

ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МИАСКИТОВОГО МАССИВА: НОВЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2025 г. Е. С. Сорокина^{а, *}, Е. В. Медведева^б, А. Б. Немов^б, М. А. Рассомахин^б,
Л. Н. Когарко^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН),
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^бЮжно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ миг УрО РАН),
Ильменский заповедник, Миасс, 456317 Россия

*e-mail: esorokina@geokhi.ru

Поступила в редакцию 28.03.2024 г.

После доработки 07.08.2024 г.

Принята к публикации 15.08.2024 г.

Ильменогорский миаскитовый массив, расположенный на Южном Урале, остается во многом недоизученным с минералогической и геохимической точек зрения, а теории его образования до сих пор являются дискуссионными. В статье впервые приведены данные по минеральным ассоциациям разновидностей миаскитов, были исследованы минералы-концентраторы РЗЭ. Геохимические исследования показали, что наиболее перспективными на РЗЭ-минерализацию являются пироксен-амфиболовые миаскиты (содержание РЗЭ ~1500 мкг/г). Данные породы показывают отчетливые положительные Nb аномалии в совокупности с отрицательной Rb аномалией. Температуры распада твердого раствора полевых шпатов указывают на следующую последовательность их образования в разновидностях миаскитов (от более высокотемпературных к низкотемпературным разностям): пироксен-амфиболовые миаскиты → гранат-амфиболовые → амфиболовые миаскиты → биотитовые миаскиты.

Ключевые слова: Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс, геохимия и минералогия РЗЭ, миаскиты, пироклор

DOI: 10.31857/S0016752525010035, EDN: GQAQUX

ВВЕДЕНИЕ

Ильменогорский миаскитовый массив (ИММ) расположен в южной части Ильмено-Вишневогорского комплекса (ИВК) Южного Урала. Массив сложен преимущественно особыми разновидностями нефелиновых сиенитов с коэффициентом апаитности <1, названных миаскитами, из-за локализации вблизи г. Миасс Челябинской области. Присутствие этих щелочных пород существенно влияет на минеральное разнообразие комплекса, в том числе связано с наличием РЗЭ минерализации на данной территории. Исследования последних лет (структурные, минералогические, и петрогеохимические, Медведева и др., 2013; Немов и др., 2017) показали отсутствие в миаскитах сохранившихся признаков родоначального магматического процесса, сложность истории формирования и отчетливое влияние метаморфических процессов. Несмотря на это, массив является во многом недоизу-

ченным с минералогической и геохимической точек зрения, а теории его образования остаются во многом дискуссионными. Так, существует несколько гипотез формирования нефелиновых сиенитов-миаскитов ИВК: анатектическая, под воздействием мантийных флюидов (Левин, 1974); рифтогенная магматическая (Kramm и др., 1983; Русин и др., 2006). Поэтому целью работы являлось определение генетических особенностей образования миаскитов посредством минералого-геохимических исследований, а также выявление потенциала на РЗЭ и редкометальную минерализацию.

В данной публикации были выделены разновидности нефелиновых сиенитов-миаскитов ИММ. Впервые получены прецизионные данные по химическому составу пород и минералов этих разновидностей миаскитов, обнаружены новые для ИММ минералы-концентраторы РЗЭ. Впервые была приведена последовательность образования разновидностей миаскитов.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Щелочные породы ИВК представлены двумя миаскитовыми массивами — Ильменогорским на юге (ИММ) и Вишневогорским на севере. Два массива соединены Центральной Щелочной Полосой (ЦЩП) интенсивно дислоцированных щелочных пород нефелин-сиенитового состава. Последние включают в себя тела карбонатитов, метасоматитов, а также будинированные тела метаморфических и магматических пород. ИММ каплевидной

формы размером 18×4.5 км (рис. 1). Массив гетерогенный по составу: на западе он сложен преимущественно амфиболовыми миаскитами, тогда как на востоке локализуются биотитовые миаскиты. Центральная часть ИММ представлена чередующимися пластообразными телами миаскитов и фени-тизированных пород. Внутри ИММ присутствуют тела $0.1-0.5 \times 0.5-10$ м пироксен-амфиболовых (“сандыиты” — преимущественно в западной части) и гранат-амфиболовых (“фирситы”) миаскитов, реже жилоподобные тела альбитовых миаскитов.

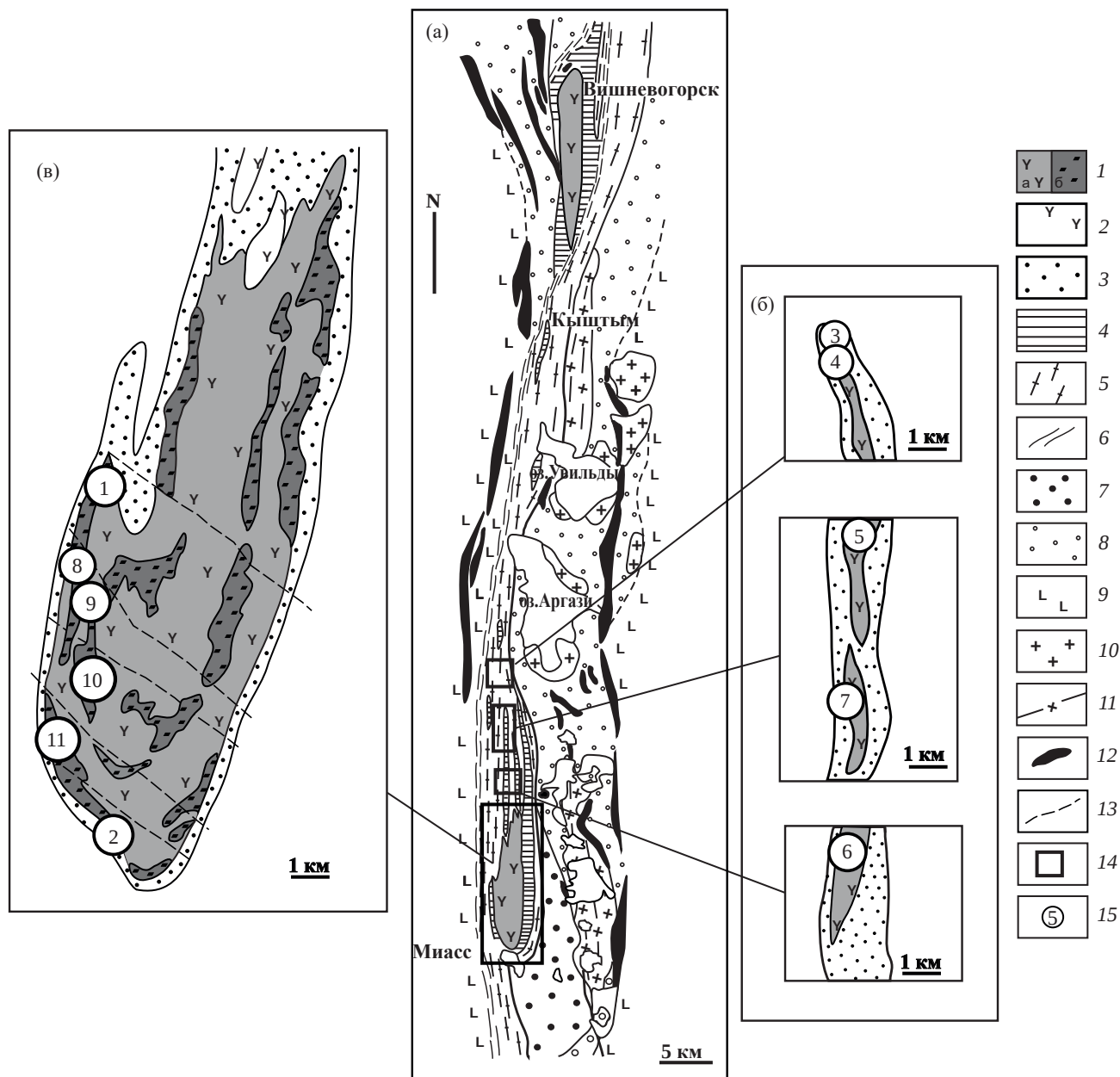


Рис. 1. Схема геологического строения: (а) ИВК; (б) ИММ; (в) ЦЩП. 1 — миаскиты (O₂); (а) биотитовые, (б) амфиболовые; 2 — сиениты (O₂); 3 — фениты; 4 — Селянкинская серия амфибол-гнейсово-плагиомигматитовая (Ar-Pt₁); 5 — сиенитовые и гранитные бластомилониты (P₂-T₁?); 6 — милониты Кыштымского сдвига-надвига; 7 — еланчиковская толща плагиосланцев и мигматитов; 8 — метатерригенная Сайтовская серия; 9 — зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 10 — Увильдинский монзонит-гранитный комплекс (Pz₃); 11 — гнейсовидные граниты Кисегачского комплекса; 12 — метагипербазиты; 13 — тектонические разломы; 14 — исследуемые районы; 15 — точки опробования.

Границы между разновидностями пород постепенные, однако, иногда фиксируются резкие переходы между “сандыитами” или альбитовыми миаскитами и вмещающими их амфиболовыми миаскитами. Тела “сандыитов” и “фирситов” залегают согласно сланцеватости во вмещающих миаскитах. Тогда как альбитовые миаскиты расположены субсогласно с гнейсоватостью и, следовательно, простираением вмещающих пород (Левин и др., 1997).

Изотопно-геохимические исследования миаскитов указывают на два этапа их формирования. Первый этап 460–430 млн лет назад — это время образования или внедрения миаскит-карбонатитовой магмы (Rb-Sr датировки, Kramm et al., 1983). При этом полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(450 \text{ Ma})}$ и $\epsilon\text{Nd}_{(450 \text{ Ma})}$ свидетельствуют о мантийном источнике флюидов, участвовавших в образовании миаскитов ИММ (Недосекова, 2012; Sorokina et al., 2021). Второй этап 330–220 млн лет назад — коллизионные процессы, связанные с заложением регионального сдвига (Kramm et al., 1983; Недосекова, 2012; Краснобаев и др., 2016; Sorokina et al., 2021). Последний геологический этап привел к метаморфическим изменениям, затронувшим практически все породы ИММ (Левин, 1974), а также связан с образованием тел сиенитовых и миаскитовых пегматитов с РЗЭ-и редкометальной минерализацией (Sorokina et al., 2017).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

При проведении полевых работ авторами были отобраны образцы миаскитов из различных участков ИММ (28 проб). Химический состав пород был проанализирован в ЦКП ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН на спектрофотометре КФК-3-01 с использованием методических рекомендаций НСАМ № 138-X, № НСАМ 50-X, НСАМ № 172-С, НСАМ № 502-С, НСАМ № 118-X, НСАМ № 120-X, НСАМ № 197-X. Количественные показатели основных петрогенных элементов для СГД-2а, использованного в качестве стандартного образца для измерений, колебались в пределах погрешности от аттестованных значений для данного материала. Микро-примесные данные по пробам были получены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в лаборатории ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре Element-XR (Thermo Finnigan). Предварительно была проведена пробоподготовка образцов с помощью методики кислотного разложения (Бычкова и др., 2016). Три стандартных образца были использованы для контроля качества ICP-MS измерений — STM-2, BHVO-2, BCR-2. Погрешности измерения внутренних стандартов не превышали 15–20 % от их аттестованных значений по базе данных GeoRem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>). Химический состав минералов был исследован в Институте минералогии г. Миасс с помощью электронного микроскопа Vega-3 TESCAN с энерго-дисперсионным спектрометром OXFORD

instruments X-act. Параметры съемки: напряжение — 20 kV, ток — 500 pA, диаметр пучка — 5 мкм. Стандартные образцы были представлены эталонами природных и синтетических соединений MINM25-53, изготовленных в “ASTIMEX Scientific Limited” и “Microanalysis Consultants Ltd.”. Ошибка измерения большинства элементов в стандартных образцах не превышала 0.2 мас. % (до 0.3 мас. % для Fe, Nd, Ce, La, Nb, Pr, Sr и Zr).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Минеральный состав и последовательность образования миаскитов

На территории ИММ было выделено 6 разновидностей нефелиновых сиенитов-миаскитов: пироксен-амфиболовые миаскиты — “сандыиты”, биотитовые миаскиты, гранат-амфиболовые миаскиты (“фирситы”), амфиболовые миаскиты, амфибол-биотитовые миаскиты и альбитовые миаскиты (плаггиомиаскиты).

Амфиболовые, биотитовые и амфибол-биотитовые миаскиты весьма схожи по набору минералов. В них содержится КПШ (до 45 об. %) и нефелин (до 30 об. %). Отличия между ними составляют вариации содержаний биотита (до 20–30 об. %) и амфибола (15–30 об. %) в биотитовых и амфиболовых миаскитах соответственно. Амфиболы в них представлены преимущественно тарамитом, реже гастингситом. Дополнительно в биотит-амфиболовых и биотитовых миаскитах был обнаружен альбит (до 15 об. %). Породы данных разновидностей в районе ЦЩП значительно милонитизированы и изменены более поздними процессами альбитизации, карбонатизации и цеолитизации (Левин и др., 1997). При этом важно отметить, что биотит маркирует плоскости милонитизации, а зерна плаггиоклаза ориентированы субсогласно полосчатости (Медведева и др., 2013). В районе ИММ милонитизированные разности встречаются значительно реже. Эти разновидности ИММ и ЦЩП схожи по минеральному составу с нефелиновыми сиенитами, обнаруженными в Восточных Гатах Индии (Bhattacharya, Kar, 2004).

В составе “сандыитов” доминируют пироксен (эгирин, до 50 об. %) и амфибол (тарамит, до 35 об. %), в сочетании с меньшими количествами КПШ (до 10 об. %), плаггиоклаза (до 5 об. %) и нефелина (до 5 об. %). Породы милонитизированы, в сегментах более интенсивно проявленной деформации отсутствует пироксен, но увеличивается количество биотита (Немов и др., 2017). “Сандыиты” ИММ похожи по набору минералов с пироксен-амфиболовыми щелочными породами Черниговского комплекса Украинского щита (Глевасский, Кривдик, 1981) и Британской Колумбии в Канаде (Pell, 1987).

“Фирситы” имеют постепенные переходы к амфиболовым миаскитам, незначительно отличаясь

от последних по структуре и минеральному составу. Так, помимо КППШ (30–40 об. %), плагиоклаза (до 30 об. %), нефелина (до 20 об. %) и амфибола (тарамит, иногда гастингсит до 10 об. %), в них присутствует гранатgrossуляр-андрадитового ряда (до 5 об. %).

Альбитовые миаскиты встречаются как в ЦЩП, так и в ИММ, часто в зоне эндоконтакта среди амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых миаскитов. Альбит в количестве 40–90 об. % представлен таблитчатыми зернами, который в милонитизированных разностях представлен порфирикластами (Левин, 1997). Последние окружены более мелкими фрагментами перекристаллизованных зерен альбита и ксеноморфными зернами однородного КППШ (до 8 об. %), нефелина (до 20 об. %) и биотита (до 5 об. %).

Матрицу всех разновидностей миаскитов составляют полевые шпаты, поэтому данные минералы были использованы для расчета температур распада твердого раствора (сольвус) данных минералов в этих породах. Так, температуры распада твердого раствора в парах КППШ-плагиоклаз (микроклин-пертит), рассчитанные по двуполевошпатовому термометру Putirka (2008), незначительно варьировали от давления (табл. 1). Полученные значения указывают на следующую последовательность образования микроклин-пертитовых пар в разновидностях миаскитов: “сандыиты” (540 °C) → “фирситы” (500 °C) → амфиболовые миаскиты (492 °C) → биотитовые миаскиты (465 °C).

К факторам, снижающим температуру в магматической системе, кроме щелочных элементов, можно отнести наличие H_2O , F и CO_2 (Marks, Markl, 2017), часто присутствующих в минералах-концентраторах РЗЭ миаскитов (см. ниже).

Минералы-концентраторы РЗЭ в разновидностях миаскитов

Разновидности миаскитов характеризуются, как правило, различным набором минералов-концентраторов РЗЭ. Так, для “сандыитов” и амфиболовых миаскитов характерна титанит-

алланитовая ассоциация. В последних могут дополнительно присутствовать монацит-(Ce) и анкилит. Тогда как в биотитовых миаскитах и “фирситах” была обнаружена пирохлоровая минерализация со вторичным ниобозинитом. При этом почти во всех разновидностях миаскитов присутствуют минералы группы апатита (описан ранее в работе Недосекова и др. 2010, табл. 2).

Титанит-алланитовая ассоциация. Титанит ассоциирует с амфиболом (тарамит), он содержит Al_2O_3 до 5.6 мас. % и F до 1.2 мас. % (табл. 3). Минерал часто зональный с переменным количеством FeO и Nb_2O_5 (до 1.1 мас. %). В титаните наблюдаются включения ильменита, рутила (количество Nb_2O_5 до 5.8 мас. %) и циркона.

Алланит-(Ce) ассоциирует с нефелином и характеризуется наличием в составе La_2O_3 (до 9.7 мас. %, табл. 3) и Ce_2O_3 (до 10.5 мас. %). Дополнительно в данном минерале из амфиболовых миаскитов были обнаружены до 1 мас. % Pr_2O_3 , Nd_2O_5 , ThO_2 . Алланит часто замещается бастнезитом ($Ce_2O_3 + La_2O_3$ до 50 мас. %, табл. 3). Дополнительно присутствует смесь силикатов и карбонатов РЗЭ (Ce_2O_3 до 40 мас. %, ThO_2 до 11 мас. %, Nd_2O_3 до 3 мас. %), трудно диагностируемая с помощью использованных методов исследования, включая минерал, в котором по соотношению REE:(Na+Ca) можно предположить ремондит. (содержит $Ce_2O_3 + La_2O_3$ до 40 мас. %, Na_2O — 8.1 мас. %, CaO — 6.6 мас. %, SrO — 5.1 мас. %).

Фторапатит был обнаружен в сростании с биотитом и кальцитом. Минерал обогащен РЗЭ (табл. 3) и содержит La_2O_3 (до 0.9 мас. %), Ce_2O_3 (до 1.7 мас. %), Nd_2O_3 (0.4 мас. %) и SrO (1.7 мас. %).

Пирохлоровая ассоциация. Минералы группы пирохлора были обнаружены в калишпат-альбитовой матрице миаскитов. Присутствует 3 минерала — гидроксикальциопирохлор, оксикальциопирохлор и фторнатропирохлор (табл. 4). Последний был впервые обнаружен авторами на территории ИММ в корундовом миаскит-пегматите копи № 210 (Рассомахин и др., 2020). Пирохлор часто зональный по составу. При этом важно отметить, что гидрокси-

Таблица 1. Химический состав микроклин-пертитовых пар с температурами распада твердого раствора (сольвус) в разновидностях миаскитов

Порода	Минеральная пара	Оксид						Сумма	T, сольвус	P, GPa
		Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	BaO			
Сандыит	КППШ	5.6	19.2	65.3	8.2	н.п.о.	1.1	99.3	539	15
	Плагиоклаз	12.0	19.4	68.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	99.6		
Фирсит	КППШ	2.1	18.1	65.7	13.7	н.п.о.	н.п.о.	99.6	500	15
	Плагиоклаз	11.1	20.1	67.3	0.1	1.0	н.п.о.	99.6		
Амф. миаскит	КППШ	1.4	18.6	66.1	14.8	н.п.о.	н.п.о.	100.9	492	15
	Плагиоклаз	10.4	20.8	67.7	0.1	1.9	н.п.о.	101.1		
Биот. миаскит	КППШ	0.9	18.8	64.9	15.1	н.п.о.	н.п.о.	99.8	465	15
	Плагиоклаз	10.6	20.3	67.4	0.6	1.0	н.п.о.	99.9		

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

Таблица 2. Минералы-концентраторы РЗМ, обнаруженные в исследованных пробах

Порода	Пробы для ЕМРА	Апатит	Титанит	Алланит	Силикат REE	Бастнезит	Ремондит	Пироксеноид	Нибозинит	Монацит
Сандийит	АЛ6а-13	+	+	+	+					
Амфиболовый миаскит	Нм9-13		+	+		+	+			+
	Ал 1-13		+							
Биотитовый миаскит	Нм4-13	+						+	+	+
Фирсит	Ал6-13							+		
	Ф-85			+						

Примечания. Светло-серым цветом выделены породы с титанит-алланитовой минеральной ассоциацией, темно-серым цветом — с пироксеновой минеральной ассоциацией.

Таблица 3. Состав минералов-концентраторов РЗЭ с титанит-алланитовой ассоциацией минералов

Оксид	Титанит		Алланит-(Се)		Бастнезит-(Се)		Фторопатит	
	НМ9-13	АЛ6а-13	НМ9-13	АЛ6а-13	НМ9-13	НМ9-13	НМ4-13	АЛ6а-13
Al ₂ O ₃	5.6	5.0	17.4	17.9	3.7	4.3	н.п.о.	н.п.о.
SiO ₂	32.3	31.7	33.5	35.0	8.3	9.3	0.2	н.п.о.
CaO	29.6	28.3	12.4	5.8	4.2	4.7	51.8	52.4
TiO ₂	31.1	32.3	0.4	1.3	н.п.о.	0.8	н.п.о.	н.п.о.
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0.8	0.9	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
FeO	0.6	1.3	14.8	9.3	2.9	3.4	н.п.о.	0.7
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.7
La ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	9.7	5.9	23.4	25.3	0.9	0.5
Ce ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	10.3	5.8	23.5	23.4	1.7	0.7
Nb ₂ O ₅	0.8	0.3	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.6	н.п.о.	1.1	н.п.о.	0.4	н.п.о.
Pr ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.6	н.п.о.	1.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
ThO ₂	н.п.о.	н.п.о.	1.2	н.п.о.	2.1	2.2	н.п.о.	н.п.о.
P ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	1.0	1.0	1.4	1.6	40.2	40.4
F	1.2	1.1	н.п.о.	н.п.о.	1.6	1.4	2.5	2.9
Сумма	101.5	100.2	101.9	84.4	72.3	76.3	98.2	99.2

Пересчитано на:

	5 анионов		13 анионов		1 катион		13 анионов	
Al	0.215	0.193	2.131	2.304	0.115	0.112	0.000	0.000
Si	1.046	1.039	3.485	3.823	0.215	0.207	0.014	0.000
Ca	1.027	0.994	1.385	0.678	0.118	0.112	4.906	4.922
Ti	0.757	0.796	0.032	0.110	0.000	0.013	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.053	0.061	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.015	0.036	1.285	0.849	0.064	0.063	0.000	0.048
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.080
La	0.000	0.000	0.371	0.237	0.225	0.208	0.028	0.017
Ce	0.000	0.000	0.392	0.232	0.224	0.191	0.056	0.023
Nb	0.012	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nd	0.000	0.000	0.044	0.000	0.019	0.017	0.014	0.000
Pr	0.000	0.000	0.024	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000
Th	0.000	0.000	0.023	0.024	0.009	0.008	0.000	0.000
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.010	2.998
F	0.120	0.110	0.000	0.000	0.133	0.101	0.707	0.790
ОНрасч	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.293	0.210

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

Таблица 4. Состав минералов-концентраторов РЗЭ с пироксоловой ассоциацией

Оксид	Гидро- ксияльцио- пироксоло		Оксияльцио- пироксоло			Фторна- тропи- рохлор	Ниобо- эшенит- (Ce)	Монацит-(Ce)	
	НМ4-13		АЛ6-13			НМ4-13	НМ4-13	НМ9-13	НМ9-13
Na ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	6.1	6.2	6.1	6.8	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
SiO ₂	0.6	0.8	0.3	0.3	0.5	0.6	0.6	0.6	0.2
P ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	29.6	30.4
CaO	15.2	8.2	19.0	18.6	18.5	11.3	1.8	0.5	н.п.о.
TiO ₂	5.3	8.5	7.3	7.3	7.3	8.3	20.2	н.п.о.	н.п.о.
MnO	0.4	1.4	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
FeO	3.2	1.4	0.2	н.п.о.	н.п.о.	0.3	0.5	н.п.о.	0.4
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.6	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Y ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Nb ₂ O ₅	71.4	61.4	59.6	59.3	59.1	52.7	36.2	н.п.о.	н.п.о.
La ₂ O ₃	н.п.о.	2.0	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.7	6.3	28.5	28.3
Ce ₂ O ₃	1.9	7.6	0.7	0.6	0.7	9.2	21.2	32.0	33.5
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	4.2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	3.2	7.0	3.0	4.5
Ta ₂ O ₅	1.0	1.5	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.5			
Pr ₂ O ₃	н.п.о.	0.5	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.9	2.2	1.6	1.8
ThO ₂	н.п.о.	н.п.о.	1.6	1.9	1.6	н.п.о.	н.п.о.	4.3	н.п.о.
UO ₂	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
F	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		1.7	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	98.9	97.4	98.3	97.8	97.1	99.7	95.9	100.0	99.0

Пересчитано на:

Катион (анион)	Nb + Ti + Ta + Fe = 2						Nb+Ti = 2	4 аниона	
Na	0.000	0.000	0.727	0.746	0.728	0.859	0.000	0.000	0.000
Si	0.030	0.042	0.020	0.021	0.032	0.036	0.035	0.023	0.007
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.982	1.004
Ca	0.830	0.492	1.248	1.235	1.233	0.791	0.119	0.019	0.000
Ti	0.205	0.358	0.335	0.341	0.341	0.411	0.963	0.000	0.000
Mn	0.013	0.051	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.138	0.065	0.010	0.000	0.000	0.017	0.028	0.000	0.014
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000
Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000
Nb	1.644	1.554	1.655	1.659	1.659	1.562	1.037	0.000	0.000
La	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000	0.040	0.147	0.412	0.408
Ce	0.035	0.156	0.017	0.014	0.015	0.220	0.490	0.460	0.478
Nd	0.000	0.083	0.000	0.000	0.000	0.074	0.159	0.042	0.063
Ta	0.014	0.023	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000
Pr	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.021	0.050	0.022	0.025
Th	0.000	0.000	0.022	0.027	0.022	0.000	0.000	0.038	0.000
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.361	0.000	0.000	0.000

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

кальциопироксоло содержит наибольшее количество Nb₂O₅ (до 71.4 мас. %), тогда как фторнатропироксоло накапливает большее количество РЗЭ: Ce₂O₃ до 9.2 мас. %, Nd₂O₃ до 3.2 мас. %, La₂O₃, 0.9 мас. % Pr₂O₃. Содержание ThO₂ в минералах группы пироксоло достигает 2 мас. %, а также в их зернах часто

наблюдаются участки с постепенным увеличением количества SiO₂ до 12.3 мас. % с возможным образованием новой минеральной фазы, отвечающей составу комаровита (рис. 2, для точной диагностики минерального вида требуются дополнительные исследования).

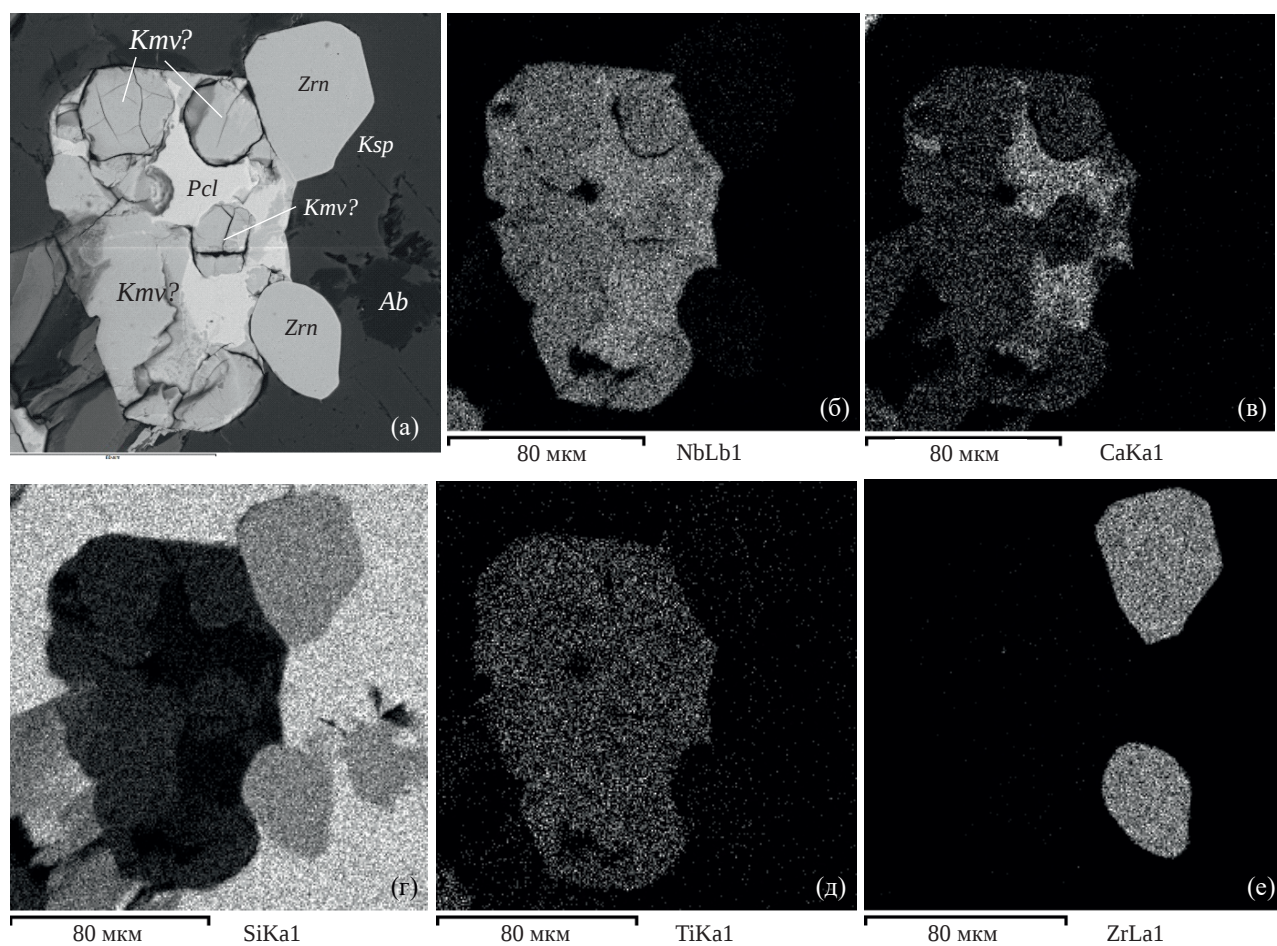


Рис. 2. Зерно пироклора (*Pcl*) в сростании с цирконом (*Zrn*), а также с включениями и сростками с кремний-обогащенным ниобиевым минералом, близким по составу к комаровиту (*Kmv?*): (а) — изображение в обратно-рассеянных электронах, (б)–(е) — карты содержаний Nb, Ca, Si, Ti и Zr. *Ab* — альбит, *Ksp* — калишпат.

Ниобозинит-(Ce) находится в ассоциации с альбитом исключительно в биотитовых миаскитах. Минерал содержит Nb_2O_5 до 36.2 мас. %, Ce_2O_3 до 21.2 мас. %, TiO_2 20.2 мас. %, La_2O_3 до 6.3 мас. %, Nd_2O_3 до 7 мас. % и Pr_2O_3 до 2.2 мас. % (табл. 4). Его химическая формула, пересчитанная на 3 катиона следующая: $(\text{Ce}_{0.49}\text{Nd}_{0.159}\text{Ca}_{0.119}\text{La}_{0.147}\text{Pr}_{0.05})_{0.965}(\text{Nb}_{1.037}\text{Ti}_{0.963}\text{Fe}_{0.028})_{2.028}(\text{O,OH})_6$.

Монацит-(Ce) был обнаружен в калишпат-биотитовой матрице миаскитов. В составе минерала присутствуют Ce_2O_3 до 33.5 мас. %, La_2O_3 до 28.5 мас. %, Nd_2O_3 до 4.5 мас. %, Pr_2O_3 до 1.8 мас. % и ThO_2 до 4.3 мас. % (табл. 4).

Таким образом, эволюция состава миаскитов с пироклоровой ассоциацией минералов выражена в постепенном накоплении Na, Si, Sr, Th и ЛРЗЭ. Этот факт обусловлен изменением состава минералов гр. пироклора (от оксикальциопироклора к натрофторпироклору) и, затем, их замещением минералом, близким по составу к комаровиту, на более поздних стадиях. Данный геохимический тренд характерен для минералов группы пироклора и из поздних ассоциаций протерозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского п-ва (Сорохтина и др., 2019).

Геохимические особенности разновидностей миаскитов

Все исследованные пробы миаскитов характеризуется низким коэффициентом агапитности *AI* (0.6–0.7, табл. 5) и высоким индексом насыщенности алюминия *ASI* (1–1.5).

Среди разновидностей миаскитов *пироксен-амфиболовые разновидности* (“сандыиты”) являются наиболее перспективными на редкоземельную минерализацию: содержание РЗЭ в них достигает 1570 мкг/г, что приближается к среднему количеству РЗЭ в Ловозерском щелочном массиве (~2500 мкг/г, табл. 5). В отличие от других разновидностей, валовые РФА анализы “сандыитов” показали их обедненность Al_2O_3 (~18 мас. %) и SiO_2 (~44–47 мас. %) при обогащении TiO_2 (~3 мас. % — в 3 раза выше, чем среднее количество оксида в Ловозерском щелочном массиве, табл. 5), MgO (~2 мас. %), FeO (~9–10 мас. %) и CaO (~6–8 мас. %). Подобные особенности пород связаны с их минеральным составом, где преобладают эгирин и тарамит при более низких количествах ортоклаза-микроклина (см. выше).

“Сандыиты” характеризуются обогащением ЛРЗЭ по сравнению с ТРЗЭ на спектрах, норма-

Таблица 5. Химический состав исследованных проб разновидностей миаскистов

Оксид, мас. %	НМ 9-13	АЛ1-13	НМ-1- 13	НМ3-13	НМ4-13	НМ-6- 13	miask-1	АЛ7-13	НМ7-13	АЛ6а-13	Ф-85	АЛ-6-13	Лов- озеро
	Амф. миаскит		Биотитовый миаскит					Сандыиты			Фирситы		
SiO ₂	55.3	56.6	55.1	56.0	54.7	55.1	58.7	46.6	43.6	—	—	56.4	53.5
TiO ₂	0.6	0.3	0.7	0.8	0.7	0.5	0.9	2.7	3.1	—	—	0.3	1.1
Al ₂ O ₃	22.9	22.0	21.7	22.8	23.2	22.7	22.8	17.6	18.1	—	—	22.7	17.4
Fe ₂ O ₃	1.1	2.1	1.2	0.6	0.5	0.7	2.3	5.0	5.8	—	—	2.0	—
CaO	1.7	1.5	2.3	0.9	1.5	1.2	0.6	5.7	8.2	—	—	1.6	1.2
FeO	1.7	1.9	2.2	2.1	2.2	2.2	—	5.7	4.2	—	—	1.6	5.44
MnO	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.7	0.7	—	—	0.3	0.34
MgO	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	2.4	1.9	—	—	0.2	1.0
Na ₂ O	7.6	7.0	8.0	6.9	7.6	7.4	9.0	6.7	9.0	—	—	7.4	10.9
K ₂ O	7.3	6.9	5.5	7.4	7.2	6.9	4.4	5.1	3.1	—	—	6.8	5.9
H ₂ O ⁻	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	—	н.п.о.	0.1	—	—	0.1	—
п.п.п.	0.9	0.5	2.6	1.6	1.4	2.1	0.6	1.1	1.4	—	—	0.6	—
P ₂ O ₅	0.1	н.п.о.	0.3	0.2	0.2	0.2	0.03	0.4	0.6	—	—	0.1	0.2
Сумма	99.6	99.55	100.3	99.8	99.5	99.6	100.4	99.9	99.8	—	—	99.9	—
Na ₂ O+ +K ₂ O	14.8	13.92	13.5	14.3	14.8	14.3	13.3	11.8	12.1	—	—	14.2	16.8
Al	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	—	—	0.6	1
ASI	1.4	1.4	1.4	1.5	1.4	1.5	1.6	1.0	0.9	—	—	1.5	1
Элемент, мкг/г	НМ 9-13	АЛ1-13	НМ-1- 13	НМ3-13	НМ4-13	НМ-6- 13	miask-1	АЛ7-13	НМ7-13	АЛ6а-13	Ф-85	АЛ-6-13	Лов- озеро
	Амф. миаскит		Биотитовый миаскит					Сандыиты			Фирситы		
Li	3.35	2.57	3.49	2.97	3.99	7.09	3.9	18.04	6.24	13.58	1.44	2.00	55
Sc	0.273	0.275	0.667	0.330	0.259	0.219	—	4.03	3.034	3.92	0.217	0.067	—
V	33.4	39.8	56.3	57.5	58.2	49.3	31	193	191	215	28.7	49.2	108
Cr	15.4	20.0	18.3	13.9	23.5	8.17	70	88.1	7.52	3.38	19.3	8.73	27.8
Co	1.17	1.48	2.09	1.71	1.45	1.19	1.7	9.33	7.70	10.4	1.30	1.11	—
Cu	8.30	11.41	14.5	24.5	13.5	7.90	13	16.7	7.14	14.1	16.4	8.76	11
Zn	130	62.7	48.1	49.3	41.6	267	8.6	445	325	349	139	74.8	210
Rb	67.5	69.4	31.0	42.3	29.8	66.6	38	114	77.9	86.3	70.7	82.7	230
Sr	194	264	1865	672	590	390	715	829	512	1594	1447	523	610
La	43.6	5.59	10.0	7.753	9.035	1.771	3.8	131	290	317	66.9	36.7	—
Ce	68.9	13.7	24.4	17.0	21.0	3.7	8.7	305	543	690	86.4	72.4	—
Pr	6.56	1.88	3.00	2.21	2.73	0.517	0.91	32.1	51.0	75.3	7.13	7.07	—
Nd	18.5	6.20	11.6	7.6	9.5	1.83	3	104	159	258	19.7	19.0	—
Sm	2.24	0.922	2.11	1.08	1.37	0.344	0.64	14.7	21.4	37.8	2.35	1.96	—

Таблица 5. Окончание

Элемент, мкг/г	НМ 9-13	АЛ1-13	НМ-1- 13	НМ3-13	НМ4-13	НМ-6- 13	Биотитовый миаскит		miask-1	АЛ7-13	Сандыиты		АЛ6а-13	Ф-85	АЛ-6-13	Лов- озеро
							Амф. миаскит				Фирситы					
Eu	0.653	0.289	1.36	0.485	0.510	0.196		0.57	4.38	5.77	11.6	0.986	0.528		—	
Gd	2.89	1.006	1.95	1.15	1.44	0.332		0.51	16.2	24.7	39.0	3.22	2.77		—	
Tb	0.346	0.161	0.273	0.158	0.203	0.049		0.079	2.04	2.87	4.92	0.348	0.281		—	
Dy	1.73	0.960	1.36	0.813	1.013	0.274		0.39	9.94	14.0	23.0	1.89	1.41		—	
Ho	0.326	0.225	0.239	0.157	0.185	0.060		0.085	1.70	2.28	3.67	0.315	0.250		—	
Er	1.06	0.923	0.713	0.493	0.580	0.173		0.26	5.35	7.47	11.2	1.03	0.966		—	
Tm	0.153	0.177	0.094	0.066	0.074	0.026		0.047	0.689	0.959	1.31	0.136	0.161		—	
Yb	0.875	1.45	0.571	0.402	0.455	0.101		0.32	4.38	6.24	7.87	0.777	1.34		—	
Lu	0.152	0.312	0.096	0.066	0.072	0.026		0.048	0.693	1.03	1.13	0.128	0.284		—	
Y	6.44	4.98	4.88	2.93	3.39	1.01		1.6	42.4	58.7	91.9	8.80	5.85		—	
Zr	93.6	60.3	7.82	13.1	7.83	18.1		81	483	544	477	45.1	66.0		3480	
Nb	123	937	201	117	114	147		726	444	496	435	73.8	220		696	
Mo	5.65	0.884	0.658	1.16	1.32	0.411		0.86	0.857	1.51	2.04	15.9	0.708		1.7	
Ba	152	21.4	3107	781	446	358		3037	983	230	3128	1306	39.7		700	
Hf	3.01	2.51	0.375	0.528	0.286	0.387		1.4	11.1	12.4	12.3	1.34	2.46		83	
Ta	5.41	7.05	7.90	5.43	5.22	5.35		23	15.3	20.3	30.7	3.15	3.84		60	
W	0.728	0.410	0.227	0.258	0.249	0.285		—	0.231	0.232	0.231	0.224	0.172		—	
Tl	0.312	0.191	0.096	0.161	0.148	0.404			0.159	0.146	0.092	0.151	0.225		—	
Pb	14.8	1.91	7.90	9.51	16.3	13.6		4.1	14.6	6.60	17.7	49.1	5.88		14.6	
Th	11.8	4.80	0.210	0.653	1.22	6.48		7.0	17.4	34.3	53.5	13.5	8.24		35	
U	1.41	0.662	1.79	0.447	1.10	4.19		6.9	1.83	2.63	2.12	2.66	0.690		16.1	
Ce/Pb	4.66	7.19	3.09	1.78	1.29	0.27		2.12	20.9	82.2	39.0	1.76	12.3		—	
Nb/U	87.7	1416	112	262	104	35.0		105.2	242	189	205	27.8	319		—	
La/Yb	49.8	3.85	17.6	19.3	19.8	17.6		11.88	29.9	46.5	40.2	86.1	27.4		—	
ΣREE	154	39	63	42	52	11		21	675	1188	1574	200	151		2500	

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

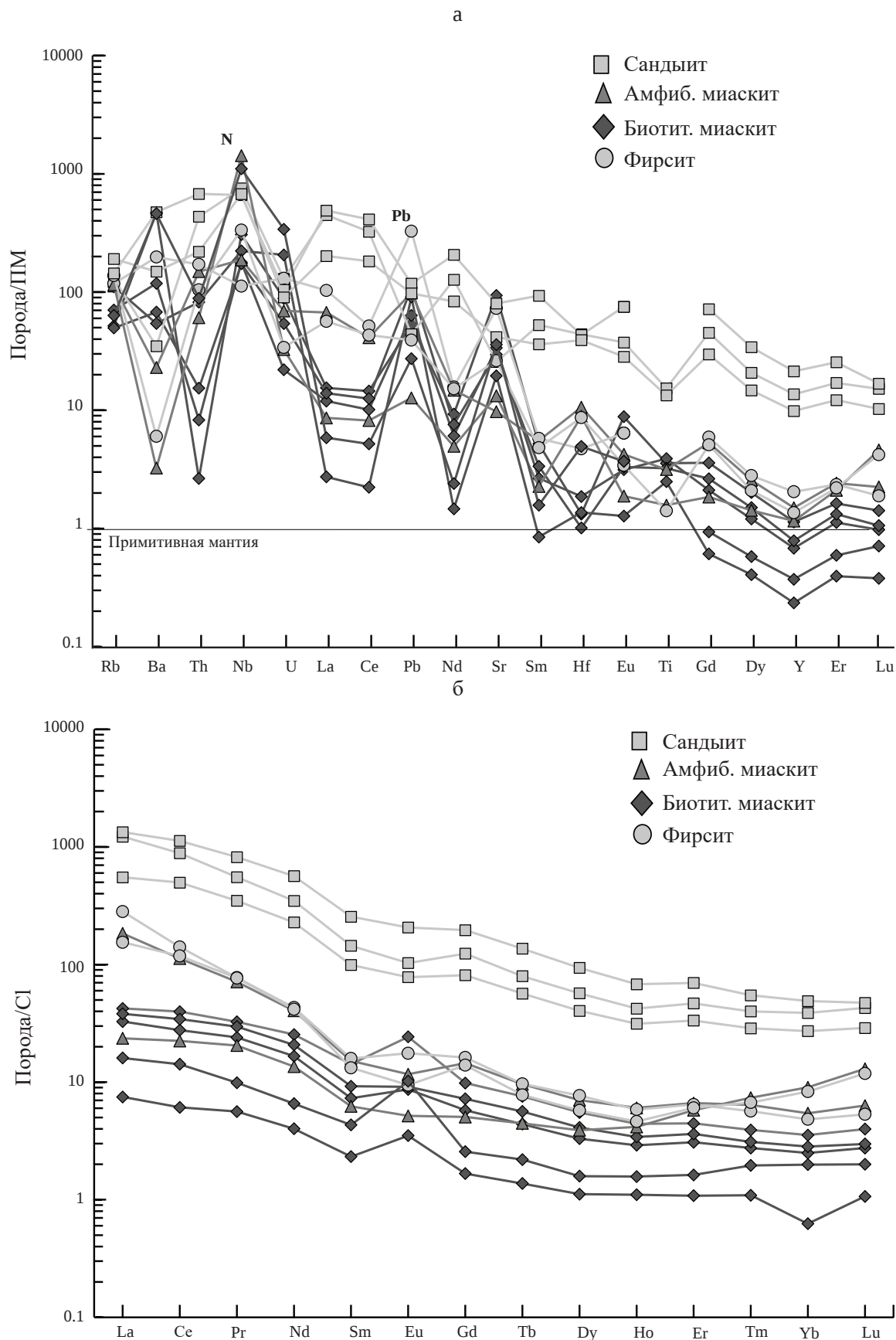


Рис. 3. Диаграммы распределения содержаний несовместимых элементов в миаскитах ИММ: (а) — нормализованные к примитивной мантии; (б) — нормализованные к хондриту CI.

лизированных к хондриту, Eu аномалия отсутствует (рис. 3). При этом на спектре показано обогащение данных пород РЗЭ по сравнению с другими разновидностями миаскитов. Данный факт обусловлен высокими коэффициентами распределения РЗЭ в равновесии алланит-щелочной расплав. “Сандыиты” обогащены несовместимыми элементами, показывают отчетливую положительную Nb аномалию и отрицательную Pb аномалию на спектрах, нормализованных к примитивной мантии (рис. 3).

Остальные разновидности миаскитов (амфиболовые и биотитовые миаскиты, “фирситы”), по сравнению с “сандыитами”, характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 (~55–56 мас. %) и Al_2O_3 (~22–23 мас. % — выше, чем в Ловозерском щелочном массиве) в сочетании с более низкими значениями TiO_2 (~0.3–0.8 мас. %), MgO (~0.2–0.4 мас. %), FeO (~1.6–2.2 мас. %) и CaO (~0.6–2.3 мас. %). Сумма РЗЭ колеблется в пределах 10–200 мкг/г (наибольшее количество содержится в фирситах — 150–200 мкг/г). При этом, содержание других рудных элементов, таких как Sr, Ba, Nb и Pb, в отдельных пробах миаскитов выше, чем их среднее значение в Ловозерском массиве (см. табл. 5). Данные разновидности содержат меньшее количество несовместимых элементов (отрицательные Ba, Th, La, Ce, Nd аномалии) по сравнению с “сандыитами”. Однако демонстрируют выраженные положительные Nb и Pb аномалии. Положительная Pb аномалия, вероятно, связана с контаминацией данных разновидностей миаскитов породами земной коры (рис. 3). На спектрах, нормализованных к хондриту, эти разновидности, как и “сандыиты”, характеризуются обогащением ЛРЗЭ по сравнению с ТРЗЭ. Однако, в отличие от последних, в них часто присутствует положительная Eu аномалия (рис. 3), связанная, вероятно, с образованием плагиоклаза в магматическом расплаве. При этом биотитовые миаскиты как самые низкотемпературные разновидности содержат меньше РЗЭ по сравнению с другими разновидностями (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые были получены прецизионные данные по химическому составу всех разновидностей миаскитов. Так, среди разновидностей миаскитов, пироксен-амфиболовые разновидности — “сандыиты” — содержат наибольшее количество РЗЭ (до 1570 мкг/г) и, таким образом, являются наиболее перспективными породами на редкоземельную минерализацию в районе ИММ.

2. Химический состав “сандыитов” показывает их обедненность Al_2O_3 и SiO_2 при обогащении TiO_2 , MgO , FeO и CaO по сравнению с другими разновидностями миаскитов, это отражает их минеральный состав, сопоставимый с таковым у пироксен-амфиболовых пород Украинского щита и Британской Колумбии в Канаде.

3. “Сандыиты” демонстрируют отчетливую положительную Nb аномалию и отрицательную Pb аномалию на спектрах, нормализованных к примитивной мантии. Амфиболовые и биотитовые миаскиты, а также “фирситы” имеют положительные Nb и Pb аномалии. Положительная Pb аномалия, вероятно, обусловлена контаминацией данных разновидностей миаскитов породами земной коры.

4. Установлено, что разновидности миаскитов имеют характерные ассоциации минералов-концентраторов РЗЭ. Так, для “сандыитов” и амфиболовых миаскитов характерна титанит-алланитовая ассоциация. Тогда как в биотитовых миаскитах и “фирситах” была обнаружена пироксеновая минерализация.

5. Температуры образования полевых шпатов, слагающих матрицу миаскитов, указывают на следующую последовательность их образования (от более высокотемпературных к низкотемпературным разновидностям): “сандыиты” → “фирситы” → амфиболовые миаскиты → биотитовые миаскиты.

Авторы признательны коллегам из ГЕОХИ РАН за помощь в пробоподготовке и анализе вещества — к.г.-м.н. М. О. Аносовой, Д. А. Банару и С. Ю. Лапшину. Также авторы благодарят чл.-корр. РАН И. В. Пекова, к.г.-м.н. В. А. Муфтахова, научного редактора д.г.-м.н. О. А. Луканина и члена редакционной коллегии журнала “Геохимия” к.г.-м.н. Н. В. Сорохтину за ценные комментарии к более ранней версии рукописи.

Работа выполнена по теме государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), гранта Минобрнауки и ЮУФНЦ МиГ УрО РАН (№ 122040600006-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. (2016) Методические особенности микроэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. *Вестник Московского университета*. 4(6), 56–63.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. (1981) Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наукова Думка, 228 с.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016) Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал). *Геохимия*. (9), 797–813.
- Krasnobaev A.A., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V. (2016) Zirconology of miaskites from

- the Ilmeny Mountains, South Urals. *Geochem. Int.* **54**(9), 765–780.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор на Урале. М.: Наука, 223 с.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 244 с.
- Медведева Е.В., Котляров В.А., Немов А.Б. (2013) Милонитизированные породы ильменогорского комплекса (Южный урал). *Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН.* **11**(227), 7–10.
- Недосекова И.Л. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные. *Литосфера.* (5), 77–95.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. (2009) Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология рудных месторождений.* **51**(2), 157–181.
- Недосекова И.Л., Удоратина О.В., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Гуляева Т.Я. (2011). Петрохимия и геохимия дайковых ультрабазитов и карбонатитов Четласского комплекса (Средний Тиман). *Труды ИГГ УрО РАН.* **158**, 122–130.
- Немов А.Б., Медведева Е.В., Котляров В.А. (2017) Сандыиты и породы монцонитового состава Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал). *Литосфера.* **17**(3), 87–101.
- Рассомахин М.А., Касаткин А.В. (2020) Дополнения к кадастру минералов Ильменских гор. *Минералогия.* **6**(2), 18–26.
- Рассомахин М.А., Сорокина Е.С., Сомсикова А.В. (2020) Минералого-геохимические особенности корундового миаскит-пегматита копи № 210 (Ильменские горы, Южный Урал): предварительные результаты. *Минералогия.* **6**(2), 38–54.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006а) Геология Ильменских гор. *Труды конференции “Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы”.* Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3–19.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. (2006б) Щелочно-ультра-основная ассоциация Ильменских-Вишневых гор. *Труды конференции “Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород”.* Миасс: УрО РАН, 222–227.
- Сорохтина Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Лепехина Е.В., Кононкова Н.Н. (2019) Фазовая и внутрифазовая неоднородность минералов группы пироклора и возраст формирования редкометальной минерализации массива Вуориярви, Кольский п-ов. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН.* **16**, 559–564.
- Герасимовский В.И. Химический состав пород массива. В кн.: Геохимия Ловозерского щелочного массива, ред. Герасимовский, Волков, Когарко и др. М.: Наука, 1966.
- Bhattacharya S., Kar R. (2004) Alkaline intrusion in a granulite ensemble in the Eastern Ghats belt, India: Shear zone pathway and a pull-apart structure. *J. Earth Syst. Sci.* **113**(1), 37–48.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature.* **385**(6613), 219–229.
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. (1983) Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study. *J. Geol.* **91**, 427–435.
- Marks M.A.W., Markl G. (2017) A global review on agpaitic rocks. *Earth Sci. Rev.* **173**, 229–258.
- Pell J. (1987) Carbonatites, nepheline syenites, kimberlites and related rocks in British Columbia. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources Open File Report 88. 136 p.
- Putirka K. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (Eds. Putirka K., Tepley F. (Eds.). *Mineralogical Society of America.* **69**, 61–120.
- Sorokina E.S., Botcharnikov R., Kostitsyn Yu.A., Rösel D., Häger T., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Somsikova A.V., Berndt J., Ludwig T., Medvedeva E.V. Hofmeister W. (2021) Sapphire-bearing magmatic rocks trace the boundary between paleocontinents: a case study of Ilmenogorsky alkaline complex, Uralian collision zone of Russia. *Gondwana Res.* **92**, 239–252.

DIFFERENTIATION FEATURES OF ALKALINE ROCKS IN ILMEN MIASKITE MASSIF: NEW MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL DATA

© 2025 E. S. Sorokina^{a, *}, E. V. Medvedeva^b, A. B. Nemov^b, M. A. Rassomakhin^b, L. N. Kogarko^a

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical chemistry Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS),
Kosygin str., 19, Moscow, 119991 Russia*

^b*South Urals Research Center of Mineralogy and Geocology, Urals Br. Russian Academy of Sciences
(SU FRC MG UB RAS), Miass, 456317 Russia*

**e-mail: esorokina@geokhi.ru*

Received Mart 28, 2024

Revised August 7, 2024

Accepted August 15, 2024

The Ilmen miaskite massif located in the Southern Urals remains largely understudied from mineralogical and geochemical standpoints, while the theories of its formation are still debatable. The article presents new data on mineral associations of miaskite varieties and REE-rich minerals. Microchemical studies determined pyroxene-amphibole miaskites as the most promising variety on REE mineralization (REE content at ca.1500 µg/g). These rocks showed distinct positive Nb anomalies combined with a negative Pb anomaly. The temperatures of feldspar exsolution indicate their following formation sequence within miaskite varieties (from higher temperature to lower temperature ones): pyroxene-amphibole miaskite → garnet-amphibole miaskite → amphibole miaskite → biotite miaskite.

Keywords: Ilmen-Vyshnevogorsk alkaline complex, geochemistry and mineralogy of REE, pyrochlore