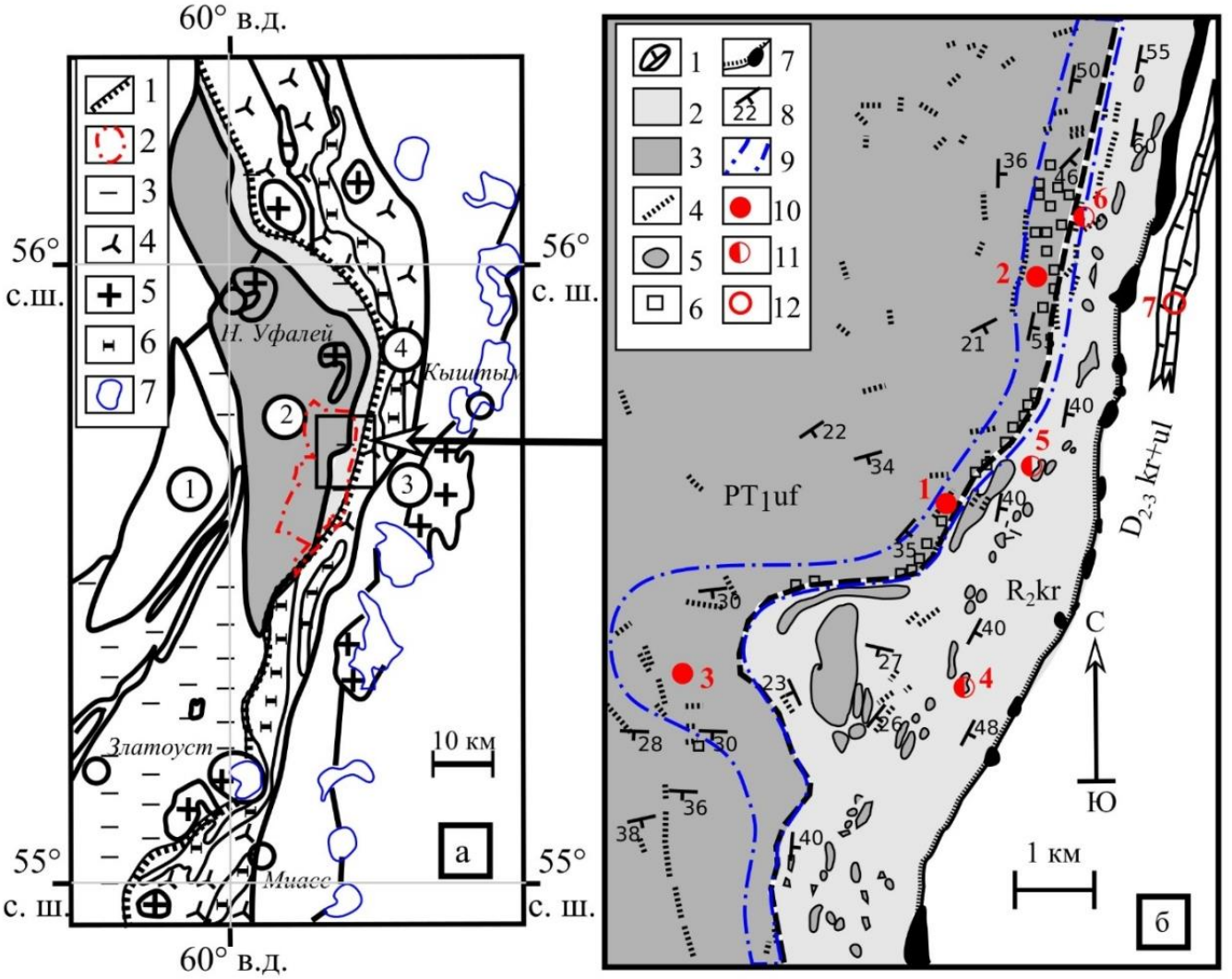

Рисунок. 1. **Геологическая позиция карбонатитов, гидротермально-метасоматических карбонатных жил и мраморизованных известняков в юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса:** *а* – геологическая схема территории (*1* – Главный Уральский разлом; *2* – контуры положительной гравитационной аномалии; *3* – рифейские отложения; *4* – вулканогенно-осадочные отложения; *5* – гранитные интрузии; *6* – ультраосновные массивы; *7* – озера); цифры на схеме: *1* – Тараташским комплекс; *2* – Уфалейский комплекс; *3* – Сысертско-Ильменогорский комплекс; *4* – Тагило-Магнитогорский прогиб; *б* – геологическая схема размещение проявлений карбонатной минерализации в юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса: *1* – мраморизованные известняки Тагило-Магнитогорского прогиба; Уфалейский метаморфический комплекс: *2* – куртинская свита; *3* – уфалейская свита; *4* – гранитные дайки палеозойского возраста; *5* – амфиболитовые массивы, локализованные в куртинской свите; *6* – слюдяные (мусковитовые) пегматиты; *7* – зона серпентинитового меланжа Главного Уральского разлома; *8* – элементы залегания пород; *9* – Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона; проявления карбонатной минерализации: *10* – магматические карбонатиты; *11* – гидротермально-метасоматические карбонатные жилы; *12* – мраморизованные известняки; проявления: *1* – проявление жилы № 175; *2* – Слюдяногорское; *3* – Теплогорское; *4* – Болотное; *5* – проявление жилы № 3; *6* – проявление жилы № 170; *7* – толща мраморизованных известняков на восточной окраине пос. Слюдорудник

Figure 1. Geological position of carbonatites, hydrothermal-metasomatic carbonate veins, and marbled limestones in the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex: *a* – geological schematic of the territory (*1* – Main Ural Fault; *2* – positive gravity anomaly contours; *3* – Riphean deposits; *4* – volcanogenic-sedimentary deposits; *5* – granite intrusions; *6* – ultrabasic massifs; *7* – lakes); numbers on the schematic: *1* – Taratash complex; *2* – Ufaley complex; *3* – Sysert-Ilmenogorsk complex; *4* – Tagil-Magnitogorsk trough; *b* – geological schematic of distribution of occurrences of carbonate mineralization in the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex: *1* – marmorized limestones of the Tagil-Magnitogorsk trough; Ufaley metamorphic complex: *2* – Kurta Formation; *3* – Ufaley Formation; *4* – Paleozoic granite dikes; *5* – amphibolite massifs localized in the Kurta Formation; *6* – mica (muscovite) pegmatites; *7* – zone of serpentinite melange of the Main Ural Fault; *8* – elements of rock occurrence; *9* – Slyudyanogorsk-Teplogorsk suture zone; occurrences of carbonate mineralization: *10* – igneous carbonatites; *11* – hydrothermal-metasomatic carbonate veins; *12* – marmorized limestones; occurrences: *1* – occurrence of vein no. 175; *2* – Slyudyanogorskoye; *3* –Teplogorskoye; *4* – Bolotnoye; *5* – occurrence of vein no. *3*; *6* – occurrence of vein no. 170; *7* – sequence of marmorized limestones on the eastern outskirts of the village Slyudorudnik

граница куртинской свиты – тектоническая, представленная осевой частью Главного Уральского разлома, отделяющая Уфалейский комплекс от Тагило-Магнитогорской прогиба – область интенсивного динамометаморфизма пород, развития тектонических брекчий, милонитов, серпентинитового меланжа. Фиксируется на всем протяжении линзовидно-линейными, тонкими телами серпентинитов и зонами перетертых зеленых сланцев (рис. 1, *б*).

Зафиксирована ориентировка различных типов наблюдаемой линейности (мономинеральной, агрегатов минералов, шарниров складок малого и среднего масштабов, осевых линий склонения пегматоидных тел и квар-

цевых жил), одинаковая для всего района. Линейность выражается следующими цифрами: азимут погружения 130°–160°, угол погружения 15°–40°, что значительно отличается от простирания уральских структур в этом регионе (рис. 1, *а*).

Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона дислокационного метаморфизма, центральная часть которой совпадает с линией «стратиграфического несогласия», выделяется в качестве самостоятельного структурно-геологического элемента в восточной части Уфалейского комплекса (рис. 1, *б*) в связи с концентрацией в ней месторождений и проявлений различных полезных ископаемых: мусковита, особо чистого кварца, рутила. С этой тектонической зоной связаны широкое развитие мигматитов, дайковых комплексов плагиогранитного состава нескольких этапов магматизма, проявления карбонатитов, кварцевых жил и докембрийских анортоклазитовых слюдоносных пегматоидов. Эндогенные тектонокластические образования представлены линейно вытянутыми зонами тектонического дробления, разлинзования и истирания, подчеркивающими чешуйчато-блоковое строение шовной зоны. В дополнение к этому в горных породах зоны наблюдаются такие типоморфные минералы высокобарического метаморфизма, как кианит, рутил, клиноцоизит, фенгит и др.

Оперяющие осевую часть зоны разрывные нарушения формируют сложнопостроенную структуру типа региональных линеаментных зон [9]. Сдвиго-надвиговый характер данной структуры, заложенной в рифее, окончательно сформировался в палеозойскую коллизию, неоднократно фиксировался как в результате геолого-съемочных работ [7], так и при региональном изучении тектоники Урала [10].

Протяженность Слюдяногорско-Теплогорской зоны (от широты г. Карабаш на юге до широты г. Полевской на севере), характер ее расположения и взаимодействия с сопряженными региональными структурами позволяет утверждать, что данная зона является одной из структур региональных линеаментных зон, сформировавшихся в результате стесненного множественного сдвига [10, 11].

Считается, что эта шовная зона заложена в среднем рифее на докембрийском фундаменте Восточно-Европейской платформы (Иванов, 1977; Кейльман, 1974) и ее современное строение отражает все последующие геологические события района: рассеянный рифтинг, рифтогенез и палеозойскую коллизию [7]. Эти события привели к усложнению структурно-геологического облика как всего Уфалейского комплекса, так и изучаемой территории.

Высокобарический характер данного района подтвержден А. И. Белковским на основании изучения вещественного состава пород сланцевого обрамления Уфалейского комплекса. Им установлено, что образования куртинской свиты и отчасти пород гнейсового ядра (уфалейской свиты) представляют собой сложнопостроенный высокобарический эклогит-сланцево-мигматитовый комплекс [1].

В любом случае мы наблюдаем разные трактовки одного и того же воздействия стресса и сопутствующих ему процессов на горные породы, сопровождающиеся качественным перерождением протолита.

Проявления карбонатитов и карбонатных гидротермалитов в Уфалейском комплексе. Изученные нами эндогенные карбонатные тела пространственно локализованы в юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса в пределах влияния Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны и вскрыты подземными горными выработками и карьерами по добыче слюды, особо чистого кварца, магнетита.

В зоне влияния Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны, охватывающей породы уфалейской свиты, располагается Слюдяногорский карбонатитовый комплекс [12], в котором известны проявления карбонатитов (с севера на юг): Слюдяногорское, проявление жилы № 175 и Теплогорское (рис. 1, *б*). Карбонатитовые тела прорывают докембрийские гнейсы, и окружены зонами фенитизированных пород.

На начальном этапе изучения эти карбонатные проявления относились к метасоматическим [2, 12, 13]. Исследованиями последнего времени установлено, что все проявления Слюдяногорского карбонатитового комплекса отнесены: по генетическим признакам к первично магматогенным [3, 4]; по структурным признакам – к формации линейно-трещинных карбонатитов [14].

Исследования И. Л. Недосековой и др. [15] показали, что полученные для кальцита из карбонатных жил Слюдяногорского комплекса изотопные данные подтверждают наличие глубинного мантийного источника их происхождения. Содержания изотопов Sr, C и O составляют $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,70356 и $\delta^{18}O$ – 7,5; $\delta^{13}C$ составляет –6,5 соответственно, и низкое отрицательное значение (εNd) 345…–12,8 встречается в обогащенной мантии типа EM1.

В процессе геологического доизучения территории [7] определен абсолютный возраст карбонатитов Теплогорского железорудного месторождения аргон-аргоновым методом по биотиту, который составил 324 ± 3 млн лет. Со стороны сланцевого обрамления в зоне влияния Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны в отложениях куртинской свиты (RF_2 *kr*) находки эндогенных карбонатных тел редкие и менее масштабные и вскрыты в карьерах по добыче особо чистого кварца. Нами изучены проявления и минералогические находки карбонатных тел разной формы и размеров в карьерных полях жилы Болотной (№ 101), жилах № 3 и 170 Кыштымского месторождения гранулированного кварца (рис. 1, *б*). Целевые исследования карбонатной минерализации на этих объектах ранее не проводились, кроме упоминаний в контексте с особо чистым кварцем, например [3]. По своим генетическим признакам эти объекты эндогенной карбонатной минерализации отнесены нами к гидротермально-метасоматическим карбонатным телам.

Палеозойская коллизия приводит к деформации и перекристаллизации всех пород района, в том числе магматических карбонатитов и гидротермально-метасоматических карбонатных тел. Это делает интерпретацию данных об этих объектах весьма сложным процессом и способствует появлению разнообразных генетических версий.

В пределах юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса нами выделено два типа эндогенных карбонатных тел, представленных: 1) магматическими карбонатитами формации линейно-трещинного типа;

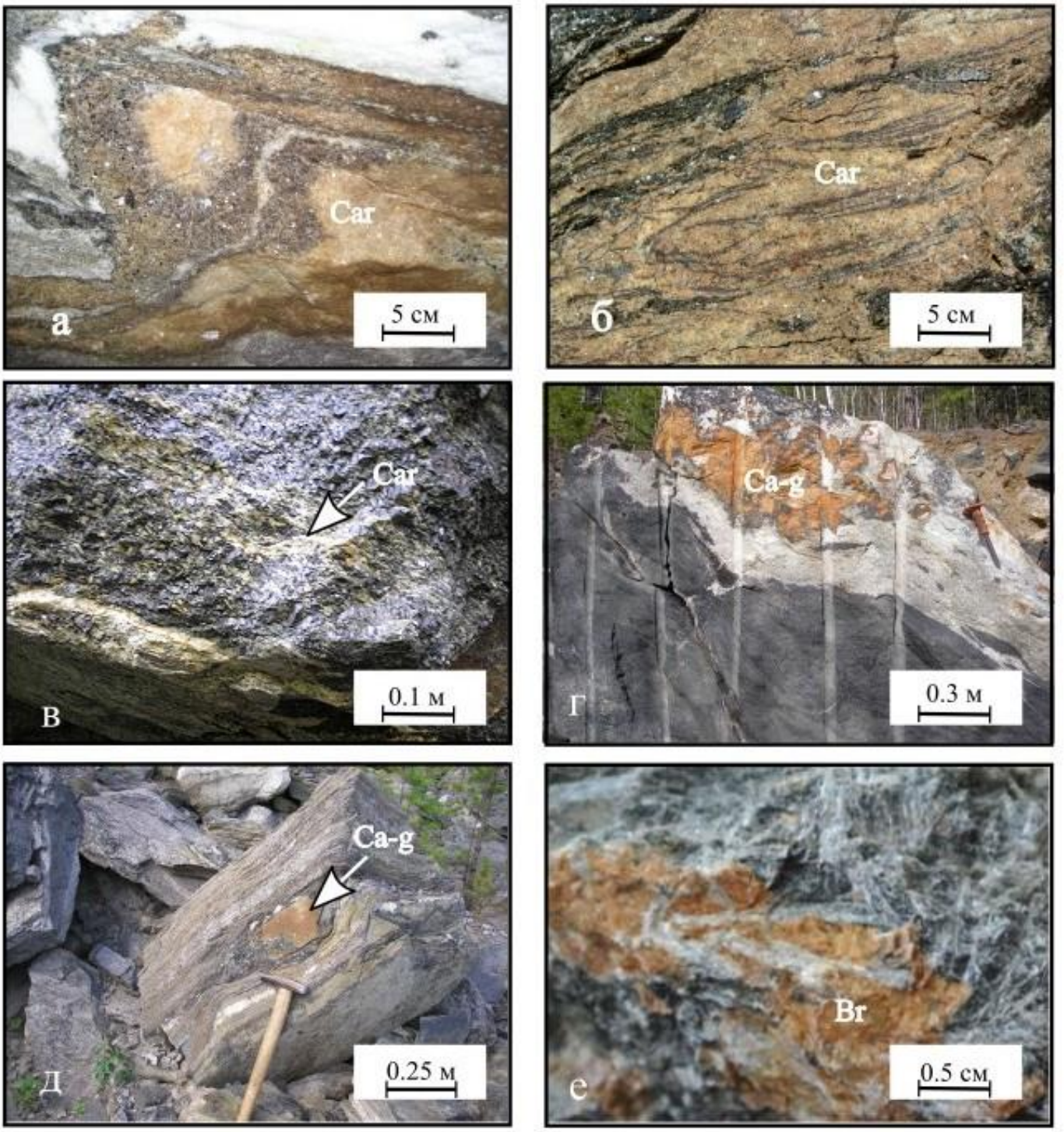

Рисунок 2. Группы карбонатов с характерным обликом породных масс: магматические карбонатиты (Car): *а* – крупнозернистые кальциты Слюдяногорского проявления; *б* – магматические карбонатиты с ликвационными структурами в виде титаномагнетитовых эвтектических колоний (проявление карбонатитов на жиле № 175); *в* – прожилково-вкрапленные кальциты в магнетититовых карбонатитах Теплогорского проявления; карбонатные метасоматические гидротермалиты (Ca–g): *г* – метасоматические доломиты в амфиболитах куртинской свиты (проявление жилы № 101); *д* – будина метасоматических доломитов в гранат-слюдяно-кварцевых тектоносланцах куртинской свиты (проявление жилы № 170); *е* – брейнерит (Br) в тальк-антофиллитовых метасоматитах проявления Мягкий камень

Figure 2. Groups of carbonates with a characteristic appearance of rock masses: igneous carbonatites (Car): *a* – coarse-grained calcites of the Slyudyanogorsk occurrence; *b* – igneous carbonatites with liquation structures in the form of titanomagnetite eutectic colonies (occurrence of carbonatites on vein no. 175); *c* – veinlet-disseminated calcites in magnetite carbonatites of the Teplogorsk occurrence; carbonate metasomatic hydrothermalites (Ca–g): *d* – metasomatic dolomites in amphibolites of the Kurta Formation (occurrence of vein no. 101); *e* – boudin of metasomatic dolomites in garnet-mica-quartz tectonoslates of the Kurta Formation (vein occurrence no. 170); *f* – breinerite (Br) in talc-anthophyllite metasomatites of the Myagkiy kamen' occurrence

2) гидротермально-метасоматическими карбонатными телами. Далее приводим их краткое описание.

Проявления магматических карбонатитов. В пределах Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны сосредоточены все известные проявления Слюдяногорского карбонатитового комплекса жильных магматических карбонатитов: Теплогорское, проявление жилы № 175 и Слюдяногорское.

Теплогорское проявление карбонатитов. Изучение минерального состава карбонатитов показало, что самым распространенным минералом является кальцит. Вторым по распространенности в карбонатитах является магнетит. Фиксируется наличие эпидота (до 15–20 %), анита (биотита), альбита, калишпата, циркона, широко представлен метасоматический кварц. Среди темноцветных минералов встречаются редкие зерна амфибола, пироксена и хлорита. Широко распространен фторапатит. В некоторых частях жильного тела наблюдались реликтовые структуры магматических карбонатитов. В таких частях среди «слоев» карбонатитов наблюдается пироксен-биотит-эпидот-кальцитовый парагенезис (без магнетита) фенитов. По преобладающему минеральному составу карбонатиты Теплогорского проявления отнесены к магнетитовым кальцитовым карбонатитам [4].

Длина карбонатитовой жилы по простиранию – 80 м, азимут простирания – 70°, азимут падения –18°, видимая максимальная мощность жильного тела – 4 м. Строение жильного тела условно можно разделить на три зоны. Верхняя зона, приуроченная к висячему боку жилы, сложена массивным магнетитом. Мощность этой зоны достигает 1,5 м в центральной части жилы. Нижняя зона, приуроченная к лежачему боку жилы, сложена крупнозернистыми массивными кальцитовыми карбонатитами – сёвитами с примесью акцессорного магнетита. Мощность нижней зоны составляет 0,8 м. Промежуточная зона жилы по содержанию магнетита имеет постепенный переход снизу вверх от акцессорного (1–2 %) до массивного (95–98 %). Карбонаты в промежуточной части замещены тонкозернистым метасоматическим кварцем. Замещение карбоната кварцем сплошное в центральной части промежуточной зоны и прожилково-вкрапленное на внешних периметрах промежуточной зоны. Магнетит при замещении является инертным минералом и остается в теле жилы, происходит лишь его перекристаллизация с укрупнением зерна. Замещение кварцем достигает 60–70 % от первоначального объема карбонатитового жильного тела.

Первоначальное деление жилы по минералогическому составу на зоны обусловлено ликвационно-гравитационным расслоением кальцитовой и магнетитовой частей кальцит-магнетитовой магмы по удельному весу. По нашему мнению, эта магматическая карбонатитовая жила находится в опрокинутом залегании.

Проявление карбонатитов жилы № 175. В кварцево-жильной массе жилы № 175 Кыштымского месторождения гранулированного кварца наблюдаются многочисленные реликты кальцитовых карбонатитов. В южной части кварцевой жилы в карьере на бермах вскрыты фрагменты жильных карбонатитовых тел разной мощности (от 2–3 см до 1,5 м), оконтуренных зонами фенитизации. Карбонатитовые тела обладают сложной зональностью. Для внутреннего строения карбонатитовых тел характерны текстуры течения, параллельные контактам и изгибающиеся вокруг ксенолитов вмещающих пород. К осевым зонам приурочены титаномагнетитовые эвтектические «колонии», расположенные в мелкозернистой карбонатной матрице (рис. 2, *б*). Такого типа образования являются прямыми признаками ликвации вещества карбонатитовой магмы. Механизм образования ликвационных структур такого рода (с эвтектическими «колониями») детально рассмотрен Н. И. Красновой и Т. Г. Петровым [16]. Полосчатость структур магматического течения также подчеркивается ориентировкой кристаллов биотита и амфибола в карбонатной основной массе.

Эндоконтактовые части карбонатитовых тел в большинстве случаев сложены крупнозернистыми кристаллами кальцита со слабоориентированными включениями кристаллов амфибола и биотита. В количественном отношении в этой зоне увеличивается содержание кристаллов биотита и амфибола. В этой зоне кальцит полиэдрической формы, что говорит о его перекристаллизации. Стенки контактов карбонатитов с вмещающими породами, как правило, реоморфные с цепочками кристаллов апатита вдоль контактов. Размер кристаллов апатита достигает 0,5 м. Можно предположить, что такой тип зональности возник в результате взаимодействия карбонатитовой магмы с вмещающими породами.

Часто наблюдаются автономные зоны фенитизации. Фенитизация в большинстве случаев совпадает с гнейсовидностью вмещающих пород, хотя встречены и слабосекущие по отношению к гнейсовидности зоны. Фенит состоит из биотит-флогопит-амфибол-карбонатной матрицы с тонкими прерывистыми линзами и прожилками карбонатита, незначительного количества маломощных кварцевых прожилков и реликтовых прослоев амфиболитов, амфиболовых гнейсов и гранитогнейсов. Длина этой зоны по простиранию имеет размах до 300 м при видимой мощности в наиболее крупной части до 18 м. Азимут склонения карбонатитовой зоны составляет 150°. Прослеженная подземными горными выработками длина карбонатитовых зон по склонению превышает 300 м и не оконтурена на глубину.

Проявление карбонатитов Слюдяногорское. Наши наблюдения в горных выработках Слюдяногорского месторождения мусковита позволяют утверждать, что магматические карбонатиты секут структуру слюдоносных анортоклазитов жильной зоны № 4 под углом 10°. На внешних контактах интрузивной карбонатной жилы наблюдаются зоны брекчирования слюдоносных анортоклазитов. Центральная часть карбонатитовой жилы замещена метасоматическим кварцем на 80 %, как и на описанных ранее проявлениях кальцитовых карбонатитов. Наблюдаются только внешние сохранившиеся зальбанды карбонатитовой жилы мощностью до 0,3 м, которые часто принимались за автономные карбонатные прожилки (рис. 2, *а*). Прослеженные в горных выработках параметры интрузивной карбонатитовой жилы: длина по простиранию – более 50 м, максимальная видимая мощность – 2,5 м, азимут склонения 140°, угол склонения 20°. Карбонатитовое тело уходит на глубину в юго-восточном направлении за пределы наблюдения в горных выработках.

Исследования минералогических особенностей Слюдяногорского карбонатитового комплекса показали, что большинство карбонатитов сложены кальцитом с пироксенами (эгирин-авгитом), амфиболами (гастингситом) и слюдами (биотитом, тетраферрибиотитом), апатитом, микроклином. Главные минералы карбонатитов: кальцит 60–90 %. Количество второстепенных минералов (биотит, амфибол, пироксен, титанит) достигает 40–10 %. В качестве акцессорных минералов в них встречаются ксенотим, иттроэпидот, ильменит-(Nb), титанит-(Nb), циркон,

рутил-(Nb), магнетит, пирротин, пирит, пентландит, марказит, молибденит-3R [17].

Карбонатиты Слюдяногорского проявления и проявления жилы № 175 по своему минералогическому составу и текстурно-структурным особенностям отнесены к сёвитам.

Вмещающие карбонатиты горные породы – амфиболиты, амфиболовые гнейсы и гранитогнейсы – на контактах фенитизированы. Центральные зоны фенитизации превращены в флогопит-анитовые слюдиты. Мощность ореолов флогопит-анитовой фенитизации различная и колеблется от 1–5 см до 2–3 м и зависит от мощности карбонатитов и состава вмещающих пород. Метаморфическое воздействие на карбонатиты заключается в наложении на них мощных процессов кремнекислого метасоматоза, пересечении карбонатитовых и кварцевых тел несколькими сериями даек плагиогранитов, смятии в складки и разбиении их тектоническими нарушениями на блоки с относительным смещением и разлинзованием частей. Замещающий карбонатиты на 60–90 % метасоматический кварц является типоморфным минералом гидротермально-метасоматической стадии. На жиле № 175 этот гидротермально-метасоматический кварц сформировал промышленный объект с особо чистым кварцем. На Теплогорском проявлении обширное окварцевание магнетитовых карбонатитов привело к их ошибочной диагностике в качестве «магнетитовых кварцитов».

Пространственное положение и генетическое подобие карбонатитовых жил и зон фенитизации говорят о вскрытых горными выработками частях карбонатитовой магматической системы, образующей линейную сложнопостроенную многоуровневую цепочечную штокверковидную зону протяженностью 9 км и мощностью до 18 м. Первичное магматогенное происхождение жильных карбонатитов Слюдяногорского карбонатитового комплекса доказано более ранними исследованиями этих объектов [3, 4].

Можно предположить, что выведенные на поверхность слюдяногорские карбонатиты связаны с положительной гравитационной аномалией (рис. 1), которая по своим параметрам сопоставима с комплексами известных ультраосновных и щелочных пород [18].

Гидротермально-метасоматические карбонатные тела. В отложениях куртинской свиты в карьерах по добыче особо чистого кварца нами изучены проявления, представленные гидротермально-метасоматическими карбонатными телами: Болотное; проявление жилы № 3 и проявление жилы № 170.

Проявление Болотное (жила № 101). Линейные прожилково-вкрапленные зоны цепочечных и автономных скоплений метакристаллов доломита с прогрессирующей плотностью заполнения пространства залегают в теле гранат-цоизитовых амфиболитов куртинской свиты.

При детальных геолого-структурных исследованиях проявления выяснено, что карбонатные метасоматиты трассируют определенные структурные элементы – системы трещинных, капиллярных зон и зон катаклаза различной мощности с разной метасоматической нагрузкой. Эти зоны обычно имеют линейный характер и прослеживаются по развитию карбонатизации на небольшие по простиранию расстояния (до 30 м). Карбонатные скопления (кальцит-доломитового состава) слагаются разнозернистыми, преимущественно гигантозернистыми метакристаллами в виде цепочек и изометричных скоплений в виде шлиров и обогащенных участков размерами до 3,5 м. Внутри метакристаллов наблюдаются неперемещенные реликты вмещающих амфиболитов. Широко представлены более поздние метасоматические оторочки клиноцоизит-парагонитового состава, обусловленные Na-щелочным характером метасоматоза (рис. 2, *г*). Этот метасоматический парагенезис сменяется лиственитами и кварц-альбитовыми метасоматитами. Сопровождающие метасоматические карбонаты более поздние метасоматиты контролируются различными системами трещин. Структурно-возрастная шкала, построенная на основе взаимных пересечений разновозрастных метасоматитов, выглядит следующим образом (от древних к молодым): метасоматическая карбонатизация → Na-щелочной метасоматоз → лиственитизация → кварц-альбитовые метасоматиты.

Таким образом, наблюдается многостадийность процесса образования трещинных карбонатсодержащих зон с закономерной сменой метасоматических парагенезисов в этих зонах в соответствии с изменением щелочности–кислотности растворов, типичных для гидротермальных процессов.

Проявления жил № 3 и 170. В пластичной гранат-слюдяно-кварцевой матрице тектоносланцев куртинской свиты первично-осадочной природы наблюдаются одиночные метакристаллы доломита, имеющие облик обжатых чечевицеобразных будин (рис. 2, *д*). Эти находки пространственно максимально приближены к зоне структурного несогласия между куртинской и уфалейской свитами. Размер таких метакристаллов достигает 0,5 м по длинной оси. Природа образования этих экзотических метакристаллов пока неясна.

Проявление Мягкий камень. В метасоматически измененных гипербазитах куртинского комплекса (RF_2?*kn*) широкое распространение имеет брейнерит в виде ромбоэдрических кристаллов светло-желтого и желтого цвета, распределенного относительно равномерно в основной массе тонкочащуйчатого бесцветного или светло-зеленого талька. В описываемом районе на тальк-карбонатные породы наложен игольчатый антофиллит, часто собранный в пучковые и звездчатые агрегаты.

Дополнительно, в целях более полной характеристики генетического разнообразия карбонатных проявлений, нами были исследованы пробы из толщ мраморизованного известняка *улутауской свиты* (D_{2-3}*kr+ul*) Тагило-Магнитогорского прогиба, плотно примыкающих к осевой части Главного Уральского разлома с востока и граничащих с Уфалейским комплексом.

Внешний облик карбонатной минерализации исследованных объектов приведен на рис. 2.

Таким образом, по совокупности геологических признаков в пределах изучаемой территории нами выделены: 1) магматические карбонатиты; 2) магнетитовые магматические карбонатиты; 3) карбонатные метасоматические гидротермалиты; 4) карбонатные метасоматиты по ультраосновным породам.

Результаты исследования

Изотопная и геохимическая характеристика карбонатов карбонатитов и карбонатных гидротермалитов

Изотопный состав. Мы изучили изотопный состав кислорода и углерода эндогенных карбонатных тел

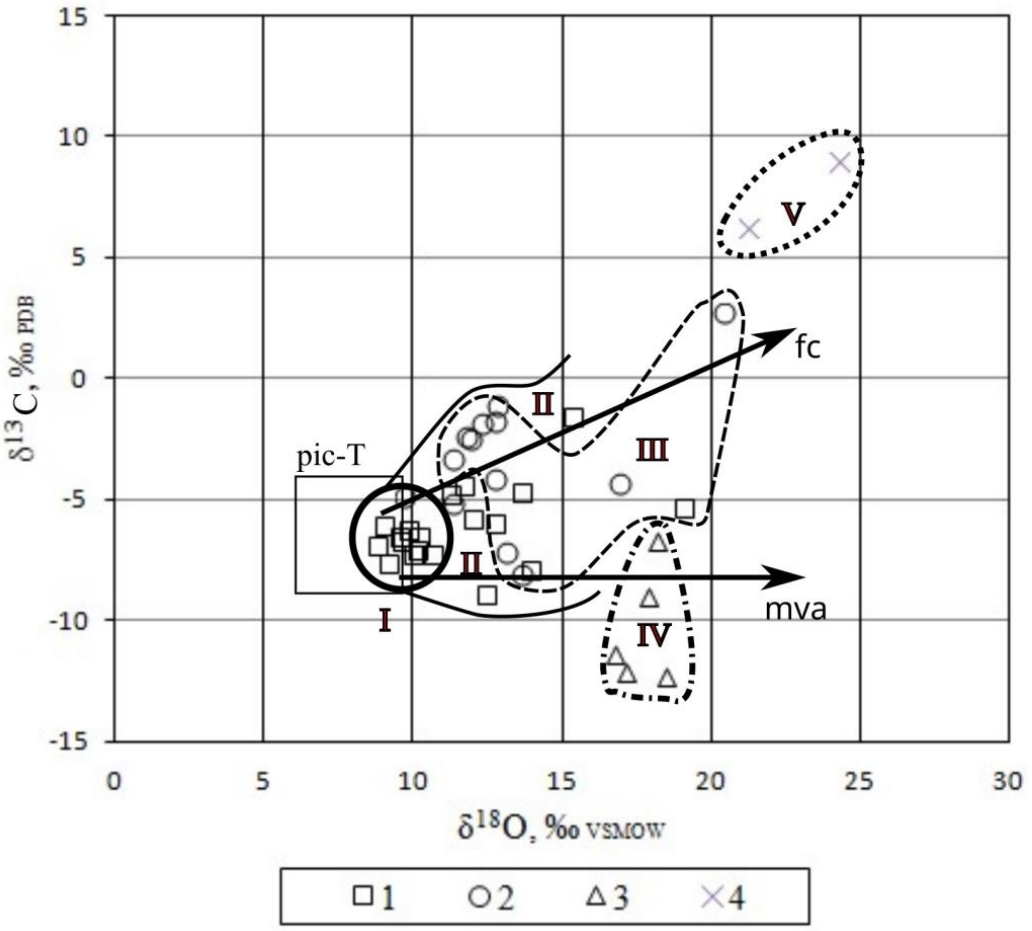

Рисунок 3. Диаграмма δ¹³C и δ¹⁸O, участки с составами карбонатов; pic-T – поле состава первичных магматических карбонатитов [20], тенденции фракционной кристаллизации fc и метеорных изменений водой mva [21]: *1* – первичные магматические карбонатиты проявлений жилы № 175 и Теплогорского; *2* – магматические карбонатиты фракционной метасоматической перекристаллизации проявлений жилы № 175, Слюдяногорского и Теплогорского; *3* – метасоматические гидротермалиты проявлений Болотное, жилы № 170 и Мягкий камень; *4* – осадочные мраморизованные известняки улутауской свиты; *I* – поле первичных магматических карбонатитов; *II* – поле метасоматически измененных магматических карбонатитов (перекристаллизованных); *III* – поле магматических карбонатитов с наложенным гидротермально-метасоматическим окварцеванием; *IV* – поле гидротермально-метасоматических карбонатных жил; *V* – поле фанерозойских осадочных карбонатов

Figure 3. Diagram of δ¹³C and δ¹⁸O, areas with carbonate compositions; pic-T – field of composition of primary igneous carbonatites [20], tendencies of fractional crystallization fc and meteor alterations by mva water [21]: *1* – primary igneous carbonatites of occurrences of vein no. 175 and Teplogorsky; *2* – igneous carbonatites of fractional metasomatic recrystallization of occurrences of vein No. 175, Slyudyanogorsk and Teplogorsk; *3* – metasomatic hydrothermalites of the Bolotnoye occurrences, veins no. 170 and Myagkiy kamen'; *4* – sedimentary marmorized limestones of the Ulutau Formation; *I* – field of primary igneous carbonatites; *II* – field of metasomatically altered igneous carbonatites (recrystallized); *III* – field of igneous carbonatites with superimposed hydrothermal-metasomatic silicification; *IV* – field of hydrothermal-metasomatic carbonate veins; *V* – field of Phanerozoic sedimentary carbonates

юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса. Изотопный состав карбонатов из исследованных объектов приводится на диаграмме в системе координат $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (рис. 3). Разделение эндогенных карбонатных тел на магматические карбонатиты, гидротермально-метасоматические карбонатные тела и метаморфизованные известняки отражаются на диаграмме в виде полей.

Изотопный состав карбонатов магматических карбонатитов (рис. 3) интерпретировался с точки зрения развития магматической системы во времени с момента внедрения до метаморфических изменений, связанных с поздними геологическими событиями, которые подтверждаются на уровне онтогенических особенностей карбонатитовых тел, и включает несколько стадий [19]:

Стадия сингенеза выделена по участкам с реликтовыми ликвационными структурами в виде эвтектических колоний, сложенных цепочками кристаллов титаномагнетита преимущественно в кальцитовой мелкозернистой матрице (рис. 2, *б*). Эти скопления формируют структурный рисунок магматических карбонатитов. Поле I (рис.3) отражает изотопный состав этой стадии онтогенеза сопряжено с изотопным составом первичных магматических карбонатитов, по [20], что является дополнительным свидетельством магматического происхождения карбонатитового магматизма Слюдяногорского комплекса.

Стадия диагенеза характеризуется перекристаллизацией магматических карбонатитов с укрупнением зерна. Перекристаллизация внутри карбонатитов рассматривается нами как реакция внешнего воздействия вмещающих пород на внедрение карбонатитовой магмы – эндоконтактовые метасоматические изменения. Структура кальцитовой матрицы становится крупнозернистой грануломорфной. Поле *II* (рис. 3) соответствует изменению

изотопного состава карбонатов вследствие метасоматоза, обусловленного взаимным влиянием друг на друга карбонатитовой магмы и вмещающих пород.

Стадия метаморфического воздействия заключается в наложении на карбонатитовые тела зернистого (гранулированного) гидротермально-метасоматического кварца замещения, пересечении их несколькими разновозрастными дайками сиенитов и коллизионных гранитов с термальным метаморфизмом в экзоконтактах и т. п. Минеральный состав карбонатитов на этой стадии существенно не поменялся. Изотопный состав карбонатов этой стадии ограничивается полем *III* (рис. 3).

Если сравнить полученные нами значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ магматических карбонатитов с обобщением, основанным на глобальных справочных данных по первичным магматическим карбонатитам мира, становится понятным, что эти значения совпадают с составами магматических карбонатитов минерагенических провинций мира [21].

Таким образом, изотопный состав углерода и кислорода, его вариации определяются в основном внутренними закономерностями развития карбонатитообразующих систем, обусловленных, по мнению В. С. Самойлова [22], «*…в первую очередь изменением таких факторов их состояния, как температура, глубинность и, очевидно, флюидный режим. Поэтому следует полагать, что первичный источник этих карбонатитов и соответственно их карбонатной составляющей – глубинный*».

Поле *IV* характеризует изотопный состав карбонатов гидротермально-метасоматических тел, локализованных в пределах куртинской свиты. Изотопный состав этой серии образцов группируется в самостоятельное поле (поле *IV*, рис. 3), что позволяет сделать вывод о близком генетическом родстве проявлений карбонатной минерализации, представленной этими пробами. Особенно отмечаем низкие по сравнению со всей выборкой значения $\delta^{13}C$ (от –9,11 до –12,08 ‰ $_{VPDB}$) (в том числе в сравнении с магматическими карбонатитами), что свидетельствует о значительном обогащении гидротермальных растворов изотопом ^{12}C.

По мнению Г. Фора [23], низкие значения $\delta^{13}C$ гидротермальных месторождений могут свидетельствовать о глубинном источнике углерода. Данное мнение позволяет предположить, что источник углерода связан с глубинным магматическим очагом, фиксируемым положительной гравитационной аномалией (рис. 1, *а*). В результате синколлизионной активизации этого магматического очага гидротермальные растворы, генерируемые им, распространяясь по системе трещин, взаимодействуют как с вмещающими осадочными и метаморфическими породами, так и с породами, слагающими интрузии. Это приводит к ассимиляции легких изотопов ^{12}C и формированию изотопной системы, характеризующей гидротермальную карбонатизацию.

Параметры $\delta^{18}O$, характерные для этой серии (от +16,77 до +18,51 ‰ $_{VSMOW}$), с нашей точки зрения, связаны с влиянием на изотопный состав карбонатов метеорной воды, участвующей в формировании апоосадочной матрицы куртинской свиты. Смешение гидротермальных и метеорных вод привело к таким показателям $\delta^{18}O$, что вполне согласуется с трендом изменения изотопного состава $\delta^{18}O$ под влиянием метеорной воды – линия mva на рис. 3 [21].

Поле *V* характеризует изотопный состав осадочных мраморизованных известняков улутауской свиты.

Химический состав карбонатитов Слюдяногорского комплекса приведен в табл. 1. Эти данные позволяют классифицировать карбонатиты по химическому составу.

Таблица 1. Химический состав карбонатитов Слюдяногорского карбонатитового комплекса, мас. %
Table 1. Chemical composition of carbonatites of the Slyudyanogorsk carbonatite complex, wt. %

Химический состав	Номер пробы						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	3,5	19,9	1,4	11,8	3,3	1,9	2,8
TiO_2	0,0	0,1	12,7	0,3	0,4	0,0	0,0
Al_2O_3	0,4	1,3	2,1	2,1	0,6	0,3	0,2
Fe_2O_3	2,3	2,0	11,9	14,8	10,7	–	–
FeO	2,7	3,1	14,0	7,0	7,0	–	–
Fe_2O_3 + FeO	–	–	–	–	–	3,8	4,5
MnO	0,7	0,6	0,6	0,2	0,6	0,7	0,7
MgO	3,2	3,9	4,4	2,1	10,4	1,0	1,2
CaO	48,0	39,1	22,7	34,7	31,4	51,8	51,2
Na_2O	0,2	0,3	0,2	0,6	0,2	0,2	0,1
K_2O	0,3	0,4	0,4	0,4	1,0	0,0	0,0
CO_2	38,7	29,4	26,1	26,2	33,8	40,2	39,1
H_2O^-	0,1	0,0	0,1	0,2	0,0	–	–
F	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	–	–
$–F_{попр}$	–0,1	–0,1	0,0	0,0	–0,1	–	–
Сумма	101,2	100,0	96,5	100,3	99,6	100,0	100,0

Примечание: 1–5 – данные А. И. Белковского [2]: 1 – карбонатит жилы № 175 крупнозернистый; 2 – карбонатит жилы № 175 крупнозернистый окварцованный; 3 – карбонатит жилы № 175 мелкозернистый с рутилом и ильменорутилом; 4 – карбонатит Теплогорского проявления с магнетит-кварцевыми включениями; 5 – карбонатит жилы № 175 мелкозернистый с эгирином и флогопитом; 6–7 – данные авторов: карбонатиты крупнозернистые Слюдяногорского проявления.

Карбонатиты (пробы 1, 2, 6 и 7) по содержанию CaO, MgO и Fe_2O_3 + FeO относятся к кальциокарбонатитам: содержание CaO составляет 48–51,8 мас. %, MgO не превышает 4 мас. %, а сумма Fe_2O_3 + FeO составляет 3,8–5 мас. % (табл. 1).

В образцах наименее измененных карбонатитов содержание SiO_2 составляет 1,4–3,5 мас. %, содержание Al_2O_3 0,2–1,3 мас. %. По мнению А. В. Самойлова [22], это указывает на ликвационный характер отделения карбонатитовых жидкостей от щелочных расплавов. Резкое повышение SiO_2 до 12–20 мас. % характерно для карбонатитов, содержащих метасоматический кварц и силикаты. Также в метасоматически измененных карбонатитах содержание CaO падает до 22,7–34,7 мас. %, а содержание Fe_2O_3 + FeO повышается до 17,77–25,95 мас. %. Данные изменения химического состава связаны с появлением в метасоматических зонах карбонатитов кварца и силикатов, таких как биотит, флогопит, амфибол и полевые шпаты. Это позволяет классифицировать метасоматически измененные карбонатиты как силикокарбонатиты. Содержание щелочей (Na_2O + K_2O) низкое для всех разновидностей карбонатитов.

Таблица 4. Геохимические особенности карбонатов из эндогенных карбонатитов и метасоматических гидротермалитов юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса по содержанию элементов-индикаторов. Значение показателей: от–до/среднее, г/т

Table 4. Geochemical features of carbonates from endogenous carbonatites and metasomatic hydrothermalites of the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex according to the content of indicator elements. Value of indicators: from–to/average, g/t

Элементы	Горные породы					
	Карбонатиты I (*n* = 7)	Карбонатиты II (*n* = 1)	Карбонатиты магнетитовые (*n* = 3)	Карбонатные гидротермалиты метасоматические (*n* = 4)	Карбонатные метасоматиты по ультраосновным породам (*n* = 1)	Известняк (*n* = 1)
Sr	1500–3800 **2957**	**15 000**	400–1000 600	500–1500 **1100**	100	250
Mn	3800–5000 **4286**	**5000**	400–900 700	600–6000 **3100**	**2000**	80
Ba	9–50 18,9	**110**	19–26 22,7	3,4–13 7,6	4	5
Ti	10–500 **121,7**	9	30–160 **90**	5–17 10,3	**250**	7
As	0,2–148 **84,4**	**173**	0,02–115 38,3	0,02–155 38,9	19,7	0,02
Pb	3–22 10,1	14	7–19 11,3	8–25 **19,5**	1,5	1
Y	250–600 **357**	**170**	9–15 11,3	0,4–80 23,4	1,3	1,5
Σ REE + Y	360–886 **526,4**	**2142**	23–33 27	0,7–123 35,9	2,2	2,8
LREE	8–53 33,6	**1923**	11–14 12,7	0,13–1,1 0,84	0,4	0,1
TREE + Y	346–811 **492,8**	219	12–19 14,3	0,6–122 35,1	1,8	1,7

Примечание: Σ REE + Y – сумма редких земель + иттрий; LREE – сумма легких редких земель; TREE+Y – сумма тяжелых редких земель + иттрий.

Карбонаты из магматических карбонатитов Слюдяногорского карбонатитового комплекса и метасоматических гидротермалитов характеризуются довольно значительными колебаниями геохимических характеристик. В табл. 2, 3 приведены данные аналитических исследований элементного состава карбонатов из основных минералого-петрографических типов магматических карбонатитов и метасоматических гидротермалитов юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса.

Относительно небольшая выборка позволяет предварительно оценить геохимические особенности изученных эндогенных карбонатов. Из 36 редких и рассеянных элементов-примесей, фиксируемых ИПС-МС в изученных пробах карбонатов, в выборке выбраны элементы-примеси с повышенными значениями, наиболее информативно характеризующие геохимические особенности карбонатов (табл. 4). В табл. 4 жирным шрифтом выделены наиболее значимые, с нашей точки зрения, элементы-индикаторы карбонатов.

По результатам полевых наблюдений на основании структурно-возрастных взаимоотношений жильных карбонатитов друг с другом в карбонатитах жилы № 175 нами выделяются две фазы внедрения магматических карбонатитов: карбонатиты ранней фазы (**карбонатиты I**) формируют основную массу жильных тел; поздние карбонатиты (**карбонатиты II**) наблюдаются в виде маломощных единичных прожилков, секущих ранние карбонатиты. Минералого-петрографическая характеристика карбонатитов I приведена ранее. Поздние карбонатиты отличаются от ранних полным отсутствием цветных и темноцветных минералов и сложены крупнозернистым кальцитом. В пробе 175–95, характеризующей поздний карбонатит II, наблюдаются повышенные содержания литофильных элементов с большими ионами Sr, Ce и Ba (табл. 2). Их наличие демонстрирует тенденции, указывающие на эффекты фракционирования в карбонатитовой магме. Рентгеноструктурным анализом в этой пробе подтверждено присутствие *карбоцернаита* – (Ca, Na)(Sr, Ce, Ba)$(CO_3)_2$.

О ресурсном потенциале редких земель в карбонатитах Слюдяногорского карбонатитового комплекса. Литогеохимические поиски, проведенные Уральским геологическим управлением в 1989 г (В. В. Парфенов) в районе п. Слюдорудник, показали, что в пределах зоны влияния Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны были выявлены комплексные геохимические аномалии с содержанием, г/т: Y – 5–300; Zr – 300–1000; Be – 4–40; Nb – 100–300; Mo – 5–15 при фоновых значениях Y < 10; Zr – 100; Be < 2; Nb – 40; Mo – 3. Площади аномалии имеют очаговый характер и достигают размеров до 2,5 км^2 [3]. Природа этих аномалий до настоящего времени не расшифрована. Интересно высокое содержание редких земель (0,17 %), отмеченное в составе **крупнокристаллического кальцита** при геолого-съемочных работах на Слюдяногорском месторождении мусковита Е. П. Мельниковым в 1968 г.

Таблица 2. Содержание редких и рассеянных элементов в карбонатах из карбонатитов и гидротермально-метасоматических карбонатных тел юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, г/т

Table 2. Content of rare and trace elements in carbonates from carbonatites and hydrothermal-metasomatic carbonate bodies of the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex, g/t

Элементы	Горные породы															
	Магнетитовые карбонатиты			Карбонатиты								Гидротермально-метасоматические карбонатные тела				Метасоматиты по ультраосновным породам
	Номер проявления															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Номер пробы															
	Т-5	Т-17-3	Т-11-4	175-78-1	175-85-1	175-95	175-83-2	175-40	175-10/1	3-20	3-21	170-7	170-2	101-8	101-7	МК-1
Li	0,5	2,1	1	0,29	0,3	0,3	0,3	0,24	0,3	1,1	2,2	0,5	0,8	0,26	0,27	0,3
Be	0,08	0,23	1,1	0,006	0,016	0,007	0,011	0,004	0,023	0,9	3,6	0,031	0,027	0,0044	0,007	0,13
Sc	1,1	0,9	1,7	5	1,6	7	1,5	3,7	0,6	1,9	2,9	15	3	0,5	1,7	1,6
Ti	30	160	80	50	220	9	500	25	10	17	30	17	14	5	5	250
V	0,04	2,1	0,26	0,04	0,04	0,04	0,14	0,04	0,04	2	3,7	0,04	1,4	1,1	0,5	2,6
Cr	4	4,3	2,5	1,2	2	1,5	3,3	1,1	1,7	0,6	1	1,8	2,2	3,2	1,3	150
Mn	800	400	900	4100	4100	5000	4000	5000	5000	4000	3800	6000	5000	600	800	2000
Co	1,5	0,4	1,1	4	5	2,6	9	2,2	2,7	5	5	2,3	5	21	18	32
Ni	17	10	18	16	19	21	20	21	25	23	24	27	60	21	18	160
Cu	25	8	11,2	19,5	60	8	5	5	8	0,8	2	17,9	7	5	8	9
Zn	8	15	24	16	22	30	24	15	23	16	30	19	50	50	40	60
Ga	0,7	1,6	1,3	0,3	0,27	6	0,5	0,29	0,5	2,1	2,9	0,6	0,31	0,09	0,07	0,4
Ge	0,144	0,9	0,6	0,074	0,052	0,8	0,06	0,037	0,052	0,28	0,7	0,033	0,061	0,04	0,053	0,10
As	115	0,02	0,02	0,02	141	173	129	148	166	3,1	3,9	155	0,43	0,13	0,02	19,7
Se	1,5	0,58	1,14	9,9	6,9	4,5	3,9	4,2	4,2	4,6	4,1	1,27	0,62	0,29	0,57	0,12
Rb	1,1	9	4	0,4	0,6	0,4	0,7	0,29	1,8	1,5	1,6	0,7	0,6	0,25	0,18	0,26
Sr	1000	400	400	2800	2500	15000	1500	3100	3600	3800	3400	500	1300	1100	1500	100
Y	15	10	9	600	500	170	250	300	300	300	250	80	11	0,4	2,1	1,3
Zr	2,6	8	5	1,6	1,5	1,5	1,4	0,9	1	0,3	0,29	1	0,8	0,4	1,1	2,1
Nb	1,3	2,5	1,5	0,7	10	3,3	15	0,9	0,06	3,3	5	0,5	0,0001	0,008	0,0001	0,17
Mo	60	7	2,2	2,4	1,3	1,1	2	1	0,6	0,7	1,2	1,2	0,5	0,13	0,12	0,33
Ag	0,121	0,044	0,0092	0,0004	0,093	0,033	0,29	0,021	0,025	0,112	0,114	0,04	0,041	0,0004	0,001	0,01
Cd	0,0002	0,06	0,08	1,1	1	1,6	0,7	0,6	0,6	0,9	0,9	1	0,4	0,11	0,11	0,11
Sn	0,5	0,8	0,5	0,49	0,49	0,23	0,7	0,27	0,32	0,32	0,6	0,42	0,32	0,2	0,3	0,33
Sb	0,05	0,11	0,06	0,07	0,04	0,08	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,024	0,027	0,14

Продолжение таблицы 2.

Te	0,03	0,01	0,014	0,063	0,056	0,33	0,08	0,1	0,12	0,09	0,08	0,018	0,4	0,042	0,046	0,01
Cs	0,034	0,29	0,15	0,0024	0,007	0,002	0,017	0,002	0,022	0,12	0,048	0,059	0,016	0,013	0,0036	0,004
Ba	19	23	26	12	12	110	9	28	50	10	11	10	13	3,4	4,1	4,1
Hf	0,04	0,14	0,08	0,2	0,13	0,07	0,38	0,12	0,1	0,0001	0,0001	0,04	0,02	0,0039	0,025	0,028
Ta	0,11	0,25	0,18	0,16	0,42	0,06	3,3	0,5	0,28	0,8	0,28	0,38	0,08	0,028	0,06	0,046
W	0,14	0,1	0,1	0,9	0,22	0,07	0,6	0,18	0,15	1,3	0,6	0,09	0,04	0,18	0,03	0,28
Tl	0,012	0,04	0,018	0,0007	0,0015	0,001	0,011	0,001	0,0018	0,005	0,004	0,0002	0,0018	0,009	0,0028	0,002
Pb	19,0	8,0	7,0	8,0	5,0	14,0	3,0	7,0	10,0	22,0	16,0	23,0	8,0	22,0	25,0	1,5
Bi	0,0135	0,0005	0,0084	0,0005	0,0005	0,001	0,8	0,001	0,0005	0,001	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,003
Th	0,11	0,68	0,58	0,05	0,009	0,8	0,4	0,006	0,009	0,03	0,00001	0,01	0,00001	0,0001	0,00001	0,01
U	0,09	0,29	0,24	0,18	0,09	0,022	0,46	0,044	0,021	0,7	0,36	0,09	0,014	0,013	0,013	0,027
Sr/Ba	52,6	17,4	15,4	233,3	208,3	136,3	166,7	110,7	72,00	380,0	309,1	50,0	100,0	323,5	365,8	24,4
Nb/Ta	11,82	10,00	8,33	4,38	23,81	55,00	4,55	1,80	0,21	4,13	17,86	1,32	0,001	0,29	0,002	3,70
Zr/Hf	65	57	63	8	12	21	4	8	10	3000	2900	25	40	103	44	75

Примечание: проявления: 1 – 3 – кальцит из магнетитовых карбонатитов Теплогорского проявления; 4, 5, 7–9 – кальцит из карбонатитов I жилы № 175; 6 – кальцит из карбонатитов II жилы № 175; 10–11 – кальцит из карбонатитов Слюдяногорского проявления; 12 – кальцитовый прожилок в породе из проявления жилы № 170; 123 – доломитовая будина из проявления жилы № 170; 13–145 – доломит из проявления Болотное (жила № 101); 15 – брейнерит из проявления Мягкий камень; 167 – кальцит из мраморизованных известняков улутауской свиты; TR_{Ce} = La + Ce + …+ Er; TR_{Y} = Gd + …+ Yb + Y; Er/Er* = Er_n/0,5 (Sm_n + Gd_n), где *n* – содержания редкоземельных элементов, нормированные к хондриту.

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов в карбонатах из карбонатитов и гидротермально-метасоматических тел юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, г/т

Table 3. Content of rare earth elements in carbonates from carbonatites and hydrothermal-metasomatic bodies of the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex, ppm

Элементы	Горные породы															
	Магнетитовые карбонатиты			Карбонатиты								Гидротермально-метасоматические тела				Метасоматиты по ультраосновным породам
	Номер проявления															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Номер пробы															
	Т-5	Т-17-3	Т-11-4	175-78-1	175-85-1	175-95	175-83-2	175-40	175-10/1	3-20	3-21	170-7	170-2	101-8	101-7	МК-1
La	1,2	2,4	1,6	9	1,2	600	1,1	0,8	1,8	3	0,7	0,12	0,1	0,021	0,035	0,06
Ce	6	6	5	20	4,5	900	3,4	2,6	5	9	2,3	0,13	0,27	0,001	0,034	0,14
Pr	0,5	0,6	0,5	2,6	0,9	90	0,7	0,5	0,9	1,3	0,41	0,03	0,06	0,008	0,018	0,018
Nd	3	2,4	2,3	13	6	260	4,6	3,4	5	7	2,7	0,14	0,34	0,047	0,12	0,087
Sm	1,2	0,6	0,7	7	4,7	35	4,7	2,6	3,3	3	1,7	0,11	0,19	0,02	0,07	0,027
Eu	0,31	0,16	0,15	1,7	1,2	10	1,2	0,8	0,8	0,7	0,47	0,043	0,1	0,03	0,039	0,007
Gd	1,7	0,84	0,91	22	16	28	16	9	10	9	6	0,58	0,5	0,048	0,16	0,053
Tb	0,27	0,14	0,15	6,3	4,17	2,92	3,87	2,83	2,82	2,37	1,8	0,3	0,13	0,008	0,04	0,012
Dy	1,7	0,9	1	60	37	18	30	29	28	24	20	4,3	1,2	0,06	0,26	0,11
Ho	0,33	0,21	0,21	15	10	4	7	9	9	7	6	1,9	0,33	0,011	0,06	0,029
Er	0,8	0,6	0,6	50	40	10	23	33	40	29	25	10	1,1	0,029	0,16	0,11
Tm	0,09	0,09	0,08	9	6	1,6	3,8	6	6	5	4,3	2,3	0,17	0,0036	0,018	0,023
Yb	0,5	0,6	0,5	60	50	11	28	40	50	40	33	20	1,2	0,023	0,09	0,21
Lu	0,08	0,09	0,07	11	8	1,7	5	6	9	8	6	3	0,21	0,003	0,012	0,04
Y	15	10	9	600	500	170	250	300	300	300	250	80	11	0,4	2,1	1,3
REE+Y	32,7	25,63	22,77	886,6	689,67	2142,2	382,37	445,53	471,62	448,4	360,4	122,95	16,9	0,712	3,216	2,226
LREE	12,1	12,16	10,25	53,3	18,5	1923	15,7	10,7	16,8	24	8,28	0,573	1,06	0,127	0,316	0,339
TREE+Y	20,5	13,47	12,52	833,3	671,17	247,22	366,67	434,83	454,82	424,4	352,1	122,38	15,84	0,5856	2,9	1,887
TRCe / TRY	0,60	0,90	0,82	0,06	0,03	7,67	0,04	0,02	0,04	0,06	0,02	0,00	0,07	0,22	0,11	0,18
La/Yb	2,4	4	3,2	0,15	0,02	54,55	0,04	0,02	0,04	0,08	0,02	0,01	0,08	0,91	0,39	0,29
Eu/Eu*	0,67	0,69	0,58	0,75	0,56	0,39	0,38	0,95	0,38	0,46	0,40	0,42	0,95	2,86	1,10	0,38

Примечание: TR_{Ce} = La + Ce + …+ Er; TR_{Y} = Gd + …+ Yb + Y; $Er/Er^* = Er_n/0,5\ (Sm_n + Gd_n)$, где *n* – содержания редкоземельных элементов, нормированные к хондриту.

Эти единичные факты дополнены более поздними исследованиями элементного состава минералов карбонатитов методом ИПС-МС, в частности, в апатитах из карбонатитов отмечены содержания иттрия в интервале 0,026–0,4289 % [3].

В табл. 4 сгруппированы сведения о содержании Σ REE + Y, LREE и TREE + Y в кальцитах карбонатитов I и II Слюдяногорского карбонатитового комплекса. Эти значения, хотя и носят единичный характер, вполне сопоставимы с содержаниями редких земель, учтенными Государственным балансом запасов по целому ряду месторождений редких земель России (табл. 14 [24]) и внушают сдержанный оптимизм о возможном промышленном потенциале Слюдяногорского карбонатитового комплекса на редкие элементы иттриевой группы.

Геохимия лантаноидов. Концентрация и относительное обогащение редкоземельных элементов (РЗЭ) в изучаемых эндогенных образованиях, контролируемые карбонатными фазами из-за их высоких модальных количеств в этих породах (карбонатитах и карбонатных метасоматических гидротермалитах), позволяет их охарактеризовать по различию спектров РЗЭ (рис. 4).

Спектры РЗЭ, нормализованные к хондриту, при прочих фиксируемых отличиях, характеризующих петрогенетические особенности изучаемых образцов, обладают двумя основными трендами фракционирования РЗЭ (рис. 4): 1) с преобладанием редких земель иттриевой группы – TREE-тип; 2) с преобладанием редких земель цериевой группы – LREE-тип. К спектрам с преобладанием TREE-типа относятся спектры карбонатитов I (La/Yb = 0,02–0,15; TR_{Ce}/TR_Y = 0,02–0,06) и метасоматических карбонатных гидротермалитов (La/Yb = 0,01–0,91; TR_{Ce}/TR_Y = 0,001–0,07). К спектрам с преобладанием LREE-типа относятся карбонатиты II (La/Yb = 54,5; TR_{Ce}/TR_Y = 7,67) и магнетитовые карбонатиты (La/Yb = 2,4–4,0; TR_{Ce}/TR_Y = 0,6–0,9).

Отрицательная аномалия европия в карбонатах отражает ведущую роль пироксен-плагиоклазового фракционирования в эволюции карбонатной магмы и согласуется с петрографическими особенностями вмещающих пород. Аналогичный тип РЗЭ-спектра наблюдается во второстепенной и акцессорной минерализации карбонатитов I –амфиболе, биотите, альбите, апатите, ильменорутиле, ксенотиме, пирохлоре и иттроколумбите [3].

Для кальцита карбонатитов I характерно обогащение тяжелыми РЗЭ (прямой тренд РЗЭ – TREE-тип) с небольшой дефицитом европия (рис. 3, поле *1*). Необходимо отметить, что упоминание о типе тренда дифференциации РЗЭ в карбонатных жилах Слюдяногорского комплекса, не характерном для карбонатитов, был впервые установлен И. Л. Недосековой с соавторами [15]. Это заставило их «…*предположить* **иной генезис** *этих пород в отличие от карбонатитов формации ультращелочных комплексов и карбонатит-нефелин-сиенитовой формации Ильмено-Вишневогорского комплекса на Урале, сформировавшихся в результате дифференциации щелочных магм различной основности*».

По TREE-типу спектра РЗЭ карбонатиты I Слюдяногорского карбонатитового комплекса отчетливо отличаются от всех иных формационных типов или подтипов карбонатитов, выделяемых сейчас исследователями разных стран, например, обзоры [22, 26]. Данный тип спектра не является характерным и для «пространственно близкого» к Слюдяногорскому комплексу Ильмено-Вишневогорского карбонатитового комплекса, также относящегося к формации линейно-трещинных тел [15, 27].

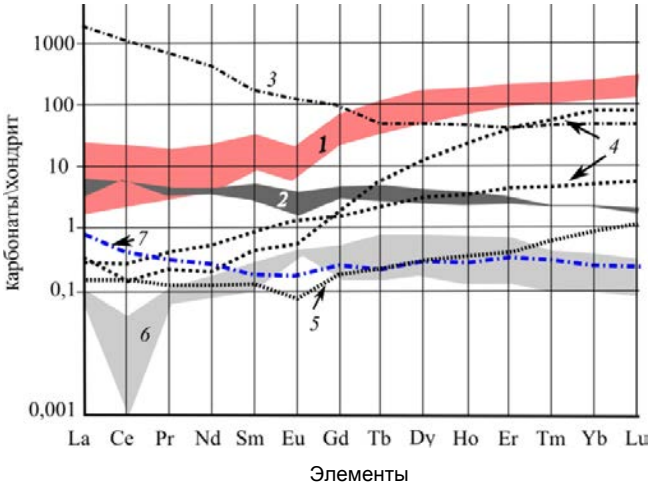

Рисунок 4. Распределения РЗЭ, нормализованные по хондритам, для образцов карбонатов из проявлений магматических карбонатитов и метасоматических карбонатных гидротермалитов юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса: *1* – карбонатит I Слюдяногорского (*n* = 2) + жилы № 175 (*n* = 4); *2* – магнетитовый карбонатит Теплогорского проявления (*n* = 3); *3* – карбонатит II жилы № 175 (*n* = 1); *4* – из метасоматических карбонатных гидротермалитов жилы № 170 (*n* = 2); *5* – Мягкий камень (*n* = 1); *6* – Болотное (*n* = 2); *7* – осадочные мраморизованные известняки (*n* = 1). Номер перечисления соответствует номеру на графиках. В скобках – количество проб. Данные РЗЭ на диаграмме РЗЭ нормированы с использованием значения хондрита из [25]

Figure 3. REE distributions normalized by chondrites for carbonate samples from occurrences of igneous carbonatites and metasomatic carbonate hydrothermalites of the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex: *1* – carbonatite I of the Slyudyanogorsk (*n* = 2) + veins no. 175 (*n* = 4) ; *2* – magnetite carbonatite of the Teplogorsk occurrence (*n* = 3); *3* – carbonatite II of vein no. 175 (*n* = 1); 4 – from metasomatic carbonate hydrothermalites of vein no. 170 (n = 2); *5* – Myagkiy kamen' (*n* = 1); *6* – Bolotnoye (n = 2); *7* – sedimentary marmorized limestones (*n* = 1). The transfer number corresponds to the number on the diagram. In parentheses – the number of samples. The REE data on the REE diagram are normalized using the chondrite value from [25]

TREE-типом спектра РЗЭ обладают и локализованные в породах куртинской свиты карбонаты метасоматических гидротермалитов. Наблюдается общая закономерность, характерная как для карбонатитов, так и для карбонатных гидротермалитов, – чем ближе к оси (линии «структурного несогласия») находятся карбонатные объекты, тем более явно проявлен прямой характер линии спектра. При этом геохимические маркеры для этих образований имеют существенные отличия. Так, экзотические метакристаллы доломита характеризуются соотношениями La/Yb = 0,01–0,08, TR_{Ce}/TR_Y = 0,005–0,067, а жильные метасоматические гидротермалиты – соотношениями La/Yb = 0,39–0,91; TR_{Ce}/TR_Y = 0,11–0,22.

Кальциты магнетитовых карбонатитов Теплогорского проявления имеют кривые REE-спектра (рис. 3, поле *2*), характеризующиеся менее контрастным распределением РЗЭ и практически отсутствующей дифференциацией РЗЭ с мало выраженной европиевой аномалией, наличие которой роднит ее с карбонатитами I. По преобладанию легких РЗЭ относятся к LRRE-типу.

Кальцит из карбонатита II обогащен легкими РЗЭ (La/Yb = 54,55; TR_{Ce}/TR_{Y} = 7,67) с обратным трендом фракционирования (LREE-тип). Кривая REE-спектра карбонатита II (рис. 3, линия *3*) попадает в поле, характерное для обогащенных LREE безрудных карбонатитов Ока, Кайзерштуль, Ално, Палабора, Сокли, Сиилинярви, Якупиранга и Фен [26], а карбонатит II по этому показателю может считаться аналогом этих карбонатитовых массивов.

TREE-тип спектра РЗЭ карбонатитов I из Слюдяногорского комплекса нехарактерен для всех хорошо изученных комплексов «классических» массивов ультраосновного–щелочного и линейно-трещинного формационных типов с характерным для них LREE-спектром РЗЭ. Такое геохимическое поведение тяжелых редких земель в карбонатитах I Слюдяногорского комплекса требует нескольких пояснений, каждое из которых может быть верным:

1. По данным А. И. Белковского [2], содержание MgO в кальцитах карбонатитов Теплогорского проявления и проявления жилы № 175 составляет 0,26–0,49 мас. % и 1,23–1,87 мас. % соответственно. На основании работы (Hornig-Kjarsgaard, 1998) эти данные разделяют изученные кальциты по содержанию MgO на бедные (MgO < 0,5 мас. %) и богатые (MgO > 0,6 мас. %) кальциты. Приведенные нами данные (табл. 1) подтверждают ранее проведенные исследования о том, что богатые MgO карбонаты из сёвитов и доломитовых карбонатитов демонстрируют меньшее обогащение LREE по сравнению с кальцитовыми карбонатитами, бедными MgO. Хотя различия в обогащении LREE карбонатов карбонатитов кажутся незначительными, тем не менее они считаются важной петрогенетической особенностью [26];

2. Развивая идеи Ю. А. Самойлова [22] и Ю. А. Багдасарова [28] о зависимости геохимических особенностей карбонатитов от глубины формирования, В. Н. Огородников с соавторами [3] установили отчетливую тенденцию к обеднению карбонатитов Слюдяногорского комплекса стронцием, ниобием, цирконием и редкими землями по сравнению с другими карбонатитами линейно-трещинных зон, что позволило предположить абиссальные условия их формирования;

3. Непосредственное влияние деформаций на фракционирование РЗЭ изучалось В. Ю. Алимовым и Н. В. Вахрушевой на примере ультрамафитов [29, 30]. Ими было установлено, что «*...благодаря значительной концентрации упругой энергии при «зернистой» деформации и лантаноидному сжатию происходит концентрация легких РЗЭ в зонах локального растяжения и, напротив, тяжелых РЗЭ в зонах локального сжатия... Это обстоятельство и является основой деформационной схемы интерпретации спектров РЗЭ. При этом зонам сжатия соответствует прямой, а зонам растяжения – обратный тренд в спектрах РЗЭ*» [29].

Мы считаем последний вариант интерпретации спектров РЗЭ наиболее приемлемым для нашего случая: TREE-тип спектра РЗЭ эндогенной карбонатной минерализации исследованного района (карбонатитов, карбонатов метасоматических гидротермалитов, включая метасоматический брейнерит из метасоматитов по ультраосновным породам) ***связан с динамической рекристаллизацией карбонатитов*** «в ходе «зернистой» деформации» [29] в условиях совместного сжатия с вмещающими породами при обновлении Слюдяногорско-Теплогорской тектонической зоны в коллизионный этап развития территории.

Таким образом, в тектонизированных карбонатитах происходит трансформация вида спектра РЗЭ: чем сильнее степень деформационного воздействия на карбонатиты, тем более интенсивно проявляется TREE-тип спектра РЗЭ.

Необходимо отметить, что абиссальные условия предполагают наличие вполне определенных значений интервалов температур и давлений, сопоставимых со значениями интервалов температур и давлений, обусловленных концентрацией энергии в определенных частях деформированных участков зон влияния глубинных разломов.

Выводы

1. Исходя из общего анализа полученного нами фактического материала по геохимическим и изотопным характеристикам, можно утверждать, что появления эндогенной карбонатной минерализации в юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса тесно связано:

– для всех видов магматических карбонатитов – с множественными событиями карбонатитообразования и их метаморфизмом, обусловленными длительным развитием Слюдяногорско-Теплогорской жильной зоны в пределах уфалейской свиты (PT_1uf). Данные изотопного анализа кальцитов ($\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$) подтверждают онтогенические особенности карбонатитов с фиксацией стадий сингенеза, диагенеза и метаморфического воздействия. Изотопный состав карбонатов стадии сингенеза имеет полное соответствие с изотопным составом первичных магматических карбонатитов [20];

– карбонатные гидротермально-метасоматические жилы есть не что иное, как скопление магнезиальных карбонатов, образованных в результате гидротермального воздействия на вмещающие породы растворов, содержащих CO_2, аккумулирующихся в виде линейно вытянутых жил, скоплений кристаллов и тел неправильной будинооообразной формы. Параметры $\delta^{18}O$, характерные для этой серии (от +16,77 до +18,51 ‰ $_{VSMOW}$), с нашей точки зрения, связаны с влиянием на изотопный состав карбонатов метеорной воды, участвующей в формировании вмещающих апоосадочных пород куртинской свиты.

2. В качестве геохимических особенностей, характеризующих карбонаты юго-восточной части Уфалейского комплекса, наиболее значимыми являются TREE-типы спектров РЗЭ карбонатитов и метасоматических гидротермалитов, обогащенные редкими землями иттриевой группы. Такие типы спектра в карбонатитах наблюдаются впервые (по крайней мере, в доступном нам информационном поле). Образование TREE-типов спектров РЗЭ карбонатов обосновано их трансформированием в процессе динамической рекристаллизации карбонатных тел в условиях совместного сжатия с вмещающими породами при обновлении Слюдяногорско-Теплогорской тектонической зоны в коллизионный этап развития территории.

3. Приведенные значения элементного состава карбонатов фиксируют возможный прогнозный промышленный потенциал Слюдяногорского карбонатитового комплекса на редкие элементы иттриевой группы.

Таким образом, все разновидности карбонатов в пределах юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса имеют минералого-петрографические и геохимические характеристики, связанные как с первичным минералообразованием, так и с последующими метасоматическими изменениями, возникшими в результате более поздних геологических процессов.

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания. Рег. номера 122062100023-5 и АААА-А19-119072390049-3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белковский А. И. Эволюция состава гранатов эклогит-сланцевых и эклогит-сланцево-мигматитовых комплексов. Свердловск, 1986. 224 с.
2. Белковский А. И. К минералогии карбонатитов Уфалейского метаморфического блока // Уральский минералогический сборник.1994. № 3. С. 99–103.
3. Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Недосекова И. Л., Савичев А. Н. Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: ИГГ РАН; УГГУ, 2016. 273 с.
4. Попов В. А., Котляров В. А. Новые данные о карбонатитах Теплогорского месторождения железных руд (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 2. С. 138–143.
5. Савичев А. Н., Огородников В. Н. Уфимский мантийный горст – основные тектонические, геологические и минерагенические следствия // Известия УГГУ. 2020. Вып. 4(60). С. 73–85. https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-4-73-85
6. Werner R. A., Brand W. A. Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis // Rapid Communications. Mass Spectrometry. 2001. Vol. 15. Issue 7. P. 501–519. https://doi.org/10.1002/rcm.258
7. Кузнецов Н. С., Пужаков Б. А., Шох В. Д., Савельев В. П., Петров В. И., Щулькина Н. Е., Щулькин Е. П., Долгова О. Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-41-I (Кыштым). Челябинск, 2008. 200 с.
8. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
9. Чиков Б. М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизм, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–39.
10. Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, 1971. 217 с.
11. Чиков Б. М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеаментным зонам земной коры) // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 6–31.
12. Левин В. Я., Роненсон Б. М., Самков В. С., Левина И. А., Сергеев Н. С., Киселев А. П. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
13. Коротеев В. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 415 с.
14. Багдасаров Ю. А. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов // ДАН СССР. 1979. Т. 248. № 2. С. 412–415.
15. Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Серов П. А., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П., Попова О. Ю. Sr–Nd–C–O изотопный состав карбонатитов Ильмено-Вишневогорского и Слюдяногорского комплексов как индикатор источников вещества // Металлогения древних и современных океанов-2006. Миасс: Ин-т минералогии УрО РАН, 2006. С. 238–243.
16. Краснова Н. И., Петров Т. Г. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб, 1997. 228 с.
17. Огородников В. Н., Суставов С. Г., Ханин Д. А., Шагалов Е. С., Поленов Ю. А. Минералогия карбонатитов Уфалейского метаморфического комплекса // Известия УГГУ. 2017. Вып. 3(47). С. 24–33. https://doi.org/10.21440/2307-2091-2017-3-24-33
18. Гинзбург А. И., Самойлов В. С. К проблеме карбонатитов // ЗВМО. 1983. Т. 112. № 2. С. 164–176.
19. Жабин А. Г. Минералогическое картирование рудного тела в онтогеническом аспекте // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 22–31.
20. Taylor H. P., Frechen J., Degens E. T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1967. Vol. 31. Issue 3. P. 407–430. https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90051-8
21. Simandl G. J., Paradis S. Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods // Applied Earth Science. 2018. Vol. 127. Issue 4. P. 123–152. https://doi.org/10.1080/25726838.2018.1516935
22. Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 192 с.
23. Faure G. Principles of Isotope Geology. N. Y., Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons, 1986. 589 p. https://doi.org/10.1017/S0016756800017453
24. Кудрин В. С., Усова Т. Ю., Чистов Л. Б., Архангельская В. В., Александрова И. Т., Полякова М. А. Редкоземельные металлы России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье. Сер. геол.-эконом. 1999. № 3. 72 с.
25. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. Magmatism in the Ocean Basins. 1989. Vol. 42. P. 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
26. Hornig-Kjarsgaard I. Rare Earth Elements in Sövitic Carbonatites and their Mineral Phases // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. Issue 11-12, November. P. 2105–2121. https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2105
27. Недосекова И. Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, Lu–Hf данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77–95.
28. Багдасаров Ю. А. Вертикальная зональность и фациальность карбонатитовых метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 224–231.
29. Алимов В. Ю., Вахрушева Н. В. Спектры РЗЭ как индикатор типа и интенсивности деформаций (на примере хромитоносных альпинотипных ультрамафитов) // Современные проблемы геохимии: материалы Всерос. совещ. (с участием иностранных ученых), посвящ. 95-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2012. В 3 тт. Т. 2. С. 4–7.
30. Вахрушева Н. В., Алимов В. Ю. О локальной изменчивости спектров редкоземельных элементов в хромитоносных ультрамафитах Полярного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 41–57.

Статья поступила в редакцию 01 июля 2022 года

УДК 549.74+550.42+551.24 (470.5) http://doi.org/10.21440/2307-2091-2022-3-28-45

Carbonatites and carbonate hydrothermal-metasomatic veins of the southeastern part of the Ufaley complex (Urals, Russia): geological and structural position, geochemical and isotopic (^{18}O and ^{13}C) data

Aleksandr Nikolaevich SAVICHEV[1,2*]
Yuriy Alekseevich POLENOV[1*]
Sergey Akhmatovich SADYKOV[2**]

[1]Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia
[2]Institute of Mineralogy – a division of the the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geo-ecology of the Ural Branch of RAS, Miass, Chelyabinsk Region, Russia

Abstract

Relevance of the work. The isotopic and geochemical features of carbonatites and carbonate hydrothermal-metasomatic veins of the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex are presented.

The purpose of the work is to give a mineralogical-petrographic, isotopic (^{18}O and ^{13}C) and geochemical characteristic of endogenous carbonate bodies – carbonatites and carbonate hydrothermal-metasomatic veins localized in different structural and geological settings of the southeastern part of the Ufaley metamorphic complex, and to propose their genetic interpretation. A preliminary predictive assessment of the elemental composition of carbonatites as a resource potential for rare earths has been carried out.

Research methodology. Determination of the isotopic composition of carbon and oxygen was carried out on a Delta^{Plus} Advantage mass spectrometer. Quantitative determination of elements in monofractions of carbonates was carried out by mass spectrometry (IPS-MS). When describing carbonate objects, an ontogenic approach was used. The spectra of lanthanides enriched in heavy REE of the yttrium group were interpreted as spectra of HREE types, with enrichment in light REE of the cerium group as spectra of LREE types.

Results. Isotopic and geochemical data on the composition of carbonates from endogenous carbonate formations (carbonatites, carbonate hydrothermal-metasomatic veins, and autonomous metacrystals) are presented. Two magmatic stages have been identified in carbonatites: carbonatites I have a Σ REE + Y content in the range of 360–886 ppm; carbonatites II, 2142 ppm; LREE content in carbonatites I is in the range of 8–53 ppm; The ontogenic features make it possible to trace the change in the isotopic composition in the process of carbonatite formation and further metamorphism of carbonatites.

Conclusions. 1. The most significant are the TREE types of REE spectra in carbonatites and metasomatic hydrothermalites. The formation of TREE-types of REE spectra is substantiated by their transformation as a result of the impact of severe deformations on them. 2. Interpretation of the results of isotopic analysis ($\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$) of carbonates is based on ontogenic features. 3. The given values of the elemental composition of carbonates fix the possible predictive industrial potential of the Slyudyanogorsk carbonatite complex for rare elements of the yttrium group.

***Keywords*:** carbonates, TREE-type spectrum of carbonatites, isotope analysis, mass spectrometry. Slyudyanogorsk carbonatite complex, Southern Urals.

Credit

The work was carried out within the framework of the state task Reg. no.122062100023-5 and AAAA-A19-119072390049-3.

REFERENCES

1. Belkovsky A. I. 1986, Evolution of the composition of garnets of eclogite-schist and eclogite-schist-migmatite complexes. Sverdlovsk, 224 p. (*In Russ.*)
2. Belkovsky A. I. 1994, On the mineralogy of carbonatites of the Ufaley metamorphic block. *Ural'skiy mineralogicheskiy sbornik* [Ural Mineralogical Collection], no. 3, pp. 99–103. (*In Russ.*)
3. Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Nedosekova I. L., Savichev A. N. 2016, Granite pegmatites, carbonatites and hydrothermalites of the Ufaley metamorphic complex. Ekaterinburg, 273 p. (*In Russ.*)
4. Popov V. A., Kotlyarov V. A. 2014, New data on carbonatites of the Teplogorsk iron ore deposit (Southern Urals). *Litosfera* [Litosphere], no. 2, pp. 138–143. (*In Russ.*)
5. Savichev A. N., Ogorodnikov V. N. 2020, Ufa Mantle Ridge Fault - Main tectonic, geological and minerogenic consequences. *Izvestiya UGGU* [News of the Ural State Mining Univerity], issue 4 (60), pp. 73–85. (*In Russ.*) https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-4-73-85
6. Werner R. A., Brand W. A. 2001, Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Communications. Mass Spectrometry*, vol. 15, issue 7, pp. 501–519. https://doi.org/10.1002/rcm.258
7. Kuznetsov N. S., Puzhakov B. A., Shokh V. D., Savelyev V. P., Petrov V. I., Shchulkina N. E., Shchulkin E. P., Dolgova O. Ya. 2008, State geological

✉fgg.gl@ ursmu.ru
**sadykov@mineralogy.ru

map of the Russian Federation, scale 1 : 200,000. Yuzhno-Uralskaya series. Sheet N-41-I (Kyshtym). Chelyabinsk, 2008. 200 p. (*In Russ.*)
8. Keilman G. A. 1974, Migmatite complexes of mobile belts. Moscow. 200 p. *(In Russ.)*
9. Chikov, B. M., 1992, Shear stress structure formation in the lithosphere: Varieties, mechanism, conditions (Problem review). *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], no. 9, pp. 3–39. *(In Russ.)*
10. Plyusnin K. P. 1971, Methods for studying the tectonic structures of folded belts (using the example of the Urals). Perm, 217 p. (*In Russ.*)
11. Chikov B. M. 1990, On the foundations of the theoretical concept of stress metamorphism (As applied to lineament zones of the earth's crust). Structure of lineament zones of stress metamorphism. Novosibirsk, pp. 6–31. *(In Russ.)*
12. Levin V. Ya., Ronenson B. M., Samkov V. S., Levina I. A., Sergeev N. S., Kiselev A. P. 1997, Alkaline-carbonatite complexes of the Urals. Yekaterinburg, 274 p. (*In Russ.*)
13. Koroteev V. A., Ogorodnikov V. N., Sazonov V. N., Polenov Yu. A. Minerageny of the suture zones of the Urals. Yekaterinburg, 415 p. (*In Russ.*)
14. Bagdasarov, Yu. A. 1979, Linear-fractured carbonatite bodies as a new subformation of ultrabasic alkaline carbonatite complexes. *DAN SSSR* [Reports of the Academy of Sciences of the USSR], vol. 248, no. 2, pp. 412–415. (*In Russ.*)
15. Nedosekova I. L., Pribavkin S. V., Serov P. A., Ronkin Yu. L., Lepikhina O. P., Popova O. Yu. 2006, Sr–Nd–C–O isotopic composition of carbonatites of the Ilmeno-Vishnevogorsk and Slyudyanogorsk complexes as an indicator of matter sources. Metallogeny of ancient and modern oceans-2006. Miass, pp. 238–243. (*In Russ.*)
16. Krasnova N. I., Petrov T. G. 1997, Genesis of mineral individuals and aggregates. St. Petersburg, 228 p. (*In Russ.*)
17. Ogorodnikov V. N., Sustavov S. G., Khanin D. A., Shagalov E. S., Polenov Yu. A. 2017, Mineralogy of carbonatites of the Ufaleysky metamorphic complex. *Izvestiya UGGU* [News of the Ural State Mining University], issue 3 (47), pp. 24–33. (*In Russ.*) https://doi.org/10.21440/2307-2091-2017-3-24-33
18. Ginzburg A. I., Samoilov V. S. 1983, On the problem of carbonatites. *ZVMO* [Notes of the All-Russian Mineralogical Society], vol. 112, no. 2, pp. 164–176. (*In Russ.*)
19. Zhabin A. G. 1985, Mineralogical mapping of the ore body in the ontogenic aspect. Mineralogical mapping of ore-bearing territories. Sverdlovsk, pp. 22–31. (*In Russ.*)
20. Taylor H. P., Frechen J., Degens E. T. 1967, Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 31, issue 3, pp. 407–430. https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90051-8
21. Simandl G. J., Paradis S. 2018, Carbonatites: Related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods. *Applied Earth Science*, vol. 127, issue 4, pp. 123–152. https://doi.org/10.1080/25726838.2018.1516935
22. Samoilov V. S. 1984, Geochemistry of carbonatites. Moscow, 1984. 192 p. (*In Russ.*)
23. Faure G. 1986, Principles of isotope geology. N. Y., Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 589 p. https://doi.org/10.1017/S0016756800017453
24. Kudrin V. S., Usova T. Yu., Chistov L. B., Arkhangelskaya V. V., Alexandrova I. T., Polyakova M. A. 1999, Rare earth metals of Russia: State, prospects for the development and development of the mineral resource base. *Mineral'noye syr'ye. Ser. geol.-ekonom*. [Mineral raw materials. Series geol.-economic], no. 3, 72 p. (*In Russ.*)
25. Sun S. S., McDonough W. F. 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications. Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42, pp. 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
26. Hornig-Kjarsgaard I. 1998, Rare Earth Elements in Sövitic Carbonatites and their Mineral Phases. *Journal of Petrology*, vol. 39, issue 11-12, pp. 2105–2121. https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2105
27. Nedosekova, I. L., 2012, Age and sources of matter of the Ilmeno-Vishnegogorsk alkaline complex (Urals, Russia): Geochemical and isotopic Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, Lu–Hf data. *Litosfera* [Lithosphere], no. 5, pp. 77–95. (*In Russ.*)
28. Bagdasarov Yu. A. 1984, Vertical zoning and facies of carbonatite metasomatites. Metasomatism and ore formation. Moscow, pp. 224–231. (*In Russ.*)
29. Alimov V. Yu., Vakhrusheva N. V. 2012, REE spectra as an indicator of the type and intensity of deformations (using the example of chromite-bearing alpine-type ultramafic rocks). Modern problems of geochemistry: Materials of the All-Russian meeting (with the participation of foreign scientists), dedicated to the 95th anniversary of birth of Academician L. V. Tauson. Irkutsk, in 3 volumes, vol. 2, pp. 4–7. (*In Russ.*)
30. Vakhrusheva N.V., Alimov V. Yu. 2014, On the local variability of the spectra of rare earth elements in chromite-bearing ultramafic rocks of the Polar Urals. *Litosfera* [Lithosphere], no. 1, pp. 41–57. (*In Russ.*)

The article was received on July 01, 2022