

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
КОРУНДОВОГО МИАСКИТ-ПЕГМАТИТА КОПИ № 210
(ИЛЬМЕНСКИЕ ГОРЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ**

М.А. Рассомахин¹, Е.С. Сорокина^{2,3}, А.В. Сомскова³

¹Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; Miha_Rassomahin@mail.ru

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина 19, г. Москва, 119991 Россия

³Институт наук о Земле Университета им. Й. Гутенберга, Дж.-Дж. Бехер-Вег 21, г. Майнц, D-55128 Германия

**MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF CORUNDUM
MIASKITE-PEGMATITE FROM MINE NO. 210 (ILMENY MOUNTAINS, SOUTH URALS):
PRELIMINARY RESULTS**

M.A. Rassomakhin¹, E.S. Sorokina^{2,3}, A.V. Somsikova³

¹South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,

Institute of Mineralogy, Miass, Chelyabinsk oblast, 456317 Russia; Miha_Rassomahin@mail.ru

²Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, ul. Kosygina 19, 119991 Moscow, Russia

³Institute of Geosciences, Johannes Gutenberg University Mainz, J.-J.-Becher-Weg 21, Mainz, D-55128 Germany

Миаскитовый пегматит копи № 210 отличается необычным для Ильменских гор минеральным составом. Он содержит значительное количество сапфировидного корунда, не характерного для нефелинсодержащих пегматитов, а также различные торийсодержащие минералы («тороэшинит», пирохлор, фосфаты). Пегматит имеет зональное строение: центральная нефелинсодержащая и боковые полевошпатовые зоны отличаются составом породообразующих минералов и набором аксессуарных минералов. Корунд содержится во всех зонах пегматита. В центральной зоне обнаружены аксессуарные титано-ниобаты (колумбит, пирохлор, шриланкит), циркон, шпинель и ториацит, в восточной – колумбит, пирохлор и циркон, в западной – колумбит, «ильменорутит», «тороэшинит», монацит-La и Ce и циркон. Расчеты по двуполевошпатовому термометру для разных зон пегматита показывают снижение температуры его образования от зальбандов к центру, что согласуется с изменчивостью минеральных ассоциаций. В пегматите широко проявлены поздние изменения – развитие канкринита и содалита, гидратация пирохлора в центральной зоне, значительные изменения титано-ниобатов в боковых зонах пегматита. Возраст корундового миаскит-пегматита, оцененный по Rb-Sr изохроне, соответствует 275 млн лет, но Rb-Sr система значительно нарушена. Начальные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(275)}$ и $\epsilon\text{Nd}_{(275)}$ в минерале соответствуют коровым условиям образования. Геохимические особенности корунда свидетельствуют о его полистадийной кристаллизации. На диаграммах Fe–Ga / Mg и FeO – Cr₂O₃ – MgO – V₂O₃ – FeO + TiO₂ + Ga₂O₃ фигуративные точки составов попадают в поля как магматических, так и метасоматических корундов.

Илл. 6. Табл. 4. Библ. 28.

Ключевые слова: корунд, сапфир, миаскитовый пегматит, Ильменские горы.

Miaskite-pegmatite of mine no. 210 exhibits an unusual mineral composition for the Ilmeny Mountains. It contains a significant amount of sapphire-like corundum (uncommon of nepheline-bearing pegmatites) and various Th-bearing minerals («thoro-aeschinite», pyrochlore, phosphates). Pegmatite has a zonal structure, in which the central nepheline and lateral feldspar zones differ in composition of rock-forming and accessory minerals. Corundum is found in all zones of pegmatite. Accessory minerals of the central, eastern, and western zones include (i) Ti-niobates (columbite, pyrochlore, srilankite), zircon, spinel and thorianite, (ii) columbite, pyrochlore and zircon, and (iii) columbite, «ilmenorutile», toro-aeschinite, monazite-La and Ce, and zircon, respectively. The calculations based on two-feldspar thermometer for different pegmatite zones show a decrease in temperature from the periphery toward the center, which is in agreement with the variability of mineral assemblages. Pegmatite is strongly altered, which is expressed in the formation of cancrinite and sodalite, hydration of pyrochlore of the central zone, and significant compositional changes of Ti-niobates in the lateral zones of pegmatite. The Rb-Sr age of corundum miaskite-pegmatite is ~275 Ma, but the Rb-Sr system is significantly destroyed. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(275)}$ isotopic ratio and $\epsilon\text{Nd}_{(275)}$ value of the mineral indicate its crustal formation conditions. The geochemistry of corundum points to its multistage crystallization. The data points on Fe vs. Ga / Mg and $\text{FeO} - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{V}_2\text{O}_5$ vs. $\text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{Ga}_2\text{O}_3$ plots correspond to both «magmatic» and «metasomatic» corundum.

Figures 6. Tables 4. References 28.

Key words: corundum, sapphire, miaskite pegmatite, Ilmeny Mountains.

Введение

В природе корунд ($\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$) встречается во многих метаморфических, магматических и метасоматических породах. Синий, желтый или зеленый корунд ювелирно-поделочного качества, известный под общим названием сапфир, распространен значительно реже. Большинство промышленно значимых месторождений сапфира сконцентрировано в россыпях, связанных со щелочными базальтами (Graham et al., 2008; Sutherland, Abdurijim, 2009). Хотя минерал обнаружен в виде ксенокристов в самих щелочных базальтах, вопрос о том, какие породы для сапфира являются материнскими, до сих пор остается нерешенным (Guo et al., 1996; Sutherland et al. 1998; Zwaan et al., 2015; Vysotskiy et al., 2015; Вантеев и др., 2019). Поэтому исследование минералого-геохимических особенностей корунда, обнаруженного *in situ* в коренных породах, может помочь решить фундаментальную проблему петрогенезиса минерала на россыпных объектах (Sorokina et al., 2017; Filina et al., 2019; Филина и др., 2019).

Представления о возможном генезисе родоначальной для корунда магмы расширили исследования последних десятилетий. Геохимические особенности корунда и твердофазовых включений в нем из альбититовых даек (Пиренеи, Франция; Monchoux, 2006) и сиенит-пегматитов (Ильмены,

Россия; Sorokina et al., 2017) оказались сходными с таковыми на некоторых россыпных месторождениях сапфира в Юго-Восточной Азии и Австралии, что позволило предположить возможный сиенитовый состав материнских пород для этих вторичных объектов. Настоящее исследование дополняет полученные ранее данные по корундам из сиенит-пегматитов Ильменских гор (копи №№ 298, 299, 310 и 349, рис. 1) (Sorokina et al., 2017, 2019), а также позволяет рассмотреть некоторые генетические аспекты образования пегматитового тела копи № 210.

Корунд в Ильменских горах был впервые обнаружен П.Н. Барбот-де-Марни в 1828 г. в зональной жиле кварц-полевошпатового пегматита с бескварцевыми зальбандами. Порядка 100 лет на территории, ныне занимаемой Ильменским заповедником, активно велась разработка жил «корундовых» пегматитов. Долгое время месторождения Ильменских гор обеспечивали Златоустовский оружейный завод корундом, который использовался в качестве абразивного материала. На сегодня в кадастре копей заповедника числится около 100 копей, содержащих корунд.

Корундсодержащие пегматиты и породы встречаются как в пределах Ильменогорского щелочного массива, так и во вмещающих его метаморфических породах и метасоматитах (рис. 1). Основная часть корундсодержащих пегматитов имеет сиени-

товый состав. Всего было выделено 11 ассоциаций, содержащих корунд: помимо сиенитовых пегматитов сравнительно редкие или единичные находки корунда описаны в миаскитовых (копи №№ 179, 210, 361-ю), «цеолитовых» (копи № 295) и гранитных пегматитах (копи №№ 350, 373, 377, 384 и др.), корундовых плагиоклазитах, высокоглиноземистых кристаллических сланцах и корунд-турмалин-силлиманитовых породах, метагипербазитах (Поляков и др., 1991). За исключением находки корунда в специфической актинолит-флогопитовой жиле в метагипербазите (копи № 418) (Рассомахин, Котляров, 2018; Sorokina et al., 2019), перечисленные редкие ассоциации корунда в Ильменогорском комплексе подробно не охарактеризованы.

Описанная в данной работе жила относится к типу нефелин-полевошпатовых (миаскитовых) пегматитов, широко распространенному в Ильменских горах. Однако она является одной из немногих нефелинсодержащих жил, в которых встречается корунд и, вероятно, единственной, где корунд и нефелин образуют парагенетическую ассоциацию.

Геологическая позиция объекта

Копь № 210 была заложена в 1944–45 гг. научным сотрудником Ильменского заповедника А.И. Симоновым на выходе нефелин-полевошпатовой жилы, обнаруженной Б.А. Макаровичем при геолого-минералогической съемке в 1940 г. в юго-восточном экзоконтакте миаскитового массива (рис. 1). Под этим номером объединено несколько субширотных канав. Самая большая из них имела размер 34 м в длину, до 2 м в ширину и до 2.5 м

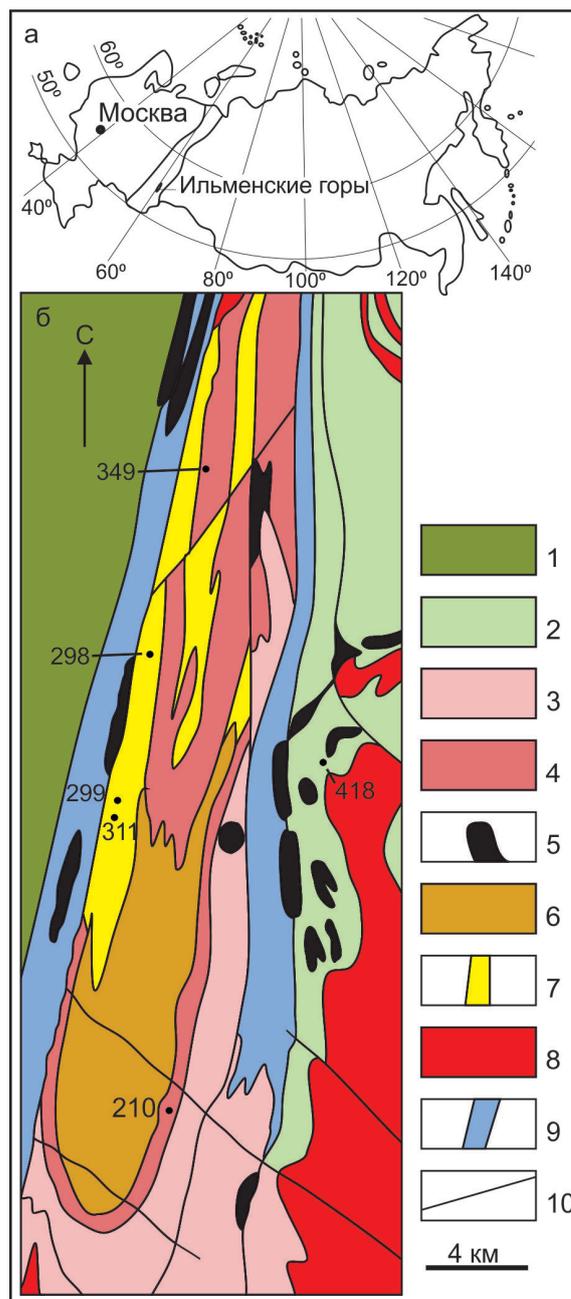


Рис. 1. Расположение копи № 210:

а – Ильменские горы на схематической карте России; б – упрощенная схема геологического строения Ильменогорского комплекса по (Ленных, Вализер, 2006) с положением корунд-содержащих жил, указанных в статье.

1 – слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы Восточно-Уральской мегазоны (верхний девон–нижний карбон); 2 – вулканогенно-осадочные метаморфизованные толщи сайтовской серии; 3 – метаморфические породы ильменской серии; 4 – метаморфические породы селянчинской серии; 5 – метагипербазиты; 6 – сиениты и нефелиновые сиениты; 7 – фениты; 8 – гранитоиды; 9 – зоны бластомилонитов; 10 – разломы, зоны сдвигов и другие тектонические контакты.

Fig. 1. Location of mine no. 210:

a – Ilmeny Mountains on a schematic map of Russia; b – simplified geological scheme of the Ilmenogorsky complex by (Lennykh, Valizer, 2006) with corundum-bearing mines indicated in the paper.

1 – weakly metamorphosed sedimentary-volcanic rocks of the East-Uralian Megazone (Upper Devonian–Lower Carboniferous); 2 – metamorphosed volcanosedimentary strata of the Saitovo Group; 3 – metamorphic rocks of the Ilmensky Group; 4 – metamorphic rocks of the Selyankino Group; 5 – metaultramafic rocks; 6 – syenites and nepheline syenites; 7 – fenites; 8 – granitoids; 9 – blastomylonite zones; 10 – faults, shear zones and other tectonic contacts.

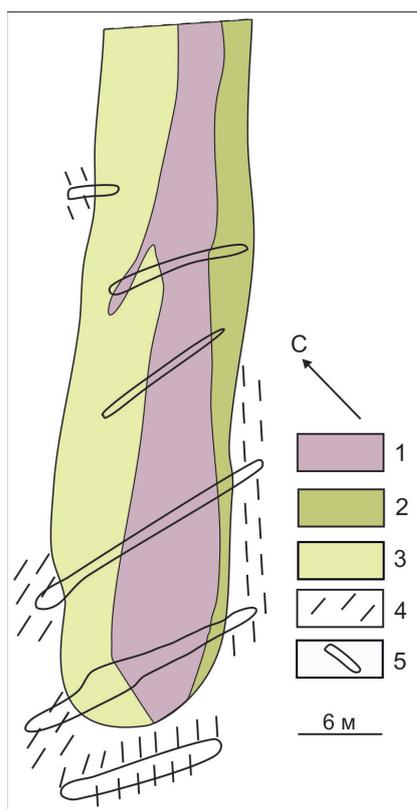


Рис. 2. Геологический план района копи № 210 (по фондовым материалам В.А. Попова с изменениями авторов).

1–3 – зоны пегматита: 1 – миаскитовая, 2 – восточная полевошпатовая, 3 – западная полевошпатовая; 4 – гнейсы с участками кварцитов; 5 – контуры горных выработок.

Fig. 2. Geological plan of mine no. 210 (modified after V. A. Popov).

1–3 – pegmatite zones: 1 – miaskite, 2 – eastern feldspar, 3 – western feldspar; 4 – gneisses with quartzite areas; 5 – contours of mines.

в глубину. В настоящее время копь значительно завалена отвалом, а ее стенки заросли мхом и травой.

Строение корундовой миаскиит-пегматитовой жилы асимметрично-зональное. Жила имеет видимую мощность 26 м, простирание $\sim 45^\circ$ и крутое падение на юго-восток. Она имеет зональное строение (рис. 2). Центральная зона, достигающая мощности около 10 м, состоит из пегматоидного агрегата полевого шпата и нефелина. В краевых частях (условно обозначенных восточной и западной зонами, рис. 2) мощностью от 2 до 6 м нефелин отсутствует. Восточная зона сложена мелкозернистым полевошпатовым агрегатом, тогда как запад-

ная зона – крупнозернистым полевым шпатом с корундом и слюдами. Также эти зоны характеризуются различным набором аксессуарных минералов.

Эндоконтакт жилы обогащен биотитом, образующим шпировидные обособления, ориентированные согласно гнейсоватости вмещающих пород. Вмещающие жилу породы представлены фенитизированными эгирин-роговообманковыми гнейсами и графитистыми кварцитами, которые относятся к селянkinской серии ильменогорского полиметаморфического комплекса (Ленных, Вализер, 2006). Селянkinская серия сложена породами фундамента платформы и является наиболее древней в комплексе (1.8–2.2 млрд лет; дополнительные этапы преобразования серии выделены по морфогеохимическим особенностям циркона и фиксируют несколько этапов: 426 ± 13 и 280 ± 16 млн лет) (Краснобаев и др., 2001, 2011). В составе комплекса также выделены ильменская гнейсово-амфиболитовая серия, имеющая широкий диапазон датировок от 900 до 600 млн лет (Краснобаев, Давыдов, 2000) и сайтовская гнейсово-кварцито-сланцевая серия без изотопных датировок. Центральную часть комплекса занимает сложнопостроенный массив, сложенный телами миаскиитов, сиенитов и других щелочных пород с датировками кристаллизации 434 ± 15 млн лет и метаморфизма – 239 \pm 40 млн лет (Краснобаев и др., 2010).

Методы исследования

Образцы для исследования были отобраны из стенок и отвалов копи в 2017 и 2020 гг. Состав минералов изучен на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (ЦКП при ЮУ ФНЦ МиГ Ур ОРАН, г. Миасс). Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с, эталоны МАС (Microanalysis consultants LTD, рег. № 1362) и MINM25-53 (Astimex Scientific Limited, серийный номер 01-044). Кристаллохимические особенности калиевых полевых шпатов уточнены методом рентгеноструктурного анализа (Shimadzu XRD-6000, Cu-K α излучение с графитовым монохроматором, съемка в интервале $4-70^\circ 2\theta$, 1 $^\circ$ /мин, напряжение 20 кВ, ЦКП при ЮУ ФНЦ МиГ Ур ОРАН, г. Миасс).

Концентрации микроэлементов в корунде определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) с использованием лазера ESI NWR193 ArF в сочетании с квадрупольным масс-

спектрометром Agilent 7500ce (Институт наук о Земле Университета им. Й. Гутенберга, г. Майнц, Германия). Параметры анализа: диаметр пучка лазера 70 мкм, частота 10 Гц, плотность энергии ~ 3.0 Дж/см², время прогрева 15 с, измерения – 30 с и вымывания – 20 с. Проанализированы ²⁴Mg, ⁴⁷Ti, ⁵¹V, ⁵³Cr, ⁵⁶Fe и ⁶⁹Ga. Для учета возможного заражения твердофазовыми включениями дополнительно были измерены ⁶Li, ⁹Be, ²³Na, ²⁴Mg, ²⁹Si, ³⁹K, ⁴³Ca, ⁴⁷Ti, ⁵⁵Mn, ⁸⁶Sr, ⁹⁰Zr, ⁹³Nb, ¹³⁷Ba, ¹⁷⁹Hf, ¹⁸¹Ta и ²⁰⁸Pb. В качестве основного стандартного образца использовалось синтетическое стекло NIST SRM 612, для контроля качества использованы синтетическое стекло NIST SRM 610 и базальтовое стекло USGC BBC-2G, измеренные блоками после каждых 30 анализов корунда. Разрешенные во времени спектры обрабатывались в программе GLITTER 4.4.1, в качестве внутреннего стандарта использован ²⁷Al (теоретическое значение для корунда Al₂O₃ = 100 мас. %, для стандартов – значения, приведенные в базе данных GeoReM). Ошибка измерений по сравнению с данными базы GeoReM находится в пределах 18 %.

Для исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем ~ 0.02 – 0.03 г истертой пробы породы массой 200–300 г растворялись в смеси плавиковой и азотной кислот в соотношении 5 : 1 на шейкере под лампами накаливания в течение трех дней. Полученные растворы выпаривались до сухих солей, к сухому остатку три раза добавляли 1 мл концентрированной HCl. Смеси Rb, Sr и Sm + Nd экстрагировались из растворов с использованием фторопластовых хроматографических колонок с синтетической ионообменной смолой Dowex W 50 \times 8. Экстракция проводилась путем поэтапного элюирования с помощью 2.2n HCl (для Rb и Sr) и 4.0n HCl (для смеси Sm + Nd). Самарий и Nd из смеси Sm + Nd экстрагировались поэтапным элюированием в 0.15n HCl, 0.3n HCl и 0.7n HCl, используя полиэтиленовые колонки с синтетической ионообменной смолой Ln-spec. Измерения проводились на мультиколлекторном термо-ионизационном масс-спектрометре Finnigan™ Triton (TIMS) Thermo Scientific (ГЕОХИ РАН) с использованием двухленточного (Re-Re) ионного источника для Rb, Sm и Nd и одноленточного (Re) источника ионов для Sr. Измерения проведены в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов для различных изотопов, нормализация – по экспоненциальному закону для ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 и ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd = 0.241572 для устранения дискримина-

ции по массе. Воспроизводимость и точность изотопных измерений для Sr и Nd контролировались анализом международных стандартов Sr-SRM-987 и JNdi-1.

Среднее значение изотопного состава стронция для стандарта SRM-987 за период проведения исследований составило ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710238 ± 9 (2 σ ; N = 2), среднее значение изотопного состава неодима для стандарта JNdi-1 составило ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512100 ± 7 (2 σ ; N = 2). Холостое внутривлабораторное загрязнение по Rb = 0.4 нг, по Sr = 0.6 нг, Nd = 0.02 нг, Sm = 0.006 нг. Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd определялись изотопным разбавлением с использованием трасеров ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr и ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd.

Минералогия жилы

Список минералов жилы представлен в таблице 1.

Центральная зона сложена крупно- до гигантокристаллическим агрегатом полевых шпатов и нефелина с редкими листоватыми выделениями слюд (мусковит и сидерофиллит), корундом и акцессорными минералами. Практически белый ортоклаз в нефелин-полевошпатовой зоне образует индивиды до 5 см. В его составе фиксируется примесь Na₂O около 1 мас. %. (табл. 2, ан. 1). Альбит наблюдается в виде мелких зерен совместно с ортоклазом и нефелином, а также в виде пертитовых вростков и кайм вокруг ортоклаза и нефелина (рис. 3а). Состав всех разновидностей альбита близок и характеризуется незначительными примесями K₂O и CaO (табл. 2, ан. 2, 3). Температура образования полевого шпата исходного состава для данной зоны пегматита, рассчитанная по двуполевошпатовому термометру (Putirka, 2008) при давлении 5 кбар, составляет ~ 700 °C, при этом субсолидусный распад на ортоклаз-пертит произошел при 425–430 °C.

Нефелин на свежем сколе обычно серого, иногда желтоватого цвета с многочисленными тонкими включениями биотита, мусковита, полевого шпата. Размер его индивидов достигает 10 см. Выделения нефелина обычно имеют сглаженную форму и покрыты коркой продуктов разрушения, но иногда в них угадываются короткостолбчатые призмы. В химическом составе микропримесные элементы не обнаружены (табл. 2, ан. 4). По нефелину развиваются голубой содалит, образующий пятна до 2 см, и канкринит; в поверхностных условиях нефелин покрывается коркой аллофана (табл. 2, ан. 5).

Таблица 1

Минералы пегматита копи № 210

Table 1

Minerals of pegmatite from mine no 210

Минералы	Зоны пегматита		
	Центральная	Восточная	Западная
Породообразующие			
Нефелин	+	–	–
Ортоклаз	+	+	+
Альбит	+	+	+
Сидерофиллит	+	+	+
Мусковит	+	+	+
Фторфлогопит	–	–	+
Корунд	+	+	+
Акцессорные			
Колумбит-Fe	+	+	+
Циркон	+	+	+
Пироклор (группа)	+	+	–
«Ильменорутил»	–	–	+
Герцинит	+	–	–
Шриланкит	+	–	–
Торианит	+	–	–
Торит	–	–	+
Монацит-Ce, La	–	–	+
Эшинит (группа)	–	–	+
Флюорит	–	–	+
Гематит	–	–	+
Пирит	+	+	+
Графит	–	+	+
Гидроксид Al	–	–	+
Поздние и гипергенные			
Содалит	+	–	–
Канкринит	+	–	–
Фосфосиликаты Th	–	–	+
Рабдофан-Ce	–	+	–
Аллофан	+	–	–
Ярозит	+	+	+

Мусковит в нефелин-полевошпатовой зоне представлен двумя генерациями, отличающимися морфоструктурными и геохимическими особенностями. Первичный мусковит образует скопления кристаллов ромбического сечения и листоватые агрегаты совместно с нефелином и полевым шпатом, а также каймы на кристаллах корунда; содержание Na в нем составляет до 0.06 к.ф. (табл. 2, ан. 6). Вторичный мусковит образует пучки микрокристаллов в аллофане (рис. 3б); количество Na в нем достигает 0.20 к.ф. (табл. 2, ан. 7).

Темноцветная слюда образует пачки пластинчатых кристаллов до 4 см в поперечнике, по составу соответствует сидерофиллиту и характеризуется примесями TiO₂, MnO и MgO (табл. 2, ан. 8, 9).

Корунд в центральной зоне образует более крупные кристаллы, чем в полевошпатовых зонах

(до 6 см в длину и до 2 см в поперечнике), которые имеют бочонковидный до веретенообразного дипирамидальный облик (рис. 4а). У корунда развита отдельность вдоль грани ромбоэдра; некоторые кристаллы имеют трещины или разломы вдоль грани пинакоида. Цвет минерала варьирует от светло-голубого до насыщенно-синего. Корунд ассоциирует с нефелином и полевым шпатом, граница их контакта часто разделена лейстами слюды. Геохимические особенности минерала, исследованные методом ЛА-ИСП-МС, описаны в отдельном разделе ниже.

Акцессорная минерализация представлена ферроколумбитом, шпинелью, шриланкитом, торианитом, пиритом и пироклором. Ферроколумбит образует зерна размером до 0.2 мм в сростании с полевыми шпатами и пироклором (рис. 3б). Зер-

Таблица 2

Table 2

Химический состав силикатов из пегматита копи № 210, мас. %

Chemical composition of silicates from pegmatite of mine no. 210, wt. %

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	BaO	F	H ₂ O _{расч}	Сумма	Формула
1a	65.08	19.45	14.19	1.14	—	—	—	—	—	—	—	—	99.86	$K_{0.83}Na_{0.10}Al_{1.05}Si_{2.98}O_8$
2b	65.54	20.80	—	12.63	—	0.27	—	—	—	—	—	—	99.25	$Na_{1.09}Ca_{0.01}Al_{1.09}Si_{2.91}O_8$
3c	66.65	20.37	0.20	12.44	—	0.28	—	—	—	—	—	—	99.94	$Na_{1.06}K_{0.01}Ca_{0.01}Al_{1.06}Si_{2.93}O_8$
4d	41.66	34.97	6.09	17.14	—	—	—	—	—	—	—	—	99.87	$Na_{3.21}K_{0.75}Al_{3.98}Si_{4.02}O_{16}$
5e	32.8	26.18	2.00	—	0.14	1.10	—	—	—	—	—	—	62.95	—
6f	45.56	38.34	10.54	0.44	—	—	—	—	—	—	—	4.52	99.40	$K_{0.89}Na_{0.06}Al_{2.00}(Al_{0.99}Si_{3.02}O_{10})(OH)_2$
7g	43.63	40.78	9.48	1.52	—	—	—	—	0.27	—	—	4.26	99.94	$K_{0.80}Na_{0.19}Al_{2.00}(Al_{1.17}Si_{2.88}O_{10})(OH_{1.88}F_{0.11})_2$
8	32.21	28.23	8.77	—	0.34	—	0.32	2.45	23.59	—	—	3.88	99.79	$K_{0.86}Fe_{1.52}Mn_{0.16}Mg_{0.04}Al_{1.00}(Al_{1.56}Si_{2.48}Ti_{0.02}O_{10})(OH)_2$
9	31.48	22.12	8.88	0.24	0.59	—	2.1	1.49	29.1	—	—	3.75	99.75	$K_{0.91}Na_{0.04}Fe_{1.95}Mn_{0.10}Mg_{0.07}Al_{1.00}(Al_{1.08}Si_{2.52}Ti_{0.13}O_{10})(OH)_2$
10	65.49	21.38	0.08	11.69	—	1.15	—	—	—	—	—	—	99.79	$Na_{1.00}Ca_{0.05}Al_{1.11}Si_{2.89}O_8$
11	65.06	19.17	13.07	2.24	—	—	—	—	—	0.34	—	—	99.88	$K_{0.76}Na_{0.20}Ba_{0.01}Al_{1.03}Si_{2.98}O_8$
12	63.59	19.74	13.75	1.76	—	—	—	—	—	0.44	—	—	99.28	$K_{0.81}Na_{0.16}Ba_{0.01}Al_{1.08}Si_{2.95}O_8$
13	65.46	19.00	14.36	0.91	—	—	—	—	—	—	—	—	99.73	$K_{0.84}Na_{0.08}Al_{1.03}Si_{3.00}O_8$
14	64.33	22.31	0.25	10.17	—	2.00	—	—	—	—	—	—	99.06	$Na_{0.88}Ca_{0.10}K_{0.01}Al_{1.17}Si_{2.85}O_8$
15	66.73	20.32	0.15	12.39	—	0.15	—	—	—	—	—	—	99.74	$Na_{1.06}Ca_{0.01}Al_{1.05}Si_{2.94}O_8$
16	35.40	20.39	9.00	—	6.13	—	2.25	0.50	21.91	—	0.73	3.23	99.54	$K_{0.88}Fe_{1.40}Mn_{0.70}Mg_{0.03}Al_{1.00}(Al_{0.84}Si_{2.71}Ti_{0.13}O_{10})(OH_{1.65}F_{0.35})_2$
17	33.60	22.36	8.95	0.24	2.92	—	2.64	1.49	24.00	—	0.67	3.23	99.94	$K_{0.88}Na_{0.04}Fe_{1.55}Mn_{0.34}Mg_{0.04}(OH_{1.67}F_{0.33})_2$
18	46.51	34.97	9.49	0.25	0.56	—	1.18	—	1.59	—	—	4.50	99.30	$K_{0.81}Na_{0.06}Fe_{0.09}Mg_{0.06}Al_{2.00}(Al_{0.74}Si_{3.09}Ti_{0.06}O_{10})(OH)_2$
19	40.50	13.66	8.67	16.95	—	—	2.14	0.92	11.71	—	—	0.80	98.80	$K_{0.81}Mg_{1.86}Fe_{0.72}Mn_{0.06}(Al_{1.18}Si_{2.98}O_{10})(F_{1.60}OH_{0.39})_2$

Примечание. Анализы 1–9 – состав силикатов из центральной зоны пегматита; 1 – ортоклаз; 2, 3 – альбит; 4 – нефелин; 5 – аллофан с примесями других минералов, в сумму входит (мас. %) 0.27 P₂O₅, 0.38 SO₃, 0.08 Cl; 6, 7 – мусковит; 8, 9 – сидерофиллит; 10, 11 – состав силикатов из восточной зоны пегматита; 10 – альбит; 11 – ортоклаз; 12–16 – состав силикатов из западной зоны пегматита; 12, 13 – ортоклаз; 14, 15 – альбит; 16, 17 – сидерофиллит; 18 – мусковит; 19 – фторфлогопит. Буквы соответствуют точкам на рис. 3а (a–f) и 3б (g).

Формулы рассчитаны на сумму положительных зарядов = 16 (ан. 1–3, 10–15), = 32 (ан. 4), = 22 (ан. 6–9, 16–19).

Note. Analyses 1–9 – composition of silicates from the central pegmatite zone: 1 – orthoclase; 2, 3 – albite; 4 – nepheline; 5 – allophane with other minerals, the sum includes (wt. %) 0.27 P₂O₅, 0.38 SO₃, and 0.08 Cl; 6, 7 – muscovite; 8, 9 – siderophyllite; 10, 11 – composition of silicates from the eastern zone of pegmatite: 10 – orthoclase; 11 – albite; 12–16 – composition of silicates from the western pegmatite zone: 12, 13 – orthoclase; 14, 15 – albite; 16, 17 – siderophyllite; 18 – muscovite; 19 – fluorophlogopite. Letters correspond to the points in Figs. 3a (a–f) and 3b (g).

The formulas are recalculated to sum of positive charge = 16 (an. 1–3, 10–15), = 32 (an. 4), = 22 (an. 6–9, 16–19).

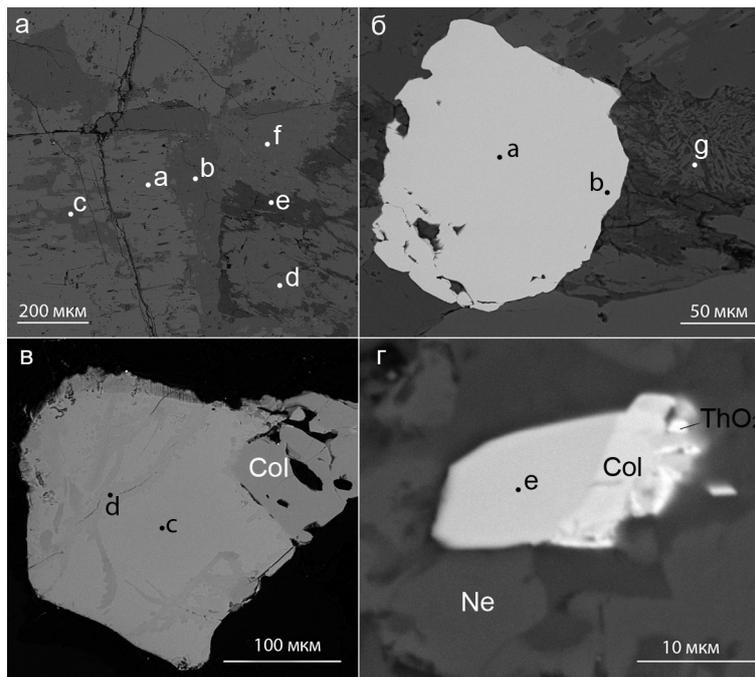


Рис. 3. Взаимоотношения минералов из центральной зоны пегматита копи № 210:

а – контакт ортоклаза (а) с пертитовым вростком (с) и каймой (b) альбита и нефелином (d), частично замещенным аллофаном (е) и мусковитом (f); б – ферроколумбит (а, b) в двухполевошпатовой матрице с аллофаном и поздним мусковитом (g); в – фторнатропирохлор (с) с полосами изменения (d) в срastании с ферроколумбитом (Col); г – зерно шриланкита (е) в срastании с колумбитом (Col) и торианитом (ThO_2). Здесь и на рис. 5, 6 – изображения в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 3. Interrelations of minerals from the central zone of pegmatite from mine no 210:

а – contact of orthoclase (a) with pertite structure (c) and rim (b) of albite and nepheline (d) partly replaced by allophane (e) and muscovite (f); б – columbite-(Fe) (a, b) in two-feldspar matrix with allophane and late muscovite (g); в – fluor-natro-pyrochlore (c) with alteration bands (d) intergrown with columbite-(Fe) (Col); г – srilankite grain (e) intergrown with columbite-(Fe) (Col) and thorianite (ThO_2). Here and in Figs. 5 and 6 – BSE images.

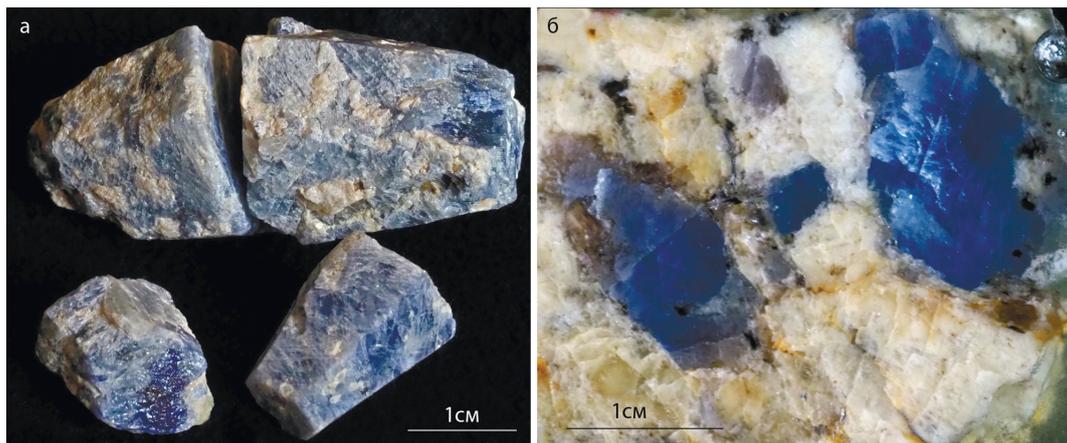


Рис. 4. Корунд из копи № 210:

а – дипирамидальные кристаллы корунда из центральной зоны жилы; б – полированный срез таблитчатых кристаллов корунда из западной полевошпатовой зоны.

Fig. 4. Corundum from mine no 210:

а – bipyramidal corundum crystals from the central pegmatite zone; б – polished section of tabular corundum crystals from the western feldspar zone.

Таблица 3
Table 3

Химический состав аксессуарных минералов пегматита копи № 210, мас. %
Chemical composition of accessory minerals from pegmatite of mine no. 210, wt. %

	F	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	SrO	Y ₂ O ₃	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1a	—	—	—	—	—	—	0.10	2.46	7.04	13.57	—	—	—	75.15	—	—	—	1.44	—	—	99.76
2b	—	—	—	—	—	—	0.08	2.45	9.54	10.72	—	—	—	75.03	—	—	—	1.31	—	—	99.13
3c	3.74	7.26	—	0.53	—	—	8.32	5.18	—	—	0.54	1.31	—	54.56	2.01	4.20	1.02	6.71	—	—	96.30
4d	0.56	—	—	0.81	—	0.52	3.00	5.02	—	—	1.34	1.57	—	56.32	1.47	4.46	0.84	6.88	—	—	83.70
5e	—	—	0.81	—	—	—	—	45.36	0.63	2.01	—	1.09	37.12	11.54	—	—	—	0.44	—	—	98.98
6f	3.64	5.48	—	0.29	—	—	16.26	7.85	—	—	—	—	—	55.23	0.54	1.38	0.50	0.51	2.07	1.29	95.03
7g	—	—	—	0.60	—	—	2.42	8.67	—	0.78	—	—	—	59.09	0.28	2.18	—	—	2.00	1.80	77.82
8h	—	—	2.45	1.58	2.33	0.76	0.66	14.29	—	5.05	—	—	—	47.91	—	—	—	—	1.61	2.22	79.22
9i	—	—	3.76	2.50	5.05	0.80	0.76	7.68	—	3.10	0.96	—	—	39.19	—	—	—	1.60	2.81	4.74	72.93
10j	—	—	1.04	1.47	—	—	—	4.90	0.21	21.73	—	—	—	56.57	—	—	—	—	0.78	0.15	86.85
11k	—	—	—	0.59	—	—	2.60	27.22	—	0.48	—	3.28	—	22.30	1.29	5.60	3.96	—	31.09	—	98.78
12l	—	—	—	0.71	—	—	2.00	28.21	—	0.67	—	3.33	—	20.33	—	4.47	3.13	—	26.76	—	89.61
13m	—	—	—	—	—	—	—	3.76	6.36	14.36	—	—	—	74.20	—	—	—	0.73	—	—	99.41
14n	—	—	0.44	0.46	—	—	—	63.95	—	7.05	—	—	—	23.77	—	—	—	0.97	—	—	98.79
15o	—	—	0.45	16.95	—	—	0.64	—	—	2.86	—	—	—	—	—	—	—	—	72.38	—	93.28
16p	—	—	—	—	—	—	—	7.38	0.65	19.10	0.72	—	—	70.19	—	—	—	1.31	—	—	99.35
17q	—	—	—	—	—	—	—	69.50	—	6.66	0.19	—	—	21.57	—	—	—	1.14	—	—	100.74
18r	—	—	—	0.27	—	—	—	78.55	—	5.08	—	—	—	12.68	—	—	—	0.80	—	—	99.37

Кристаллохимические формулы, расчет на сумму Nb + Ti + Ta + Si + Al = 2 (ан. 1–7, 11–13, 16), сумму катионов = 1 (ан. 14, 17, 18)

1	Fe _{0,63} Mn _{0,33} Ca _{0,01} Nb _{1,88} Ti _{1,10} Ta _{0,02} O ₆
2	Fe _{0,50} Mn _{0,45} Nb _{1,88} Ti _{1,10} Ta _{0,02} O ₆
3	(Na _{0,96} Ca _{0,61} Ce _{0,10} Th _{0,10} U _{0,05} Y _{0,05} Sr _{0,02} La _{0,02} Nd _{0,02} Nb _{1,68} Ti _{0,27} Si _{0,04} Ta _{0,02} O ₆ F _{0,81} OH _{0,19})
4	(Ca _{0,21} Ce _{0,11} Th _{0,10} Y _{0,06} Sr _{0,05} La _{0,04} Nd _{0,02} Nb _{1,68} Ti _{0,25} Si _{0,05} Ta _{0,02} O ₆ F _{0,88} OH _{0,88})
5	Zr _{0,90} Fe _{0,08} Mn _{0,03} Y _{0,03} Ti _{1,69} Nb _{0,26} Al _{0,05} Ta _{0,01} O ₆
6	(Ca _{0,15} Na _{0,68} Ce _{0,03} Th _{0,03} U _{0,02} La _{0,01} Nd _{0,01} Y _{0,03} Sr _{0,02} La _{0,01} Nb _{1,60} Ti _{0,38} Si _{0,02} Ta _{0,01} O ₆ F _{0,74} OH _{0,26})
7	(Ca _{0,15} Ce _{0,05} Fe _{0,04} Th _{0,02} U _{0,02} La _{0,01} Nb _{1,58} Ti _{0,39} Si _{0,04} O ₆ OH _{1,00})
11	(Th _{0,39} Ca _{0,14} Ce _{0,11} Y _{0,11} Nd _{0,07} Fe _{0,04} 0,86Ti _{1,36} Nb _{0,59} Si _{0,05} O ₆)
12	(Th _{0,45} Ca _{0,18} Ce _{0,13} Y _{0,11} Ng _{0,09} Fe _{0,03} La _{0,03} Pr _{0,01} Ti _{1,31} Nb _{0,65} Si _{0,04} O ₆)
13	Fe _{0,66} Mn _{0,29} Nb _{1,83} Ti _{1,15} Ta _{0,01} O ₆
14	Ti _{0,78} Nb _{0,17} Fe _{0,10} V _{0,02} Si _{0,01} Al _{0,01} O ₂
16	Fe _{0,85} Mn _{0,03} Sr _{0,02} Nb _{1,69} Ti _{1,69} Ta _{0,02} O ₆
17	Ti _{0,82} Nb _{0,15} Fe _{0,09} V _{0,02} O ₂
18	Ti _{0,89} Nb _{0,09} Fe _{0,06} V _{0,02} O ₂

Примечание. Анализы 1–5 – центральная миаскитовая зона; 6 – ферроколумбит, 3 – фторнатропиохлор, 4 – гидропирохлор, 5 – шрилантит; 6–10 – восточная полевошпатовая зона; 6 – фторкальциопирохлор, 7 – гидропирохлор, 8, 9 – продукты изменения пирохлора, 10 – продукт изменения колумбита; 11–18 – западная полевошпатовая зона; 11, 12 – «торозинит» и продукт его изменения, 13, 16 – ферроколумбит, 14, 17, 18 – «ильменорутит», 15 – измененный торит (торогуммит). В суммарном анализе входит (мас. %): ан. 8 – 0.35 MgO; ан. 12 – 0.37 Pr₂O₃; ан. 17 – 2.16 V₂O₅; ан. 18 – 1.68 V₂O₅. Буквы соответствуют точкам на рис. 3б–г, 5а–в ба, 6б.

Note. Analyses 1–5 – central miaskite zone; 6 – ferrocolumbite, 3 – fluoratropirochlorite, 4 – hydropyrochlorite, 5 – srilankite; 6–10 – eastern feldspar zone; 6 – fluorocalciopyrochlorite, 7 – hydropyrochlorite, 8, 9 – alteration products of pyrochlorite, 10 – alteration product of columbite; 11–18 – western feldspar zone; 11, 12 – «thoroeschynite» and the product of its alteration, 13, 16 – ferrocolumbite, 14, 17, 18 – «ilmenorutile», 15 – altered thorite (thorogummite). The analytical sum includes (wt. %): an. 8 – 0.35 MgO; an. 12 – 0.37 Pr₂O₃; an. 17 – 2.16 V₂O₅; an. 18 – 1.68 V₂O₅. Letters correspond to the points in Figs. 3б–г, 5а–в, ба, 6б.

на его зональны по содержаниям FeO (10.7–13.6 мас.%) и MnO (7.0–9.5 мас. %) (табл. 3, ан. 1, 2).

Шпинель обнаружена в виде зерна размером 0.2 мм на границе мусковита и аллофана, вероятно, развитого по нефелину. По составу шпинель является промежуточным членом ряда ганит-герцинит с преобладанием герцинитового минала с примесью MnO (мас. %): 0.3 MgO, 57.75 Al₂O₃, 0.25 SiO₂, 2.37 MnO, 21.40 FeO, 17.36 ZnO, сумма 99.44. Формула минерала Fe_{0.53}Zn_{0.38}Mn_{0.06}Mg_{0.01}Al_{2.01}O₄.

Пироксид в миаскитовой зоне образует выделения размером до 0.3 мм и несет следы изменения. Неизменные участки соответствуют фторнатропироксиду с высоким содержанием Ca и Th в позиции А (общая формула минералов группы пироксидов A₂Nb₂(O,OH)₆Z, где А = Na, Ca, Sn²⁺, Sr, Pb²⁺, Sb³⁺, Y, U⁴⁺, Th, H₂O или □; Z = OH, F, O, H₂O или □) (табл. 3). В полосах изменения пироксидов содержания Nb, Th и РЗЭ практически не изменяются, но происходит вынос Ca, Na и F (рис. 3в, табл. 3, ан. 4), и эти участки могут быть отнесены к гидропироксиду.

Шриланкит (ZrTi₂O₆) образует включения до 15 мкм в нефелине в сростании с колумбитом и торианитом (рис. 3г). Это первая находка шриланкита на территории Ильменского заповедника (Никандров и др., 2017), однако минерал был ранее исследован в виде включений в рутиле из измененного тела гипербазитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (Кориневский, Блинов, 2016). Шриланкит из копи № 210 отличается от обнаруженного ранее повышенным содержанием Nb₂O₅, а также отсутствием ThO₂ и UO₂ (табл. 3, ан. 5).

Пирит в породе образует зерна до 1 см, частично замещенные оранжево-красным ярозитом.

Восточная полевошпатовая зона неоднородна по минеральному составу. Участок, расположенный ближе к центру жилы, практически полностью состоит из неравнозернистых агрегатов полевых шпатов со скоплениями пироксидов и отдельными кристаллами циркона. В приконтактной зоне значительно увеличивается количество биотита.

Для альбита этой зоны характерно содержание K₂O до 0.10 мас. % и CaO до 1.15 мас. % (табл. 2, ан. 10). В ортоклазе содержание Na₂O составляет до 2.25 и BaO – 0.34 мас. % (табл. 2, ан. 11). Размер индивидов основной массы полевых шпатов – 1–2 мм, но встречаются обособления с зернами до 1 см. Температура образования полевого шпата изначального состава для этой зоны составляет 710–720 °С, тогда как распад на ортоклаз-пертит произошел при 430–450°С.

Пироксид в этой зоне образует черные октаэдрические кристаллы размером до 5 мм. Минерал пятнисто-зональный, с пятнами и полосами изменения двух типов. Неизменные участки отвечают по составу фторкальциопироксиду. Вдоль трещин пироксид гидратирован (табл. 3, ан. 6, 7; рис. 5а), участки в виде пластин и полос замещены тонкой смесью различных минералов (вероятно фосфатов РЗЭ, тантало-ниобатов и силикатов) (табл. 3, ан. 8, 9; рис. 5б). В полостях пироксидов обнаружены включения рабдофана-Се.

Колумбит, образующий кристаллы до 0.5 мм, значительно изменен: на рис. 5в видно неоднородное строение его индивидов, выраженное в тонких прожилках и высокой пористости, иногда заполненной ярозитом. По составу минерал близок к ферроколумбиту. В составе постоянно фиксируется примесь ThO₂ и UO₂, иногда Al₂O₃ и Ce₂O₃, вероятно, вследствие тонкого прорастания продуктов его изменения, которые невозможно диагностировать с помощью электронно-микроскопического микроанализа с ЭДС-спектрометром. Полученный состав нестехиометричен (табл. 3, ан. 10).

Ниобий-содержащий рутил («ильменорутил») обнаружен в виде вростков в колумбите (табл. 3, ан. 11). В порах полевошпатовой породы отмечаются веерообразные и лучистые сростки рабдофана-Се (табл. 4, ан. 1) в сростании с ярозитом (рис. 5г), содержащим примеси Ba, Sr и Th (табл. 4, ан. 2). Корунд образует светло-голубые, практически непрозрачные таблитчатые кристаллы размером до 2 см.

Западная полевошпатовая зона представлена крупнозернистыми агрегатами полевых шпатов с корундом, слюдами и акцессорными минералами, однако размер их индивидов несколько меньше, чем в центральной зоне. В этой зоне ранее описаны альбит, ортоклаз, биотит, мусковит, корунд, графит, циркон, гематит, эшинит, ильменит, флюорит, пирит, пироксид, кварц (Макарошкин, Макарошкина, 1957ф). Наши работы дополнили этот список «ильменорутилом», монацитом-Се, ферроколумбитом, фторфлогопитом, фосфатами Th и гидроксидом Al.

Ортоклаз представлен зернами размером до 1 см. Содержание Na₂O составляет 0.9–1.7 мас. %, в некоторых анализах выявлена примесь BaO, достигающая 0.5 мас. % (табл. 2, ан. 12, 13). Альбит образует кристаллические индивиды, размер которых достигает 3 см в длину. Он содержит K₂O (до 0.20 мас. %) и CaO (до 2.0 мас. %) (табл. 2, ан. 14, 15). Образование полевого шпата исходного

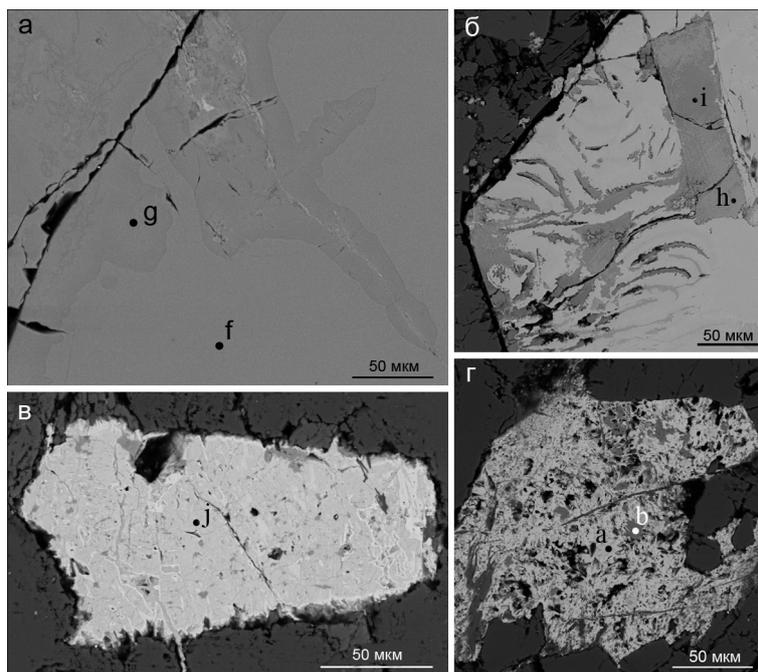


Рис. 5. Взаимоотношения минералов из восточной полевошпатовой зоны пегматита копи № 210:

а – полосы изменения (гидратации, г) фторнатропирохлора (f) вдоль трещин; б – замещение пирохлора смесью различных минералов (h, i); в – измененный колумбит (j); г – лучистый агрегат рабдофана-Се (а) с ярозитом (b) в полости альбита.

Fig. 5. Interrelations of minerals from the eastern feldspar zone of pegmatite of mine no 210:

а – alteration bands (hydration, g) of fluorocalciopyrochlore (f) along the cracks; б – replacement of pyrochlore by a mixture of various minerals (h, i); в – altered columbite (j); г – spherical aggregate of rhabdophane-Ce (a) with jarosite (b) inside the albite cavity.

состава происходило при температурах 700–740 °С, а субсолидусный распад на ортоклаз-пертит – при 430–470 °С.

Корунд из этой зоны отличается от корунда центральной зоны размером индивидов, их формой и цветом. Он образует светло-голубые, практически непрозрачные короткостолбчатые до таблитчатых кристаллы размером до 2–3 см. Зональность окраски, характерная для корунда из нефелин-полевошпатовой зоны, практически не проявлена. В кристалле корунда при помощи электронного микроскопа обнаружены включения гидроксида Al, вероятно диаспора, размером до 30 мкм.

Слюды по составу соответствуют мусковиту, фторфлогопиту и сидерофиллиту. Мусковит характеризуется незначительными примесями Fe, Mg и Ti, сидерофиллит – Mn и Ti (табл. 2, ан. 16–18). Мусковит и сидерофиллит образуют скопления кристаллов в породе и вростки в полевых шпатах и корунде. Фторфлогопит (табл. 2, ан. 19) диагностирован в шпировидном скоплении мелких пластинок черной слюды в полевошпатовом агрегате недалеко от контакта с вмещающими породами.

Циркон западной зоны образует коричневатые кристаллы размером до 1.5 см. Состав циркона (мас. %): 32.37 SiO₂, 65.61 ZrO₂, 1.71 HfO₂, сумма 99.69, формула (на O = 4) Zr_{0.99}Hf_{0.02}Si_{1.00}O₄.

По данным Б.А. Макароочкина в западной зоне встречался эшинит размером до 5 см в длину. В ходе изучения образцов из этой зоны дополнительно обнаружен титано-ниобат, по форме похожий на эшинит. Исследованный индивид размером в сечении около 5 мм имеет сложное строение (рис. 6а). Наименее измененные и однородные участки имеют состав, близкий к составу минералов группы эшинита (общая формула AD₂O₆, где A = Y, REE, Ca, U и Th, D = Ti, Nb и Ta), но с преобладанием Th в позиции А (табл. 3, ан. 11). В настоящее время в списке минералов ММА ториевый аналог эшинита не зарегистрирован. Около половины зерна «тороэшинита» занимают продукты его изменения, которые характеризуются примерно таким же содержанием основных элементов, но низкой суммой (табл. 3, ан. 12), что вызвано, вероятно, метамиктизацией и гидратацией минерала. В виде включений в нем отмечаются ферроколумбит и «ильме-

Таблица 4
Table 4
Химический состав аксессуарных фосфатов и сульфатов из пегматита копи № 210, мас. %
Chemical composition of accessory phosphates and sulfates from pegmatite of mine no 210, wt. %

№ ан.	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	SrO	Nb ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1a	1.01	1.13	26.30	—	0.97	—	3.92	2.73	—	—	2.96	14.61	27.48	2.08	5.83	—	1.29	—	90.31
2b	0.62	0.50	3.56	25.81	25.81	6.23	—	—	36.72	0.70	—	—	—	—	—	—	0.34	—	76.34
3c	1.11	8.02	8.85	—	—	2.07	0.80	1.46	—	—	1.13	—	—	—	—	—	62.15	—	85.59
4d	0.33	0.96	14.81	—	—	1.25	—	9.69	—	—	1.37	—	—	—	—	0.36	49.82	0.47	79.06
5e	—	0.58	23.51	—	—	8.30	—	1.57	—	0.40	—	2.03	4.72	—	2.07	1.90	32.98	1.10	79.15
6f	3.38	4.31	10.88	—	0.44	0.60	—	41.34	—	—	—	—	—	—	—	16.86	—	—	77.81
7	0.27	1.15	28.35	—	—	0.17	—	—	—	0.59	—	31.67	30.76	1.13	3.39	—	0.85	—	98.34
8	—	2.41	25.92	—	—	0.46	—	—	—	—	—	25.01	28.23	1.33	4.04	—	11.59	—	99.00
9	—	0.35	30.22	—	—	—	—	—	—	—	—	28.46	31.90	1.89	5.20	—	—	—	98.01

Кристаллохимические формулы, расчет на сумму катионов = 2

6	La _{0,46} Ce _{0,44} Nd _{0,05} Pr _{0,02} Th _{0,01} Sr _{0,01} Ca _{0,01} P _{0,95} Si _{0,05} Al _{0,01} O ₄
7	Ce _{0,42} La _{0,38} Th _{0,11} Nd _{0,06} Pr _{0,02} Ca _{0,02} P _{0,90} Si _{0,10} O ₄
8	Ce _{0,46} La _{0,41} Nd _{0,07} Pr _{0,03} P _{1,01} Si _{0,01} O ₄

Примечание. Анализы 1, 2 – восточная зона; 1 – рабдофан-Се с примесью титано-ниобатов(?), 2 – ярозит с примесями (в сумме дополнительно фиксируется 1.87 мас. % ВаО); 3–9 – западная зона; 3 – «торогуммит», 4, 5 – смесь фосфатов тория и других минералов с каймой смеси минералов Fe, Pb, P (6); 7 – монацит-La, 8, 9 – монацит-Се.

Note. Analyses 1, 2 – eastern zone: 1 – rhabdophane-Ce with titanium-niobates (?), 2 – jarosite with traces (BaO content is 1.87 wt. %); 3–9 – western zone: 3 – «torogummite», 4, 5 – mixture of Th phosphates and other minerals with a rim of Fe, Pb, and P minerals (6); 7 – monazite-La, 8, 9 – monazite-Ce.

норутил», которые образуют отдельные зерна (рис. ба, точки m, n; табл. 3, ан. 13, 14) и крупные выделения ячеистого строения, заключенные в неоднородную массу рутила переменного состава (рис. бб; табл. 3, ан 16–18). Помимо ниобатов в этом зерне отмечены включения мусковита, гидратированного силиката Th («торогуммит», табл. 3, ан. 15) и фосфосиликата Th (табл. 4, ан. 3). Срастания ферроколумбита с «ильменорутилом» встречаются и отдельно в полевошпатовой матрице.

В зерне альбита отмечено овальное пористое, пятнисто-зональное выделение, вероятно, являющееся смесью фосфатов Th и PЗЭ и гидроксидов Fe, окруженное каймой с высоким содержанием P, Fe и Pb (рис. бв; табл. 4, ан. 4–6).

Обнаружены зерна монацита двух разновидностей: с незначительным преобладанием La над Се и низким содержанием Th и с незначительным преобладанием Се над La и высоким содержанием Th (табл. 4, ан. 7–9).

Графит образует пластинки и сферолиты в полевом шпате, сходные с формами выделения графита во вмещающих кварцитах (Макарошкин, Макарошкина, 1955ф).

Кварц в пегматите поздний, образует щетки кристаллов в трещинах близ контакта с кварцитами.

Геохимия корунда

По геохимическим особенностям корунд из пегматита копи № 210 сходен с корундом из полевошпатового сиенит-пегматита копей №№ 298, 299, 311 и 349. По характерным отношениям элементов-примесей он соответствует корунду магматического генезиса: Ga/Mg > 28, Fe/Mg > 259, Cr/Ga < 0.14 и Fe/Ti > 2.6. На дискриминантных диаграммах Fe–Ga/Mg (Peucat et al., 2007) и FeO – Cr₂O₃ – MgO – V₂O₃ – FeO + TiO₂ + Ga₂O₃ (Giuliani et al., 2014) фигуративные точки корунда жилы 210 попадают в поля «магматического» и «сиенитового/метасоматического» генезиса, пересекаясь с корундом жил 298 и 349.

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные

Образцы миаскиит-пегматита копи № 210 содержат 14–253 мкг/г Rb, 212–1099 мкг/г Sr, 0.3–2.0 мкг/г Sm и 2–18 мкг/г Nd. Изотопные отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr миаскиит-пегмати-

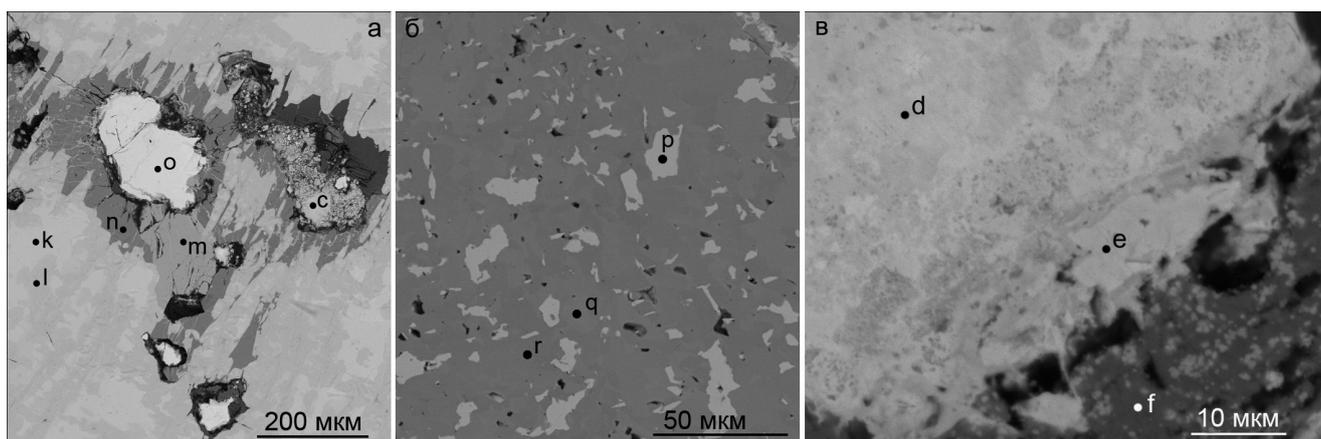


Рис. 6. Взаимоотношения минералов из западной полевошпатовой зоны пегматита копи № 210:

а – фрагмент измененного «тороэшинита» (k, l) с включениями ферроколумбита (m), «ильменорутила» (n), гидратированного торита (o) и фосфосиликата Th (c); б – фрагмент ферроколумбит-«ильменорутилового» (p-r) агрегата – вставка в «тороэшините»; в – фрагмент зерна смеси фосфатов Th и РЗЭ (d, e) с каймой смеси минералов Fe, Pb и P (f).

Fig. 6. Interrelations of minerals from the western feldspar zone of mine no 210:

а – fragment of altered «thoroaeschninite» (k, l) with inclusions of columbite-(Fe) (m), «ilmenorutile» (n), thorite (o) and Th phosphosilicate (c); б – fragment of columbite-(Fe)-«ilmenorutile» (p-r) aggregate inside «thoroaeschninite»; в – fragment of grain composed of Th phosphates and REE mixture (d, e) with a rim of Fe, Pb, and P-bearing minerals (f).

тов составляют 0.0370–3.455 при величинах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70566–0.71902, тогда как изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляют 0.0245–0.0828 при величинах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512117–0.512147.

По измеренным Rb-Sr изотопным данным для четырех образцов корундовых миаскит-пегматитов построена изохрона. Rb-Sr изотопная система этих пород нарушена (СКВО = 4255) и оценка возраста не может быть использована, однако точки анализа тяготеют к линии, наклон которой отвечает возрасту 275 млн лет. Начальное изотопное отношение стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₂₇₅ составляет 0.70553 ± 0.0086 , а значение $\epsilon_{\text{Nd}(275)}$ соответствует интервалу от –11.1 до –13.1. Подобные начальные изотопные отношения Sr и Nd соответствуют коровым условиям образования изученной жилы миаскитового пегматита.

Обсуждение результатов

Пегматитовая жила № 210 по основным минеральным ассоциациям и их распределению сходна с многочисленными миаскитовыми пегматитами Ильменогорского комплекса. Для нее, также как и для многих миаскитовых пегматитов, характерно зональное строение, выраженное в нефелин-полевошпатовом ядре с безнефелиновой полевошпатовой оторочкой. Набор породообразующих и аксессуарных минералов сходен – это нефелин и развивающиеся по нему содалит и канкринит, по-

левые шпаты, слюды (мусковит и минералы ряда аннит-сидерофиллит), циркон, пироклор, «ильменорутил» и ферроколумбит. Основным отличием от миаскитовых пегматитов является высокое содержание корунда как в полевошпатовой, так и в миаскитовой зонах. В пределах Ильменского заповедника корунд встречен еще в нескольких нефелинсодержащих пегматитах – копи № 179, расположенной в 400 м западнее, где корунд содержится только во внешней полевошпатовой зоне, и в копиях №№ 306 и 361-ю, расположенных в 12 и 30 км севернее (данные по парагенезису которых в литературных источниках не содержатся).

Химический состав основных породообразующих минералов из разных зон пегматита жилы № 210 значительно варьирует. Содержание Na_2O в калиевом полевошпате колеблется от 1.2 мас. % в миаскитовой зоне и 1.0–1.7 мас. % в западной до 2.2 мас. % в восточной. Барий в калиевом полевошпате из миаскитовой зоны не установлен, тогда как в полевошпатовых зонах его количество составляет 0.2–0.3 мас.%. BaO . Содержание CaO в альбите увеличивается от 0.3 мас. % в миаскитовой зоне до 1.1 мас. % в восточной полевошпатовой и до 2 мас. % в западной зоне.

Мусковит западной зоны отличается от такового в миаскитовой зоне повышенным содержанием Ti (0.14–1.18 мас. % TiO_2 – западной зоне и ниже предела обнаружения – в миаскитовой зоне) и Mg

(0.21–1.18 мас. % MgO_2 – в западной зоне и ниже предела обнаружения – в миаскитовой зоне), а также пониженными количествами Na (0.5–1.5 мас. % – в миаскитовой зоне и 0.28–0.86 мас. % Na_2O – в западной зоне). Сидерофиллит западной зоны содержит больше MgO (2.9–6.13 мас. %), чем сидерофиллит центральной зоны (0.35–0.6 мас. %). Помимо сидерофиллита в западной зоне был обнаружен также фторфлогопит (отсутствует в миаскитовой зоне).

Для разных зон характерны разные акцессорные минералы. Так, для центральной миаскитовой зоны характерен циркон, фторнатропироклор, марганцовистый ферроколумбит, шриланкит, шпинель и ториацит. Для восточной полевошпатовой зоны – фторкальциопироклор и безмарганцевый ферроколумбит, несущие следы позднего изменения, «ильменорутил» и поздний рабдофан. В западной полевошпатовой зоне отмечены различные тантало-ниобаты (ферроколумбит, сходный по составу с колумбитом центральной зоны и «ильменорутил» переменного состава), монацит и ториевые минералы – торит, измененный «тороэшинит», фосфаты Th.

Изменчивость парагенетических ассоциаций по горизонтали от зальбандов к центру пегматита, вероятно, связана с колебаниями температуры их образования (от 740 °C в боковых зонах до 700 °C в центральной зоне).

Наклон линии Rb-Sr изохроны для корундового миаскит-пегматита копи № 210, соответствующий возрасту 275 млн лет, согласуется с данными U-Pb LA-ИСП-МС анализа циркона из корундовых сиенит-пегматитов копей №№ 298, 299 и 349 (275–295 млн лет) и отвечает возрасту коллизионных процессов Уральского орогенеза на территории Ильмено-Вишневогорского комплекса (Пучков, 2000). При этом Rb-Sr система значительно нарушена, что выражено в большой ошибке и значительной величине СКВО. Поздние процессы, преобразовавшие первоначальные минералы миаскит-пегматита, выражены в образовании содалита, канкринита и аллофана по нефелину, изменению пироклора (вынос Na, K, Ca и F), колумбита (развитие тонких недиагностированных фаз Th, U, PЗЭ) и гидратации «тороэшинита» без значительного изменения его состава), широкое распространение поздних водных фосфатов PЗЭ и Th, а также ярозита. Эти процессы отмечены в корундовом сиенит-пегматите жилы № 298, что отражается в более молодом Rb-Sr возрасте породы, который соответствует 249 ± 2 млн

лет (Sorokina et al., 2020, подготовлено к печати). При этом Rb-Sr изотопные характеристики исследованного пегматита близки таковым в пегматитах копей №№ 299 и 349 и демонстрируют генетическую связь с основным интрузивным телом Ильмено-Вишневогорского комплекса – нефелиновыми сиенитами-миаскитами. Отрицательные значения ϵNd миаскит-пегматита копи № 210 совпадают с таковыми для сиенит-пегматита 298 жилы. Иными словами, две изотопные системы (Rb-Sr и Sm-Nd) корундового миаскит-пегматита копи № 210 демонстрируют связь с разными жилами корундовых сиенит-пегматитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Соответствие состава исследованного корунда магматическим и метасоматическим корундам также отражает полистадийность минералообразования миаскит-пегматита, что часто наблюдается и на других месторождениях корунда полистадийной природы (Krebs et al., 2020).

Заключение

Таким образом, по совокупности минералогических и изотопно-геохимических данных можно предположить, что жильное тело пегматита копи № 210 было сформировано из расплава, образовавшегося при коллизионных процессах Уральского орогенеза в коровых условиях при непосредственном участии вещества миаскитового массива. Замещение нефелина содалитом и канкринитом, изменение тантало-ниобатов, а также образование вторичных фосфатов Th и PЗЭ связано с более поздними, вероятно, метаморфическими процессами, происходившими в процессе эволюции Ильменогорского щелочного комплекса. Эти поздние процессы привели к нарушению Rb-Sr изотопной системы пегматита и наличию как магматических и метасоматических геохимических меток корунда. Образование Th-содержащего ярозита, аллофана и, возможно, изменения тантало-ниобатов связано с гипергенным преобразованием неустойчивых минералов, происходящими в приповерхностных условиях.

Авторы выражают благодарность коллегам из ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (д.г.-м.н Е.В. Белогуб, к.г.-м.н Е.В. Медведевой, Е.Д. Зенович), ГЕОХИ РАН (акад. Л.Н. Когарко, акад. Ю.А. Костицыну, к.ф.-м.н. Н.Н. Конокковой, В.А. Туркову), JGU (проф. Р.Е. Бочарникову, д-ру Р. Мертиц-Краус, д-ру Т. Хэгер, д-ру С. Буре).

Минералогические исследования проведены в рамках темы «Геологическое строение южного сегмента зоны Главного Уральского разлома (Южный Урал)» (№ АААА-А17-11780110048-9), изотопно-геохимические исследования были поддержаны стипендией Alexander von Humboldt и ГЕОХИ РАН (гос. задание № 0137-2019-0014).

Литература

- Вантеев В.В., Кислов Е.В., Асеева А.В.** (2019) Геология и камнесамоцветная минерализация участка Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система). *Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений*. Миасс: ИМин УрО РАН, 249–252.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В., Родионов Н.В.** (2011) Цирконология амфиболитов селянkinской толщи Ильменских гор (Южный Урал). *Доклады Академии наук*, **441**(5), 661–665.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А.** (2000) Возраст и происхождение ильменогорской толщи по данным цирконологии. *Доклады Академии наук*, **372**(1), 89–94.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н., Медведева Е.В.** (2010) Цирконология амфиболовых миаскитов ильменогорского массива (Южный Урал). *Доклады Академии наук*, **430**(2), 227–231.
- Краснобаев А.А., Шулькин Е.П., Давыдов В.А., Чередниченко Н.В.** (2001) Цирконология Селянkinского блока Ильменских гор. *Доклады Академии наук*, **379**(6), 807–811.
- Кориневский В.Г., Блинов И.А.** (2016) Первая находка минерала шриланкита на Урале. *Доклады Академии наук*, **470**(2), 204–207.
- Ленных В.И., Вализер П.М.** (2006) К геологической схеме Ильменогорского комплекса. *Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 20–27.
- Макарочкин Б.А., Макарочкина М.С.** (1955ф) Отчет по теме «Пегматиты Ильменских гор» Том 3. Миасс, 127 с.
- Никандров С.Н., Рассомахин М.А., Нишанбаев Т.П.** (2017) Список минералов Ильменских гор (на 2017 г.). *Минералогия*, **3**(1), 52–60.
- Поляков В.О., Баженов А.Г., Петров В.И.** (1991) Минеральные ассоциации корунда Ильменских гор. *Новые данные по минералогии эндогенных месторождений и зон техногенеза Урала*. Свердловск: УрО РАН, 15–21.
- Пучков В.Н.** (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, ИГ УНЦ РАН, 146 с.
- Рассомахин М.А., Котляров В.А.** (2018) Минералогия включений в корунде из копи № 418 (Ильменский заповедник, Южный Урал). *Минералогия*, **4**(3), 27–35.
- Филина М.И., Сорокина Е.С., Рассомахин М.А., Кононкова Н.Н., Костицын Ю.А., Сомсикова А.В.** (2019) Генетическая связь корундовых плагиоклазитов-кыштымитов и миаскитов ильмено-вишневогорского комплекса, Южный Урал, Россия: новые данные Rb-Sr и Sm-Nd изотопного состава, геохимии и минералогии. *Геохимия*, **64**(7), 742–749.
- Filina M.I., Sorokina E.S., Kononkova N.N., Botcharnikov R., Hofmeister W., Karampelas S., Rassomakhin M.A., Nikolaev A.G., Berndt J.** (2019) Corundum anorthosites-kyshtymites from the South Urals, Russia: a combined mineralogical, geochemical, and U-Pb zircon geochronological study. *Minerals*, **9**(4), 234.
- Giuliani G., Caumon G., Rakotosamizany S., Ohnenstetter D., Rakotondrazafy M.** (2014) Classification chimique des corindons par analyse factorielle discriminante: application a la typologie des gisements de rubis et saphirs. Chapter mineralogy, physical properties and geochemistry. *Revue de Gemmologie*, **188**, 14–22.
- Graham I., Sutherland F.L., Zaw K., Nechaev V., Khanchuk A.** (2008) Advances in our understanding of the gem corundum deposits of the West Pacific continental margins intraplate basaltic fields. *Ore Geology Reviews*, **34**(1–2), 200–215.
- Guo J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** (1996) Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, 368–386.
- Krebs M.Y., Hardman M.F., Pearson D.G., Luo Y., Fagan A.J., Sarkar C.** (2020). An evaluation of the potential for determination of the geographic origin of ruby and sapphire using an expanded trace element suite plus Sr-Pb isotope compositions. *Minerals* **10**(5), 447.
- Monchoux P., Fontan F., De Parseval P., Martin R.F., Wang R.C.** (2006) Igneous albitite dikes in orogenic lherzolites, western Pyrenées, France: a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. *Canadian Mineralogist*, **44**, 817–842.
- Peucat J.J., Ruffault P., Fritch E., Bouhnik-Le-Coz M., Simonet C., Lasnier B.** (2007) Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires. *Lithos*, **98**, 261–274.
- Putirka K.D.** (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 61–120.
- Sorokina E.S., Karampelas S., Nishanbaev T.P., Nikandrov S.N., Semiannikov B.S.** (2017) Sapphire megacrysts in syenite pegmatites from the Ilmeny Mountains, South Urals, Russia: new mineralogical data. *Canadian Mineralogist*, **55**, 823–843.
- Sorokina E.S., Kononkova N.N., Anosova M.O., Somsikova A.V., Kostitsyn Y.A., Rassomakhin M.A., Nikandrov S.N., Karampelas S., Nikolaev A.G.,**

Kotlyarov V.A. (2019) Origin of blue sapphire in newly discovered spinel-chlorite-muscovite rocks within meta-ultramafites of Ilmen mountains, South Urals of Russia: evidence from mineralogy, geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data. *Minerals*, **9**(1), 36.

Sutherland F.L., Abduriyim A. (2009) Geographic typing of gem corundum: A test case from Australia. *Journal of Gemmology*, **31**, 203–210.

Sutherland F.L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. (1998) Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **133**, 356–372.

Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Yakovenko V.V., Ignat'ev A.V., Velivetskaya T.A., Agoshkov A.I., Kissin A.Y., Sutherland F.L. (2015) Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: a review of Russian occurrences. *Ore Geology Reviews*, **68**, 164–170.

Zwaan J.C., Buter E., Mertz-Kraus R., Kane R.E. (2015) The origin of Montana's alluvial sapphires. *Gems & Gemology*, **51**(4), 370–391.

References

Filina M.I., Sorokina E.S., Kononkova N.N., Botcharnikov R., Hofmeister W., Karampelas S., Rassomakhin M.A., Nikolaev A.G., Berndt J. (2019) Corundum anorthosites-kyshtymites from the south urals, russia: a combined mineralogical, geochemical, and u-pb zircon geochronological study. *Minerals*, **9**(4), 234.

Filina M.I., Sorokina E.S., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Kostitsyn Yu.A., Somsikova A.V. (2019) Genetic linkage of corundum plagioclases-kyshtymites and miaskites of the Ilmenogorsky-Vishnevogorsky complex, South Urals, Russia: new Rb-Sr and Sm-Nd isotopic, geochemical and mineralogical data. *Geochemistry International*, **57**, 821–828.

Giuliani G., Caumon G., Rakotosamizany S., Ohnenstetter D., Rakotondrazafy M. (2014) Classification chimique des corindons par analyse factorielle discriminante: application a la typologie des gisements de rubis et saphirs. Chapter mineralogy, physical properties and geochemistry. *Revue de Gemmologie*, **188**, 14–22.

Graham I., Sutherland F.L., Zaw K., Nechaev V., Khanchuk A. (2008) Advances in our understanding of the gem corundum deposits of the West Pacific continental margins intraplate basaltic fields. *Ore Geology Reviews*, **34**(1–2), 200–215.

Guo J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. (1996) Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, 368–386.

Korinevskiy V.G., Blinov I.A. (2016) [First find of srilankite in the Urals]. *Doklady Akademii nauk [Doklady Earth Sciences]*, **470**, 957–960.

Krasnobaev A.A., Davydov V. A. (2000) [Age and origin of the Ilmenogorsk sequence according to zirconology]. *Doklady Akademii nauk [Doklady Earth Sciences]*, **372**(1), 89–94. (in Russian)

Krasnobaev A.A., Shchul'kin E.P., Davydov V.A., Cherednichenko N.V. (2001) [Zirconology of the Selyankino block in the Ilmeny Mountains]. *Doklady Earth Sciences*, **379**(6), 807–811. (in Russian)

Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Rusin A.I., Busharina S.V., Medvedeva E.V., Rodionov N.V. (2011) [Zirconology of amphibolites of the Selyankinskaya Series of the Il'meny Mountains (Southern Urals)]. *Doklady Akademii nauk [Doklady Earth Sciences]*, **441**, 1683–1687.

Krebs M.Y., Hardman M.F., Pearson D.G., Luo Y., Fagan A.J., Sarkar C. (2020). An evaluation of the potential for determination of the geographic origin of ruby and sapphire using an expanded trace element suite plus Sr–Pb isotope compositions. *Minerals* **10**(5), 447.

Lennykh V.I., Valizer P.M. (2006) [Geological scheme of the Ilmenogorsk complex]. *Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsiya i problemy [Geology and mineralogy of the Ilmenogorsky complex: situation and problems]*. Miass, IGZ UrO RAN, 20–27. (in Russian)

Makarochkin B.A., Makarochkina M.S. (1955) [Unpublished report «Pegmatites of the Ilmeny Mountains»]. Volume 3. Miass, 127 p. (in Russian)

Monchoux P., Fontan F., De Parseval P., Martin R.F., Wang R.C. (2006) Igneous albitite dikes in orogenic lherzolites, western Pyren'ees, France: a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. *Canadian Mineralogist*, **44**, 817–842.

Nikandrov S.N., Rassomakhin M.A., Nishanbaev T.P. (2017) [List of minerals of the Ilmeny Mountains (data for 2017)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **3**(1), 52–60. (in Russian)

Peucat J.J., Ruffault P., Fritch E., Bouhnik-Le-Coz M., Simonet C., Lasnier B. (2007) Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires. *Lithos*, **98**, 261–274.

Polyakov V.O., Bazhenov A.G., Petrov V.I. (1991) [Mineral assemblages of corundum of the Ilmeny Mountains]. *Novye dannye po mineralogii endogennykh mestorozhdeniy i zon tekhnogeneza Urala [New data on mineralogy of endogenic deposits and technogenesis zones of the Urals]*. Sverdlovsk, UrO RAN, 15–21. (in Russian)

Puchkov V.N. (2000) [Paleogeodynamics of the South and Central Urals]. Ufa, IG UNTS RAN, 146 p. (in Russian)

Putirka K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 61–120.

Rassomakhin M.A., Kotlyarov V.A. (2018) [Mineralogy of inclusions in corundum from mine no. 418 (Ilmeny Reserve, the South Urals)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **4**(3), 27–35. (in Russian)

Sorokina E.S., Karamelas S., Nishanbaev T.P., Nikandrov S.N., Semiannikov B.S. (2017) Sapphire megacrysts in syenite pegmatites from the Ilmeny Mountains, South Urals, Russia: new mineralogical data. *Canadian Mineralogist*, **55**, 823–843.

Sorokina E.S., Kononkova N.N., Anosova M.O., Somsikova A.V., Kostitsyn Y.A., Rassomakhin M.A., Nikandrov S.N., Karamelas S., Nikolaev A.G., Kotlyarov V.A. (2019) Origin of blue sapphire in newly discovered spinel-chlorite-muscovite rocks within meta-ultramafites of Ilmen mountains, South Urals of Russia: evidence from mineralogy, geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data. *Minerals*, **9**(1), 36.

Sutherland F.L., Abduriyim A. (2009) Geographic typing of gem corundum: A test case from Australia. *Journal of Gemmology*, **31**, 203–210.

Sutherland F.L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. (1998) Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **133**, 356–372.

Vanteev V.V., Kislov E.V., Aseeva A.V. (2019) [Geology and gemstone mineralization of the Naryn-Gol section (Dzhida River basin, Baikal rift system)] *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2019. Chetvert veka dostizheniy v izuchenii submarinnykh mestorozhdeniy [Metallogeny of ancient and modern oceans-2019. Twenty five years of study of submarine deposits]*. Miass, IMin UrO RAN, 249–252. (in Russian)

Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Yakovenko V.V., Ignat'ev A.V., Velivetskaya T.A., Agoshkov A.I., Kissin A.Y., Sutherland F.L. (2015) Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: a review of Russian occurrences. *Ore Geology Reviews*. **68**, 164–170.

Zwaan J.C., Buter E., Mertz-Kraus R., Kane R.E. (2015) The origin of Montana's alluvial sapphires. *Gems & Gemology*, **51**(4), 370–391.

Статья поступила в редакцию 15 июня 2020 г.