

## Гранат-амфиболовые миаскиты Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал): минералогия и геохимия

А. Б. Немов

Ильменский государственный заповедник, ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, 456713, Миасс Челябинской обл.  
e-mail: ya.andrew808@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.06.2019 г., принята к печати 30.01.2020 г.

**Объект исследования.** Приведены оригинальные данные о текстурно-структурных, минералогических и петрогеохимических особенностях гранат-амфиболовых миаскитов (фирситов) Ильменогорского миаскитового массива. **Материалы и методы.** Для исследования были взяты образцы, переданные А.А. Краснобаевым, А.Г. Баженовым и В.А. Поповым и отобранные автором. Состав минералов определен на сканирующих электронных микроскопах Tescan Vega3 sbu и РЭММА 202М с микроанализаторами. Содержание петрогенных элементов в породах определялось атомно-абсорбционным методом, редкоземельные, редкие и рассеянные элементы – ICP-MS методом. **Результаты.** Гранат-амфиболовые миаскиты характеризуются гранат-амфибол-пироксен-нефелин-полевошпатовым минеральным парагенезисом. Темноцветные минералы имеют высокую железистость ( $f = 70–99$ ). В акцессорных минералах отмечаются повышенные содержания Al, F и низкие REE. Миаскиты содержат высокие концентрации Al, Fe<sup>3+</sup>, Ca, Na, Be, Rb, Mo, Ti и низкие – LILE, HFSE, REE и транзитных элементов. **Выводы.** Гранат-амфиболовые миаскиты по минералого-петрогеохимическим параметрам являются продуктами кислотно-щелочного метасоматоза, сформированными в окислительных условиях, на что указывают отрицательная Eu/Eu\* и положительная Ce/Ce\* аномалии, преобладание Fe<sup>3+</sup> в породе, андрадитовый состав граната, его железистость ( $f = 95–99$ ) и высокие содержания Al и F в акцессорных минералах. Низкие отношения Cr/V и Ni/Co свидетельствуют об инертности транзитных элементов при метасоматозе, а их кларковая концентрация соответствует содержаниям в метакarbonатных и метатерригенных породах, что предполагает коровый субстрат для гранат-амфиболовых миаскитов. Гранат-амфиболовые миаскиты являются индикаторами взаимодействия корового материала с глубинными флюидами на этапе развития сдвиговой тектоники (270–240 млн лет назад) при широкой проницаемости пород ильмено-вишневогорского комплекса.

**Ключевые слова:** Ильменогорский миаскитовый массив, гранат-амфиболовый миаскит, гроссулар-андрадит, кислотно-щелочной метасоматоз, метатерригенный и метакarbonатный субстрат

### Источник финансирования

Исследование проведено в рамках государственного задания ИГЗ ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН “Геологическое строение и эволюция структурных единиц южного сегмента зоны ГУР”

## Garnet-amphibole miaskites of the Ilmenogorsky miaskite massif (Southern Urals): Mineralogy and Geochemistry

Andrei B. Nemov

Ilmeny State Reserve, SU FRC MG UB RAS, Miass 456713, Chelyabinsk district, Russia, e-mail: ya.andrew@yandex.ru

Received 24.06.2019, accepted 30.01.2020

**Research subject.** This paper presents original findings about textural-structural, mineralogical, petrological, and geochemical features of the garnet-amphibole miaskites (firstes) of the Ilmenogorsky miaskite massif. **Materials and methods.** The microprobe analysis of mineral composition was performed using Tescan Vega3 sbu and REMMA202M scanning microscopes equipped with microanalyzers. The content of major, trace and rareearth elements (REE) in rock samples was determined by the methods of AAS and ICP-MS. **Results.** The garnet-amphibole miaskites under study are char-

**Для цитирования:** Немов А.Б. (2020) Гранат-амфиболовые миаскиты Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал): минералогия и геохимия. *Литосфера*, 20(5), 652–667. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-652-667

**For citation:** Nemov A.B. (2020) Garnet-amphibole miaskites of the Ilmenogorsky miaskite massif (Southern Urals): Mineralogy and Geochemistry. *Litosfera*, 20(5), 652–667. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-652-667

acterized by a rare mineral paragenesis, i.e. garnet-amphibole-pyroxene-nepheline-plagioclase. The mafic minerals exhibit a high ferruginosity ( $f = 70-99$ ), while the accessory minerals have high Al, F and low REE contents. The garnet-amphibole miaskites contains high concentrations of Al,  $Fe^{3+}$ , Ca, Na, Be, Rb, Mo, Tl and low concentrations of LILE, HFSE, REE and transit elements. *Conclusions.* According to the garnet composition and its ferruginosity ( $f = 95-99$ ), high contents of Al and F in accessory minerals, the prevalence of  $Fe^{3+}$ , as well as negative Eu/Eu\* and positive Ce/Ce\* anomalies, the garnet-amphibole miaskites under study are assumed to be the product of acid-alkaline metasomatism occurring under the oxidizing conditions of petrogenesis. The low ratios of Cr/V and Ni/Co indicate the immobility of transit elements during metasomatism, and their clarkite of concentration corresponds to the content in metaterrigenous and metacarbonate rocks, which suggests crustal substratum for garnet-amphibole miaskites. Garnet-amphibole miaskites are the markers of the interaction of crustal material with deep fluids, which occurred during the stage of shear tectonics development (270–240 Ma) due to the broad permeability of the rocks composing the Ilmenogorsky miaskite massif.

**Keywords:** *Ilmenogorsky miaskite massif, garnet-amphibole miaskite, grossular-andradite, acid-alkaline metasomatism, metaterrigenous and metacarbonate crustal substratum*

#### Funding information

*The studies were conducting in accordance with the state assignment of IGZ SU FRC MG UB RAS "The geological formation and evolution of structure units of the southern segment of MUF"*

#### Acknowledgements

The author is grateful to his colleagues from the Institute for Human Studies YuU FNTS MiG UB RAS and the analysts V.A. Kotlyarov and I.A. Blinov from the YUCK Imin YuU FNTS MiG, Ural branch of RAS for assistance in preparing the article

## ВВЕДЕНИЕ

Гранат-амфиболовый миаскит (ГАМ) – редкая разновидность гранатсодержащего миаскита из Ильменогорского миаскитового массива (ИММ), впервые обнаружена в районе горы Фирсова (Восточная часть ИММ). Порода была названа А.И. Волженковым *фирситом* и долгое время в литературе упоминалась под этим названием (Левин, 1974; Левин и др., 1997; и др.). В ранних работах Д.С. Белянкина (1912–1926 гг.) и А.Н. Заварицкого (1920–1939 гг.), посвященных изучению щелочных пород массива, было принято считать миаскиты продуктом мантийного интрузивного магматизма. Получение новых данных при проведении геолого-съемочных и тематических исследований (1958–1964, 1976–1982 гг.) позволило сформулировать палингенно-метасоматическую гипотезу происхождения нефелин-сиенит-карбонатитовой породной ассоциации ильмено-вишневогорского комплекса (ИВК) (Роненсон, 1966; Левин, 1974). ГАМ в рамках этой концепции рассматривались как продукты магматического замещения богатых кальцием метаморфических пород (гранат-диопсид-скаполитовых) (Левин и др., 1976, 1997). Исследования последних десятилетий показали, что породы ИВК имеют сложную полиметаморфическую историю, конечные преобразования в которой происходили на глубинном уровне реги-

ональной сдвиговой зоны (Ленных, Вализер 2006; Русин и др., 2006). Новые данные изотопных и минералого-геохимических исследований позволили сформулировать гипотезу предполагающую существование щелочно-ультраосновной интрузии центрального типа, дезинтегрированной и растянутой вдоль оси сдвиговой зоны более чем на 100 км (Русин и др., 2006; Недосекова и др., 2009; Недосекова, 2012). Существует предположение, что формирование карбонатитов и сопряженных с ними нефелиновых сиенитов ИВК происходило в ходе переплавления в зоне субдукции шельфовой фации – известняков, чередующихся с меланжированными серпентинитами (Иванов, 2011). Все изложенные выше концепции объединяет попытка объяснить сохранившиеся в породах сиенит-карбонатитовой ассоциации “метки” мантийного влияния.

ГАМ сходны со *святоноситами* (Eskola, 1921; Левицкий и др., 1982), которые широко распространены в массивах Центрально-Азиатского складчатого пояса: Зардалек, Дара-Пиоз (Тань-Шань); Дункельдык (Памир); Верхнекаменский, Ботокольский (В. Саян); Сынныйский, Бамбуйский, Тажеранский (Прибайкалье) и др., где они встречены в вулканитах, карбонатитах, габброидах, гранитах, щелочных и нефелиновых сиенитах, пегматитах и известковых скарнах. Установлено, что святоноситы являются продуктом взаимодействия корового

материала (кальцийсодержащего субстрата) с глубинными мантийными флюидами при широком проявлении диффузионно-инфильтрационного механизма петрогенеза (Левицкий и др., 2012). Проявление глубинного флюида и связанного с ним корового метасоматизма широко проявлены в зонах, осложненных сдвиговой тектоникой (Терехов, 2007; Терехов, Щербакова, 2012).

Полученные автором новые данные о минерало-петрогеохимическом составе гранат-амфиболовых миаскитов Ильменогорского массива позволяют обосновать их метасоматическое образование по метатерригенно-карбонатному субстрату.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования вещества выполнены на базе “ЮУЦКП по исследованию минерального сырья” (Имин–ИГЗ). Текстурно-структурные особенности породы и взаимоотношения минералов в них были исследованы на микроскопе Olympus BX 51. Химический анализ минералов выполнен на сканирующих электронных микроскопах Tescan Vega3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (аналитик И.А. Блинов) и РЭММА 202М с ЭДС LZ-5 Link с Si-Li-детектором (аналитик В.А. Котляров) при ускоряющем напряжении 20–30 кВ. Стандарты: AstJMEХ scientific Limited MJNM 25-53 Mineral Mount serial № 01-44. Коррекция данных производилась с использованием программы “Magellanes”. Состав петрогенных компонентов пород был определен атомно-абсорбционным методом (аналитики Л.Б. Лапшина, Н.В. Шаршуева), редкоземельные, редкие и рассеянные элементы – ICP-MS (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Свиренко).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МАССИВА

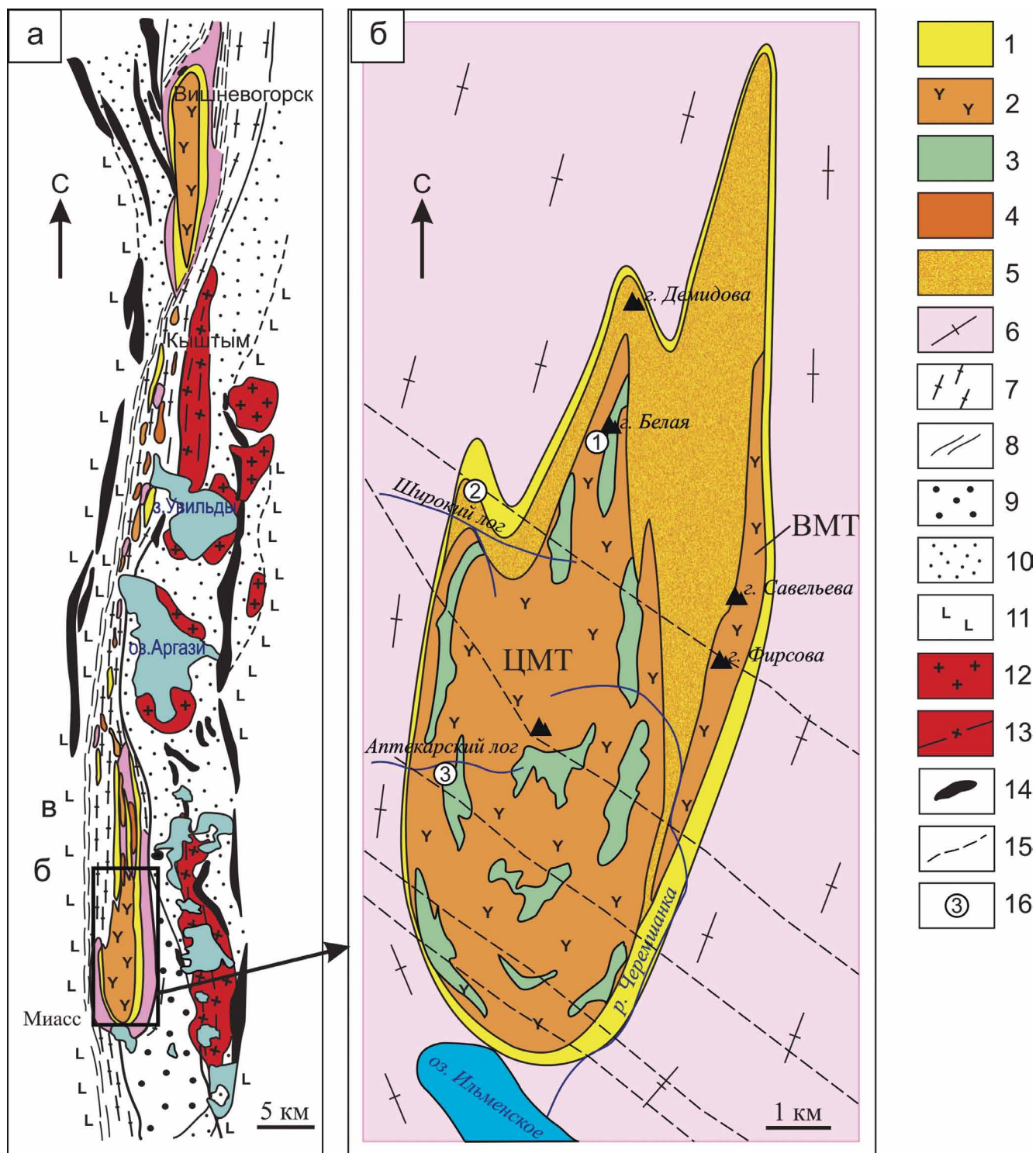
Ильменогорский миаскитовый массив расположен в южной части ильмено-вишневогорского полиметаморфического комплекса, входящего в крупную структуру региональной сдвиговой зоны. Массив сложен преимущественно щелочными породами сиенит-карбонатитовой ассоциации (Левин и др., 1997; Ленных, Вализер, 2006). Он образует сложное и неоднородное по строению тело каплевидной формы (18 × 4,5 км; рис. 1). Выделяют основное центральное (ЦМТ) и линейное восточное (ВМТ) миаскитовые тела, промежуток между которыми сложен зоной нерасчлененных щелочных пород (нефелиновые и безнефелиновые сиениты, фениты и др.). Расширяясь в северном направлении, средняя зона сливается с аналогичными зонами обрамления выклинивающихся апофиз щелочных пород северного контакта (Левин и др., 1997). Внутреннее строение Центрального и Восточного тел массива характеризуется перемежающимися

участками биотитовых, амфиболовых промежуточных разностей нефелиновых и безнефелиновых сиенитов, плагиосиенитов, метасоматитов и зон милонитов, развитых по ним, объединенных в единую фацию эндоконтактовых пород массива. К фации экзоконтакта отнесены фениты и щелочные метасоматиты на контакте вмещающих пород и массива. Массив осложнен комплексом пегматитовых и жильных тел щелочного и гранитоидного состава и поздними субширотными тектоническими нарушениями. Большая часть миаскитов ИММ изменена деформационными процессами амфиболитовой, амфиболит-зеленосланцевой фации метаморфизма (270–240 млн лет) и представлена протомилонитами, ультрамилонитами и милонитами (Кошевой, 1985; Русин и др., 2006; Немов, 2014; Hetzel, Glodny, 2002) с хорошо выраженными плоскостными и линейными текстурами согласными с вмещающими породами. Ультрамилониты и милониты в массиве образуют протяженные субмеридиональные зоны, согласные с тектонической расчлененностью вмещающих пород. С зонами милонитизации в ИММ и вмещающих толщах связывают формирование метасоматитов – фенитизированных бластомилонитов, скаполит-диопсидовых амфиболитов и т.д. (Русин и др., 2006; Медведева и др., 2013).

Гранат-амфиболовые миаскиты (ГАМ) залегают в юго-западной и западной частях ЦМТ (Миасский щебеночный карьер, район гор Белой и Демидова) и краевых частях ВМТ (район гор Фирсова и Савельева). В восточном эндоконтакте центрального миаскитового тела ГАМ слагают протяженные субмеридиональные прерывистые пластообразные зоны (протяженностью 7–9 км при мощности 15–40 м), которые залегают согласно полосчатости вмещающих амфиболовых (АМ) и биотит-амфиболовых (БАМ) миаскитов и сиенитов. Внутри зон ГАМ чередуются с пироксен-амфиболовыми миаскитами (сандыитами), АМ и сиенитами, имеют с ними постепенные переходы (Левин, Баженов, 1976). Также встречаются небольшие тела ГАМ мощностью 1–10 м, которые образуют своеобразную оторочку тел пироксен-амфиболовых миаскитов (ПАМ), расположенных в АМ и БАМ (Немов, 2015а; Немов и др., 2017). В восточных миаскитовых телах ГАМ слагают подобные описанным в ЦМТ линейные зоны с неоднородным строением, которые простираются на 3,5 км при мощности 10–30 м или формируют линзы 10–100 м, приуроченные к зонам эндоконтакта (Левин, 1974).

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Для исследования были взяты образцы ГАМ, переданные А.А. Краснобаевым (ВМТ, район горы Белой, N 55°05'50.3" E 60°11'37.3"), А.Г. Баженовым и В.А. Поповым (ЦМТ, Миасский ще-



**Рис. 1.** Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского комплекса (а; Русин и др., 2006) и Ильменогорского миаскитового массива (б; Левин, 1974; Левин и др., 1997).

Миаскиты ( $O_2$ ): 1 – биотитовые; 2 – амфиболовые, пироксен-амфиболовые и биотит-амфиболовые; 3 – сиениты ( $O_2$ ); 4 – нерасчлененные щелочные породы (миаскиты, сиениты, фениты; ( $O_2$ )); 5 – фениты экзоконтактов массива; 6 – сялякинская серия амфибол-гнейсово-плаггиомигматитовая (AR-PR<sub>1</sub>); 7 – blastsмилониты гранитоидного и сиенитового состава (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>); 8 – милониты Кыштымского сдвига-надвига; 9 – еланчиковская толща плаггиосланцев и мигматитов инъекционного типа; 10 – сайтовская серия, метатерригенная; 11 – зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 12 – Увильдинский монзонит-гранитный комплекс (PZ<sub>3</sub>); 13 – гнейсовидные граниты Кисегачского комплекса, 14 – метатипербазиты; 15 – поздние тектонические разломы; 16 – точки опробования.

**Fig. 1.** Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex (a; Rusin et al., 2006) and Ilmeny miaskite massive (б; Levin 1974; Levin et al., 1997).

Middle Ordovician miaskites: 1 – biotite; 2 – amphibole, pyroxene-amphibole and biotite-amphibole; 3 – Middle Ordovician syenites; 4 – Middle Ordovician not differentiated alkaline rocks (miaskites, syenites, fenites); 5 – exocontact massifs fenites; 6 – Selyankino Group: Archean to Early Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 7 – Middle Permian-Lower Triassic (?) granitic and syenitic blastomylonites; 8 – mylonites of Kyshtym shear-thrust; 9 – Elanchik Sequence: plagioshales and injection migmatites; 10 – Saitovo Sequence: metaterrigenous rocks; 11 – greenschist volcanosedimentary complexes of West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 12 – Upper Precambrian Uvildy monzogranitic complex; 13 – gneissic granites Kisegach complex; 14 – metaultramafic rocks; 15 – late faults; 16 – the place of samples.

бенчатый карьер, N 55°05'26.6" E 60°09'15.5") и отобранные автором (ЦМТ, Аптекарский лог, N 55°03'30.5" E 60°07'56.2").

ГАМ имеет крупно- и среднезернистую, реже неравномернозернистую структуру и плоскопараллельную текстуру. Микроскопически структура гетерогранобластовая/гранобластовая с порфиробластами граната и амфибола, содержащими включения нефелина, полевого шпата, титанита. Зерна граната и амфибола корродированы по краям К-На полевым шпатом и нефелином. Минеральный состав (%): К-На полевой шпат – 30–40, альбит-олигоклаз – 20–30, нефелин – 5–15, гастингсит-тарамит – 5–10,grossуляр-андрадит – 3–5, акцессорные минералы – 2–5 (титанит, алланит, кальцит, флюорит, апатит, циркон). Химический состав породообразующих и акцессорных минералов приведен в табл. 1 и 2.

К-На полевой шпат (*Kfs*) мезопертитовый (0.5–3 мм) с незначительной примесью ВаО (0.06–0.61 мас. %). Зерна *Kfs* характеризуются зональным строением с увеличением от центра ( $X_{Na} = Na/(Na + K) = 0.08–0.15$ ) к краю ( $X_{Na} = 0.17–0.32$ ) содержания Na (альбитизация). При альбитизации в *Kfs* отмечается рост содержания ВаО (3.20–6.14 мас. %) (рис. 2а; см. табл. 1, ан. 3, 4).

Олигоклаз (An 13–17) образует удлиненные зерна (1–5 мм), замещающиеся по краям альбитом (An 4–2). Иногда на контакте олигоклаза и *Kfs* развиты реакционные “мирмекитоподобные” каймы с вростками нефелина “червеобразной формы” (Левин, Баженов 1976).

Нефелин (0.25–4 мм) располагается в сростании с *Kfs* и гранатом. В породе при увеличении содержания альбита отмечается обеднение нефелином, вплоть до образования безнефелиновых разностей. Часто нефелин и полевые шпаты образуют симплектитовые сростки (Левин, Баженов, 1976). Состав нефелина однороден и содержит незначительную примесь FeO (до 0.36 мас. %) и CaO (0.40–1.19 мас. %).

Амфибол представлен зернами и их скоплениями (0.5–6 мм), образующими наряду с альбитом, кальцитом, флюоритом, титанитом и апатитом мелко-среднезернистый агрегат. С гранатом он образует правильные идиоморфные и гипидиоморфные сростания (рис. 2б). Содержит включения полевых шпатов неправильной формы, нефелина (0.25–0.10 мм) и многочисленных округлых зерен (0.01–0.05 мм) титанита, флюорита, апатита, цир-

кона, пироклора и алланита (рис. 2в). С полевыми шпатами и нефелином зерна амфибола нередко образуют симплектитовые сростки. В породе присутствует два вида амфибола: (калий-) ферроферритарамит, приуроченный к ГАМ, расположенным среди АМ и БАМ, и калийгастингсит, характерный для ГАМ, расположенных среди амфиболовых и биотит-амфиболовых сиенитов. Ферроферритарамит характеризуется низкой магнезиальностью ( $\#Mg = 100Mg/(Fe + Mg) = 13–15$ ), умеренным содержанием общего Al (2.03–2.40 к. ф.) при низком –  $Al^{VI}$  (0.13–0.26 к. ф.); повышенном Ca (1.29–1.42 к. ф.) и Na (0.58–0.71 к. ф.) в позиции В; преимущественно преобладанием Na (0.38–0.65 к. ф.) над К (0.44–0.49 к. ф.) в позиции А. Калийгастингсит отличается повышенной магнезиальностью  $\#Mg$  (26–29), высоким содержанием общего Al (2.90–2.94 к. ф.) при –  $Al^{VI}$  (0.51–0.59 к. ф.) и Ca<sup>(B)</sup> (1.69–1.72 к. ф.) и низким Na<sup>(B)</sup> (0.28–0.31 к. ф.); характерно преобладание К (0.48–0.50 к. ф.) над Na (0.36–0.45 к. ф.) в позиции А.

Гранат образует полигональные зерна или порфирокласты (2–6 мм) с включениями или симплектитовыми сростками полевых шпатов и нефелина. Состав граната неоднороден, характеризуется низкой магнезиальностью ( $\#Mg = 1–5$ ) и глиноземистостью ( $al = Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO) = 17–26$ ). В ГАМ, расположенных среди АМ и БАМ, он представлен grossуляр-андрадитом ( $Py_{0-1}Alm_{0-5}Scho_{3-5}Sps_{8-13}Grs_{9-17}Adr_{60-73}$ ), а во вмещающих сиенитах – андрадит-grossуляром ( $Py_{0-2}Scho_{1-2}Sps_{3-5}Alm_{4-9}Adr_{27-34}Grs_{54-60}$ ) (см. табл. 1).

Эгирин-диопсид  $Jd_2Aeg_{48}Di_{50}$  представлен редкими удлиненно-призматическими идиоморфными зернами (0.10–0.15 мм), имеющими общие грани роста с *Kfs*, который замещается тарамитом (рис. 2г; см. табл. 1, ан. 8, 9).

Титанит (*Ttn*) – доминирующий акцессорный минерал, в породе представлен удлиненно-призматическими зернами (0.10–0.50 мм) среди индивидов амфибола, граната, полевых шпатов и нефелина или образует включения (0.005–0.02 мм) округлой формы, в амфиболе и гранате. Часто наблюдается в сростаниях с альбитом, флюоритом кальцитом и алланитом (рис. 2д). Имеет неоднородный состав оптически заметный в сочетании темных и светлых зон на BSE-снимках. Светлые зоны (*Ttn*<sub>1</sub>) обрамлены или содержат ламели темных зон (*Ttn*<sub>2</sub>) (см. табл. 2, ан. 1, 2).

**Таблица 1.** Представительные анализы химического состава породообразующих минералов гранат-амфиболовых миаскитов, мас. %

**Table 1.** Representative chemical composition of rock forming minerals from the garnet-amphibole miaskites, wt %, f. u.

Компо- нент	<i>Ab</i>		<i>Kfs</i>		<i>Nph</i>	<i>Hst</i>	<i>Trm</i>		<i>Aeg-Aug</i>	<i>Gr-And</i>		<i>And-Gr</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	63.94	67.94	64.98	59.71	41.41	36.34	36.75	38.78	49.71	34.42	34.06	37.22
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0.69	0.82	0.68	0.50	2.05	2.03	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.69	19.91	18.54	20.49	34.35	15.96	12.56	10.91	4.77	5.72	6.04	14.56
FeO	—	—	—	—	0.22	23.14	28.95	28.96	—	21.93	21.71	12.29
MnO	—	—	—	—	—	1.70	2.11	2.21	1.24	5.63	3.47	1.96
MgO	—	—	—	—	—	5.25	2.73	2.80	2.40	0.12	0.23	0.19
CaO	3.50	0.49	0.02	0.07	1.19	10.24	8.27	7.60	12.24	29.87	32.04	32.19
Na <sub>2</sub> O	9.37	11.25	1.82	1.42	16.85	2.53	3.21	4.45	6.84	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0.15	0.20	13.94	11.92	5.12	2.45	2.37	2.17	—	—	—	—
BaO	—	—	0.02	6.14	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99.65	99.79	99.32	99.75	99.14	98.30	97.77	98.56	99.79	99.74	99.58	99.24
Si	2.83	2.89	3.00	2.87	1.01	5.62	5.82	6.12	1.89	2.81	2.77	2.93
Ti	—	—	—	—	—	0.08	0.10	0.08	0.01	0.13	0.12	0.05
Al	1.19	1.03	1.02	1.17	0.99	2.91	2.34	2.03	0.22	0.55	0.58	1.35
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	1.01	1.53	1.20	0.48	1.49	1.47	0.70
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	—	0.00	1.98	2.30	2.62	0.22	—	—	0.11
Mn	—	—	—	—	—	0.22	0.28	0.30	0.40	0.39	0.24	0.13
Mg	—	—	—	—	—	1.21	0.64	0.66	0.14	0.02	0.03	0.02
Ca	0.17	0.02	0.00	0.00	0.03	1.70	1.40	1.29	0.50	2.61	2.79	2.71
Na	0.80	0.96	0.16	0.13	0.80	0.76	0.99	1.36	0.50	—	—	—
K	0.01	0.01	0.82	0.73	0.17	0.48	0.48	0.44	—	—	—	—
Ba	—	—	0.00	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—
*f	—	—	—	—	—	0.71	0.86	0.85	0.84	0.99	0.98	0.98

Примечание. Расчет коэффициентов кристаллохимических формул минералов выполнен катионным методом: нефелина – на 3, пироксена – на 4, полевых шпатов – на 5, аннита – на 7, граната – на 8, амфибола – на 13. *Ab* – альбит, *Aeg-Aug* – эгирин-авгит, *Ann* – аннит, *And-Gr* – андрадит-гроссулар, *Gr-And* – гроссулар-андрадит, *Hst* – гастингсит, *Kfs* – K-Na полевой шпат, *Nph* – нефелин, *Trm* – тарамит. “—” – не обнаружено. Примеси, мас. % и к.ф. РЭММА-202, аналитик В.А. Котляров; Vega 3 Tescan, аналитик И.А. Блинов.

Note. Calculation of the coefficients of crystallochemical formulas of minerals is made by cationic method: nepheline by 3, pyroxene by 4, feldspar by 5, annite by 7, garnet by 8, amphibole by 13. *Ab* – albite, *Aeg-Aug* – aegerine-augite, *Ann* – annite, *And-Gr* – andradite-grossular, *Gr-And* – grossular-andradite, *Hst* – hastingsite, *Kfs* – K-Na – feldspar, *Nph* – nepheline, *Trm* – taramite. “—” – not determined. Trace elements, wt % and f.u. REMMA-202, analyst V.A. Kotlyarov; Vega 3 Tescan, analyst I.A. Blinov.

В составе переход от *Ttn*<sub>1</sub> к *Ttn*<sub>2</sub> отражен в увеличении содержаний (мас. %): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.0–10.9<sub>max</sub>), CaO (26.7–30.7), F (0.00–2.57<sub>max</sub>), и уменьшении TiO<sub>2</sub> (34.5–25.3), Fe<sub>общ</sub> (2.70–0.43), Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (2.90–0.25) и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.12–0.00) (см. табл. 2, ан. 1–4). Разности с максимальными концентрациями Al и F можно отнести к гротитам – фтор-глиноземистым титанитам (Вах и др., 2009). Отдельные зерна титанита содержат примесь (мас. %): V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 0.50) и Na<sub>2</sub>O (до 0.35).

Удлиненно-призматические зерна (0.005–0.20 мм) кальцита и апатита образуют сростания с гранатом и амфиболом. Кальцит содержит незначительную примесь SrO, апатит – F (3.60–3.80 мас. %), Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 2).

Циркон представлен включениями удлиненных или округлых зерен (0.02–0.02 мм) в породообразующих минералах или формирует удлиненно-призматические кристаллы (0.4–0.6 мм) среди минерального агрегата, содержит незначительную примесь FeO и HfO<sub>2</sub> (см. табл. 2).

Алланит-(Ce) (*Aln*) наряду с другими минералами участвует в строении матрикса породы (0.002–0.4 мм), или образует включения. Он имеет неоднородный состав (см. рис. 2д; табл. 2, ан. 7, 8), по признакам, сходен с кристаллами титанита. В зернах алланита от первичных (*Aln*<sub>1</sub>) к измененным участкам (*Aln*<sub>2</sub>) наблюдается закономерное увеличение содержания (мас. %): SiO<sub>2</sub> (32.3–37.8), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.5–24.8), FeO (10.9–15.4),

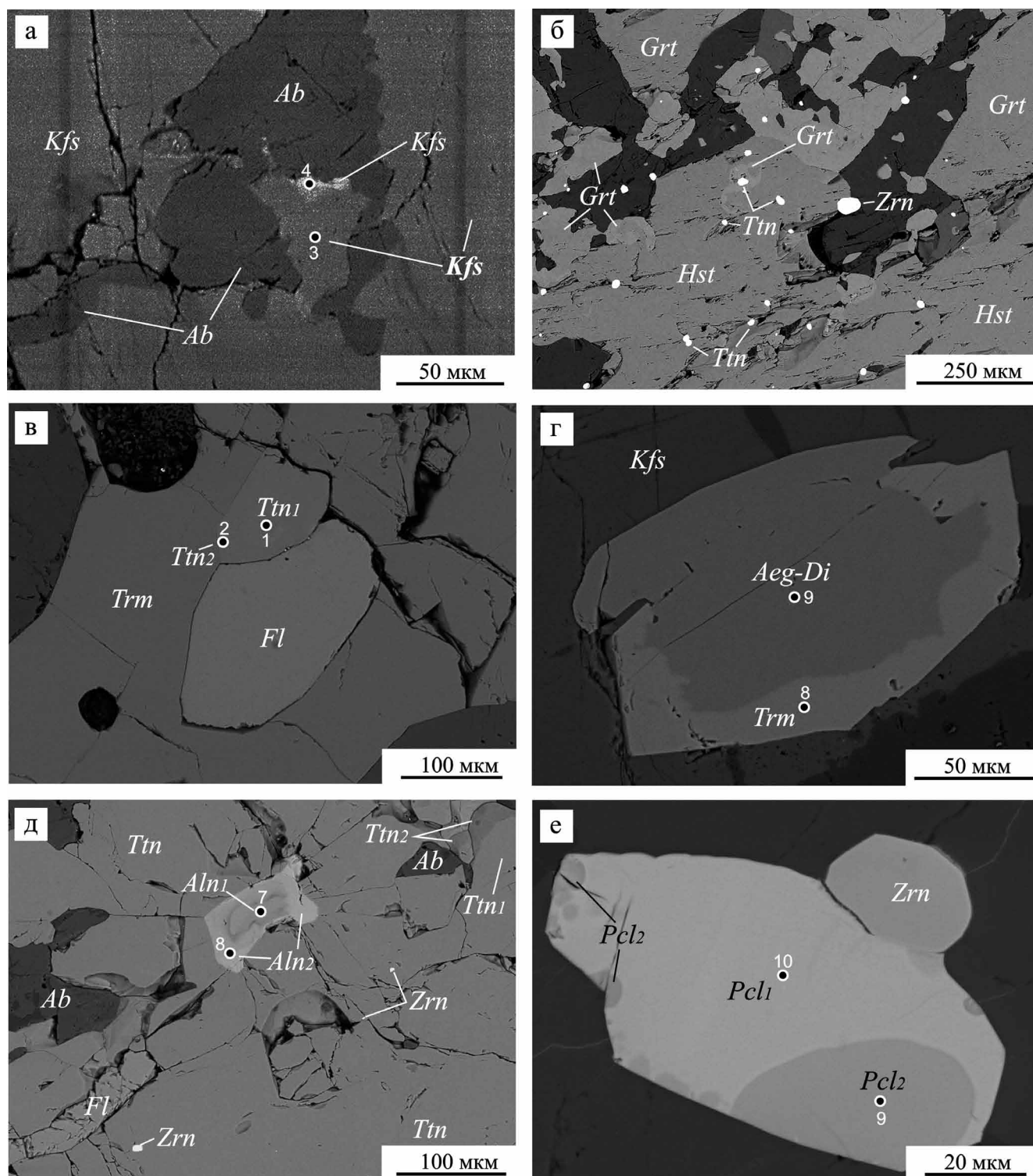
**Таблица 2.** Представительные анализы химического состава аксессуарных минералов гранат-амфиболовых миа-скитов, мас. %**Table 2.** Representative chemical composition of accessory minerals from the garnet-amphibole miaskites, wt %, f. u.

Компо- нент	<i>Ttn</i> <sub>1</sub>	<i>Ttn</i> <sub>2</sub>	<i>Ttn</i> <sub>1</sub>	<i>Ttn</i> <sub>2</sub>	<i>Aln</i> <sub>1</sub>	<i>Aln</i> <sub>2</sub>	<i>Aln</i> <sub>1</sub>	<i>Aln</i> <sub>2</sub>	<i>Pcl</i> <sub>1</sub>	<i>Pcl</i> <sub>2</sub>	<i>Cal</i>	<i>Ap</i>	<i>Zrn</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	29.32	29.67	30.54	30.90	32.32	32.66	36.30	37.80	0.2	0.99	—	—	32.54
TiO <sub>2</sub>	30.28	29.41	27.28	24.46	0.48	0.36	—	—	6.80	6.84	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.18	3.93	7.41	10.9	14.52	15.84	23.18	24.77	—	—	—	—	—
FeO	2.69	2.65	1.10	0.43	16.01	15.37	11.24	11.44	—	0.28	0.11	—	0.94
MnO	0.10	0.13	—	—	1.13	0.96	—	—	—	—	0.26	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	0.21	—	—	—	—	—	—
CaO	27.22	27.80	28.46	28.82	11.54	12.79	19.50	22.98	18.8	17.28	54.59	54.05	—
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.17	—	—	—	—	—	—	6.00	7.79	—	—	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.92	2.48	1.22	0.82	—	—	—	—	58.75	57.77	—	—	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.76	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65.06
HfO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.88
ThO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.36	0.64	0.34	—	1.39	2.29	—	—	—
UO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0.45	—	—	—	—
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	9.13	6.12	3.67	0.78	—	—	—	—	—
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	0.48	0.38	—	12.0	11.5	3.91	0.99	0.75	0.88	—	0.66	—
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0.62	1.27	—	—	—	—	—	—	—
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	1.43	0.52	—	—	—	—	0.41	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.60	0.56	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43.70	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	41.23	—
F <sub>2</sub>	1.03	1.30	1.88	2.47	—	—	—	—	4.09	1.21	—	3.59	—
Σ	97.94	98.55	98.27	98.80	98.11	98.94	98.87	98.76	97.23	96.69	99.22	99.94	99.42
Si	0.99	1.00	1.00	0.99	3.06	3.02	2.96	2.95	0.01	0.06	—	—	1.00
Ti	0.77	0.74	0.68	0.59	0.03	0.02	0.06	0.06	0.32	0.31	—	—	—
Al	0.13	0.15	0.28	0.41	1.62	1.73	2.23	2.28	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	1.26	1.19	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0.08	0.07	0.03	0.01	—	—	0.77	0.74	—	0.01	0.00	—	0.02
Mn	—	—	—	—	0.09	0.07	—	—	—	—	0.00	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—
Ca	0.99	0.99	0.99	0.99	1.17	1.27	1.71	1.92	1.25	1.10	0.60	4.97	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	0.72	0.89	—	—	—
Nb	0.04	0.04	0.02	0.01	—	—	—	—	1.65	1.55	—	—	—
Ta	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.97
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01
Th	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	—	0.02	0.03	—	—	—
U	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—
La	—	—	—	—	0.32	0.21	0.11	0.02	—	—	—	—	—
Ce	—	—	—	—	0.42	0.39	0.12	0.03	0.02	0.02	—	0.02	—
Pr	—	—	—	—	0.02	0.04	—	—	—	—	—	—	—
Nd	—	—	—	—	—	0.05	0.02	—	—	—	—	0.01	—
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.00	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.40	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.99	—
F	0.11	0.14	0.19	0.25	—	—	—	—	0.80	0.23	—	0.97	—

Примечание. Расчет коэффициентов кристаллохимических формул минералов выполнен катионным методом: кальцита – на 1, циркона – на 2, титанита – на 3, пироклора – на 4, апатита – на 5, алланита – на 8. *Aln* – алланит-(Ce), *Ap* – апатит, *Cal* – кальцит, *Pcl* – фторкальциопироклор, *Ttn* – титанит, *Zrn* – циркон. <sub>1</sub> и <sub>2</sub> – ранние и поздние генерации минералов. “—” – не обнаружено. Примеси, мас. % и к.ф. РЭММА-202, аналитик В.А. Котляров; Vega 3 Tescan, аналитик И.А. Блинов.

Note. Calculation of the coefficients of crystallochemical formulas of minerals is made by cationic method: calcite by 1, zircon by 2, titanite by 3, pyrochlore by 4, apatite by 5, allanite by 8. *Aln* – allanite-(Ce), *Ap* – apatite, *Cal* – calcite, *Pcl* – fluorcalciopyrochlore, *Ttn* – titanite, *Zrn* – zircon. <sub>1</sub> and <sub>2</sub> – early and late generations of minerals. “—” – not determined. Trace elements, wt % – f.u. REMMA-202, analyst V.A. Kotlyarov; Vega 3 Tescan, analyst I.A. Blinov.





**Рис. 2.** Взаимоотношения минералов в гранат-амфиболовых миаскитах.  
Цифры на рисунках соответствуют анализам в таблицах, пояснения см. в тексте.

**Fig. 2.** Relationship of minerals in the garnet-amphibole miaskites.

Explanations see in the text. The numerals in the figures correspond to the analyses in the tables, see the text for explanations.



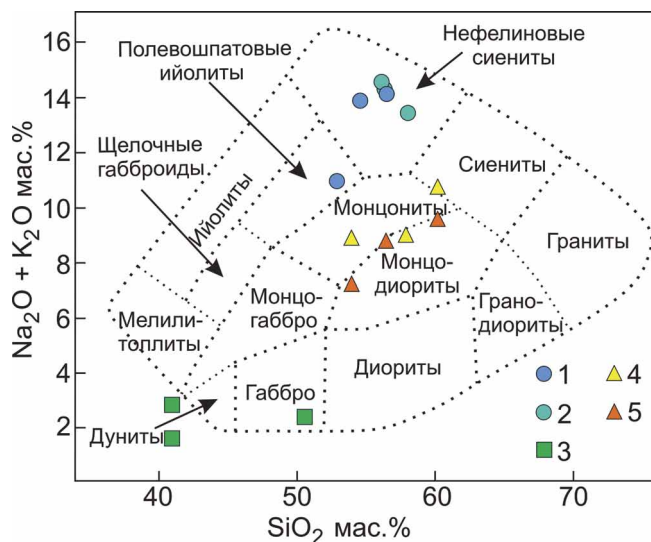
CaO (11.5–23.0), и уменьшение –  $\text{La}_2\text{O}_3$  (9.1–0.8) и  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  (12.0–1.0) (см. табл. 2, ан. 5–8). В качестве примеси в алланите присутствуют (мас. %):  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  (до 1.5),  $\text{ThO}$  (до 0.8) и  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  (до 1.4). Вариации суммы  $\text{Ln}_2\text{O}_3$  изменяются от  $\text{Aln}_1$  (21.8–8.1) к  $\text{Aln}_2$  (20.3–1.8) при сумме коэффициентов РЗЭ от 0.24–0.75 до 0.05–0.69 соответственно. Распределение  $\text{Ln}_2\text{O}_3$  в зернах алланита дифференцированное:  $(\text{La}/\text{Nd})_{\text{CN}} = 3.3–6.5$  в  $\text{Aln}_1$  и почти отсутствует  $(\text{La}/\text{Nd})_{\text{CN}} = 0.0–2.0$  в  $\text{Aln}_2$ .

Фторкальциопирохлор ( $\text{Pcl}$ ) представлен гип- и идиоморфными зернами (0.05–0.1 мм), расположенными в основной массе породы или в виде включений в  $\text{Kfs}$  и нефелине. Иногда на октаэдрической грани пирохлора наблюдается эпитактическое срастание с зернами циркона (рис 2е; табл. 2, ан. 9, 10). Кристаллы фторкальциопирохлора имеют неоднородный состав, оптически наблюдаемый в сочетании светлых ( $\text{Pcl}_1$ ) и темных ( $\text{Pcl}_2$ ) зон на BSE-снимках. Фторкальциопирохлор характеризуется резким преобладанием Nb над Ta и Ti (в 4.9–5.2 раза), присутствием примеси (мас. %):  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  (до 0.9),  $\text{ThO}_2$  (до 2.3). Для  $\text{Pcl}_1$  характерна значительная концентрация F и примесь U, а в  $\text{Pcl}_2$  происходит уменьшение содержания F и появляется примесь Ta и Sr (см. табл. 2, ан. 9, 10).

### ПЕТРОГЕОХИМИЯ

По содержанию  $\text{SiO}_2$  и сумме щелочей ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 11.0–14.1$  мас. %) ГАМ относятся к щелочным породам средней группы ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.0–1.3$ ), по составу соответствуют нефелиновым сиенитам (рис. 3) (Петрографический кодекс России, 2009). Для них характерны высокие железистость ( $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) = 85–96$ ) и соотношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.5–2.6$ , широкие вариации коэффициента глиноземистости ( $al' = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 2.9–8.0$ ) и агапайности ( $K_a = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.51–0.66$ ), а также повышенные содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ . Вмещающие их АМ и БАМ отличаются повышенной суммой щелочей ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 13.5–14.6$  мас. %) и преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.8–0.9$ ), устойчивым коэффициентом агапайности ( $K_a = 0.64–0.67$ ) и глиноземистости ( $al' = 5.2–6.6$ ). По минеральному составу и петрохимическим параметрам ГАМ сходны со святоноситами, для которых характерны: низкая сумма щелочей ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.8–10.7$  мас. %), более высокое соотношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.2–4.1$ , пониженный коэффициент глиноземистости ( $al' = 1.4–5.6$ ) и железистости ( $f = 82–91$ ), более высокие концентрации  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2.4–6.4 мас. %) и  $\text{CaO}$  (5.2–8.6 мас. %). Святоноситы по химическому составу соответствуют монцонитам, монцо-диоритам.

ГАМ характеризуются  $\Sigma\text{РЗЭ} = 124–296$  г/т (табл. 3) при широкой вариативности  $\text{La}/\text{Lu}_n = 0.2–26$ . Распределения РЗЭ в ГАМ отражают преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ (рис. 4а). Однако в отдель-



**Рис. 3.** Классификационная диаграмма магматических горных пород.

1–2 – миаскиты: 1 – гранат-амфиболовые, 2 – амфиболовые и биотит-амфиболовые; 3 – гранат-диопсид-скаполитовые амфиболиты, 4–5 – святоноситы комплексов: 4 – святоносского; 5 – слюдянского.

**Fig. 3.** Classification diagram of magmatic rocks.

1–2 – miaskites: 1 – garnet-amphibole, 2 – amphibole and biotite-amphibole; 3 – garnet-diopside-scapolite amphibolites; 4–5 – svyatonosites from complexes: 4 – Svyatonosky; 5 – Slyudyansky.

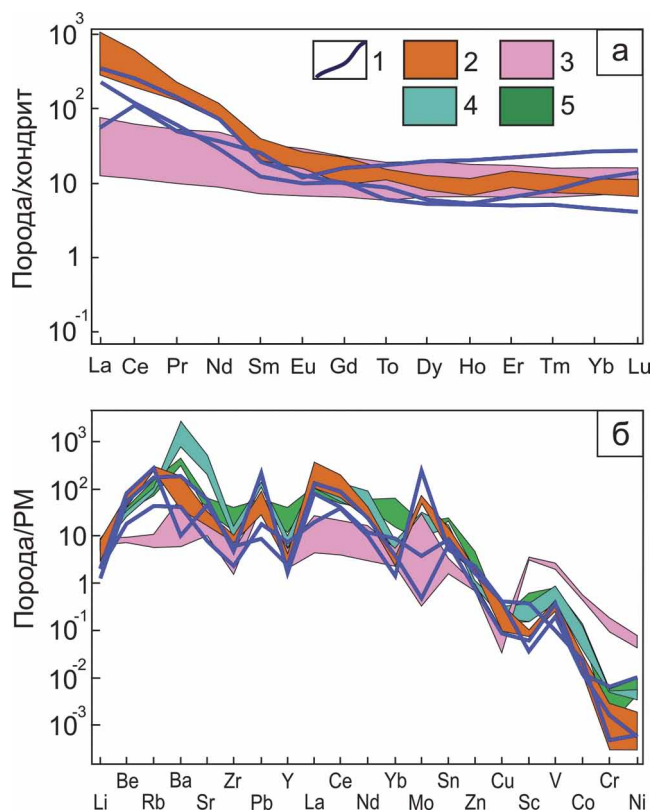
ных случаях кривые распределения имеют слабый V-образный профиль, где фиксируется преобладание ТРЗЭ над СРЗЭ. ГАМ характеризуются отрицательной  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (0.87–0.95) и положительной  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  (1.13–2.02) аномалиями. Концентрации РЗЭ в ГАМ имеют широкие вариации LILE (Rb, Ba, Sr), HFSE (Zr, Y, Sc, U, Nb, Pb) и транзитных (Mo, Cu, Cr, Ni) элементов (рис. 4б, см. табл. 3), что, в свою очередь, определяет широкий диапазон соотношений  $\text{Ba}/\text{Rb}$  (0.4–11.8),  $\text{Ba}/\text{Pb}$  (32–86),  $\text{Nb}/\text{Ta}$  (13–97),  $\text{La}/\text{Yb}$  (3–76),  $\text{Ni}/\text{Co}$  (0.5–15.6). Концентрации транзитных элементов ниже, чем в хондрите  $\text{Cr}/\text{V}$  (0.1–0.7).

Вмещающие АМ и БАМ имеют: более высокие содержания суммы РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 246–682$  г/т), отчетливую тенденцию преобладания ЛРЗЭ над ТРЗЭ ( $(\text{La}/\text{Lu})_n = 4–95$ ), часто положительную  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (0.90–1.31) и вариативную  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  (0.78–1.18) аномалии, высокие значения соотношений –  $\text{Ba}/\text{Rb}$  (1.4–13.0),  $\text{Ba}/\text{Pb}$  (23–245),  $\text{La}/\text{Yb}$  (28–133),  $\text{Cr}/\text{V}$  (0.1–8.5) и низкие –  $\text{Nb}/\text{Ta}$  (12–28),  $\text{Ni}/\text{Co}$  (1–6). Характер распределения мультиэлементов во вмещающих миаскитах и ГАМ сходен, но для вмещающих миаскитов характерны более высокие концентрации LILE (Be, Rb, Ba) и HFSE (Zr, Th, U, Nb, Ta Pb) и узкий диапазон вариативности.

**Таблица 3.** Представительные анализы химического состава гранатовых миаскитов (1–3), вмещающих амфиболовых и биотит-амфиболовых миаскитов (4–6), гранат-диопсид-скаполитовых пород основного состава (7), святоноситов святоносской (8) и слюдянской (9) серий (Левицкий, 2005), мас. % и г/т

**Table 3.** Representative analyses of chemical composition of garnet-amphibole miaskites (1–3), the host rock of amphibole and biotite-amphibole miaskites (4–6), garnet-diopside-scapolite amphibolites (7), svyatonosites from Svyatonosky (8) and Slyudyansky (9) complexes (Levitskii, 2005), wt %, ppm

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52.70	54.28	56.72	57.89	55.98	56.27	51.48	53.70	53.67
TiO <sub>2</sub>	1.64	0.37	0.30	0.65	0.73	0.58	0.32	0.80	1.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.50	21.14	22.08	20.95	21.71	21.27	12.48	16.28	13.98
FeO	4.22	1.20	1.82	2.17	1.68	1.99	3.41	2.17	2.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.11	1.27	1.70	1.66	1.32	1.49	6.04	4.56	6.35
MnO	0.19	0.17	0.27	0.15	0.14	0.18	0.22	0.22	0.20
MgO	1.13	0.16	0.16	0.17	0.30	0.49	11.50	1.51	1.06
CaO	4.60	5.44	1.69	1.15	1.88	1.87	10.54	8.61	11.41
Na <sub>2</sub> O	5.61	7.95	6.94	6.21	6.62	6.70	2.10	2.92	3.61
K <sub>2</sub> O	5.38	5.92	7.14	7.29	8.00	7.55	0.29	5.85	3.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.10	0.10	0.26	0.06	0.19	–	0.52	0.36
П.п.п	–	1.74	0.52	0.83	0.62	–	1.22	–	–
Σ	99.37	99.54	99.44	99.38	99.04	98.58	99.60	97.14	98.98
La	13.2	54.6	86.7	70.6	98.9	248	3.06	73.0	66.0
Ce	67.3	69.6	153	115	145	344	6.95	141	98.0
Pr	4.36	5.12	12.4	13.9	11.3	20.1	0.91	–	–
Nd	15.8	13.4	32.1	43.4	30.4	53.1	4.05	103	80.0
Sm	3.72	1.84	2.87	5.76	3.14	5.51	1.09	–	–
Eu	0.64	0.56	0.74	1.48	0.88	1.37	0.38	–	–
Gd	3.20	2.00	1.98	4.53	2.36	1.92	1.30	–	–
Tb	0.62	0.22	0.32	0.56	0.40	0.45	0.22	–	–
Dy	4.65	1.29	1.46	3.10	1.94	3.10	1.58	–	–
Ho	1.08	0.27	0.29	0.59	0.37	0.63	0.35	–	–
Er	3.57	0.78	1.02	1.64	1.66	1.94	1.05	–	–
Tm	0.60	0.13	0.20	0.25	0.19	0.29	0.16	–	–
Yb	4.33	0.72	1.85	1.66	1.15	1.86	1.12	2.40	12.4
Lu	0.65	0.10	0.34	0.25	0.17	0.27	0.19	–	–
Li	3.15	1.96	3.14	12.9	4.69	5.04	13.8	10.0	10.0
Be	1.08	3.20	4.75	2.47	3.17	4.25	0.43	1.50	1.60
Sc	4.73	0.47	0.80	1.33	1.20	0.97	45.9	5.00	2.00
V	12.8	25.5	48.4	56.3	33.5	38.2	255	115	102
Cr	1.45	18.5	4.94	0.88	8.56	3.10	557	15.0	3.00
Co	2.32	1.31	1.19	3.09	1.32	1.69	43.9	11.0	14.0
Ni	1.21	20.5	1.13	0.61	2.65	3.84	159	11.0	12.0
Cu	11.4	12.2	2.43	9.64	2.59	5.90	1.50	7.00	5.00
Zn	88.3	126	41.9	98.3	112	–	38.2	58.0	257
Rb	27.7	106	171	170	151	187	3.58	62.0	44.0
Ba	275	1254	70.5	973	1288	256	40.6	18500	3050
Sr	164	1244	907	675	354	453	215	10475	1313
Y	32.5	7.59	10.8	15.7	11.7	19.7	9.31	33.0	119
Zr	25.2	53.1	65.5	94.4	80.8	111	17.1	133	440
Nb	8.49	64.8	219	262	135	286	1.28	–	–
Mo	0.23	14.0	<0.03	н/о	4.28	–	0.02	1.20	0.50
Cd	0.30	0.60	0.19	0.07	0.23	–	0.04	–	–
Sn	1.48	0.85	1.13	2.39	0.88	–	0.27	2.90	3.50
Sb	0.05	<0.01	0.12	0.21	34.2	–	0.04	–	–
Hf	1.07	1.37	2.48	1.63	2.70	2.80	0.53	–	–
Ta	0.63	1.44	2.26	40.3	5.10	10.1	0.14	–	–
W	0.08	0.11	<0.02	0.94	<0.02	0.52	1.41	–	–
Pb	3.20	38.6	1.63	16.3	5.26	11.2	8.19	20.0	11.0
Th	8.25	8.55	11.2	25.1	13.4	42.9	0.87	–	–
U	1.09	2.63	1.05	7.39	1.81	8.01	0.75	–	–



**Рис. 4.** Спектры распределения РЗЭ (а) и элементов-примесей (б) в исследованных и сравниваемых породах.

1–2 – миаскиты: 1 – гранат-амфиболовые, 2 – амфиболовые и биотит-амфиболовые; 3 – гранат-диопсид-скаполитовые амфиболиты; 4, 5 – святоноситы комплексов: 4 – святоносского; 5 – слюдянского. Элементы нормированы по хондриту (а) и примитивной мантии (б) (McDonough, Sun, 1995).

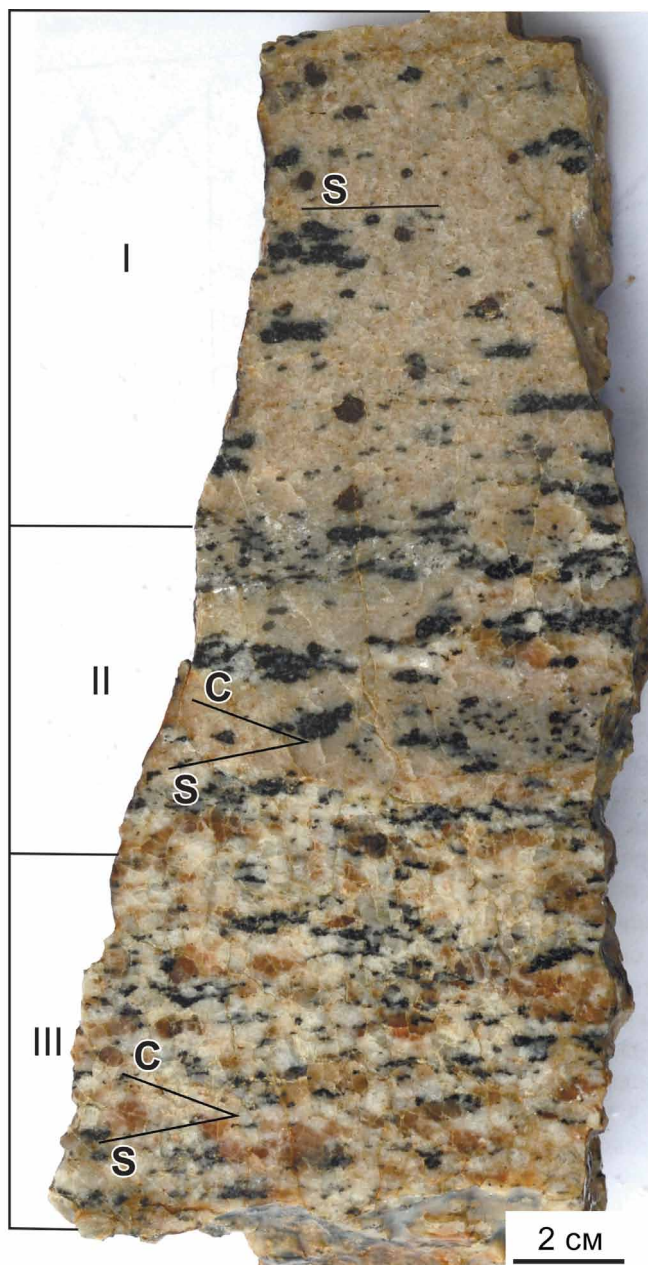
**Fig. 4.** Spectra of REE and trace-elements distribution in researched and compared rocks.

1–2 – miaskites: 1 – garnet-amphibole, 2 – amphibole and biotite-amphibole; 3 – garnet-diopside-scapolite amphibolites; 4, 5 – svyatonosites from complexes: 4 – svyatonosky; 5 – sludyansky. The elements are normalized to chondrite (a) and primitive mantle (b) (McDonough, Sun, 1995).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Сопоставление вмещающих ГАМ и БАМ

Минералого-петрогеохимические особенности ГАМ показывают близкое структурно-минералогическое и геохимическое сходство с вмещающими их АМ и БАМ, но отличаются от БАМ и широко распространенной в массиве БМ плоскопараллельной (линейной) текстурой и отсутствием милонитовой (CS-) текстуры (рис. 5). Отсутствие сдвиговых С-систем пластичных микросколов указывает на разуплотнение породы в ходе ее преобразования и, как следствие, появление планарных S-текстур в ходе течения



**Рис. 5.** Структурно-текстурные особенности исследованных пород.

I – гранат-амфиболовые миаскиты, II – переходная зона, III – биотит-амфиболовые миаскиты; S – полосчатость, C – плоскость сдвига.

**Fig. 5.** Textural and structural features of researched rocks.

I – garnet-amphibole miaskites, II – transition zone, III – biotite-amphibole miaskites; S – foliation, C – shear bands.

вещества в вязком состоянии (Шемелина, 2001), что подтверждает позднее происхождение ГАМ. Наряду с этим отмечается широкое развитие метасоматических процессов при непосредственном воздействии активного флюида на породы и их разуплотнение в

зонах милонитизации на границах гетерогенных сред (Кирмасов, 2011). Характерные для ГАМ пластообразные и линейные формы залегания отражают теневую структуру метаморфических толщ (Левин и др., 1976) и подтверждают метасоматическую природу их формирования с характерным постепенным переходом между БАМ и ГАМ (см. рис. 5).

Особенностью минерального состава ГАМ является присутствие: граната рядаgrossуляр-андрадит; зонального олигоклаз-альбита, пертитового Ва-содержащего К-На-полевого шпата с мирмекитовыми и симплектитовыми вростками в нефелине, указывающими на контактово-реакционные взаимоотношения минералов. Также в породе присутствуют высокожелезистые эгирин-диопсид, калий-, ферроферритарамит и калийгастингсит с “ситовидными” контактово-реакционными структурами. Наличие акцессорного флюорита (крайне редкого или совсем отсутствующего в прочих разновидностях миаскитов) и Al-F-содержащего титанита в ГАМ указывает на то, что флюид, участвовавший в его формировании, был насыщен фтором, а флюиды, содержащие в своем составе F, Cl, H, способны мобилизовать инертные в прочих условиях Al и Ti (Терехов, Щербакова, 2012).

Для ГАМ были рассчитаны высокие *PT*-параметры формирования – 500–900°C (Левин, Баженов, 1976), а для вмещающих БАМ и АМ – 8–9 кбар, 600–700°C (Макагонов и др., 2018), что позволяет сравнивать их со святоноситами и сходными метасоматитами ультра- и постультраметаморфического этапа формирования. Процессы динамометаморфизма в Ильменогорской шовной зоне происходили при средних температурах (400–500°C) и высоком давлении водного флюида (10–13 кбар), сопровождаясь интенсивным развитием метасоматических процессов (кислотное выщелачивание, фенитизация и др.) и образованием бластомилонитов, фенитов, диопсид-скаполитовых и прочих метасоматитов (Ворощук, Русин, 2003). При постколлизийных процессах в зонах интенсивной деформации пород происходит неравномерное распределение давления и формирование локальных линейных зон повышенных давлений (Тен, 1993). Возрастание *P* и *T* также обусловлены потоками тепла и вещества в связи с высвобождением глубинных флюидов вдоль разуплотненных деформацией сдвига горных пород (Левицкий, 2005; Терехов, 2007). В метаморфических комплексах, в зонах с повышенными *P* и *T*, давление водного флюида способствует формированию метасоматических пород на постультраметаморфическом этапе, где доминируют метасоматиты дифференцированные на лейко- и мелонакратовые (Левицкий, 2005), что подтверждается для метасоматитов ИММ: меланократовые – ПАМ и лейкократовые – ГАМ.

Важной характеристикой для понимания природы образования ГАМ является их обеднение РЗЭ и

мультиэлементами, например: ПАМ –  $\sum \text{REE} = 970$ , АМ –  $\sum \text{REE} = 490$ , ГАМ –  $\sum \text{REE} = 295$ , БМ –  $\sum \text{REE} = 170$  г/т. Вместе с обеднением РЗЭ для ГАМ фиксируется снижение концентраций петрогенных ( $\text{SiO}_2$ , FeO, MgO,  $\text{K}_2\text{O}$ ), LILE, HFSE и транзитных элементов, и увеличение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ge, Rb, Tl. Сходство характера распределения РЗЭ и мультиэлементов в святоноситах (Прибайкалье) и ГАМ Ильменогорского миаскитового массива указывает на их преобразование в коровых условиях, сопровождающихся привнесом LILE и перераспределением HFSE и транзитных элементов (Левицкий, 2005).

Природа БАМ, АМ и ПАМ в рамках “палингено-метасоматической” гипотезы рассматривалась как рстит амфиболитов вмещающих ИММ толщ, а БМ, доминирующие в массиве, – как конечный продукт анатексиса (миаскитизации) при магматическом замещении метаморфогенных толщ (Левин, 1974; Левин и др., 1997). Минералого-геохимические особенности БАМ, АМ и ПАМ позволяют определить их как продукты базификации с тенденцией в ряду БМ→БАМ→АМ→ПАМ увеличения содержаний Ca, Mg, Fe, Mn, Ti, LILE, HFSE и REE, уменьшение – Al, Tl, в особенности – Si (Левицкий, 2005, 2010). Этот тип метасоматоза мог проявляться на ультраметаморфическом этапе развития массива и происходил по ранее сформированным протощелочным породам (Баженов, 2006; Русин и др., 2006). Структурно-текстурные и минералогические данные, а также широкие вариативные значения содержаний петрогенных, редких и примесных элементов отражают эволюцию метасоматических растворов при понижении температуры и предполагают формирование ГАМ как поздних метасоматических зон на постультраметаморфическом этапе.

Характерный рост концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ge, Rb, Tl и резкое уменьшение REE, HFSE и транзитных элементов в ГАМ указывают на процесс кислотного выщелачивания при преобразовании пород (БАМ, АМ) ультраметаморфического этапа (Левицкий, 2005).

Аномалии  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  и  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в большинстве проб отсутствуют либо слабо выражены – (0.90–0.95) и (1.01–1.13) соответственно. Реже в ГАМ фиксируется отрицательная  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (0.57) и положительная  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  (2.15) аномалии. Невыраженный характер  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  аномалии можно объяснить отсутствием  $\text{Eu}^{2+}$  в метасоматизирующем флюиде (Беликова, Мороз, 2016). Присутствие выраженных отрицательной  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  и положительной  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  аномалий указывает на преимущественно окислительную среду минералообразования. Увеличение окислительных свойств флюида сдвигает равновесие в сторону образования оксида  $\text{EuO}$  и, как следствие, приводит к появлению отрицательной  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  аномалии. С окислительной сре-



дой петрогенезиса также связано формирование F-содержащих минеральных комплексов в виде  $\text{CaF}_2$  и Al-F-содержащего титанита (Куш, 2006).

Сходство в распределении элементов ГАМ и вмещающих пород, а также единый характер изменения акцессорных минералов указывают на метасоматическое преобразование как вмещающих (в меньшей степени), так и ГАМ (максимальные изменения).

Низкие и слабо варьирующие значения соотношений  $\text{Ni/Co}$ ,  $\text{Cr/V}$  в ГАМ свидетельствуют о наследовании транзитных элементов из протолита. По кларковым содержаниям  $\text{Cr}$  и  $\text{V}$  ГАМ соответствуют метакарбонатным и метаизвестковым породам (Виноградов, 1962), также близки их содержания в АМ и БАМ. Отличительной чертой миаскитов (БМ, БАМ и АМ) от ГАМ является высокие содержания  $\text{Cr}$  сравнимые с концентрациями в породах основного состава. Данный факт указывает на гетерогенный состав субстрата, как для ГАМ, так и для собственно миаскитов подтверждая вероятность гипотетического формирования миаскитов в ходе плавления осадочного чехла, состоящего из карбонатных и вулканогенно-осадочных пород (Иванов, 2011). Это согласуется с идеей Д.С. Коржинского о метасоматической гранитизации основных и карбонатных пород, богатых  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ , вызывающих повышение щелочнометаллической глубинного инфильтрационного флюида, приводящего к преобразованию субстрата в сиениты и нефелиновые сиениты. Субстратом для них могли быть метатерригенные и вулканогенно-осадочные толщи с телами метакарбонатных пород и кальцифилов, широко распространенные в ИММ (Юрецкий и др., 1982; Левин и др., 1997). Таким образом, БМ являются анатектитам, которые могли сохранить ксенолиты карбонатных пород. Позднее, на этапе ультраметаморфизма, БМ подверглись метасоматозу с формированием БАМ, АМ и ПАМ, в которых четко прослеживаются базификатные тенденции. Ксенолиты карбонатных пород также претерпели изменения, преобразовавшись в скарноподобные породы (гранат-пироксеновые скарны, святоноситы). Позже все породы ИММ были подвергнуты изменениям постколлизионных процессов сдвиговой тектоники, в ходе которой они приобрели характерные черты протомилонитов и милонитов (Медведева и др., 2013; Немов, 2014). Становление региональной сдвиговой зоны на постультраметаморфическом этапе 270–240 млн лет назад приводит к проникновению глубинного флюида, обогащенного  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{P}_3\text{Э}$ ,  $\text{LILE}$ ,  $\text{HFSE}$  и др., вдоль проницаемых зон наиболее разуплотненных деформациями пород (границы гетерогенных сред), в которых происходит преобразование скарноподобных пород и их вмещающих БАМ и АМ в ГАМ.

Минералого-геохимические особенности ГАМ, а также  $PT$ -параметры формирования определяют их сходство со святоноситами Байкальского реги-

она и метасоматитами постультраметаморфического этапа, развитыми по ним (Левицкий, 2005). Для ГАМ, как и для святоноситов, характерна общая тенденция – обогащение гранатаgrossуляровым миналом с увеличением содержания в породе нефелина. В гранатах из святоноситов, связанных с мраморами, отмечается доминирование андрадитового минала (Левицкий и др., 2012), характерного и для граната ГАМ, образованных по периферии ПАМ тел (Немов и др., 2017), что свидетельствует о едином механизме их петрогенезиса, где основой является взаимодействие гетерогенных сред (флюид–алюмосиликатная (миаскиты), метакарбонатная (ксенолиты)) и перераспределение компонентов (Левицкий, Петрова, 1982; Левицкий, 2005).

Таким образом, ГАМ можно рассматривать как линейные зоны флюидной проработки в ИММ, где на границах гетерогенных сред создаются условия для кислотно-щелочного биметасоматоза, формирующие окислительную среду минералообразования, ответственную за вынос большинства компонентов и перераспределение их во вмещающие (БАМ, АМ и ПАМ) породы (Левин, 1974; Балашов, 1976; Коржинский, 1982; Немов и др., 2017).

Гранат-диопсид-скаполитовые амфиболиты, ранее отмеченные как субстрат для ГАМ (Левин и др., 1997), отличаются: низкими содержаниями суммы  $\text{P}_3\text{Э}$  ( $\Sigma \text{P}_3\text{Э} = 22\text{--}104$  г/т при  $(\text{La/Lu})_n = 1.7\text{--}6.2$ ); отсутствием или выраженными  $\text{Eu/Eu}^*$  ( $0.99\text{--}1.09$ ) и  $\text{Ce/Ce}^*$  ( $0.96\text{--}1.01$ ) аномалиями; высокими значениями соотношений  $\text{Ba/Rb}$  ( $11\text{--}74$ ),  $\text{Cr/V}$  ( $0.9\text{--}2.2$ ) и низкими –  $\text{Ba/Pb}$  ( $5\text{--}57$ ),  $\text{Nb/Ta}$  ( $9\text{--}15$ ),  $\text{La/Yb}$  ( $3\text{--}9$ ),  $\text{Ni/Co}$  ( $1.6\text{--}3.6$ ); высоким содержанием транзитных ( $\text{V}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ) элементов и низкими концентрациями  $\text{LILE}$  при их слабой вариативности. Характер распределения мультиэлементов в гранат-диопсид-скаполитовых амфиболитах отличается от такового из ГАМ (см. рис. 4б), что позволяет предположить несостоятельность их и качестве субстрата для ГАМ.

## ВЫВОДЫ

1. По геохимическим особенностям ГАМ сопоставимы с вмещающими БАМ и АМ, но отличаются низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_3\text{Э}$ ,  $\text{LILE}$  ( $\text{Li}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ),  $\text{HFSE}$  ( $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Sc}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{U}$ ) и транзитных элементов ( $\text{Mo}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ), повышенными концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}$ , а также широкими вариациями соотношений  $\text{Ba/Rb}$ ,  $\text{Ba/Pb}$ ,  $\text{Nb/Ta}$ ,  $\text{La/Yb}$ . Сходство в тенденциях распределения элементов в ГАМ и вмещающих их породах указывает на единство метасоматического процесса во всех типах пород.

2. Отрицательная  $\text{Eu/Eu}^*$  и положительная  $\text{Ce/Ce}^*$  аномалии, формирование F-содержащих минеральных комплексов в виде  $\text{CaF}_2$  и Al-F-содержащего титанита, рост концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$   $\text{Rb}$  и

резкое уменьшение REE, HFSE и транзитных элементов в ГАМ указывают на процесс кислотного выщелачивания при петрогенезисе и кислотно-щелочном типе метасоматоза.

3. Резкие отличия геохимических параметров ГАМ от таковых гранат-диопсид-скаполитовых амфиболитов указывают на несостоятельность предположения о роли последних в качестве субстрата, а малые величины соотношений Ni/Co, Cr/V и низкие концентрации транзитных элементов в ГАМ – наследование этих элементов из метакarbonатных пород протолита.

4. Сходство минерального и петрогеохимического состава, характера распределения и поведения элементов в ГАМ и святоноситах свидетельствуют о их формировании при взаимодействии гетерогенных сред (метакarbonатных и метаалюмосиликатных пород) и глубинного (мантийного) флюида.

5. ГАМ в ИММ образуют субмеридиональные тела, образованные в тектонически ослабленных зонах (милонитах) на контактах гетерогенных сред (вмещающие миаскиты и метакarbonатные ксенолиты), где в процессе кислотно-щелочного биметасоматоза происходило преобразование корового (метакarbonатного) субстрата и вмещающих миаскитов под воздействием глубинного флюида. Вариативный состав ГАМ является отражением “гетерогенного” состава пород субстрата ИММ и полистадийности их преобразования.

6. ГАМ так же, как и святоноситы, являются породами-индикаторами, которые указывают на механизм взаимодействия корового материала (метакarbonатных ксенолитов и вмещающих миаскитов) с глубинными флюидами и их массовым выбросом на этапе развития сдвиговой тектоники ИВК на постультраметаморфическом этапе 270–240 млн лет назад.

#### Благодарности

Автор благодарит за помощь в подготовке статьи коллег из ИГЗ ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН и аналитиков ЮУЦКП Имин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН В.А. Котлярова и И.А. Блинова.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов А.Г. (2006) К вопросу о генезисе миаскитов. Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: Тез. Всерос. совещ. Миасс, УрО РАН, 21-25.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 267 с.
- Беликова Г.И., Мороз Т.Н. (2016) Индикаторная роль европиевой аномалии в эволюции минералообразующих сред. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии, Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*, (11), 8486.
- Вах А.С., Авченко О.В., Карабцов А.А., Степанов В.А. (2009) Первая находка гротита в золоторудных месторождениях. *Докл. АН*, **428**(3), 353-357.
- Виноградов А.П. (1962) Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 555-571.
- Ворошук Д.В., Русин А.И. (2003) Опорный геологический разрез средней части Ильменогорско-Сысертской полиметаморфической зоны. *Путеводитель геологических экскурсий*. Екатеринбург: УрО РАН, 64-95.
- Иванов К.С. (2011) О природе карбонатитов Урала. *Литосфера*, (1), 20-33.
- Кирмасов А.Б. (2011) Основы структурного анализа. М.: Науч. мир, 368.
- Коржинский Д.С. (1982) Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 104 с.
- Кошевой Ю.Н. (1985) История формирования и структурная эволюция ильменогорского комплекса. *Рукопись*. Фонды ИГЗ, 313 с.
- Куш Л.В. (2006) Поведение Be и F при развитии процессов динамотермального метаморфизма и метасоматоза в зоне Бирюсинского разлома (Присяянье). *III Сибирская Междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле*. Новосибирск: ИГ ОИГТМ, 138-140.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 221.
- Левин В.Я., Баженов А.Г. (1976) Фирситы из Ильменогорского щелочного массива. *Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала*. Екатеринбург, УНЦ АН СССР, 23-29.
- 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.
- Левицкий В.И. (2005) Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Гео, 340 с.
- Левицкий В.И. (2010) Базификация и базификаты – новые данные в свете старых идей прошлого века. *XI Всероссийское петрографическое совещание “Магматизм и метаморфизм в истории Земли”* Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 13-14.
- Левицкий В.И., Петрова В.И. (1982) Эволюция вещества при формировании святоноситов. *Геохимия*, (10), 1525-1530.
- Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Скларов Е.В., Левицкий И.В., Ковач В.П., Макагон В.М. (2012) Святоноситы Восточной Сибири – продукты корово-мантийного взаимодействия. *Материалы докладов Всероссийского совещания “Современные проблемы геохимии”*. Иркутск: ИГ СО РАН, Т. 2, 150-152.
- 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.
- Макагонов Е.П., Котляров В.А., Кориневский Е.В. (2018) Амфиболы щелочных пород ильменогорского массива и вмещающих метаморфических пород, Южный Урал. *Минералогия*, **4**, (3), 8-26.
- Медведева Е.В., Немов А.Б., Котляров А.В. (2013) Милонитизированные породы ильменогорского комплекса (Ю. Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (11), 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., Бая-

## REFERENCES

- нова Т.Б. (2009) Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **51**(2), 157-181.
- Немов А.Б. (2014) Структурно-текстурные особенности миаскитовых милонитов Ильменогорского массива (Южный Урал). *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XVI. геолог. съезда Респ. Коми. Т. 2*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 116-119.
- Немов А.Б. (2015) Сандыты Ильменогорского миаскитового массива (Ю. Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (7), 9-14.
- Немов А.Б., Медведева Е. В., Котляров А. В. (2017) Сандыты и породы монцонитового состава Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал). *Литосфера*, **17**(3), 87-101.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования (2008). СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Роненсон Б.М. (1966) Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. М.: Недра, 173 с.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006) Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы. *Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3-9.
- Тен А.А. (1993) Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента). *Докл. АН*, **328**, (3), 322-324.
- Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф. (2012). Геохимия и генезис “высокоглиноземистых” метаморфических пород восточной части Балтийского щита. *Материалы Всерос. совещания “Современные проблемы геохимии”*. Иркутск: ИГХ СО РАН, **2**, 174-176.
- Терехов Е.Н. (2007). Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита. *Литосфера*, (6), 15-39.
- Терехов Е.Н. (2013) Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии. *Литосфера*, (5), 122-140.
- Терехов Е.Н., Акимов А.П. (2013) Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии. *Литосфера*, (5), 122-140.
- Шемелина И.В. (2001) Индикаторы вязкопластичных сдвиговых деформаций. *Материалы XIX Всерос. молодежной науч. студ. конф. “Строение литосферы и геодинамика”*. Иркутск, 91.
- Юрецкий В.Н., Петров В.И., Кузнецов Г.П., Левин В.Я., Пунегов Б.Н. и др. (1982) Отчет ильменогорского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Ильменогорской площади. Челябинск: ПГО Уралгеология.
- Eskola P. (1921) On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. *Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl*, **LXIII**(1), 100.
- Hetzel R., Glodny J. (2002) A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance. *Intern. J. Earth Sci.*, **91**(2), 231-254.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(34), 223-253.
- Balashov Yu.A. (1976) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russian)
- Bazhenov A.G. (2006) On the genesis of miaskites. *Geokhimiya, petrologiya mineralogiya i genezis shchelochnykh porod: tezisy Vseros. soveshch.* [Geochemistry, petrology, mineralogy and genesis of alkaline rocks: Abstr. reports. All-Russian Cjnf.] Miass, IMin UrO RAN, 21-25. (In Russian)
- Belikova G.I., Moroz T.N. (2016). Indicator role of the europium anomaly in the evolution of mineral-forming environment. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredelnykh territorii*, [Geology, minerals and problems of Geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories], (11), 84-86. (In Russian)
- Eskola P. (1921) On the igneous Rocks of Sviatoy Nos in Transbaikalia. *Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl*, **LXIII**(1), 100.
- Hetzel R., Glodny J. (2002) A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance. *Intern. J. Earth Sci.*, **91**(2), 231-254.
- Ivanov K.S. (2011) About source of Urals carbonatites. *Litosfera*, (1), 20-33. (In Russian)
- Kirmasov A.B. *Osnovy strukturnogo analiza* [Basis of structural analysis]. Moscow, Nauchnyi mir Publ, 368 p. (In Russian)
- Koshevoi Yu.N. (1985) *Istoriya formirovaniya i strukturalnaya evolyutsiya ilmenogorskogo kompleksa Rukopis'*. [History of formation and structural evolution of ilmenogorsk complex. Manuscript.]. Fondy IGZ, 313 p. (In Russian, unpublished)
- Korzhinsky D.S. (1982) *Teoriya metasomaticeskoi zonalnosti* [Theory of metasomatic zonalinity]. Moscow, Nauka Publ., 104 p. (In Russian)
- Kushch L.V. (2006) The Behavior of Be and F in the development of processes of metamorphism and metasomatism in the area Biryusa fault (Sayan). *III Sibirskaya Mezhdunar. konf. molodykh uchenykh po naukam o Zemle* [III Siberian International conference of young scientists on Earth Sciences]. Novosibirsk, IG OIGGM Publ., 138-140. (In Russian)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (2006) To the geological scheme of Ilmenogorsk complex. *Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsiya i problemy* [Geology and Mineralogy of Ilmeny complex: Situation and problems] Miass, IGZ UrO RAN, 20-27. (In Russian)
- Levin V.Ya. (1974) *Shchelochnaya provintsiya Ilmenskikh-Vishnevyykh gor* [Alkaline province of Ilmen-Vishnevaya mountains]. Moscow, Nauka Publ., 221 p. (In Russian)
- Levin V.Ya., Bazhenov A.G. (1976) Firsity of Ilmeny alkaline massif. *Schelochnye, osnovnye i ultraosnovnye komplekсы Urala* [Alkaline, basic and ultrabasic complexes of the Urals. Ekaterinburg, UNTs AN SSSR, 23-29. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) *Shchelochno-karbonatitovye komplekсы Urala* [Alkaline-carbonatite complexes of the Urals]. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 272 p. (In Russian)
- Levitskii V.I. (2005) *Petrologiya i geokhimiya metasomatoza pri formirovanii kontinental'noi kory* [Petrology and



- geochemistry of metasomatism in the formation of the continental crust]. Novosibirsk, Geo Publ., 340 p. (In Russian)
- Levitskii V.I. (2010) Basification and basificates – new data in the light of the old ideas of the last century. *XI Vserossiiskoe petrograficheskoe soveshanie "Magmatizm i metamorfizm v istorii Zemli"* [XI All-Russian petrographic meeting "Magmatism and metamorphism in the history of the Earth"]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 13-14. (In Russian)
- Levitskii V.I., Petrova V.I. (1982) The evolution of matter during the formation of svyatonosites. *Geokhimiya*, (10), 1525-1530. (In Russian)
- Levitskii V.I., Reznitskii L.Z., Sklyarov E.V., Levitskii I.V., Kovach V.P., Makagon V.M. (2012) Svyatonosites of the Eastern Siberia – the products of crust-mantle interaction. *Materialy dokladov Vserossiiskogo soveshaniya "Sovremennye problemy geokhimii"* [Reports of All-Russian Conf. "Modern problems of Geochemistry"]. Irkutsk, IG SO RAN, V. 2, 150-152. (In Russian)
- Makagonov E.P., Kotlyarov V.A., Korinevskii E.V. (2018) Amphiboles of the alkaline rocks of Ilmenogorsk massif and enclosing metamorphic rocks, the Southern Urals. *Mineralogiya*, **4**(3), 8-26. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(34), 223-253.
- Medvedeva E.V., Nemov A.B., Kotlyarov A.V. (2013) Mylonitised rocks of the Ilmenogorsk complex (the Southern Urals) *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (11), 7-10. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Vladykin N.V., Pribavkin S.V., Bayanova T.B. (2009) Ilmeno-Vishnevogorsk miaskite-carbonatite complex: origin, ore content, sources of matter (Urals, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **51** (2), 157-181. (In Russian)
- Nedosekova I.L. (2012) Age and sources of substance of Ilmeno-Vishnevogorsk alkaline complex (the Urals, Russia): geochemical and isotopic Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf data.). *Litosfera*, (5), 77-95. (In Russian)
- Nemov A.B. (2014) Structural-textural features of mylonites Ilmenogorsky miaskite massif (South Urals). *Geologiya i mineralnye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii: materialy XVI Geolog. S'ezda Resp. Komi*. [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia: Materials XVI geologist. Congress Rp. Komi]. *IG Komi Nts UrO RAN*, Syktyvkar, (2), 116-119. (In Russian)
- Nemov A.B. (2015) Sandyites of Ilmenogorsky miaskite massif. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (7) 9-14. (In Russian)
- Nemov A.B., Medvedeva E.V., Kotlyarov A.V. (2017) Sandyites and rocks of monzonite composition of Ilmeny miaskite massif (the Southern Urals). *Litosfera*, **17**(3), 87-101. (In Russian)
- Ronenson B.M. (1966) *Proiskhozhdenie miaskitov i svyaz' s nimi redkometall'nogo orudneniya* [The origin of miaskites and the connection of rare metal mineralization with them]. Moscow, Nedra Publ, 173 p. (In Russian)
- Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2006) Geology of Ilmen Mountains: Situation, problems. *Geologiya i mineralogiya Il'menogorskogo kompleksa: situatsiya i problemy* [Geology and Mineralogy of Ilmenogorsk complex: Situation and problems]. Miass, UrO RAN, 3-19. (In Russian)
- Shemelina I.V. (2001) Viscoplastic shear strain indicators. *Materialy XIX Vseros. molodezhnoi nauch. stud. konf. "Stroenie litosfery i geodinamika"* [Materials XIX All-Russian youth scientific and student Conf. "Structure of the lithosphere and geodynamics"]. Irkutsk, IGH SB RAS, 91. (In Russian)
- Ten A.A. (1993) A dynamic model of generation of high pressures during shear deformation of rocks (the results of the numerical experiment). *Dokl. Akad. Nauk*, **328**(3), 322-324. (In Russian)
- Terekhov E.N. (2007). Laplandian-Belomorian mobile belt as an example of the root zone of the Paleoproterozoic rift system of the Baltic shield. *Litosfera*, (6), 15-39. (In Russian)
- Terekhov E.N. (2013) Tectonic setting and genesis of gem corundum deposits of High Asia). *Litosfera*, (5), 122-140. (In Russian)
- Terekhov E.N., Shcherbakova T.F. (2012). Geochemistry and Genesis of "high-alumina" metamorphic rocks of the eastern part of the Baltic shield. *Materialy Vserossiiskogo soveshch. "Sovremennye problemy geokhimii"* [Materials of the all-Russian meeting "Modern problems of Geochemistry"]. Irkutsk, IGH SB RAS, 2, 174-176. (In Russian)
- Vakh A.S., Avchenko O.V., Karabtsov A.A., Stepanov V.A. (2009) The first finding of grothite in the gold deposits). *Dokl. Akad. Nauk*, **428**(3), 353-357. (In Russian)
- Vinogradov A.P. (1962) The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth's crust.). *Geokhimiya*, (7), 555-571. (In Russian)
- Voroschuk D.V., Rusin A.I. (2003) Reference geological section of the middle part of the Ilmenogorsk-Sysert' polymetamorphic zone. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursii* [Guide to geological excursions]. Ekaterinburg, UrO RAN, 64-95. (In Russian)
- Yuretskii V.N., Petrov V.I., Kuznetsov G.P., Levin V.Ya., Punegov B.N. et al. (1982) *Otchet ilmenogorskogo geologosemochnogo otryada o rezultatakh geologicheskogo doizucheniya masshtaba 1 : 50 000 Ilmenogorskoj ploshchadi* [Report of Ilmenogorsky geological survey group on the results of geological additional study of the scale of 1 : 50 000 Ilmenogorsk area]. Chelyabinsk, Ural-geologiya. (In Russian unpublished)