ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья
УДК 553,493 + 552,33(470,5)

Карбонатитовые комплексы Южного Урала: геохимические особенности, рудная минерализация и связь с геодинамическими обстановками

И.Л.НЕДОСЕКОВА
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия

Как цитировать эту статью: Недосекова И.Л. Карбонатитовые комплексы Южного Урала: геохимические особенности, рудная минерализация и связь с геодинамическими обстановками // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 349-368. DOI: 10.31897/PMI.2022.28

Аннотация. Представлены результаты исследований Ильмено-Вишневогорского и Булдымского карбонатитовых комплексов Урала. Установлено, что карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса представлены высокотемпературными кальциокарбонатитами (севитами I и II) с пирохлоровой рудной минерализацией. U-Ta-богатые популяции уранпирохлоров (I) и фторкальциопирохлоров (II) кристаллизуются в миаскит-пегматитах и севитах I; в севитах II образуются фторкальциопирохлоры (III) и Sr-REE-пирохлоры (IV) поздних популяций. В Булдымском комплексе, наряду с высокотемпературными кальциокарбонатитами, содержащими фторкальциопирохлор (III), распространены среднетемпературные разности магнезиокарбонатитов с РЗЭ-Nb-минерализацией (монацитом, ниобоэшинитом, колумбитом и др). Миаскиты и карбонатиты Урала характеризуются высокими содержаниями LILE (Sr, Ba, K, Rb) и HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti), которые близки содержаниям в рифтогенных карбонатитовых комплексах внутриплитных обстановок и значимо отличаются от синорогенных коллизионных карбонатитовых комплексов. Уральские карбонатитовые комплексы образовались на континентальных рифтовых окраинах во время раскрытия Уральского океана на этапе перехода от экстенсиональной тектоники к тектонике сжатия, позднее были захвачены и деформированы в шовной зоне в результате коллизии. С орогенными и постколлизионными обстановками связаны пластические и хрупкие деформации, анатексис, процессы перекристаллизации пород и руд карбонатитовых комплексов Урала.

Ключевые слова: карбонатиты линейного типа; деформированные щелочные комплексы; минералы группы пирохлора; Ильмено-Вишневогорский и Булдымский комплексы; Урал

Благодарность. Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН (тема № АААА-А18-118052590028-9) с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-680).

Поступила: 31.03.2022 ***Принята: 11.05.2022*** ***Онлайн: 26.07.2022*** ***Опубликована: 26.07.2022***

Введение. В России известны крупные провинции щелочного карбонатитового магматизма, с которыми связаны редкометалльные месторождения различных рудно-формационных типов. Так, провинции ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов (УЩК) с Na-типом щелочности представлены Карело-Кольской (Балтийский щит), Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской, Сетте-Дабанской и Восточно-Алданской (обрамление Сибирской платформы) провинциями [1-3]. Комплексы находятся на щитах и в обрамлении платформ, где образуют кольцевые зональные плутоны, сложенные щелочными породами и карбонатитами. Для карбонатитов этого типа характерна обогащенность Nb, Zr, Sr, редкоземельные элементы (РЗЭ), Ba, V, Ti, P, Ta, Pb, Zn, Th. С карбонатитами УЩК-комплексов связаны крупные Nb-REE и Nb-P месторождения – Томтор (Якутия), Белая Зима (Восточный Саян) и др.

Карбонатитовые комплексы щелочно-основной формации с K-типом щелочности приурочены к рифтовым структурам платформ и на территории России представлены Западно-Алданской провинцией (Восточная Сибирь) [3]. Щелочно-габброидные карбонатитовые комплексы также известны в складчатых областях – Алтае-Саянской и Южно-Тянь-Шанской (например, Эдельвейс,

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Горный Алтай; Матчайский комплекс, Южный Тянь-Шань), Западном Забайкалье (Витимская провинция [4], на Среднем Тимане (Четласский комплекс) [5]. В отличие от УЩК-комплексов, в них содержания Nb, Zr, P низкие и концентрируются только Sr, Ba, РЗЭ, V, Pb, Zn. С карбонатитовыми комплексами щелочно-основной формации связаны крупнейшие месторождения РЗЭ (например, Маунтин-Пасс, США) [6].

Карбонатитовые комплексы линейного типа – самостоятельный формационный тип карбонатитов, связанный с нефелин-сиенитовым магматизмом и/или линейными зонами щелочного метасоматоза, расположены в складчатых областях Урала и Сибири (Ильмено-Вишневогорский, Южный Урал; Пенченгинский, Енисейский кряж, Восточная Сибирь) и т.д. [7, 8], а также известны в кратонных обстановках (Черниговский, Украина; Сиилинъярви, Финляндия). С карбонатитовыми комплексами линейного типа связаны промышленные Nb-месторождения: Вишневогорское, Южный Урал; Татарское, Восточная Сибирь.

Происхождение карбонатитовых комплексов линейного типа и связанной с ними Nb-Zr-REE минерализации дискуссионно. Поскольку породы линейных карбонатитовых комплексов деформированы, предполагается, что они являются более ранними рифтогенными карбонатитовыми комплексами, которые были вовлечены в зону коллизии [9]. Однако некоторые исследователи предполагают, что эти комплексы образовались на орогенном этапе становления складчатых областей [10, 11, 12]. Для карбонатитовых комплексов Урала обсуждается рифтогенная модель [13], коровый анатексис [14, 15], метаморфогенная [16] и субдукционная [17] модели формирования.

В статье представлены результаты исследований геохимии, петрохимии и рудной минерализации линейных карбонатитовых комплексов Южного Урала (Ильмено-Вишневогорского миаскит-карбонатитового и Булдымского ультрабазит-карбонатитового комплексов). Обсуждаются петро- и геохимические особенности, PT-условия образования карбонатитов, особенности состава и эволюции рудных минералов. Сопоставлены карбонатитовые комплексы Урала с внутриплитными рифтогенными карбонатитовыми и деформированными карбонатитовыми комплексами (DARC) различных геодинамических обстановок. На основании полученных данных предложена геодинамическая модель формирования карбонатитовых комплексов Урала.

Геологическая характеристика карбонатитовых комплексов Урала. Ильмено-Вишневогорский (ИВК) и Булдымский карбонатитовые комплексы находятся на Южном Урале, в пределах Восточно-Уральской коллизионной мегазоны, вблизи гигантской шовной зоны – Главного Уральского разлома, – и залегают в антиклинальной структуре Сысертско-Ильменогорского блока (или террейна, микроконтинента), сложенного архейско-протерозойскими континентальными комплексами. Основание блока слагают породы селянкинской толщи – архейские диафторированные гнейсо-гранулиты и мигматиты (AR), мезопротерозойские амфиболиты и плагиогнейсы с прослоями кальцифиров и мраморов (PR_1); в обрамлении развиты среднерифейские гнейс-амфиболитовые и кварцито-сланцевые толщи (Rf_2). От зоны Главного Уральского разлома блок отделен разломом, вдоль которого расположены габбро-ультрабазитовые массивы (O_1), ассоциирующие с островодужными вулканогенно-осадочными комплексами (D_2). Палеозойский коллизионный (360-320 млн лет) и постколлизионный (260-250 млн лет) гранитный магматизм проявлен во всех структурных этажах блока [18].

Ильмено-Вишневогорский комплекс интрудирует архейско-протерозойские породы Селянкинской толщи и образует два крупных факолитоподобных массива нефелиновых сиенитов, располагающихся в сводах антиклинали, а также протяженную линейную зону субмеридионального простирания в осевой части антиклинали. Массивы ультрабазитов Булдымского комплекса (Булдымский, Спирихинский, Халдихинский и др.) образуют линзовидные тела с линейными зонами щелочных метасоматитов и карбонатитов в обрамлении миаскитовых интрузивов (см. рис.1 из статьи И.Л.Недосековой, С.В.Прибавкина. Рудные ниобиевые минералы группы пирохлора карбонатитовых комплексов Урала: особенности состава и геохимическая эволюция // Известия УГГУ. 2019. Вып. 3(55). С. 46-57).

Согласно данным U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr датирования, ИВК и Булдымский комплексы Южного Урала образовались в палеозое (O_3-S). Rb-Sr валовые изохроны миаскитов показали возраст 446±13 млн лет [13] для Ильменогорского массива и 438±8 млн лет [19] для Вишневогорского; U-Pb возраст цирконов миаскитов – 434±15 млн лет (Ильменогорский массив) и 417±5 млн лет

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

[20] (Вишневогорский массив). Близкий U-Pb возраст 432±1,5 млн лет получен для цирконов ультрабазитов Булдымского комплекса [21]. Карбонатиты ИВК датированы возрастом 432±12 [22], 419±20 [23] и 417±3 млн лет [24] (U-Pb-метод, цирконы). Более молодой возраст – 388±52 млн лет (D_2) – определен для карбонатитов Sm-Nd-методом [17]. Геохронологические данные (минеральные Rb-Sr изохроны, U-Pb возраст поздних генераций цирконов) также фиксируют более поздние процессы преобразования пород ИВК и Булдымского комплексов на коллизионном (~320-280 млн лет) [24, 25] и постколлизионном (~250-240 млн лет) [13, 26, 27] этапах развития Уральской складчатой области.

Ильмено-Вишневогорский комплекс состоит из двух интрузивных массивов K-Na плюмазитовых нефелиновых сиенитов (миаскитов) – Вишневогорского и Ильменогорского (20-25 × 6 км), соединенных Центральной щелочной полосой (ЦЩП), протяженностью более 100 км и сложенной пластообразными телами миаскитов, сиенитов, глиммеритоподобных пород, карбонатитов и фенитов. Миаскиты в различной степени деформированы и представлены мелко- и среднезернистыми гнейсовидными, такситовыми, пегматоидными и порфировидными разностями. В ЦЩП пластообразные и линзовидные тела миаскитов чередуются с прослоями глиммеритоподобных (кальцит-амфибол-слюдистых) пород, карбонатитов, сиенитов и фенитов, залегают субсогласно со сланцеватостью вмещающих пород, часто рассланцованы, деформированы и катаклазированы.

Миаскит-пегматиты (нефелин-полевошпатовые, нефелин-канкринит-полевошпатовые) и сиенит-пегматиты (биотит-полевошпатовые, пироксен-полевошпатовые) образуют жильные тела протяженностью 50-300 м при мощности до 10 м. Сиенит-пегматиты встречаются преимущественно в фенитах и сиенитах, а также на контактах пород. Миаскит-пегматиты широко развиты как в миаскитовых массивах, так и фенитовом ореоле. Тела миаскит-пегматитов часто субсогласны с деформационной полосчатостью миаскитов или образуют жильные тела с апофизами, секущими полосчатость. Жилы сложного строения, в зальбандах – нефелин-биотит-микроклиновый агрегат, центральные части блокового строения сложены нефелином, микроклином, альбитом, иногда канкринитом, реже – агрегатом кальцита, с биотитом, фторапатитом, ильменитом, цирконом, пирохлором. Из акцессорных минералов в миаскит-пегматитах встречаются магнетит, торит, торианит, иттриалит-(Y), ферроколумбит, фергусонит-(Ce), рутил, флюорит, корунд [28].

Карбонатиты образуют пластообразные и жильные тела (мощностью до 10 м, протяженностью в сотни метров) в апикальной части Вишневогорского массива, породах ЦЩП, а также встречаются в виде жил и штокверков в фенитовых ореолах миаскитовых интрузий. Ранние карбонатиты (севиты I) развиты преимущественно в миаскитах ЦЩП и представлены силикокарбонатитами – флюидальными, афанитовыми, такситовыми разностями, часто брекчированными и катаклазированными, кальцитового состава, содержащими нефелин, калишпат, биотит, иногда пироксен, альбит, акцессорные черный уранпирохлор и редко бурый пирохлор (с ядрами черного пирохлора), ильменит, апатит, циркон, магнетит, пирротин, пирит. Брекчированные севиты содержат округлые фрагменты (1-5 см) вмещающих пород (миаскитов, фенитов) и крупные зерна их минералов, сцементированные мелкозернистой альбит-биотит-кальцитовой основной массой.

Поздние карбонатиты (севиты II) широко развиты в апикальной части Вишневогорского массива, образуют жилообразные тела, субсогласные контактам массива и полосчатости миаскитов. Севиты II – лейкократовые, крупнозернистые, с полосчатым распределением силикатных и акцессорных минералов, содержат крупные (до 10-20 см) кристаллы биотита, апатита, альбита, красно-бурого пирохлора (иногда с ядрами темного пирохлора), ильменита, циркона, магнетита, пирротина, пирита. В фенитах жильные и штокверковидные кальцитовые карбонатиты содержат эгирин-авгит, ортоклаз, биотит, апатит, сфен, красный пирохлор, ильменит, магнетит, пирротин, пирит, циркон, монацит, ортит, чевкинит.

Булдымский ультрабазит-карбонатитовый комплекс представлен Булдымским, Спирихинским и Халдихинским массивами, сложенными метадунитами, метаоливинитами, оливин-энстатитовыми породами и линейными зонами апогипербазитовых щелочных метасоматитов и карбонатитов, содержащих REE-Nb-минерализацию [14, 29]. Массивы ультрабазитов залегают среди амфиболитов, плагиогнейсов и кристаллических сланцев нижнего протерозоя (PR_1) в обрамлении Вишневогорского и Ильменогорского миаскитовых интрузивов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Карбонатиты в гипербазитах образуют протяженные зоны развития жил, сопровождающиеся карбонат-флогопит-рихтеритовыми, флогопит-рихтеритовыми и флогопитовыми метасоматитами. Карбонатиты крупнозернистые (до гигантозернистых), с полосчатым распределением силикатных и акцессорных минералов, параллельных контактам тел. Ранние карбонатиты доломит-кальцитовые (севиты III) и содержат амфиболы ряда рихтерит-магнезиоарфведсонит, слюды ряда флогопит-тетраферрифлогопит, акцессорные красно-бурый пирохлор, ильменит, магнетит, пирротин, пирит, циркон [29]. Доломитовые карбонатиты (бефорситы IV) содержат тетраферрифлогопит, амфибол (ряда винчит-катафорит), хлорит, Nb-REE минерализацию, представленную монацитом-(Ce), эшинитом-(Ce), колумбитом, ортитом-(Ce), торитом, фергусонитом-(Ce), бастнезитом-(Ce), хромагнезиочевкинитом-(Ce), хромистым давидитом-(Ce), также в них известны стронцианит, ильменорутил, молибденит [29, 30].

С пегматитами и карбонатитами ИВК и Булдымского комплексов связаны месторождения и рудопроявления Nb, Zr и РЗЭ. Наиболее крупные Nb-месторождения находятся в зоне эндо- и экзоконтакта Вишневогорского миаскитового интрузива. Вишневогорское месторождение, которое было открыто в 1940-х годах и разрабатывалось более 50 лет, связано с пирохлорсодержащими карбонатитами и пегматитами. Оно приурочено к северо-западному эндоконтакту Вишневогорского массива миаскитов (рудная зона 147, протяженность 4 км) и седловидной залежи миаскитов (рудная зона 140, протяженность 1,7 км). Отдельные зоны Вишневогорского месторождения находятся в экзоконтакте Вишневогорского массива (рудные зоны 125 и 135) и связаны с карбонатитами и сиенит-пегматитами в фенитовом ореоле.

Месторождения и рудопроявления пирохлорсодержащих карбонатитов находятся в ЦЩП ИВК. Потанинское месторождение Nb – самое крупное из месторождений, приурочено к штокверковой зоне карбонатитов (протяженность 15 км, мощность 40 м) на восточном контакте миаскитовых интрузий с фенитовым ореолом. Также известны Светлоозерское, Увильдинское, Байдашевское и Ишкульское рудопроявления пирохлорсодержащих карбонатитов [14].

Булдымское и Спирихинское месторождения и Халдихинское рудопроявление Nb и РЗЭ, связанное с карбонатитами в одноименных массивах ультрабазитов Булдымского комплекса, открыты и разведаны в 1980-х годах [14]. Рудопроявления карбонатитов с Nb-REE минерализацией установлены в ультрабазитовых массивах Каганского и Силачского комплексов [14]. В обрамлении Ильменогорского миаскитового массива в ультрабазитах также известны рудопроявления Nb-РЗЭ карбонатитов (копь 97, Ильменское рудопроявление) [30].

Методология. Анализ петрогенных элементов для пород карбонатитовых комплексов Урала (24 пробы) был проведен методами мокрой химии и РФА в ИГГ СО РАН в Екатеринбурге. Редкоземельные и редкие элементы определены с помощью масс-спектрометрического анализа на тандем-анализаторе высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме HR-ICP-MC Element 2 (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Погрешность многоэлементного анализа не превышает 8-10 %, если содержание элемента в 10-20 раз больше его предела обнаружения.

Химический состав рудных редкометалльных Nb-минералов группы пирохлора исследован на микрозонде Cameca-100 в ИГГ УрО РАН (ЦКП «Геоаналитик», аналитики Д.В.Замятин и В.Булатов) и на электронном микрозонде CAMEBAX-micro в ИГМ СО РАН в Новосибирске (аналитик В.В.Шарыгин). Использовались следующие стандарты: апатит (F, P), жадеит (Na), родонит (Mn), ортоклаз (K), $CaSiO_3$ (Ca, Si), TiO_2 (Ti), Fe_2O_3 (Fe), ThO_2 (Th), UO2 (U), PbS (Pb), Nb, Ta, $SrSO_4$ (Sr), $BaSO_4$ (Ba), Al_2O_3 (Al) и алюмосиликатные стекла, легированные РЗЭ (La, Ce, Y, Sm, Pr, Nd). Анализ пирохлоров проводился при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного зонда 40 нА с использованием кристаллических анализаторов: TAP, LPC0, LPET, PET, LIF. Время накопления импульсов в максимуме пика выбиралось от 10 до 30 с. Пределы обнаружения F, Fe, Mn, Ti, Pb, La, Y составляли 0,075-0,1 мас.%; Sr, U, Nb, Sm, Ce, Pr, Nd, Ta – 0,15-0,2 мас.%; Na, Al, Si, P, Ca, Ba, Th < 0,05 мас.%.

С помощью сканирующей электронной микроскопии были получены изображения микрообъектов. Их состав проанализирован с помощью растрового электронного микроскопа Jeol JSM-6390LV (JEOL) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 X-Max 80 (Oxford Instruments) (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, И.А.Готтман).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.28

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 349-368
© И.Л.Недосекова, 2022

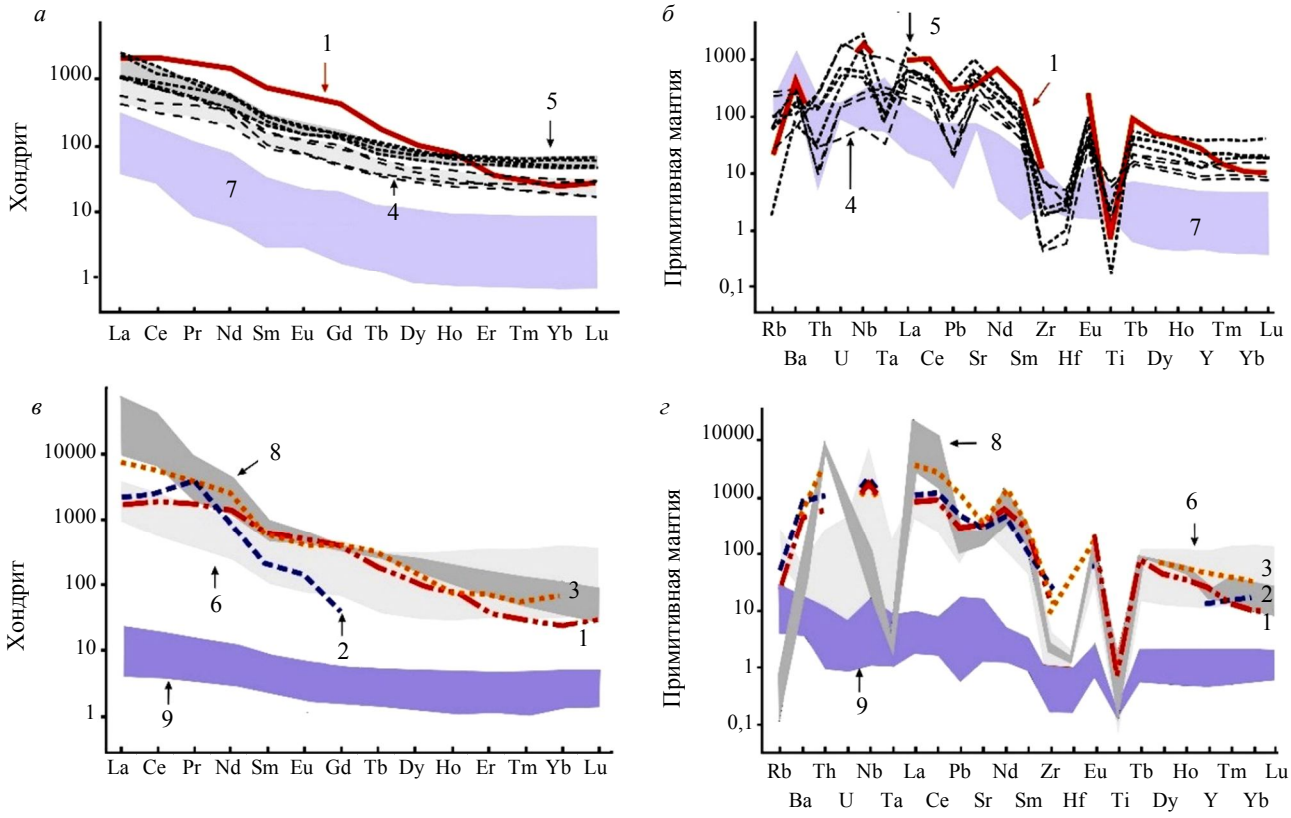


Рис.1. Хондритнормализованные содержания РЗЭ и спайдер-диаграммы для пород ИВК (*а*, *б*) и Булдымского комплекса (*в*, *г*), Южный Урал

1 – средний кальциокарбонатит (Wooley, Kempe, 1989); 2 – средний магнезиокарбонатит (Wooley, Kempe, 1989); 3 – феррокарбонатит [31]; 4 – севит I (ИВК); 5 – севит II (ИВК); 6 – севит III (Булдым); 7 – миаскиты (ИВК); 8 – бефорситы (Булдымский массив); 9 – ультрабазиты (Булдым)

Петрохимическая характеристика, геохимические особенности и PT-условия образования пород Ильмено-Вишневогорского и Булдымского комплексов. Представительные химические составы и содержания редких элементов в породах ИВК и Булдымского комплексов показаны в табл.1-3 и на рис.1.

Таблица 1

Представительные химические составы миаскитов ИВК

Минерал	Образец (номер образца)						
	324 (1)	323 (2)	337 (3)	338 (4)	Сав4 (5)	По-4 (6)	Пег2 (7)
SiO_2, мас.%	53,62	51,03	57,69	53,62	57,51	53,63	51,38
TiO_2	0,58	0,57	0,40	0,67	1,24	0,43	0,04
Al_2O_3	20,98	22,75	21,55	18,45	17,55	20,29	27,37
Fe_2O_3	1,64	0,91	1,25	1,43	1,90	1,42	0,16
FeO	1,95	2,25	1,05	2,10	3,2	1,4	0,4
MnO	0,16	0,12	0,05	0,09	0,21	0,07	0,02
MgO	0,96	0,88	0,55	1,03	1,57	0,72	0,16
CaO	2,21	2,22	1,02	3,95	2,80	3,11	0,89
Na_2O	6,60	8,00	6,20	6,00	5,8	9,7	12,40
K_2O	7,97	7,50	7,14	7,62	5,66	5,15	5,22
P_2O_5	0,23	0,19	0,02	0,10	0,24	0,04	0,02
ППП	2,5	2,70	2,0	3,5	1,8	2,7	1,5
Σ	99,45	99,10	98,91	98,61	99,48	98,67	99,56
Li, ppm	9	7	2,1	5	32	2,2	1,9
Rb	59	44	34	42	114	55	48
Sr	2317	1902	1661	2530	1405	1647	400

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 349-368 DOI: 10.31897/PMI.2022.28
© И.Л.Недосекова, 2022

Окончание табл.1

Минерал	Образец (номер образца)						
	324 (1)	323 (2)	337 (3)	338 (4)	Сав4 (5)	По-4 (6)	Пег2 (7)
Ba	1816	1592	5667	9857	1589	2406	70
Sc	1,61	1,00	1,25	1,36	2,5	0,96	0,17
V	179	159	194	100	78	69	3,4
Cr	93	162	84	70	8	4	5
Co	0,41	0,10	1,6	3,7	9	7	0,5
Ni	1,07	0,56	16	1,8	9	7	1,9
Cu	0,33	14	7	8	34	30	2
Zn	61	22	22	64	87	25	5
Y	10	8	2,1	11	20	6	0,3
Nb	57	69	45	51	188	54	120
Ta	2,4	3,9	2,1	3,6	20	4,3	2
Zr	94	335	109	144	77	40	42
Hf	1,52	5	0,78	0,95	1,30	0,71	0,9
Pb	2,6	2	0,94	1,45	12	2,07	1,6
Th	1,66	2	0,32	0,85	13	1,43	0,52
U	1	8	1,7	2,1	3,2	2,4	0,18
La	105	69	15	40	80	23	0,6
Ce	162	107	28	77	142	35	1,3
Pr	15	10	1,30	8,05	17	4,51	0,14
Hd	41	30	4,35	27	57	15	0,51
Sm	4,76	3,78	0,66	3,92	7,62	2,17	0,08
Eu	1,27	1,03	0,26	1,91	2,01	0,87	0,05
Gd	3,16	2,51	0,55	2,95	6,14	1,75	0,08
Tb	0,40	0,33	0,07	0,40	0,69	0,21	0,01
Dy	1,93	1,72	0,35	1,99	4,17	1,26	0,07
Ho	0,35	0,31	0,07	0,40	0,79	0,25	0,02
Er	0,96	0,86	0,20	1,05	2,25	0,69	0,06
Tm	0,13	0,12	0,03	0,14	0,33	0,10	0,01
Yb	0,80	0,78	0,18	0,85	2,15	0,69	0,09
Lu	0,12	0,12	0,03	0,13	0,31	0,11	0,02
ΣREE + Y	350	236	53	178	342	92	3,34
$K_{агп}$	0,93	0,94	0,83	0,98	0,89	1,06	0,95
K/Na, мол.	0,79	0,62	0,76	0,84	0,64	0,35	0,28
(La/Yb)*n*	89	59	51	31	25	23	4
Y/Ho	25	26	21	28	25	24	17
Eu/Eu*	0,96	0,96	1,48	1,64	0,87	1,32	1,99

Примечание. 1-4 – миаскиты Вишневогорского массива: 1, 2 – мелкозернистые и крупнозернистые мезократовые миаскиты апикальной части массива; 3, 4 – гнейсовидные лейкократовый и мезократовый миаскиты корневой части массива; 5 – миаскит Ильменогорского массива; 6 – антипертитовый миаскит ЦЩП; 7 – миаскит-пегматит (Вишневогорский массив); $K_{агп}$ – (Na + K)/Al, мол.

Таблица 2

Представительные химические составы карбонатитов ИВК

Минерал	Образец (номер образца)							
	ЛПо1 (1)	354 (2)	Д11-3 (3)	З-2 (4)	ЛПо2 (5)	По-6 (6)	331 (7)	В348 (8)
SiO_2, мас,%	13,02	22,88	36,12	24	12,86	9,72	6,44	0,90
TiO_2	2,1	0,38	0,49	2,61	0,16	0,65	0,51	0,02
Al_2O_3	4,57	8,71	11,96	7,66	3,38	3,15	2,00	0,03
Fe_2O_3	0,01	0,17	1,02	1,2	0,70	0,05	н.о.	0,2
FeO	7,00	2,00	3,00	5,6	4,50	5,8	6,50	1,30
MnO	0,31	0,25	0,42	0,25	0,36	0,49	0,32	0,28
MgO	2,93	1,54	1,3	4,6	1,23	0,83	0,65	0,55
CaO	41,26	33,36	21,00	25,5	49,00	45	48,66	54,66
Na_2O	0,90	2,50	5,20	1,5	2,20	1	0,50	0,4
K_2O	3,36	4,32	4,90	5,01	1,69	1,6	1,48	0,4
P_2O_5	2,45	0,79	0,42	0,03	1,21	2,07	2,37	1,22

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Окончание табл.2

Минерал	Образец (номер образца)							
	ЛПо1 (1)	354 (2)	Д11-3 (3)	З-2 (4)	ЛПо2 (5)	По-6 (6)	331 (7)	В348 (8)
S	н.о.	н.о.	0,80	0,2	1,31	0,82	1,24	н.о.
ППП	19,8	19,4	12,7	20,6	23,1	27,85	28,5	38,3
Σ	97,71	96,30	100,25	98,76	101,70	99,03	99,17	98,26
Li, ppm	10	2,8	13	16	8	8	9	12
Rb	120	52	14	152	64	38	29	17
Sr	3953	9247	4051	3946	11527	9114	21982	16498
Ba	3405	3054	380	1901	793	1060	282	542
V	239	61	56	212	108	76	134	13
Cr	53	25	7	85	14	16	5	11
Co	20	4,3	6	19	13	16	10	7
Ni	16	11	5	34	22	12	2,69	33
Cu	21	15	8	11	25	20	8	15
Zn	174	32	59	161	36	92	85	13
Y	61	98	47	42	88	100	73	138
Nb	123	57	660	153	1598	352	98	872
Ta	11	17	34	11	7	4	0,07	3,25
Zr	21	109	57	5	32	25	7	4,7
Hf	0,83	1,19	1,20	0,2	1,03	1	0,22	0,26
Pb	4,2	4,89	7	4	34	18	12	60
Th	1,94	3,07	19	0,9	19	12	14	2,81
U	0,4	1,01	32	3	27	11	н.о.	5
La	191	370	373	147	388	356	926	849
Ce	394	641	618	287	731	740	1513	1176
Pr	56	70	66	36	71	96	121	141
Hd	211	221	198	130	239	356	385	433
Sm	31	31	22	19	41	53	58	50
Eu	9,57	8,95	5,84	6	11,7	15	16	12
Gd	29	25	14	14	39	41	43	43
Tb	2,70	3,04	1,81	1,8	4,03	4,8	6,0	4,93
Dy	14	15	10,7	10	23	26	31	26
Ho	2,48	3,10	2,13	1,9	4,33	4,8	5,82	5,85
Er	5,95	7,97	6,25	5,3	11,9	13	16	16
Tm	0,72	1,08	0,94	0,7	1,67	1,7	2,10	2,34
Yb	4,11	6,66	6,21	4,6	10,9	10	4	15
Lu	0,56	0,97	0,95	0,7	1,63	1,5	2,21	2,39
ΣREE + Y	1013	1504	1373	706	1666	1818	3212	2918
Sr/Ba	1,2	3,0	11	2,1	15	9	78	30
Nb/Ta	11	34	19	14	216	88	980	273
Zr/Hf	26	91	48	25	32	25	35	18
(La/Yb)*n*	31	37	40	22	24	24	45	38
Y/Ho	25	32	22	22	20	21	13	24
Eu/Eu*	0,96	0,96	0,95	1,08	0,89	0,95	0,94	0,77

Примечание. 1-4 – силикокарбонатиты (севиты I): 1, 4 – Потанинское месторождение (ЦЩП); 2 – корневая часть Вишневогорского массива; 3 – апикальная часть Вишневогорского массива; 5-8 – кальциокарбонатиты (севиты II): 5, 6 – Потанинское месторождение (ЦЩП); 7, 8 – апикальная часть Вишневогорского массива; н.о. – не определялся.

Таблица 3

Представительные химические составы пород Булдымского комплекса

Минерал	Образец (номер образца)								
	43332 (1)	505-27 (2)	15-22 (3)	Т-1б (4)	К97-8 (5)	3296 (6)	43915 (7)	1-54 (8)	10-21 (9)
SiO_2, мас.%	41,39	37,71	40,40	7,40	3,08	3,51	3,61	0,72	30,50
TiO_2	0,02	0,02	0,04	0,07	0,03	0,02	0,02	0,18	0,11
Al_2O_3	0,73	0,76	1,24	1,40	0,56	0,74	0,73	0,02	1,29
Fe_2O_3	4,19	2,56	2,50	0,79	0,29	0,33	0,34	0,34	1,96
FeO	3,70	6,00	5,55	2,10	1,10	1,60	1,60	3,00	1,00
MnO	0,14	0,19	0,15	1,10	0,27	1,20	1,20	1,40	0,21

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Окончание табл.3

Минерал	Образец (номер образца)								
	43332 (1)	505-27 (2)	15-22 (3)	Т-16 (4)	К97-8 (5)	3296 (6)	43915 (7)	1-54 (8)	10-21 (9)
MgO	36,81	42,89	42,20	7,27	6,2	5,12	6,00	17,68	25,5
CaO	1,41	0,15	1,01	44,00	50,33	48,01	48,00	33,22	17,91
Na_2O	0,20	0,4	0,60	0,60	0,40	0,20	0,20	0,15	0,70
K_2O	0,02	0,12	0,40	1,09	0,54	0,68	0,68	0,01	0,01
P_2O_5	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,18	1,35
LOI	12,2	7,2	4,6	34,5	38,45	38,4	38	43,2	17,8
Σ	100,82	98,02	98,71	100,33	101,27	99,82	99,50	100,1	98,34
Li, ppm	13	8	14	18	16	50	12	0,09	3,5
Rb	2,27	3,8	18	52	42	170	44	0,4	0,12
Sr	309	26	56	9547	6336	5600	10279	6611	3796
Ba	28	24	42	484	198	140	224	233	302
Sc	5,2	6,0	8,2	5,8	0,57	2,0	2	1,15	1,78
V	22	19	29	67	1,18	20	15	8	51
Cr	1019	1451	911	138	23	50	107	23	35
Co	83	121	112	7	3,6	12	5	16	7
Ni	1519	1570	2363	13	39	190	10	13	30
Cu	19	26	18	24	32	3,8	24	20	24
Zn	39	50	52	88	14	110	49	47	8
Y	2,8	1,94	8	62	523	50	69	93	74
Nb	0,73	5,6	12	930	8	5800	20	88	15
Ta	0,07	0,33	0,04	1,24	0,27	7	0,02	0,08	0,14
Zr	11	1,69	5,0	42	0,64	4,0	2	24	37
Hf	0,28	0,05	0,12	0,51	0,40	–	0,1	0,43	0,46
Mo	0,50	0,58	0,07	0,62	0,07	0,90	0,6	1,20	0,00
Pb	2,34	0,10	2,84	23	38	11	14	23	59
Th	0,87	0,08	0,77	22	0,38	21	3	681	1418
U	0,12	0,02	0,03	н.о.	0,04	9	н.о.	н.о.	н.о.
La	6,01	1,12	5,78	577	1003	260	598	2285	19
Ce	9,21	2,82	12,6	1022	1822	400	1056	4092	25
Pr	0,79	0,37	1,51	58	168	40	59	180	913
Hd	2,76	1,58	6,11	180	550	130	202	543	2273
Sm	0,49	0,37	1,33	38	100	18	41	70	168
Eu	0,11	0,11	0,40	10	26	5,0	11	34	29
Gd	0,41	0,36	1,21	28	110	16	32	65	87
Tb	0,07	0,06	0,20	4,3	13	1,60	5	10	11
Dy	0,46	0,35	1,35	23	86	9	25	60	46
Ho	0,10	0,07	0,29	5,0	20	1,90	5,5	11	6,6
Er	0,28	0,22	0,81	14	65	6	16	23	12
Tm	0,05	0,03	0,13	2,20	10	0,90	2,4	3,0	1,31
Yb	0,33	0,25	0,91	15	71	6,0	17	16	6,2
Lu	0,05	0,04	0,13	2,37	10	1,10	2,6	2,04	0,77
ΣREE + Y	24	9,69	41	2043	4576	946	2141	7487	48087
Sr/Ba	11	1,1	1,3	20	32	40	46	28	13
Nb/Ta	10	17	300	750	30	829	1000	1100	107
Zr/Hf	39	34	42	82	2	н,о,	20	56	80
(La/Yb)*n*	12	3	4	26	10	29	24	96	2064
Y/Ho	28	28	28	12	26	26	13	8	11
Eu/Eu*	0,73	0,91	0,95	0,90	0,75	0,88	0,90	1,52	0,66

Примечание. 1-3 – ультрабазиты: 1 – метаперидотит, 2 – метадунит, 3 – оливинит амфибол-флогопитовый; 4-9 – карбонатиты: 4-7 – доломит-кальцитовые карбонатиты (севиты III); 8-9 – доломитовые карбонатиты (бефорситы IV); (–) – ниже предела обнаружения.

Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс. Согласно классификации [32], большая часть пород ИВК представлена миаскитами (лейкократовыми разностями биотит-нефелиновых монцосиенитов с олигоклазом и ортоклаз-пертитом). Среднее содержание ортоклаз-пертита в миаскитах – 50, олигоклаза – 12, нефелина – 30-35 (в Ильменогорском массиве) и 28 % (в Вишневогорском массиве). В миаскитах Вишневогорского массива присутствует 5-10 % кальцита.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Миаскиты ИВК представлены плюмазитовыми (Al/(Na + K) – 1,02-1,23 мол., Al/(Na + K + 1/2Ca) – 1,0-1,20 мол.) и метаглиноземистыми разностями (Al/(Na + K + 1/2Ca) – 0,83-0,98 мол.), содержащими 17,55-27,37 мас.% Al_2O_3 и щелочей 11,46-17,62 мас.% $K_2O + Na_2O$. Коэффициент агпаитности ($K_{агп}$) в миаскитах обычно варьирует от 0,82 до 0,98 и достигает агпаитовых составов (1,06) в антипертитовых миаскитах ЦЩП (см. табл.1) и такситовых разностях миаскитов Вишневогорского массива [14]. Составы миаскитов ЦЩП значимо отличаются соотношением щелочей от миаскитов Вишневогорского и Ильменогорского массивов: для миаскитов ЦЩП характерен Na-профиль щелочности (K/Na = 0,2-0,49 мол.); для миаскитов Вишневогорского и Ильменогорского плутонов – K-Na тип щелочности (K/Na = 0,52-0,99 мол.) (табл.1) [14].

Миаскиты ИВК показывают высокие содержания высокозарядных несовместимых элементов (HFSE), г/т: Nb 45-200; Ta 2-20; Zr 40-150; Ti 4000-12400; V 70-200; обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), г/т: Ba 1600-5600; Sr 1400-2500; Rb 34-114; Li 2-30 и REE 53-350. Миаскит-пегматиты обеднены Sr (400 г/т), Ba (70 г/т) и REE (3,3 г/т) относительно интрузивных разностей миаскитов, при этом содержания HFSE – 120 Nb, 2 Ta, 42 Zr – в них также высоки (табл.1).

Вариации петрогенных элементов в карбонатитах ИВК CaO (21,0-54,7 %) и низкие содержания FeO (1,32-7,0 %) и MgO (0,5-4,6 %) соответствуют составам кальциокарбонатитов (севитам) [31]. Севиты I отличаются от севитов II повышенными содержаниями MgO (1,3-4,6 %), Al_2O_3 (4,57-11,96 %), SiO_2 (13-36,12 %).

Обе разновидности карбонатитов ИВК обогащены HFSE и LILE, г/т: высокие содержания Nb до 1600, Zr до 110, V до 240; Sr 4000-22000, Ba 300-3400, ∑REE 1000-3200 близки среднемировым составам кальциокарбонатитов (рис.1, *а*, *б*) [31]. Обогащение ниобием в карбонатитах в значительной степени связано с минералами группы пирохлора (уранпирохлором – в силикокарбонатитах; фторкальциопирохлором нескольких генераций – в севитах I и II).

Севиты I имеют высокие концентрации Sr (3950-9250 г/т), Ba (380-3400 г/т), REE (700-1500 г/т) (но меньшие, чем в севитах II) и отношение Eu/Eu* (0,95-1,08), Sr/Ba (до 11), что характерно для высокотемпературных глубинных фаций карбонатитов (табл.2). Низкие отношения Nb/Ta (< 35) и La/Ybn (< 40), высокое Eu/Eu* (около 1) в ранних карбонатитах соответствуют начальной стадии дифференциации карбонатитовых магм [7]. Севиты II имеют максимальные содержания Sr (9110-21980 г/т) и REE (1660-3210 г/т), высокие отношения Nb/Ta (90-980) и Sr/Ba (до 78), отмечается снижение до 0,77 Eu/Eu*, до 18 Zr/Hf, до 13 Y/Ho, что характерно для флюидно-гидротермальных карбонатных систем и поздних членов карбонатитовых серий.

Одним из вероятных механизмов развития магматического процесса миаскито- и карбонатитообразования в ИВК является достижение производными карбонатизированного миаскитового расплава так называемого разрыва смесимости с последующим расслоением на лейкократовую и меланократовую силикатные и карбонатную жидкости, что подтверждается данными по геохимии редких элементов и результатами моделирования магматических процессов [7]. Близость Sr-Nd-изотопных составов карбонатитов и миаскитов также подтверждает единый источник их вещества и возможность отделения карбонатитовых жидкостей от миаскитовых магм [7].

Согласно данным термобарометрии, карбонатиты ИВК представлены высокотемпературными разностями кальциокарбонатитов: силикокарбонатиты (севиты I) с уранпирохлоровой минерализацией образовались при температурах 830-650 (согласно Ti-геотермометрии в цирконах [24]) и 730-770 °С (апатит-биотитовый геотермометр); севиты II с пирохлором в парагенезисе с апатитом, кальцитом, биотитом, ильменитом, пирротином и пиритом – при температурах 650-580 (Ti-геотермометр в цирконах [24]) и 590-490 °С (биотит-пироксеновый и амфибол-пироксеновый геотермометры [33]). Геотермобарометрия миаскит-пегматитов ИВК показала близкий диапазон температур T = 800-650 °С и умеренные давления P = 3,5-2,5 кбар [33, 34].

В отличие от внутриплитных карбонатитовых УЩК-комплексов, в ИВК отсутствуют поздние низкотемпературные фации феррокарбонатитов со Sr-Ba-REE-минерализацией. Карбонатиты ИВК содержат лишь акцессорную минерализацию HFSE элементов (Nb, Zr, Ti), представленную пирохлором, цирконом, ильменитом, титанитом, ильменорутилом, тогда как минералы LILE (Sr, РЗЭ, Ba) в них очень редки или отсутствуют. РЗЭ-Sr-Ba-минерализация в ИВК чаще встречается в фенитовых ореолах в поздних полевошпатовых, кальцитовых и кварц-арфведсонитовых прожилках [35].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Булдымский ультрабазит-карбонатитовый комплекс. Составы карбонатитов Булдымского комплекса показывают широкие вариации CaO (17,9-50,3 %) и MgO (5,1-25,5 %): составы кальцит-доломитовых карбонатитов (севитов III) соответствуют кальциокарбонатитам, а доломитовых карбонатитов (бефорситов IV) – магнезиокарбонатитам [31].

Севиты III Булдымского массива характеризуются близкими содержания Sr и более высокими Nb (до 5800 г/т), а также REE, Mn, HREE, повышенным содержанием HREE и, соответственно, минимальным отношением (La/Yb)*n* (10-29) (табл.3) по сравнению с карбонатитами ИВК, близки среднемировым составам кальциокарбонатита (рис.1). Содержания Nb в них, как и карбонатитах ИВК, контролируются пирохлоровой минерализацией.

Бефорситы Булдымского массива близки к среднемировым составам магнезиокарбонатитов [31] (рис.1, *в*, *г*), отличаются экстремально высокими содержаниями РЗЭ (до 48000 г/т) и Th (до 1400 г/т), которые концентрируются в виде монацита и эшинита. Бефорситы имеют низкие концентрации Sr (3800-6600 г/т), Ba (230-300 г/т) и Nb (15-90 г/т) при максимальных значениях и вариациях до 1100 Nb/Ta, 80 Zr/Hf и минимальных 8-11 Y/Ho отношений, что характерно для низкотемпературных членов карбонатитовых серий. Значение Eu/Eu* также варьирует и достигает минимальных значений 0,65, что свойственно для поздних гидротермальных стадий карбонатитообразования [7].

Согласно доломит-кальцитовой термобарометрии, булдымские кальциокарбонатиты образовались при температурах 575-410 °С и давлениях 1,6-0,9 кбар, а магнезиокарбонатиты формировались при более низких температурах и давлениях – 315-230 °С и 0,9-0,36 кбар соответственно [29, 33]. Таким образом, в Булдымском комплексе, наряду с высокотемпературными разностями – кальциокарбонатитами с пирохлором, – представлены также среднетемпературные разности магнезиокарбонатитов с РЗЭ- и Nb-минерализацией (монацитом-Ce, ниобоэшинитом-Ce, магнезиоколумбитом, реже – чевкинитом, фергусонитом, ортитом, ферсмитом). В отличие от внутриплитных УЩК-комплексов, в Булдымском комплексе, как и в ИВК, отсутствуют низкотемпературные фации феррокарбонатитов со Sr-Ba-REE-минерализацией.

Редкометалльная (Nb-REE) рудная минерализация. Рудные концентрации Nb в ИВК связаны с карбонатитами и пегматитами и контролируются распределением минералов группы пирохлора. Акцессорные Nb-REE-содержащие минералы, такие как эшинит-(Ce), эшинит-(Y), колумбит, чевкинит-(Ce) и ферсмит, встречаются в фенитовых ореолах – в сиенит-пегматитах и поздних кварц-эгирин-арфведсонитовых жилах, но не образуют рудных концентраций [14].

В Булдымском комплексе Nb-месторождения связаны с карбонатитами и ассоциирующими щелочными метасоматитами. Основным рудным минералом является пирохлор, а также в значительных количествах присутствуют минералы группы колумбита и эшинита. В отличие от ИВК, в карбонатитах и метасоматитах Булдымского комплекса широко развита рудная Nb-РЗЭ- и РЗЭ-минерализация. Основным РЗЭ-минералом является монацит [14], встречаются эшинит-(Ce), ортит-(Ce), фергусонит-(Ce), чевкинит-(Ce), алланит, более редкие поляковит-(Ce), бастнезит-(Ce), синхизит-(Ce), паризит-(Ce), давидит-(Ce) [30].

Изучены авторские коллекции пирохлора из различных месторождений ИВК и Булдымского комплекса и коллекции первооткрывателя месторождений В.Я.Левина. Исследован химический состав рудных Nb-минералов группы пирохлора из основных типов пород ИВК и Булдымского комплекса: в ИВК изучены образцы пирохлоров из миаскит-пегматитов (Увильдинское рудопроявление, ЦЩП); севитов I (Потанинское месторождение, ЦЩП); севитов II (Вишневогорское и Потанинское месторождения). В Булдымском комплексе изучены пирохлоры из севитов III (Булдымское месторождение).

Пирохлор ИВК образуется в пегматоидных разностях миаскитов, миаскит- и сиенит-пегматитах, меланократовых глиммеритоподобных карбонатно-силикатных породах, фенитах, флогопит-рихтеритовых метасоматитах и, – в наиболее значительных количествах – карбонатитах. В пегматоидных разностях миаскитов пирохлор присутствует в виде вкрапленности черных (уранпирохлор), темно-бурых, реже светло-бурых зерен и кристаллов октаэдрического габитуса размером до 0,5 см, в миаскит-пегматитах – до 10 см. Также встречается в виде включений размером 100-200 мкм в зернах нефелина, полевых шпатов и цирконе (рис.2, *а*). Многие кристаллы пирохлора

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.28

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 349-368
© И.Л.Недосекова, 2022

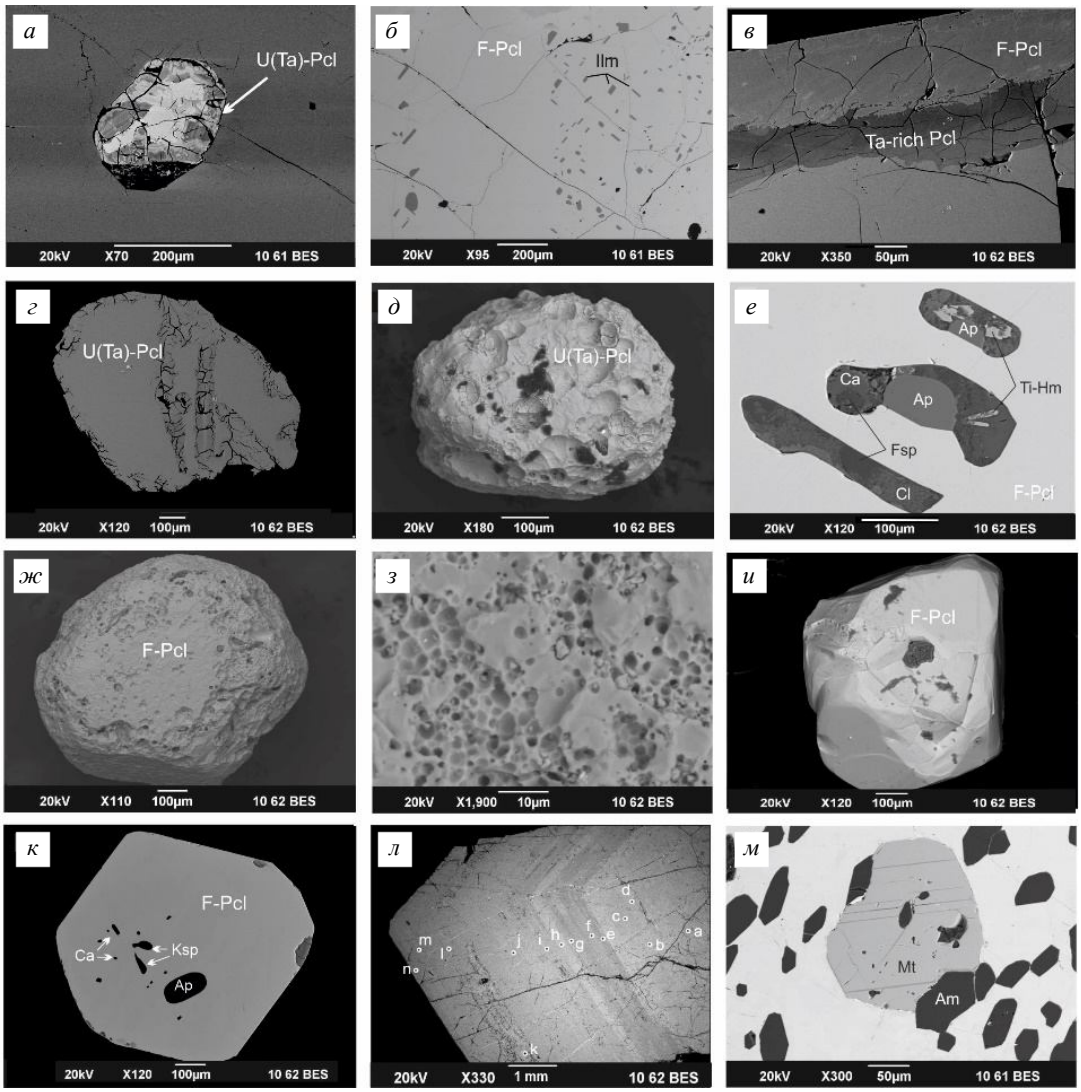


Рис.2. Морфология и особенности внутреннего строения кристаллов пирохлора ИВК и Булдымского комплекса Урала: *а-в* – пирохлоры миаскит-пегматитов: *а* – зерно U-(Ta)-пирохлора в цирконе (копь солнечного нефелина, ЦЩП); *б* – пирохлор с ориентированными пластинками ильменита (жила № 5, г. Каравай, Вишневогорский массив); *в* – Ta-обогащенная зона изменения в кристалле пирохлора (жила № 5, г. Каравай, Вишневогорский массив); *г-е* – пирохлоры силикокарбонатитов (севитов I): *г* – зерно U-(Ta)-пирохлора, гидратированное по периферии и внутренним трещинам (рудопроявление Увильды, ЦЩП); *д* – зерно U-(Ta)-пирохлора со сферическими кавернами (Потанинское месторождение, ЦЩП), *е* – многофазные включения в зерне пирохлора (Потанинское месторождение, ЦЩП); *ж-м* – пирохлоры севитов II: *ж*, *з* – кристалл пирохлора, содержащий пузыри в краевой части (Потанинское месторождение, ЦЩП); *и* – кубооктаэдрические кристаллы пирохлора (Вишневогорское месторождение); *к* – кристалл пирохлора с включениями апатита, кальцита, полевого шпата (Вишневогорское месторождение); *л* – ростовая зональность в кристалле пирохлора (Вишневогорское месторождение); *м* – кристаллы пирохлора с включениями амфибола и магнетита из флогопит-рихтеритовых метасоматитов (Булдымское месторождение)

U(Ta)-Pcl – уранпирохлор; F-Pcl – фторкальциопирохлор; Am – амфибол; Mt – магнетит; Ti-Hm – титан-гематит; Ilm – ильменит; Ca – кальцит; Ap – апатит; Cl – хлорит

миаскит-пегматитов содержат ориентированные пластинки ильменита – структуры прорастания (рис.2, *б*); иногда устанавливается зональность [36], а в периферических частях кристаллов – зоны гидротермальных изменений, обогащенные Ta (рис.2, *в*).

В силикокарбонатитах (севитах I) и глиммеритоподобных породах ЦЩП пирохлор представлен U-(Ta)-богатой разновидностью (уранпирохлором) и встречается в виде мелких (0,05-1 мм) кристаллов и округлых зерен черного цвета, часто с кавернозной поверхностью (рис.2, *г*, *д*). В севитах I

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

обнаружены темно-бурые кристаллы пирохлора с мультифазными включениями (апатит, кальцит, калишпат, хлорит, титангематит) (рис.2, *е*). В обоих разновидностях пирохлоров ЦЩП как во внутренних, так и во внешних частях кристаллов, устанавливаются пустотелые сферы размером менее 10 мкм (рис.2, *ж*, *з*), которые, возможно, связаны с высокой флюидонасыщенностью расплава и дегазацией карбонатитовых магм.

В карбонатитах (севитах II) Вишневогорского массива пирохлоры встречаются в виде октаэдрических и кубооктаэрических кристаллов (рис.2, *и-л*) размером 0,05-1,5 см, красно-бурого, ярко-красного, желтого и оранжевого цветов. Для них характерны сингенетические включения апатита, кальцита, полевого шпата (рис.2, *м*). Иногда в кристаллах пирохлора присутствует видимая ростовая зональность (рис.2, *л*) [36]. Встречаются кристаллы сложного строения, с реликтовыми темными ядрами, окруженными каймой красного пирохлора.

В доломит-кальцитовых карбонатитах (севитах III) Булдымского комплекса пирохлор образует крупные буровато-красные кристаллы и зерна (размером 0,5-10 см). Во флогопит-рихтеритовых метасоматитах, ассоциирующих с карбонатитам, встречается мелкая вкрапленность желтовато-бурого пирохлора с многочисленными включениями амфибола (фторрихтерита) (рис.2, *м*), а в слюдитах найден уранпирохлор (округлые зерна черного цвета размером 0,1-0,5 см) и темно-бурый REE-Th-пирохлор в срастании с эшинитом.

Составы пирохлоров ИВК и Булдымского карбонатитового комплекса Урала, согласно последней номенклатуре пирохлоровой группы [37] представлены U-(Ta)-богатыми окси- и гидроксикальциопирохлорами (или уранпирохлорами [38]), фторкальциопирохлорами (Ta-, REE-Sr-содержащими разностями), а также гидроксил- и гидропирохлорами, образующимися при вторичных преобразованиях пирохлоров ранних генераций (табл.4).

Таблица 4

Представительные составы минералов группы пирохлора карбонатитовых комплексов Урала, мас.%

Минерал	Образец (номер образца)								
	Солн-1 (1)	3795_34 (2)	Kv-5-2 (3)	43-62 (4)	140-39 (5)	3296 (6)	Дол-7 (7)	84-2кр (8)	331-1-2к (9)
	Pcl I*		Pcl II		Pcl III		Pcl IV		Pcl V
Nb_2O_5	40,98	45,31	59,85	63,04	65,60	66,64	67,14	61,46	60,23
Ta_2O_5	3,96	5,01	2,55	2,76	0,09	–	–	–	0,27
SiO_2	–	–	0,01	–	–	0,02	–	–	4,99
TiO_2	12,32	10,34	4,70	4,71	4,98	3,29	3,52	6,07	5,06
UO_2	23,50	17,27	4,66	0,15	0,09	0,17	0,09	0,77	0,57
ThO_2	0,51	0,93	0,27	2,15	0,26	0,54	0,41	0,45	0,78
Fe_2O_3	0,11	0,15	–	0,05	0,02	0,13	–	–	1,59
Y_2O_3	–	–	0,05	–	–	0,03	–	–	0,04
La_2O_3	0,00	0,09	0,06	–	0,5	0,08	0,65	1,06	1,49
Ce_2O_3	0,00	0,77	0,06	0,72	1,05	0,24	1,33	3,46	4,52
Nd_2O_3	0,10	0,3	0,19	0,17	0,22	0,14	0,23	1,07	н.о.
MnO	0,05	0,02	–	–	0,02	–	–	–	0,74
CaO	12,03	12,2	15,19	15,98	16,44	16,27	13,74	13,46	6,69
BaO	0,02	–	–	–	–	–	–	–	1,58
SrO	–	–	0,55	0,49	0,51	0,67	2,15	1,71	4,40
PbO	1,01	0,80	0,06	–	0,19	–	но	–	0,46
Na_2O	5,12	5,52	7,01	6,49	7,07	7,42	7,37	6,89	0,35
F	0,95	1,59	4,01	4,49	4,60	4,39	4,68	4,42	0,50
Total	100,66	100,39	99,20	101,19	101,64	100,02	101,31	100,82	94,26
$O = F_2$	0,40	0,67	1,69	1,89	1,94	2,14	1,97	1,86	0,21
Сумма	100,26	99,72	97,51	99,30	99,71	97,87	99,34	98,96	94,05
Nb, ф.ед.	1,280	1,376	1,729	1,736	1,774	1,842	1,840	1,718	1,460
Ta	0,074	0,093	0,044	0,046	0,001	–	–	–	0,004
Ti	0,640	0,523	0,226	0,216	0,224	0,151	0,160	0,282	0,204
Fe^{3+}	0,006	0,008	–	0,002	0,001	0,006	–	–	0,064
Si	–	–	0,001	–	–	0,001	–	–	0,268
Sum B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Окончание табл.4

Минерал	Образец (номер образца)								
	Солн-1 (1)	3795_34 (2)	Kv-5-2 (3)	43-62 (4)	140-39 (5)	3296 (6)	Дол-7 (7)	84-2кр (8)	331-1-2к (9)
	Pcl I*		Pcl II		Pcl III		Pcl IV		Pcl V
Ca	0,890	0,878	1,004	1,043	1,053	1,065	0,892	0,894	0,384
Mn	0,003	0,001	–	–	0,001	0,001	–	–	0,034
Ba	0,001	–	–	–	–	–	–	–	0,033
Sr	–	–	0,020	0,017	0,018	0,024	0,076	0,061	0,137
Pb	0,019	0,014	0,001	–	0,003	–	н.о.	–	0,007
Na	0,686	0,719	0,869	0,767	0,820	0,879	0,866	0,826	0,036
Y	–	–	0,002	–	–	0,001	0,000	–	0,001
LREE	0,002	0,028	0,007	0,020	0,039	0,010	0,049	0,126	0,118
U	0,361	0,258	0,066	0,002	0,001	0,002	0,001	0,011	0,007
Th	0,008	0,014	0,004	0,030	0,004	0,008	0,006	0,006	0,001
Sum A	1,970	1,914	2,010	1,879	1,938	1,989	1,890	1,922	0,767
A-дефицит	0,03	0,086	–0,010	0,121	0,062	0,011	0,110	0,078	1,233
F	0,208	0,338	0,810	0,865	0,870	0,849	0,897	0,865	0,085

Примечание. *Pcl I – Pcl V – генерации пирохлора; 1-2 – уранпирохлор I (гидросикальциопирохлор [37]): 1 – из миаскит-пегматита (Увильдинское рудопроявление, ЦЩП); 2 – из севита I (Потанинское месторождение, ЦЩП); 3-4 – пирохлор II (Ta-содержащий фторкальциопирохлор [37]): 3 – из миаскит-пегматита (жила № 5, Вишневогорское месторождение); 4 – из севита I (Потанинское месторождение, ЦЩП); 5-6 – пирохлор III (фторкальциопирохлор [37]): 5 – из севита II (рудная зона 140, Вишневогорское месторождение); 6 – из севита III (Булдымское месторождение); 7-8 – пирохлор IV (Sr-REE-содержащий фторкальциопирохлор [37]): 7 – из севита II (рудная зона 147, Вишневогорское месторождение); 8 – из севита II (фенитовый ореол, Потанинское месторождение); 9 – пирохлор V (гидропирохлор Sr-Ba-Si-REE-богатый [37]) из севита II (Вишневогорское месторождение). Формулы вычислены на два катиона в B-позиции. A-дефицит – количество вакансий в A-позиции.

U-(Ta)-гидроксилкальциопирохлор (уранпирохлор I [38]) с высоким содержанием UO_2 (17-24 мас.%) и Ta_2O_5 (4-5 мас.%). Встречается в пегматоидных миаскитах, миаскит-пегматитах и силикокарбонатитах (Потанинское месторождение, Увильдинское рудопроявление); в Булдымском комплексе – в глиммеритоподобных породах. Уранпирохлоры в ИВК образуются раньше, чем другие типы пирохлоров, – на позднемагматической стадии эволюции щелочно-карбонатитовых магм [5, 14].

U-(Ta)-содержащий фторкальциопирохлор (II) с более низким содержанием UO_2 (0,15-4,66 мас.%), богатый Ta_2O_5 (2,55-2,76 мас.%) и F (4,0-4,5 мас.%). Встречается в наиболее эволюционированных типах миаскит-пегматитов (рудные зоны 147 и 140 Вишневогорского месторождения) и ранних высокотемпературных фациях силикокарбонатитов (севитов I) на Потанинском месторождении. Образуется на позднемагматической (пегматитовой и раннекарбонатитовой) стадии кристаллизации щелочно-карбонатитовых расплавов [5].

Фторкальциопирохлор (III) не содержит микропримесей (в том числе Ta и U), с высокими содержаниями F (4,4-4,6 мас.%). Широко развит в карбонатитах (севитах II) Вишневогорского и Булдымского массивов, а также в рихтерит-флогопитовых метасоматитах, ассоциирующих с карбонатитами в Булдымском комплексе, что позволяет предположить возможность его образования из щелочно-карбонатных флюидов с высоким содержанием F.

Sr-REE-содержащий фторкальциопирохлор (IV), обогащенный SrO (1,7-2,15 мас.%) и $LREE_2O_3$ (2,2-5,6 мас.%), по сравнению с ранними генерациями, с высоким F (4,4-4,7 мас.%). Встречается в поздних карбонатитах (севитах II) Вишневогорского массива и фенитовых ореолов. Формирование таких разновидностей пирохлоров, как и в других щелочных комплексах [39], происходит, вероятно, на завершающих стадиях эволюции при участии фторсодержащих флюидов.

Наиболее поздние генерации пирохлора, представленные гидроксилкальциопирохлором и гидропирохлором (V), обогащенными Sr, Ba, Si, REE (иногда Ta, U), в ИВК и Булдымском комплексе образуются в результате преобразований первичных пирохлоров [5]. Их формирование может быть связано с субсолидусными и гидротермальными процессами на заключительном этапе магматической эволюции, как и в других карбонатитовых комплексах, а также с процессами метасоматоза и коллизионного метаморфизма.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Обсуждение результатов. Линейные карбонатитовые комплексы Урала являются представителями деформированных щелочных карбонатитовых комплексов, которые в англоязычной литературе названы DARC (Deformed Alkaline Rocks with Carbonatite) [9]. Деформационные текстуры (гнейсовидность, полосчатость, будинаж, складкообразование) являются обычными для пород ИВК и Булдымского карбонатитового комплекса. Сохранившиеся магматические структуры пород, составы миаскитов, соответствующие эвтектической кристаллизации, резкие интрузивные контакты массивов, наличие жильных тел миаскит-аплитов и миаскит-пегматитов свидетельствуют о магматическом происхождении ИВК.

Внутриплитный рифтогенез является основной тектонической обстановкой, где генерируются нефелинсодержащие сиениты и карбонатиты [9, 40, 41]. Деформированные комплексы щелочных пород и карбонатитов (DARC) [40] представляют собой более ранние рифтогенные щелочные комплексы внутриплитных обстановок, которые позднее были вовлечены в зону коллизии, деформированы и, в ряде случаев, подверглись плавлению. Для некоторых комплексов DARC был предложен другой механизм генерации, связанный с коллизионной сдвиговой тектоникой и внутриорогенной фазой растяжения, которая завершается последующей фазой сжатия [10-12].

На рис.3, *а*, *б* показано сравнение концентраций РЗЭ (нормализованных по хондриту) и микроэлементов (нормализованных по примитивной мантии) изученных щелочных пород ИВК с данными, опубликованными для щелочных комплексов внутриплитных обстановок – для нефелинсодержащих сиенитов и карбонатитов Восточно-Африканского рифта (Касунгу, Чипала, Бинго), Малави [42] и Карело-Кольской провинции (Хибины, Ловозеро) [43]. Спайдер-диаграмма микроэлементов показывает сходство между миаскитами ИВК и щелочными породами Восточно-Африканского рифта, демонстрируя обогащение HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti), а также LILE (Ba, Sr, Rb) и REE (рис.3, *б*). Миаскиты ИВК на спайдер-диаграммах показывают более выраженные максимумы Ba и Sr и некоторое обеднение Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и REE наиболее эволюционированных (агпаитовых) разностей пород внутриплитных УЩК-комплексов (рис.3, *б*). Их составы близки составам родительских магм карбонатитовых комплексов Кольской провинции (рис.3, *а*, *б*) [38, 39]. Состав микроэлементов и тренды эволюции миаскитов ИВК близки ранним фазам нефелиновых сиенитов в УЩК-комплексах внутриплитных обстановок [44].

Спектры REE нефелиновых сиенитов ИВК и рифтогенных внутриплитных комплексов имеют схожий состав РЗЭ с сильно обогащенными LREE и почти плоскими HREE относительно хондрита (рис.3, *а*). Однако миаскиты ИВК имеют содержания REE более низкие, чем нефелиновые сиениты Восточно-Африканского рифта и наиболее эволюционированные (агпатитовые) разности пород Кольской провинции (рис.3, *а*). Значения $(La/Yb)_n$ 23-89 для миаскитов ИВК близки нефелиновым сиенитам Кольской провинции и несколько выше, чем для их аналогов (12-35) Восточно-Африканского рифта. Различия в REE в этих группах нефелиновых сиенитов могут быть связаны с различиями в источнике, степени плавления и глубиной магмагенерации. Высокие $(La/Yb)_n$ миаскитов ИВК указывают на метасоматизированный мантийный источник, тогда как низкие HREE и высокие $(Gd/Yb)_n$ = 2-2,8 (за исключением миаскит-пегматитов) предполагают генерацию магм ИВК вблизи поля устойчивости граната в условиях глубинной фации гранатовых перидотитов [45].

На рис.3, *в*, *г* представлены результаты сопоставления состава REE и редких элементов в миаскитах ИВК и нефелиновых сиенитах деформированных щелочных комплексов (DARC) Индийского складчатого пояса (Сантори) [41] и Центральных Анд (Аргентина) [46], которые являются деформированными рифтогенными комплексами, вовлеченными в зону коллизии [47]. Сопоставлены миаскиты ИВК с сиенитами DARC Гималайской коллизионной зоны (Маониупинг, Далукао, Лизуанг, Южный Китай), генерированных и деформированных на коллизионной стадии развития орогена [48].

Деформированные рифтогенные комплексы (DARC) и ИВК показывают схожий состав REE с обогащенными LREE и близкими $(La/Yb)_n$ отношениями (50,13-109,51 – в нефелиновых сиенитах Индии; 22,6-89,43 – в миаскитах ИВК) (рис.3, *в*), а также практически идентичные спайдер-диаграммы, иллюстрирующие близкие содержания HFSE и LILE в этих комплексах (рис.3, *г*). Это может свидетельствовать о сходных условиях генерации магм комплексов (состава источника, степени плавления и глубины магмогенерации) [42]. Тогда как синорогенные сиениты Гималайской коллизионной зоны значительно отличаются от миаскитов ИВК и нефелиновых сиенитов деформированных рифтогенных

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.28

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 349-368
© И.Л.Недосекова, 2022

комплексов высокими содержаниями и значительными вариациями REE и (La/Yb)*n* (3-248), обеднением HFSE (Nb, Ta, Ti) и обогащением LILE (Ba, Sr, Rb), а также Pb, Th, U (рис.3, *в*, *г*).

На рис.4, *а*, *б* представлены данные сопоставления редких и РЗЭ элементов в карбонатитах ИВК и Булдымского комплекса Южного Урала с карбонатитами рифтогенных комплексов внутриплитных обстановок (Белая Зима, Восточно-Саянская провинция [49]; Ковдор и Хибины, Кольская провинция [50]); на рис.4, *в*, *г* – с карбонатитами деформированных карбонатитовых комплексов (DARC): рифтогенного деформированного комплекса Пампеано, Центральных Анд (Аргентина) [46] и комплексами DARC Гималайской коллизионной зоны (Маониупинг, Далукао, Лизуанг, Южный Китай), генерированных в процессе орогенеза [48]. Для сопоставления были использованы составы ранних высокотемпературных разностей, соответствующих кальциокарбонатитам [31]: севиты I, II – в ИВК; севиты III – в Булдымском комплексе.

Кальциокарбонатиты ИВК и Булдымского комплекса обогащены HFSE и LILE, содержание которых сопоставимо со средним составом кальциокарбонатитов мира (рис.4, *а*, *б*) [31]. Они характеризуются значительными содержаниями HFSE-элементов – Nb, Ta, Ti, и, в меньшей степени – Zr, Hf, близкими содержаниям в рифтогенных кольцевых карбонатитовых комплексах УЩК внутри-

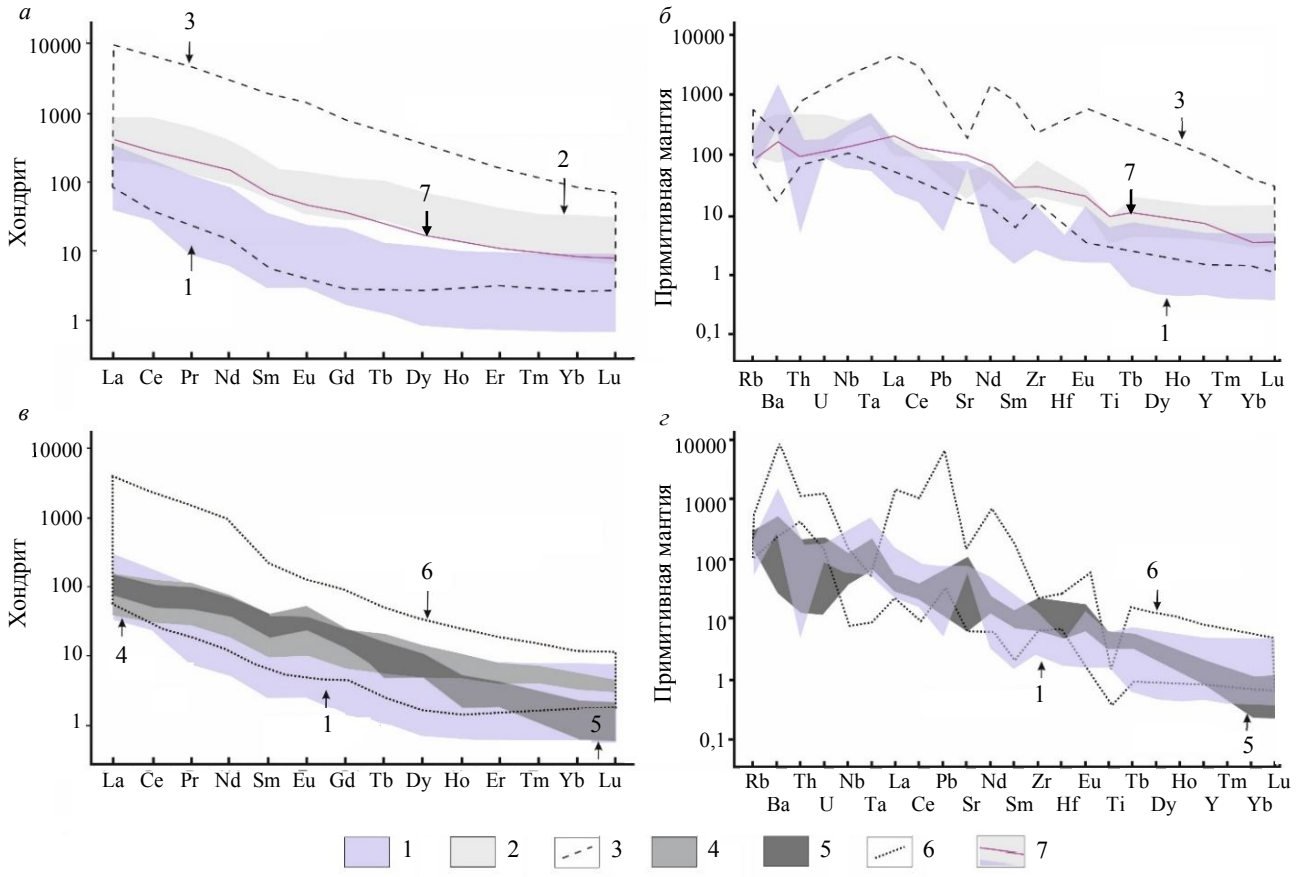


Рис.3. Сравнительное изучение хондритнормализованных содержаний РЗЭ и спайдер-диаграмм нефелиновых сиенитов ИВК Южного Урала, их сопоставление с рифтогенными щелочными породами внутриплитных обстановок – Восточно-Африканского рифта (Бинго, Чипала, Касунгу) [42] и Кольской провинции (Хибины, Ловозеро) [50, 51] (*а, б*); с деформированными карбонатитовыми комплексами (DARC) внутриплитного рифтогенного происхождения (Пампеано, Центральные Анды [46]; Сантури, Индия [47]) и синорогенного происхождения (Маниупинг, Далукао, Дизуанг, Гималаи [48]) (*в, г*)

1 – миаскиты ИВК, Южный Урал, Россия; 2, 3 – внутриплитные рифтогенные комплексы ультраосновных щелочных пород и карбонатов (УЩК): 2 – Бинго, Чипала, Касунгу, Восточно-Африканский рифт (Eby et al., 1998; Wooley et al., 1995); 3 – Хибины, Левозеро, Кольская провинция (Downes et al., 2005); 4-6 – деформированные комплексы щелочных пород и карбонатитов (DARC) различных тектонических обстановок: 4 – DARC рифтогенные, Пампеано, Центральные Анды, Аргентина (Casquet et al., 2008); 5 – DARC рифтогенные, Сантури, Великий Индийский пояс, Индия (Das et al., 2018); 6 – DARC орогенные, Маониупинг, Далукао, Лизуанг, Гималаи, Китай (Hou et al., 2006); 7 – родительский расплав Кольской УЩК провинции (Арзамасцев, Митрофанов, 2009)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.28

плитных обстановок (рис.4, *б*). По сравнению с УЩК-комплексами кальциокарбонатиты Урала обогащены Sr и REE, характеризуются более пологими спектрами REE относительно хондрита (рис.4, *а*, *б*), а низкие отношения Nb/Ta (< 35) и La/Yb (< 60), высокое Eu/Eu* (около единицы) в силикокарбонатитах указывают на меньшую степень дифференциации карбонатитовых магм ИВК.

Схожий уровень содержаний РЗЭ, с отличающимися (La/Yb)n отношениями (50,13-109,51 – в деформированных карбонатитах Пампеано; 21,57-44,65 – в карбонатитах ИВК), и близкие содержания HFSE и LILE иллюстрируют спайдер-диаграммы в карбонатитовых комплексах Урала и деформированных рифтогенных карбонатитовых комплексах внутриплитных обстановок (рис.4, *в*, *г*). Синорогенные кальциокарбонатиты Гималайской коллизионной зоны значительно отличаются от карбонатитов уральских комплексов высоким содержанием LILE (Ba, Sr), LREE (Th, Pb) и сильным обеднением HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) (рис.4, *в*, *г*), а также отсутствием Nb-минерализации [48].

Судя по значительному сходству геохимических особенностей изученных пород уральских карбонатитовых комплексов с другими нефелиновыми сиенитами и карбонатитами внутриплитного рифтового происхождения, в том числе с деформированными рифтогенными комплексами (DARC), можно предположить, что магмы карбонатитовых комплексов Урала были внедрены в континентальную рифтовую зону. Примитивный характер нефелинсиенитовых и карбонатитовых

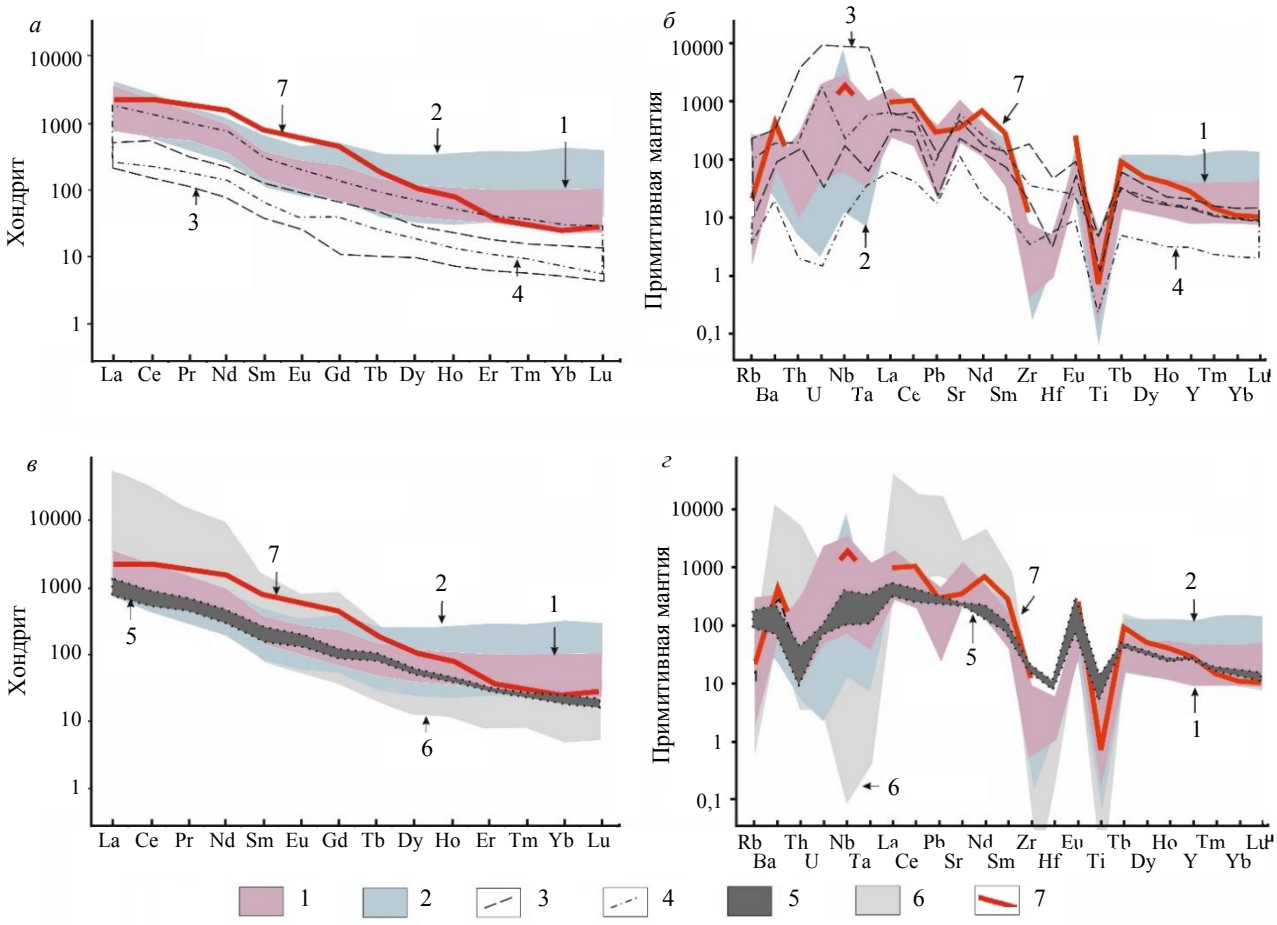


Рис.4. Хондритнормализованные содержания РЗЭ и спайдер-диаграммы кальциокарбонатитов ИВК и Булдымского комплекса Южного Урала и их сопоставление: *а, б* – с рифтогенными кальциокарбонатитами внутриплитных обстановок (Белая Зима, Восточно-Саянская провинция [49]; Хибины, Ковдор, Кольская провинция) [50]; *в, г* – с деформированными карбонатитовыми комплексами (DARC) внутриплитного рифтогенного происхождения (Пампеано, Центральные Анды [40]) и синорогенными DARC комплексами (Маниупинг, Далукао, Лизуанг, Гималаи [48])

1 – кальциокарбонатиты (севит I, II), ИВК, Южный Урал, Россия; 2 – кальциокарбонатиты (севит III), Булдымский комплекс, Южный Урал, Россия; 3-4 – внутриплитные рифтогенные карбонатитовые комплексы: 3 – Белая Зима, Восточно-Саянская провинция (Хромова и др., 2020); 4 – Хибины, Ковдор, Кольская провинция (Downes et al., 2005); 5-6 – деформированные карбонатитовые комплексы (DARC) различных тектонических обстановок: 5 – DARC рифтогенные, Пампеано, Центральные Анды, Аргентина (Casquet et al., 2008); 6 – DARC орогенные, Маниупинг, Далукао, Лизуанг, Гималаи, Китай (Hou et al., 2006); 7 – средний состав кальциокарбонатита (Wooley, Kempe, 1989)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

магм ИВК, по сравнению с рифтогенными УЩК-комплексами, предполагает их формирование на этапе перехода от экстенсиональной тектоники к тектонике тангенциального сжатия.

Петрохимические и геохимические особенности миаскитов и карбонатитов ИВК (незначительное обеднение HFSE – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, обогащение LILE, в частности K, Ba и Sr – в миаскитах, Sr, REE – в карбонатитах) относительно внутриплитных карбонатитовых комплексов могут быть связаны с их тектоническим положением вблизи окраины кратона, где генерируются карбонатитовые магмы, обедненные Nb, Ta и обогащенные Sr, Ba, REE [52]. Обогащенность миаскитов и карбонатитов ИВК LILE-элементами может быть связана с особенностями эволюции флюидонасыщенных нефелинсиенитовых и карбонатитовых магм и широким развитием в ИВК и Булдымском комплексе, наряду с магматическим разностями, карбонатитов, формирующихся из высокотемпературных флюидно-гидротермальных карбонатных систем.

Карбонатиты и миаскиты ИВК значительно отличаются от пород синорогенных карбонатитовых комплексов, которые бедны Nb и Ta, и в которых отсутствует Nb-минерализация. Синорогенные карбонатитовые магмы, в отличие от уральских карбонатитовых комплексов, имеют ярко выраженную REE-Ba-Sr специализацию и часто продуцируют промышленно значимые месторождения REE (например, Маониупинг, Далукао, провинция Майанинг-Дичанг, Китай [48]).

Сопоставление карбонатитовых комплексов Урала с карбонатитовыми комплексами различных геодинамических обстановок показало, что для ИВК и Булдымского комплекса Южного Урала применима рифтогенно-коллизионная модель формирования DARC, предложенная К.Берк и С.Хан [9, 40]. Согласно этой модели, щелочно-карбонатитовые магмы уральских комплексов были внедрены на континентальных рифтовых окраинах в палеозое (O_3-S) [13, 20, 24]. Примерно в это же время на Урале образовались палеозойские (O-S) базит-ультрамафитовые комплексы, формирующиеся при раскрытии Уральского океана, и островодужные вулканогенно-осадочные комплексы (O_3-D_3) [18], фиксирующие смену тектонического режима и переход от экстенсиональной тектоники к режиму сжатия. Позднее окраинноконтинентальные рифтогенные карбонатитовые комплексы были захвачены, деформированы и подверглись плавлению в шовной зоне после закрытия Уральского океана и столкновения Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанского континентов (~380-360 млн лет – ранняя коллизия, D_3; ~320-280 млн лет – поздняя коллизия, C_1-P_1 [18]). Деформационная полосчатость, катаклаз и брекчирование возникли в ходе постмагматической и метаморфической эволюции ИВК комплекса. С посторогенным этапом становления ИВК и Булдымского комплексов и постколлизионным растяжением (~250 млн лет) связаны масштабные процессы перекристаллизации пород и руд [20, 27], а также пегматито- и сиенитообразования [53].

Геодинамическая модель формирования карбонатитовых комплексов Урала базируется на возрастных данных, полученных с помощью изотопных методов датирования. Однако интерпретация геохронологических данных в применении к деформированным комплексам щелочных пород и карбонатитов (DARC) часто неоднозначна [12] и требует предварительных детальных минералогических исследований, знания законов минеральной анатомии и онтогенеза, а также решения проблем петро- и рудогенеза [54-56]. Для карбонатитовых комплексов DARC особенно важно корректное использование U-Pb-геохронологических данных, полученных по цирконам, так как в этих комплексах устанавливаются разновозрастные (в том числе унаследованные и новообразованные) генерации цирконов [12, 20]. Датирование процессов карбонатито- и рудообразования должно проводиться с учетом дополнительной минералогической и геохимической информации [57-59].

Заключение. Карбонатиты ИВК представлены высокотемпературными разностями силико- и кальциокарбонатитов, обогащенными HFSE- и LILE-элементами, и содержат рудную пирохлоровую минерализацию. U-Ta-богатые популяции уранпирохлоров (I) и фторкальциопирохлоров (II) кристаллизуются в миаскит-пегматитах и силикокарбонатитах на ранних стадиях эволюции щелочно-карбонатитовых магм; фторкальциопирохлоры (III) и Sr-REE-богатые пирохлоры (IV) поздних популяций образуются в поздних кальциокарбонатитах и фенитах, вероятно, при участии щелочно-карбонатных флюидов. В Булдымском комплексе, наряду с кальциокарбонатитами, широко распространены среднетемпературные разности магнезиокарбонатитов с рудной РЗЭ-Nb-минерализацией (монацит, эшинит, колумбит и др.). В отличие от карбонатитовых комплексов коллизионного происхождения в ИВК и Булдымском комплексе отсутствуют поздние фации карбонатитов со Sr-Ba-REE-минерализацией.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Сравнительный анализ геохимии и петрохимии пород карбонатитовых комплексов Урала показал, что миаскиты и карбонатиты ИВК характеризуются значительными содержаниями HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и LILE (Sr, Ba, Rb, Li), которые близки содержаниям в рифтогенных карбонатитовых комплексах внутриплитных обстановок (особенно в комплексах Кольской провинции и Восточно-Африканского рифта) и окраинноконтинентальных деформированных карбонатитовых комплексах (DARC) рифтогенного происхождения (Пампеано, Центральные Анды, Аргентина; Сантури, Индия). Комплексы Урала значительно отличаются от синорогенных карбонатитовых комплексов (в частности от комплексов Гималайской коллизионной зоны), которые, по сравнению с уральскими, обогащены LILE, Pb, Th, U и обеднены HFSE. С ними связаны REE-месторождения, но отсутствует Nb-минерализация.

Уральские комплексы щелочных пород и карбонатитов образовались в окраинноконтинентальных рифтах в палеозое (~440-420 млн лет назад, O_3-S) во время раскрытия Уральского океана, на этапе перехода от экстенсиональной тектоники к тектонике сжатия, и позднее были захвачены, деформированы и подверглись частичному плавлению в шовной зоне в результате коллизии Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанского континентов (~320-280 млн лет, C_1-P_1). С орогенным и постколлизионным (~250-240 млн лет назад) этапами развития Уральской складчатой области связаны процессы перекристаллизации пород и руд карбонатитовых комплексов, пластические и хрупкие деформации, а также процессы пегматито- и сиенитообразования. Вопросы генезиса и возраста редкометаллного оруденения уральских карбонатитовых комплексов и его связи с различными геодинамическими обстановками являются приоритетными для дальнейших исследований.

Автор выражает благодарность А.Ю.Кисину, В.В.Шарыгину, С.В.Прибавкину, Д.А.Замятину, В.А.Булатову и коллективу ФХМИ ИГГ УрО РАН за поддержку, консультации и помощь в проведении аналитических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R.* Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. London: Former USSR, Chapman and Hall, 1995. Part 2. 226 p.

2. *Фролов А.А., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА-Природа, 2003. 494 с.

3. *Vladykin N.V., Pirajno F.* Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources // Lithos. 2021. Vol. 386-387. № 105982. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.105982

4. *Врублевский В.В., Дорошкевич А.Г.* Изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях Северной и Западной Азии: обзор новейших данных // Геосферные исследования. 2021. № 4. С. 6-26. DOI: 10.17223/25421379/21/1

5. *Nedosekova I., Vladykin N., Udoratina O., Belyatsky B.* Ore and Geochemical Specialization and Substance Sources of the Urals and Timan Carbonatite Complexes (Russia): Insights from Trace Element, Rb–Sr, and Sm–Nd Isotope Data // Minerals. 2021. Vol. 11. Iss. 7. № 711. DOI: 0.3390/min11070711

6. *Castor S.B.* The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks, California // Canadian Mineralogist. 2008. Vol. 46. № 4. P. 779-806. DOI: 10.3749/canmin.46.4.779

7. *Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V. et al.* Origin and evolution of the Il'meny–Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): Insights from trace–elements compositions, Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb and Lu–Hf isotope data // Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 107. P. 101-123. DOI: 10.1007/s00710-012-0223-9

8. *Vrublevskii V.V., Bukharova O.V., Nebera T.S., Sveshnikova V.L.* Composition and origin of rare-metal (Nb-Ta, REE) and sulfide mineralization in magnesiocarbonatites from the Yenisei Ridge, Central Siberia // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 111. № 102949. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.102949

9. *Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J.* New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites // Geology. 2003. Vol. 31. № 5. P. 391-394. DOI: 10.1130/0091-7613(2003)031<0391:NWTMOS>2.0.CO;2

10. *Attoh K., Corfu F., Nude P.M.* U-Pb zircon age of deformed carbonatite and alkaline rocks in the Pan-African Dahomeyide suture zone,West Africa // Precambrian Research. 2007. Vol. 155. Iss. 3-4. P. 251-260. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.02.003

11. *Emmanuel N.N., Rigobert T., Nédélec A. et al.* Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance // Journal of African Earth Sciences. 2013. Vol. 87. P. 44-58. DOI: 10.1016/J.JAFREARSCI.2013.07.008

12. *Valentin E., Botelho N.F., Dantas E.L.* Monte Santo suite, an example of Ediacaran-Cambrian deformed alkaline rocks in the Araguaia Belt, Central Brazil. Implications for Western Gondwana evolution // Lithos. 2020. Vol. 366. № 105552. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105552

13. *Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.J.* Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplasement during the history of the Ural fold belt: A Rb–Sr study // Geology. 1983. Vol. 91. № 4. P. 427-435. DOI: 10.1086/628788

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

14. *Левин В.Я., Ронеисон Б.М., Самков В.С. и др.* Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 271 с.

15. *Абрамов С.С., Расс И.Т., Кононкова Н.Н.* Фениты миаскит-карбонатитового комплекса Вишневых гор, Южный Урал, Россия: происхождение метасоматической зональности и термодинамическое моделирование процессов // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 263-286. DOI: 10.31857/S0869590320030024

16. *Mitchell R.H.* Carbonatites, and carbonatites and carbonatites // Canadian Mineralogist. 2005. Vol. 43. № 6. P. 2049-2068. DOI: 10.2113/gscanmin.43.6.2049

17. *Иванов К.С.* О природе карбонатитов Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 20-33.

18. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

19. *Nedosekova I.L., Belyatsky B.V.* Age and substance sources of the Ilmeno-Vishnevogorsky Alkaline Complex (South Urals): Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, and Lu–Hf isotope data // Doklady Earth Sciences. 2012. Vol. 446. Part 1. P. 1071-1076. DOI: 10.1134/S1028334X12090061

20. *Krasnobaev A.A., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V.* Zirconology of miaskites of the Ilmeny Mountains (South Urals) // Geochemistry International. 2016. Vol. 54. P. 765-780. DOI: 10.1134/S0016702916070041

21. *Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И. и др.* Цирконология гипербазитов булдымского массива (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Южный Урал) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461. № 1. С. 63. DOI: 10.7868/S0869565215070178

22. *Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауэрт Б.* Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323-338.

23. *Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Valizer P.M., Busharina S.V.* Zirconology of calcite carbonatite of the Vishnevogorsk Massif, Southern Urals // Doklady Earth Sciences. 2010. Vol. 431. P. 390-393. DOI: 10.1134/S1028334X10030268

24. *Nedosekova I.L., Belyatsky B.V., Belousova E.A.* Trace elements and Hf isotope composition as indicators of zircon genesis in the evolution of the alkaline-carbonatite magmatic system (Ilmeno-Vishnevogorsky complex, Urals, Russia) // Russian Geology and Geophysics. 2016. Vol. 57. Iss. 6. P. 891-906. DOI: 10.1016/j.rgg.2015.09.021

25. *Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В.* Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu-Hf-изотопии в цирконах // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435. № 2. С. 234-239.

26. *Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н. и др.* Цирконология пегматитов Ильменских гор // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457. № 4. С. 455-459. DOI: 10.7868/S0869565214220216

27. *Беляцкий Б.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. и др.* О возрасте Nb-редкометалльного оруденения Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю.Урал) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 481. № 6. С. 646-652. DOI: 10.31857/S086956520002101-4

28. *Попова В.И., Попов В.А., Блинов И.А. и др.* Новые находки редких минералов в пегматитах Вишневых гор Южного Урала // Минералогия. 2019. № 1. С. 1-14.

29. *Недосекова И.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 146-164.

30. *Попов В.А., Рассомахин М.А., Колисниченко С.В.* Уникальное проявление поляковита-(Ce) в Ильменских горах, Южный Урал – новые находки // Минералогия. 2020. Т. 6. № 1. С. 17-32. DOI: 10.35597/2313-545X-2020-6-1-2

31. *Woolley A.R., Kempe D.R.C., Bell K.* Carbonatites: Nomenclature, average compositions, and element distribution // Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1-14.

32. *Le Maitre R.W.* Igneous Rocks: A classification and Glossary of Terms. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.

33. *Nedosekova I.L., Vladykin N.V., Pribavkin S.V., Bayanova T.B.* Ilmeno-Vishnevogorsky miaskite-carbonatite complex: Origin, ore content, sources of substance (Ural, Russia) // Geology of Ore Deposits. 2009. Vol. 51. P. 157-181. DOI: 10.1134/S1075701509020056

34. *Levashova E.V., Skublov S.G., Popov V.A.* Distribution of trace elements controlled by sector and growth zonings in zircon from feldspathic pegmatites (Ilmen Mountains, the Southern Urals) // Geosciences. 2021. Vol. 11. Iss. 1. № 7. DOI: 10.3390/geosciences11010007

35. *Касаткин А.В., Шкода Р., Нестола Ф. и др.* Рентгенит-(Ce) и другие фторкарбонаты редких земель из жилы № 35, Вишневые горы, Южный Урал // Минералогия. 2019. № 5. С. 10-22. DOI: 10.35597/2313-545X-2019-5-2-10-22

36. *Попова В.И., Попов В.А., Блинов И.А., Котляров В.А.* Новые данные по пирохлору щелочных пегматитов и рудных зон Вишневых гор (Южный Урал) // Минералогия. 2018. Т. 4. № 3. С. 46-60.

37. *Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G. et al.* The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // Canadian Mineralogist. 2010. Vol. 48. № 3. P. 673-698. DOI: 10.3749/canmin.48.3.67

38. *Hogarth D.D.* Classification and nomenclature of the pyrochlore group // American Mineralogist. 1977. Vol. 62. P. 403-410.

39. *Kozlov E., Fomina E., Sidorov M. et al.* Ti-Nb Mineralization of Late Carbonatites and Role of Fluids in Its Formation: Petyayan-Vara Rare-Earth Carbonatites (Vuoriyarvi Massif, Russia) // Geosciences (Switzerland). 2018. Vol. 8. Iss. 8. № 281. DOI: 10.3390/geosciences8080281

40. *Burke K., Khan S.* Geoinformatic approach to global nepheline syenite and carbonatite distribution: Testing a Wilson cycle model // Geosphere. 2006. Vol. 2. Iss. 1. P. 53-60. DOI: 10.1130/GES00027.1

41. *Upadhyay D., Raith M.M., Mezger K. et al.* Mesoproterozoic rifting and Pan-African continental collision in SE India: evidence from the Khariar alkaline complex // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 151. Iss. 4. P. 434-456. DOI: 10.1007/s00410-006-0069-4

42. *Eby G.N., Woolley A.R., Din V.I.C., Platt G.J.* Geochemistry and Petrogenesis of Nepheline Syenites: Kasungu – Chipala, Ilomba, and Ulindi Nepheline Syenite Intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi // Petrology. 1998. Vol. 39. Iss. 8. P. 1405-1424. DOI: 10.1093/petroj/39.8.1405

43. *Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N. et al.* Kola alkaline province in the Palaeozoic: Evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // Russian Journal Earth Science. 2001. № 3. P. 1-32.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

44. *Sørensen H.* Development of Nepheline Syenites in Rift Zones – Information from three Rift Complexes // GeoLines. 2003. Vol. 15. P. 140-146.

45. *Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I.* A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 107. Iss. B1. № ECV 5-1-ECV 5-21. DOI: 10.1029/2001JB000209

46. *Casquet C., Pankhurst R.J., Galindo C. et al.* A deformed alkaline igneous rock–carbonatite complex from the Western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for late Neoproterozoic opening of the Clymene Ocean? // Precambrian Research. 2008. Vol. 165. Iss. 3-4. P. 205-220. DOI: 10.1016/j.precamres.2008.06.011

47. *Das S., Sanyal S., Karmakar S. et al.* Do the deformed alkaline rocks always serve as a marker of continental suture zone? A case study from parts of the Chotanagpur Granite Gneissic complex, India // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 129. P. 59-79. DOI: 10.1016/j.jog.2018.10.001

48. *Zengqian Houa, Shihong Tian, Zhongxin Yuan et al.* The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 244. P. 234-250. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.01.052

49. *Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.* Геохимическая и Sr–Nd–Pb Изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 33-55. DOI: 10.17223/25421379/14/3

50. *Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R.* Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // Lithos. 2005. Vol. 85. Iss. 1-4. P. 48-75. DOI: 10.1016/j.lithos.2005.03.020

51. *Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П.* Палеозойские плюм-литосферные процессы в Северо-Восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 324-336.

52. *Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kressall R.D. et al.* Carbonatite-hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis // Ore Geology Reviews. 2015. Vol. 64. P. 642-666. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.04.020

53. *Sorokina E.S., Botcharnikov R.E., Kostitsyn Y.A. et al.* Sapphire-bearing magmatic rocks trace the boundary between paleo-continents: A case study of Ilmenogorsky alkaline complex, Uralian collision zone of Russia // Gondwana Research. 2021. Vol. 92. P. 239-252. DOI: 10.1016/j.gr.2021.01.001

54. *Marin Y.B.* On mineralogical studies and the use of mineralogical information in solving petro- and ore genesis problems // Geology of Ore Deposits. 2021. Vol. 63. P. 625-633. DOI: 10.1134/S1075701521070059

55. *Akbarpuran H.S.A., Gulbin Y.L., Sirotkin A.N., Gembitskaya I.M.* Compositional evolution of REE- and Ti-bearing accessory minerals in metamorphic schists of atomfjella series, western ny friesland, svalbard and its petrogenetic significance // Geology of Ore Deposits. 2021. Vol. 63. P. 634-653. DOI: 10.1134/S1075701521070047

56. *Guzev V.E., Terekhov A.V., Skublov S.G. et al.* The first data on the U–Pb ages and compositions of zircons from ore-bearing syenites of gora Rudnaya (South Yakutia) // Russian Journal of Pacific. Geology. 2021. Vol. 15. P. 570-582. DOI: 10.1134/S1819714021060038

57. *Скублов С.Г., Ли С.-Х.* Аномальная геохимия циркона из Ястребецкого редкометалльного месторождения (SIMS- и TOF-исследование) // Записки Горного института. 2016. Т. 222. С. 798-802. DOI: 10.18454/PMI.2016.6.798

58. *Сергеева Л.Ю., Березин А.В., Гусев Н.И. и др.* Возраст и параметры метаморфизма гранулитов Капральско-Джегесского синклинория Анабарского щита // Записки Горного института. 2018. Т. 229. С. 13-21. DOI: 10.25515/PMI.2018.1.13

59. *Яценко И.Г., Скублов С.Г., Левашова Е.В. и др.* Состав сферул и нижнемантийных минералов, изотопно-геохимическая характеристика циркона из вулканогенно-обломочных фаций лампроитовой трубки Мрия // Записки Горного института. 2020. Т. 242. С. 150. DOI: 10.31897/PMI.2020.2.150

Автор **И.Л.Недосекова,** *канд. геол-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, vladi49@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0001-7952-0639* (*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия*).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0