

УДК 552.13; 549.01; 549.02

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-4

**ГРАНАТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С
ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИМИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИМИ
ПРОЦЕССАМИ В ДУНИТАХ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО
КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОГО МАССИВА,
СРЕДНИЙ УРАЛ**

**С.Ю. Степанов¹, Р.С. Паламарчук², В.В. Шиловских³,
Д.А. Артемьев², А.В. Корнеев¹, А.К. Козин¹**

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского 15,
г. Екатеринбург, 620016 Россия; palamarchuk22@yandex.ru

² Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия

³ Ресурсный центр «Геомодель», Санкт-Петербургский государственный университет,
ул. Ульяновская 1, Петергоф, г. Санкт-Петербург, 198504 Россия

Статья поступила в редакцию 15.12.2022 г., принята к печати 20.12.2022 г.

**GARNET MINERALIZATION ASSOCIATED WITH LATE MAGMATIC
AND HYDROTHERMAL-METASOMATIC PROCESSES IN DUNITES OF THE
NIZHNY TAGIL CLINOPYROXENITE-DUNITE MASSIF,
CENTRAL URALS**

**S.Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk², V.V. Shilovskikh³,
D.A. Artemiev², A.V. Korneev¹, A.K. Kozin¹**

¹ Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15,
Yekaterinburg, 620016 Russia; palamarchuk22@yandex.ru

² South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia

³ Resource Center «Geomodel», St. Petersburg State University ul. Ul'yanovskaya 1,
Peterhof, St. Petersburg, 198504 Russia

Received 15.12.2022, accepted 20.12.2022

Аннотация. В работе изучены миаролитовые дуниты Нижнетагильского массива на Среднем Урале, строение миарол и закономерности сонахождения в них минералов. Детально охарактеризованы гранаты из миарол, а также в сравнительном аспекте – гранаты из хромититов и аподунитовых метасоматитов. Строение миарол и миаролитовых дунитов описано с использованием онтогенетических подходов. Строение и состав гранатов исследованы методами СЭМ и ЛА-ИСП-МС. В результате установлено три парагенезиса гранатов в породах Нижнетагильского массива: хромистый андрадит в миаролитовых дунитах, уваровит в массивных жильных хромититах и демантоид в аподунитовых метасоматитах. Гранаты изученных парагенезисов относятся к группе уграндитов, однако обладают выраженными особенностями химического состава, в том числе повышенным содержанием Cr_2O_3 . Гранаты из разных парагенезисов характеризуются контрастно отличающимися концентрациями элементов-примесей, таких как V, Mn и Ti, а также различным характером распределения РЗЭ. На основании полученных данных предложена схема относительного времени образования основных породообразующих минералов в дунитах, хромититах и аподунитовых метасоматитах Нижнетагильского массива.

Ключевые слова: гранаты, демантоиды, ЛА-ИСП-МС, Нижнетагильский массив, дуниты, пегматиты, Уральский Платиноносный Пояс.

Abstract. The miarolitic dunites of the Nizhny Tagil massif (Central Urals), the structure of miaroles and the principles of co-occurrence of minerals are studied. Garnets from miaroles are characterized in details and are compared with those from chromitites and metasomatites after dunites. The structure of miarolitic dunites and miaroles is described using ontogenic approaches. The structure and composition of garnets are studied by SEM and LA-ICP-MS. Three assemblages of garnets are established in rocks of the Nizhny Tagil massif: Cr-andradite in miarolitic dunites, uvarovite in massive veined chromitites and demantoid in metasomatites after dunites. Garnets from all assemblages belong to the ugrandite group and are characterized by specific features of chemical composition including higher Cr_2O_3 content. Garnets are also characterized by contrasting concentrations of trace elements, such as V, Mn and Ti, as well as differences in REE pattern. A paragenetic sequence of formation of major rock-forming minerals is suggested for dunites, chromites and metasomatites after dunites of the Nizhny Tagil massif.

Keywords: garnets, demantoids, LA-ICP-MS, Nizhny Tagil massif, dunites, pegmatites, Urals Platinum Belt.

Введение

Клинопироксенит-дунитовые массивы (массивы Урало-Аляскинского типа) известны в большинстве складчатых систем, формирование которых происходило в условиях островодужного магматизма (Пучков, 2010; Ферштатер, 2013; Сурин, 2021). Одной из примечательных особенностей дунитовых частей («ядер») этих массивов является широкое распространение маломощных шлировидных скоплений хромшпинелида, иногда формирующих прожилково-вкрапленные и массивные жильные хромититы (Высоцкий, 1913; Высоцкий, 1923; Заварицкий, 1928; Иванов, 1997). В хромититах сконцентрированы обособления железо-платиновых минералов, размеры которых благоприятны для формирования платиновых россыпей, образующихся в ходе разрушения дунитовых тел. С клинопироксенит-дунитовыми массивами связаны крупные платиновые россыпи, которые в XIX столетии стали основным объектом исследований (Карпинский, 1840; Зайцев, 1898). В ходе дальнейшего геологического изучения дунитовых «ядер» внимание уделялось структурно-вещественным закономерностям проявления хромит-платиновой минерализации и ее генезису (Карпинский, 1893; Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935), при этом дискуссия о природе дунитов и хромит-платиновых

рудных зон продолжается до настоящего времени. В результате детальных и многолетних исследований клинопироксенит-дунитовых массивов впервые для ультрамафитовых пород были описаны дунитовые пегматиты (Виноградская, 1954; Иванов, 1986). Одной из уникальных разновидностей этих пород являются миаролитовые дуниты Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935), миаролы в которых выполнены гранатом (Бетехтин, 1946) с подчиненным количеством клинохлора, везувиана и серпентина. По поводу генезиса миарол выдвинуты различные предположения, однако систематические исследования минеральных ассоциаций этих объектов не проводились.

Целью данного исследования стала разработка модели формирования миароловых разновидностей дунитов на основании структурных особенностей их строения и с учетом особенностей химического состава граната из миарол. Проведенные исследования впервые позволили установить вещественные отличия между гранатами, формирующимися в контрастных геологических условиях. Особенности состава гранатов в совокупности с онтогеническими наблюдениями позволили выделить стадии поздних преобразований дунитов и хромититов, инициированные позднемагматическими, а затем с высокой долей вероятности метаморфическими процессами.

Для цитирования: Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Артемьев Д.А., Корнеев А.В., Козин А.К. Гранатовая минерализация, связанная с позднемагматическими и гидротермально-метасоматическими процессами в дунитах Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива, Средний Урал. Минералогия, 8(4), 59–78. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-4

For citation: Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Shilovskikh V.V., Artemiev D.A., Korneev A.V., Kozin A.K. Garnet mineralization associated with late magmatic and hydrothermal-metasomatic processes in dunites of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif, Central Urals. Mineralogy, 8(4), 59–78. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-4.

Краткая геологическая характеристика дунитов Нижнетагильского массива и россыпи р. Бобровка

Дуниты Нижнетагильского массива детально изучены (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Кашин и др., 1956; Иванов, 1997). Постоянство их минерального состава и относительная структурная однородность стали одной из причин определения Нижнетагильского интрузива в качестве петротипа для качканарского комплекса, объединяющего большинство зональных клинопироксенит-дунитовых массивов на Среднем и Северном Урале (Десятниченко и др., 2005; Южаков и др., 2006; Петров и др., 2008).

Дунитовое «ядро» Нижнетагильского массива обладает неоднородным строением (Иванов, 1997), выраженным в концентрически-зональном расположении дунитовых тел (рис. 1), которые отличаются по зернистости оливина и согласуются с общей структурой массива (Кашин и др., 1956; Шмелев, Филиппова, 2010). В центральной части ядра широко распространены грубозернистые дунитовые пегматиты с постепенным уменьшением зернистости по мере приближения к контакту дунитов и клинопироксенитов (рис. 1). Краевые части тела грубозернистых дунитов содержат многочисленные прожилково-вкрапленные и массивные жильные хромититы, слагающие масштабную минерализованную зону. Расположение жильных тел дунитовых пегматитов пространственно совпадает с областью наибольшей концентрации хромититовых жил. Дунитовые пегматиты широко представлены в апикальной части центральных фрагментов дунитовых «ядер» (Иванов, 1997). В хромититах описаны уваровит, хромсодержащий диопсид и клинохлор (Бетехтин, 1935).

Дуниты Нижнетагильского массива повсеместно замещены минералами группы серпентина (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Иванов, 1997). О.К. Ивановым (1997) в западном эндоконтакте дунитового ядра выделена особая разновидность серпентинитов – брусит-магнетит-антигоритовые породы, слагающие выдержанную по мощности зону (в среднем 700 м). Именно с ними связано Бобровское коренное месторождение демантоида, которое было одним из наиболее существенных коренных источников для формирования россыпного месторождения демантоида в аллювиальных отложениях р. Бобровка.

Россыпь р. Бобровка характеризуется простым строением. Мощность аллювиальных отложений в продуктивной области не превышает 3.5 м. Их строение типично для аллювиальных россыпей: на плотике из зеленых сланцев залегает пласт «песков» глинисто-песчаного состава мощностью до 0.3 м с подчиненным количеством галек, в котором сконцентрирован основной объем демантоида, а также в непромышленных содержаниях установлена россыпная платина (Степанов и др., 2015) и золото. Пласт «песков» перекрыт песчано-галечными отложениями («речником») мощностью от 0.8 до 1.5 м. Над «речником» залегают «торфа», обычно представляющие собой глины и суглинки. Россыпь характеризуется высокой степени техногенной пораженностью.

Материалы и методы

Для исследований в Старом (Соловьёвском) дунитовом карьере были отобраны образцы из миаролитовых дунитов и хромититов с гранатовой минерализацией. Для сравнительного анализа использованы единичные зерна демантоидов из аподунитовых метасоматитов в верховьях р. Бобровка, переданные авторам местными старателями, а также единичные мелкие зерна демантоидов, извлеченные из шлихов, полученных авторами из отложений россыпи р. Бобровки (рис. 2).

Из штучных проб дунитов и хромититов изготовлены петрографические и минераграфические препараты для изучения с использованием оптического микроскопа в проходящем и отраженном свете. Из нескольких проб дунитов и хромититов после дробления получены гравитационные концентраты. Пробы из россыпи р. Бобровка были промыты на лотке на месте их отбора. Гранаты отобраны вручную под бинокулярным микроскопом из полученных протолок и шлихов и помещены в шайбу из эпоксидной смолы. Аншлифы и шайбы с гранатами исследованы с помощью СЭМ Hitachi S-3400N с энергодисперсионным анализатором Oxford X-Max 20 (Санкт-Петербургский государственный университет, центр «Геомодель», г. Санкт-Петербург, аналитик В.В. Шиловских). Состав гранатов был заверен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Camebax SX50 с волновыми спектрометрами (Московский государственный университет, г. Москва, аналитик Д.А. Ханин).

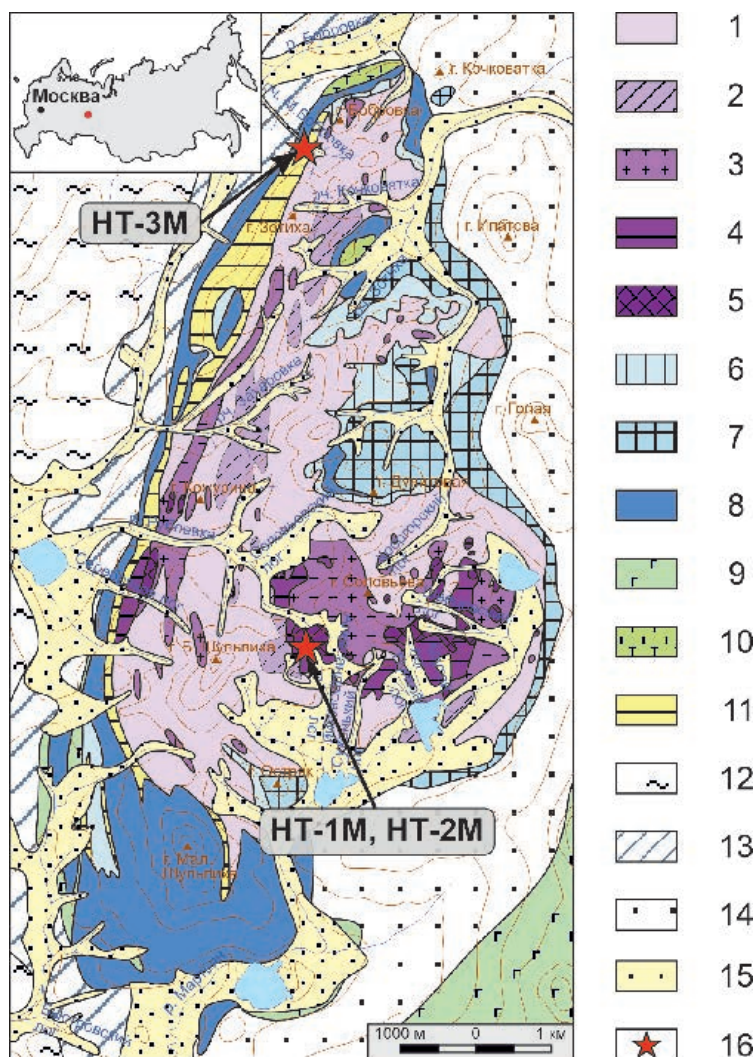


Рис. 1. Геологическая карта Нижнетагильского массива по данным (Иванов, 1997) с точками отбора проб миаролитовых дунитов (обр. НТ-1М), хромититов (обр. НТ-2М) и демантоидов из россыпи р. Бобровка (обр. НТ-3М).

1–5 – Дуниты: 1 – тонкозернистые; 2 – мелкозернистые; 3 – мелкозернистые перекристаллизованные; 4 – среднезернистые; 5 – крупнозернистые; 6 – верлиты и оливиновые клинопироксениты; 7, 8 – клинопироксениты: 7 – среднезернистые мономинеральные, магнетитсодержащие; 8 – мелкозернистые, оливин- и магнетитсодержащие, рекристаллизованные; 9 – тылаиты и плагиоклазсодержащие клинопироксениты; 10 – роговообманковое габбро; 11 – брусит-магнетит-антигоритовые и магнетит-антигоритовые серпентиниты; 12 – кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые и углистые сланцы, песчаники, кварциты; 13 – хлорит-актинолитовые сланцы и порфиитоиды; 14 – роговики и кытлымиты по вулканогенно-осадочному субстрату; 15 – аллювиальные отложения и россыпи; 16 – точки отбора проб гранатов

Fig. 1. Geological map of the Nizhny Tagil massif after (Ivanov, 1997) with areas of sampling of miarolitic dunite (sample NT-1M), chromitite (sample HT-2M) and demantoids from a placer of the Bobrovka River (sample HT-3M).

1–5 – Dunite: 1 – close-grained; 2 – fine-grained; 3 – fine-grained recrystallized; 4 – medium-grained; 5 – coarse-grained; 6 – wehrlite and olivine clinopyroxenite; 7, 8 – clinopyroxenite: 7 – medium-grained monomineral and magnetite-bearing; 8 – fine-grained olivine- and magnetite-bearing recrystallized; 9 – tylaite and plagioclase-bearing clinopyroxenite; 10 – hornblende gabbro; 11 – brucite-magnetite-antigorite and magnetite-antigorite serpentinite; 12 – quartz-chlorite, quartz-sericite and coal shale, sandstone, quartzite; 13 – chlorite-actinolite schist and porphyritoid; 14 – hornfels and kytlymite after volcanosedimentary rocks; 15 – alluvial sediments and placers; 16 – sampling points.

Содержание элементов-примесей в гранатах проанализировано методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) в ЮУ ФНЦ МиГ УрО

РАН (г. Миасс, аналитик Д.А. Артемьев). Измерения проводились на полированных пластинах с использованием масс-спектрометра Agilent 7700х с программным комплексом MassHunter и лазерной



Рис. 2. Старый дунитовый карьер (а), дунит с гранатовой минерализацией (б, в) и зерна демантоида из россыпи р. Бобровка (г).

Fig. 2. Stary (Old) dunite quarry (a), dunite with garnet mineralization (б, в) and demantoid grains from the placer of the Bobrovka River (г).

приставкой New Wave Research UP-213 на УФ Nd: YAG-лазере с длиной волны 213 нм и настройками плотности потока 12.0–15.0 Дж/см², частотой повторений 20 Гц, газ-носитель в ячейке – He, скорости потока 0.65 л/мин. Настройки масс-спектрометра: мощность высокочастотного сигнала – 1450 Вт; газ-носитель – Ar; скорость потока – 0.90–0.95 л/мин; расход плазмообразующего газа (Ar) – 15 л/мин; расход вспомогательного газа (Ar) – 0.9 л/мин.

Анализ проводился с использованием точечного и линейного режимов абляции с диаметром пучка 55–80 мкм. Для удаления приповерхностных загрязнений перед каждым анализом выполнялась предварительная абляция продолжительностью 3 с. В течение первых 30 с регистрировался холостой сигнал без абляции вещества, затем в течение последующих 60 с обрабатывался сигнал от аблированного материала. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась по эталонному международному стандартному образцу NIST SRM-612. При этом количество молекулярных оксидных ионов (²³²Th¹⁶O/²³²Th) не превышало 0.2 %. Соотношение ²³⁸U/²³²Th было близко к 1. Для расчета использовались международные референсные материалы SRM NIST-610 и SRM NIST-612. Для учета инструментального дрейфа лазера и масс-спектрометра стандартный образец анализировали через каждые 8–12 точек. Расчет химического анализа проводился в программном комплексе Iolite (Paton et al., 2011) с

применением стандартных подходов, описанных в (Longerich et al., 1996) и использованием в качестве внутреннего стандарта ²⁹Si или нормализацией суммарного сигнала на 100 мас. %.

Результаты исследований

Парагенезисы граната Нижнетагильского массива. Основным объектом исследований стали миаролитовые дуниты, обнаруженные в Старом карьере, в северной стенке которого ранее была задокументирована серия жильных гигантокристаллических пегматитовых тел (Виноградская, 1954). Их особенность заключается в отсутствии отчетливого контакта с вмещающими крупнозернистыми порфиоровидными дунитами. Именно в области такого плавного контакта пегматоидных и крупнозернистых порфиоровидных дунитов обнаружены многочисленные скопления миарол, размер которых варьирует от первых миллиметров до первых сантиметров.

Дуниты в карьере состоят из оливина (65–75 %) и серпентина (25–30 %). В среднем, породы содержат ~5 % акцессорного хромшпинелида. Оливин по составу относится к высокомагнезиальному форстериту (Fo 94–96 %); в редких случаях содержание форстеритового компонента может превышать 96 %. Акцессорный хромшпинелид из дунитов, как и рудный из хромититов, обладает высокой

хромистостью и на диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) соответствует субферрихромиту и субальмоферрихромиту с формулой $(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}_{0.48}\text{Mn}_{0.01})_{1.01}(\text{Cr}_{1.46}\text{Al}_{0.30}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01})_{1.99}\text{O}_4$.

Дуниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой, что согласуется с петрографическими наблюдениями Н.К. Высоцкого (1913). Ее особенностью является широкое распространение индивидов оливина с огранкой, близкой к идиоморфной. Эти индивиды окружены агрегатом более мелких зерен оливина, у которых собственная кристаллографическая огранка выражена слабее. Постмагматические преобразования оливина заключаются в его пластической деформации, иногда сопровождающейся рекристаллизацией с формированием тонкозернистого полиэдрическизернистого агрегата. Практически все разновидности дунита из «ядра» массива, выходящие на поверхность, подвержены петельчатой серпентинизации.

В отличие от большинства разновидностей дунитов, в грубозернистых порфиоровидных разновидностях порфиоровидные индивиды оливина имеют сложную огранку и характеризуются изометричным или слабо выраженным призматическим обликом. Пространство между крупными порфиоровыми вкрапленниками выполнено более мелкозернистым агрегатом оливина. Их характерная особенность – отчетливое проявление кристаллографической огранки, характерной для оливина. Именно в агрегатах такого типа встречаются минерализованные миароловые полости. Полости имеют изометричный облик и пространственно не связаны с трещинными структурами, развитыми во вмещающих дунитах. Индивиды оливина на границе миарол сочетают два типа огранки. Часть индивидов, которая находится в гипидиоморфнозернистом агрегате дунита, характеризуется скорее всего поверхностями совместного роста. Часть индивида, выходящая в пространство миаролы, огранена собственными гранями. В большинстве случаев миаролы не метаморфизованы и не деформированы. Обнаружены единичные миаролы со следами хрупких деформаций дунитов (рис. 3). В этом случае кристаллы оливина, выполняющие полость, часто раздроблены и лишены собственной кристаллографической огранки, в то же время и минералы в центральной части полости также деформированы, что особенно характерно для кристаллов клинохлора.

Обычно центральная часть миаролы заполнена скрытокристаллическим серпентиновым агрегатом (рис. 3б). В некоторых случаях центр миаролы

может быть полностью заполнен гранатом (рис. 4). По отношению к оливину гранат ксеноморфен, однако часть сечений позволяет предполагать существование между оливином и гранатом поверхностей совместного роста. Если гранат заполняет всю полость, то чаще всего он слагает зернистый агрегат. В противоположном случае, когда гранат нарастает на оливин и заполняет полость частично, индивиды граната характеризуются идиоморфной огранкой со стороны центральной части полости. Иногда в миаролах устанавливается клинохлор.

Оливин в дуните и миаролах фрагментарно или полностью замещен серпентином с сохранением реликтов. Степень серпентинизации оливина в миаролах сходна с таковой во вмещающих дунитах. В процессе объемной петельчатой серпентинизации гранат в миаролах также преобразуется. Увеличение объема породы при серпентинизации приводит к растрескиванию хрупких зерен граната (рис. 4а), если они выполняют все пространство миаролы, а вновь образовавшиеся трещины заполняются серпентином с подчиненным количеством кальцита (рис. 4б).

В реликтах оливина определено расположение кристаллографических осей, что вместе с составом оливина (Fo 94–97) позволило реконструировать огранку кристаллов этого минерала (рис. 5). Как и большинство индивидов оливина в дунитах для кристаллов этого минерала в миаролах габитусной формой является пинакоид $\{010\}$, реже определяющее значение имеют грани ромбической призмы $\{110\}$, крайне редко встречаются кристаллы, сильно удлиненные по оси c .

Уваровит, хромсодержащий диопсид и клинохлор присутствуют исключительно в жилах массивных хромититов. Наиболее распространенным среди силикатных акцессорных минералов является клинохлор. Этот минерал часто образует включения в виде отрицательных кристаллов в индивидах хромшпинелида (рис. 6а), а также слагает прожилки в хромититах, сформированные вследствие хрупкой деформации хромититовых жил. Приблизительно в равных количествах с клинохлором в прожилках присутствует серпентин. В подчиненном количестве распространены гранат и хромсодержащий везувиан. Гранат обычно слагает изометричные мелкозернистые агрегаты средним размером 0.3 мм (рис. 6б). В массивных хромититах, содержащих клинохлор-гранатовую минерализацию, в межзерновом пространстве хромшпинелида часто встречаются кристаллы ферроникельплатины

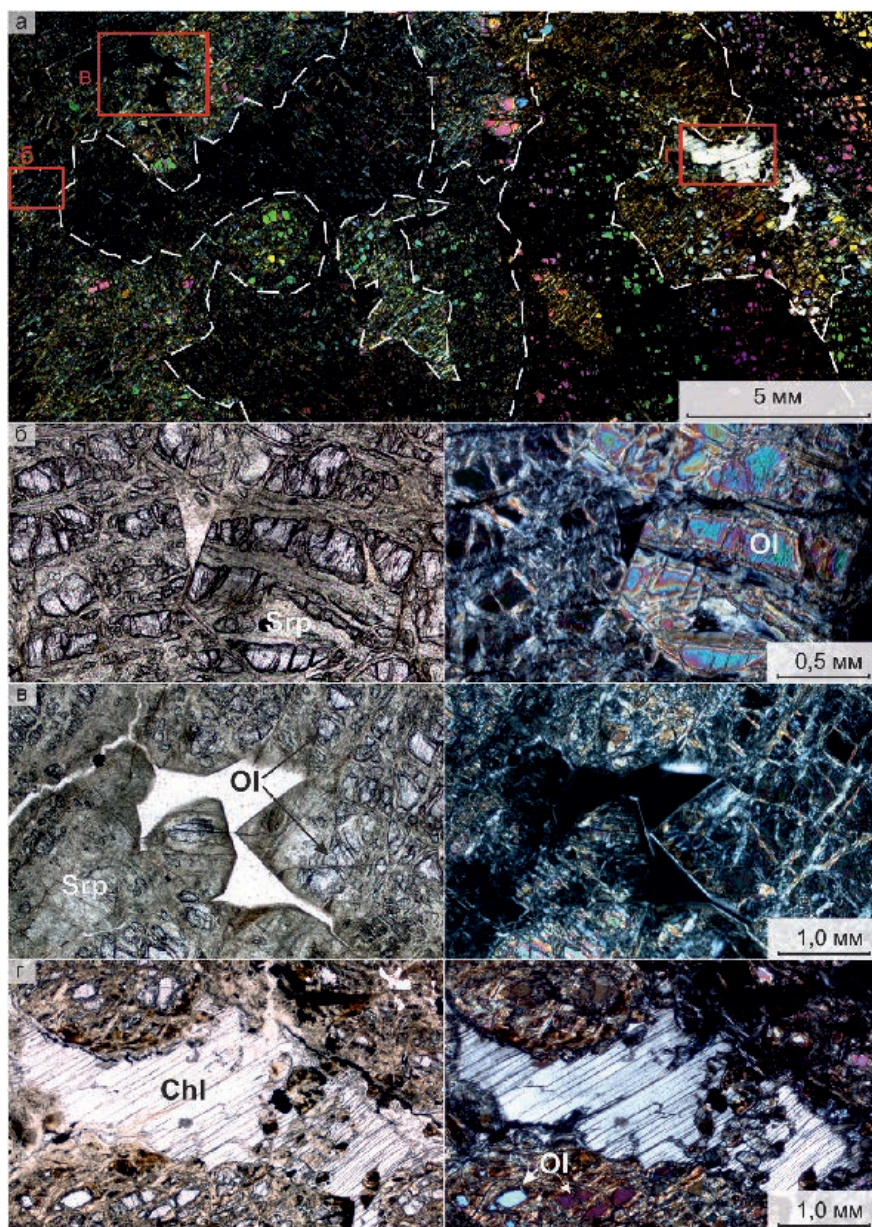


Рис. 3. Фотографии шлифа миаролитовых дунитов из Нижнетагильского массива: а – с анализатором (границы индивидов отмечены белой пунктирной линией); б–г – фрагменты с пустотами (б, в) между кристаллами оливина (Ol), иногда заполненными серпентином (Srp, б) или хлоритом (Chl, г).

Fig. 3. Images of thin section of miarolitic dunite from the Nizhny Tagil massif: а – with analyzer (the boundaries of grains are marked by a white dotted line); б–г – fragments with voids (б, в) between olivine crystals (Ol), locally, filled with serpentine (Srp, б) or chlorite (Chl, г).

(рис. 6в), представляющие собой полные псевдоморфозы по железистой платине или изоферроплатине (рис. 6г). Редко в гранат-клинохлоровых прожилках встречается миллерит (рис. 6д). Большинство зерен граната в хромититах обладает блоковой структурой и содержит многочисленные включения других минералов.

Гранат россыпи р. Бобровка. Геологические наблюдения в районе коренных месторожде-

ний демантоида, питающих россыпи р. Бобровка, в настоящее время затруднительны. На основании литературных данных (Иванов, 1996, 1998) можно утверждать, что демантоид в виде отдельных метакристаллов и их агрегатов средним размером около 0.8 см широко распространен в офитовых жилах в брусит-магнетит-антигоритовых породах. Эти жилы пространственно сопряжены с тектонизированными зонами, в которых они испытали хрупкие

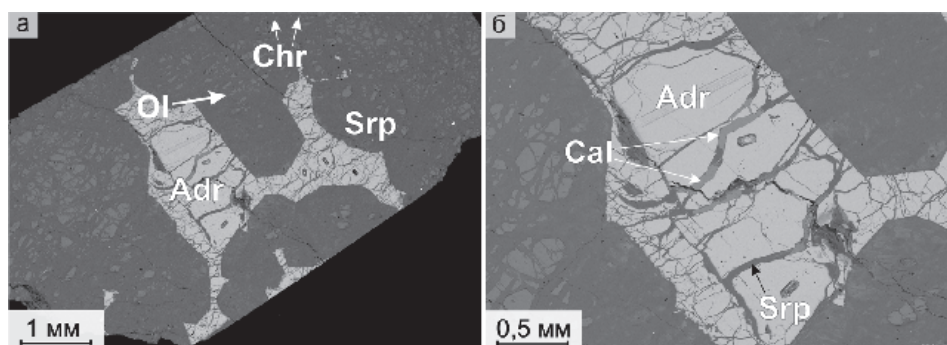


Рис. 4. Строение минерализованной полости в пневматолитовых дунитах Нижнетагильского массива, полностью выполненной агрегатом андрадита (Adr).

Трещины в гранате заполнены серпентином (Srp) и кальцитом (Cal). Ol – оливин, Chr – хромит.

Fig. 4. Structure of a mineralized cavity in pneumatolytic dunite of the Nizhny Tagil massif completely filled by andradite aggregate (Adr).

The fractures in garnet are filled with serpentine (Srp) and calcite (Cal). Ol – olivine, Chr – chromite.

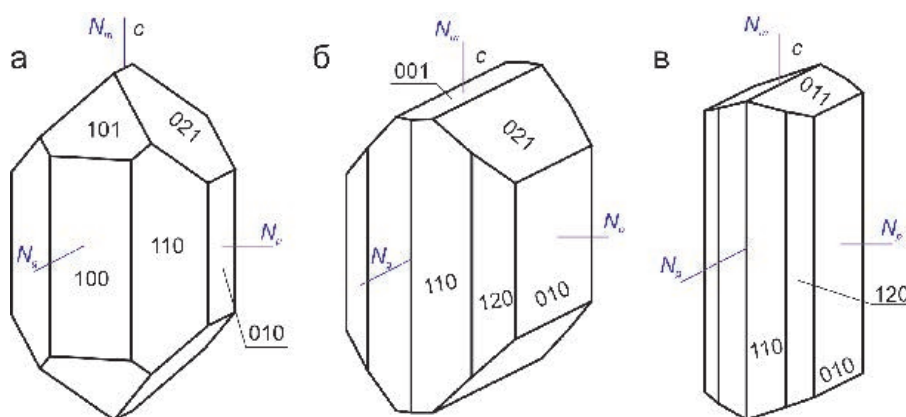


Рис. 5. Кристаллы оливина, принимающие участие в выполнении миароловых полостей: (а) – изометричного облика, (б) – с существенным развитием второго пинакоида и (в) – удлинённого облика

Fig. 5. Olivine crystals, which fill miarolitic cavities: (a) – isometric; (b) – with second pinacoid; (c) – elongated.

деформации. Сами жилы представляют собой тела выполнения трещин, сложенные, преимущественно, крупнопластинчатыми агрегатами офита и волокнистыми, нередко параллельно-шестоватыми агрегатами антигорита (пикролита).

Особенности химического состава граната Нижнетагильского массива. По результатам рентгеноспектрального микроанализа установлено, что все изученные гранаты являются представителями изоморфного ряда андрадит-уваровит с небольшой долейgrossулярового минала.

Гранаты в миаролитовых дунитах (рис. 7, 8а) по химическому составу соответствуют хромистому андрадиту со средним содержанием андрадитового минала 70 % (содержание Fe_2O_3 20.3–24.9 мас. %, табл. 1). Содержание уваритового и grossулярового минала, в среднем, составляет 20 и 7 %, соответственно. Содержание CaO колеблется от 32 до 36 мас. %, в среднем ~34 мас. %. Оксиды Ti и Mg

являются второстепенными в составе гранатов, однако отмечаются несколько индивидов с повышенным содержанием MgO до 2.7 мас. % (рис. 8б). Андрадит из миаролитовых дунитов не обладает отчетливой зональностью по химическому составу и характеризуется однородным строением.

Гранат из агрегатов, выполняющих трещины в массивных жильных хромититах, содержит наибольшее количество уваровитового минала (в среднем 41 %), по сравнению с гранатами из других парагенезисов Нижнетагильского массива. По составу этот гранат лежит вблизи пограничной линии ряда андрадит-уваровит и по формальным критериям часть зерен относится к андрадиту, а часть – к уваровиту (рис. 8а). Далее в тексте для удобства все гранаты из этого парагенезиса условно отнесены к уваровитам. Характерной чертой гранатов из жильных хромититов является высокое содержание grossулярового компонента – до 23 %. Кроме повы-

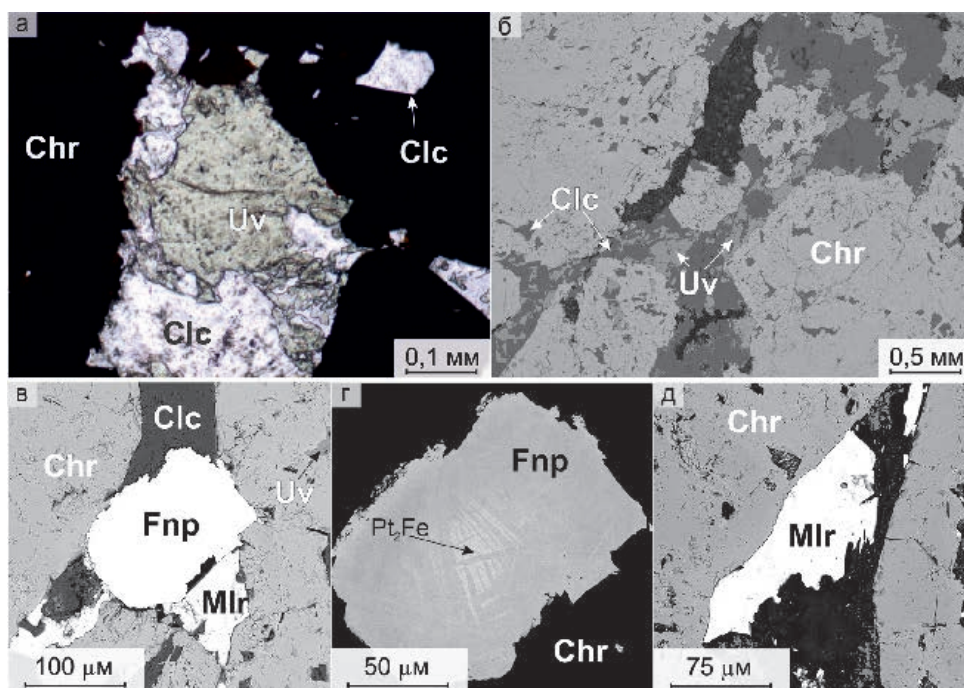


Рис 6. Уваровит (Uv) в ассоциации с клинохлором (Clc, а, б) в хромитите (Chr), а также ферроникельплатина (Fnp, в, г) и миллерит (Mlr, в, д) в хромитите Нижнетагильского массива
 Фото а – проходящий свет без анализатора, б–д – СЭМ-фото.

Fig. 6. Uvarovite (Uv) in assemblage with clinocllore (Clc, а, б) in chromitite (Chr) and ferronickelplatinum (Fnp, в, г) and millerite (Mlr, в, д) in chromitite of the Nizhny Tagil massif.

Photo а – transmitted light without analyzer, б–д – SEM-images.

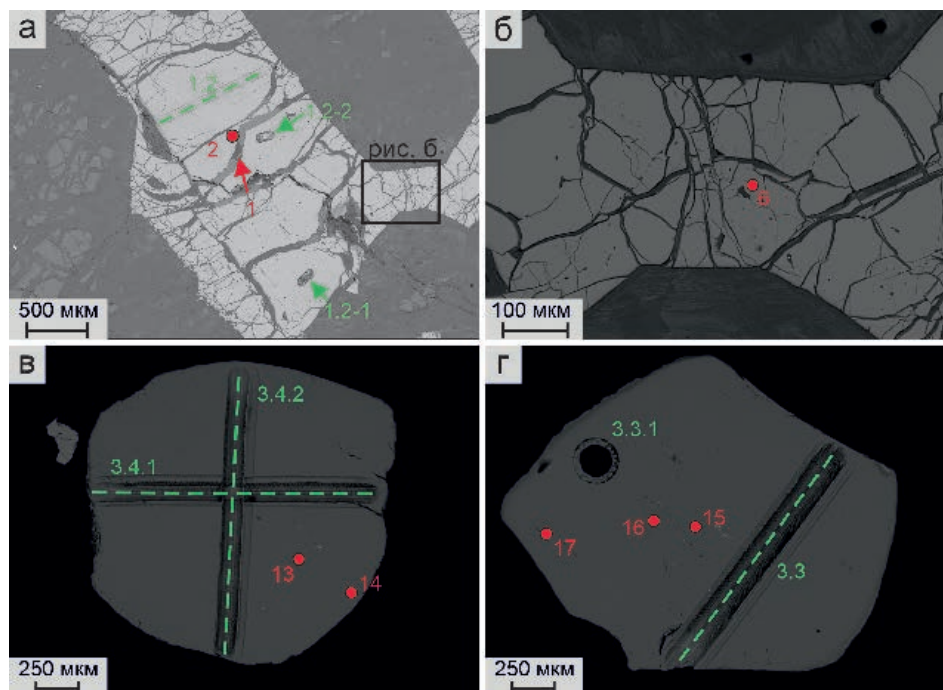


Рис. 7. Схема расположения точек (красное) рентгеноспектрального анализа (табл. 1) и точек (зеленое) и профилей (пунктирные линии) ЛА-ИСП-МС анализа (табл. 2) в гранате из миаролитовых дунитов (а, б) и зернах демантоида из россыпи р. Бобровка (в, г).

Fig. 7. Location of EPMA analytical points (red, Table 1) and points (green) and profiles (dashed lines) of LA-ICP-MS analysis (Table 2) in garnet from miarolitic dunite (а, б) and demantoid grains from the placer of the Bobrovka River (в, г).

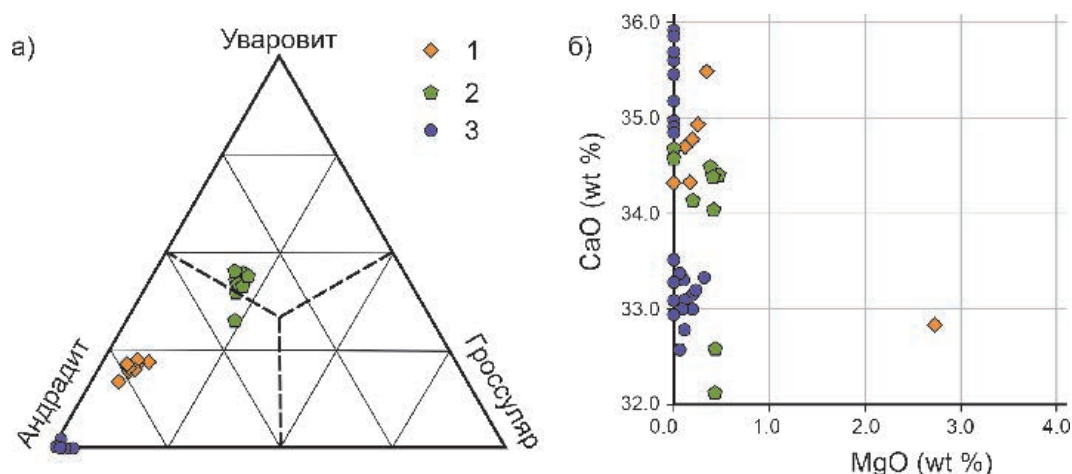


Рис. 8. Состав гранатов из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива: а – содержания андрадит-гроссулярь-уваровитового минала; б – концентрации транзитных элементов в гранатах.

Здесь и на рис. 10, диаграммы построены по (Schwarzinger, 2019).

Fig. 8. Composition of garnets from miarolitic dunite (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif: а – contents of the andradite-grossular-uvarovite end-member; б – concentrations of transiting elements in garnets.

Here and Fig. 10, diagrams are composed after (Schwarzinger, 2019).

шенного содержания Cr_2O_3 для хромититовых гранатов отмечаются повышенные содержания TiO_2 (до 2.1 мас. %). Концентрация MgO низкая, в среднем, ~0.4 мас. %. В отдельных фрагментах граната присутствует примесь MnO до 0.2 мас. %.

Гранат из коренных офитовых жил в брусит-магнетит-антигоритовых породах по химическому составу отвечает практически конечному андрадиту: содержание уваровитового минала не превышает 0.6 %, а гроссулярового – 2.1 % (рис. 8а). Аналогичным химическим составом характеризуется гранат из россыпи р. Бобровка. Для этого типа граната характерно минимальное содержание примесных компонентов. Так, почти для половины проанализированных зерен содержание MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 и MnO находится ниже предела обнаружения. В других образцах их концентрация может достигать десятых долей мас. % (табл. 1).

Андрадиты из миаролитовых дунитов однородны по распределению главных компонентов и элементов-примесей (рис. 9а). Слабая неоднородность распределения характерна только для MgO с повышенными концентрациями в краевых частях индивидов граната. Гранаты из хромититов обладают сложным внутренним строением и содержат многочисленные микровключения, из-за чего измерение содержания основных элементов методом ЛА-ИСП-МС по профилям не позволило устано-

вить гомогенность или гетерогенность строения. По результатам СЭМ анализа демантоиды Бобровского месторождения, как и гранаты из других типов пород Нижнетагильского массива, однородны по химическому составу. Результаты ЛА-ИСП-МС анализа демантоидов демонстрируют слабую внутреннюю зональность с повышением содержаний Mg и Mn в краевых частях зерен (рис. 9б–г).

На бинарных диаграммах (рис. 10) гранаты из миарол в дунитах и демантоиды Бобровского месторождения образуют достаточно выдержанные поля составов. Гранаты из хромититов характеризуются большим разбросом соотношений Mn/Ti и Al/Mg (рис. 10).

Закономерности распределения РЗЭ в гранатах. Анализ распределения РЗЭ методом ЛА-ИСП-МС позволил выявить ряд контрастных особенностей гранатов из различных парагенезисов. Наиболее обогащены РЗЭ гранаты из хромититов. В андрадитах из миаролитовых дунитов и в демантоидах из аподунитовых метасоматитов содержание РЗЭ, в среднем, в два раза ниже по сравнению с гранатами из хромититов (табл. 2). Соотношение легких и тяжелых РЗЭ в гранатах из разных парагенезисов существенно отличается. Так, наименьшей концентрацией легких РЗЭ характеризуются гранаты из миаролитовых дунитов, в то время как гранаты из хромититов обогащены легкими лантаноидами. Максимальные концентрации тяжелых РЗЭ

Таблица 1

Состав гранатов андрадит-гроссулярового ряда из Нижнетагильский массива (мас. %)

Table 1

Compositions of andradite-grossular garnets from the Nizhny Tagil massif (wt %)

№ п/п	Первичный номер	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Сумма
1	Спектр 1761	2.73	1.44	36.19	32.83	0.40	6.59	—	19.82	100.00
2	Спектр 1763	—	1.60	36.90	34.33	0.41	6.41	—	20.35	100.00
3	Спектр 1705	0.11	1.24	37.67	34.71	0.53	6.25	—	21.03	101.54
4	Спектр 1706	0.18	1.31	37.20	34.79	0.48	6.24	—	21.24	101.44
5	Спектр 1724	0.25	1.16	38.34	34.94	0.44	5.14	—	22.41	102.68
6	Спектр 1731	0.36	1.51	37.57	35.49	0.45	6.21	—	20.97	102.56
7	2_1	0.40	3.82	35.65	34.40	2.10	11.99	—	10.27	98.63
8	2_2	0.42	4.09	36.20	32.12	0.42	12.66	0.19	9.82	95.92
9	2_4	0.43	4.50	35.92	34.42	2.43	9.30	—	11.69	98.69
10	10_5	—	3.68	37.42	34.63	0.52	13.61	—	10.48	100.34
11	10_6	0.39	3.94	35.78	34.47	1.24	11.75	—	10.81	98.38
12	12_1	0.18	3.88	36.04	34.13	1.09	13.09	0.11	10.05	98.57
13	Спектр 1744	—	—	37.10	34.89	—	—	—	29.04	101.03
14	Спектр 1745	—	—	36.34	34.82	—	—	—	28.9	100.06
15	Спектр 1746	—	—	37.45	35.88	0.75	—	—	28.78	102.86
16	Спектр 1747	—	—	37.60	35.70	—	—	—	28.84	102.14
17	Спектр 1748	—	—	37.53	35.60	—	—	—	28.89	102.02
18	32_3	0.30	0.43	35.15	33.34	0.67	0.05	—	27.28	97.22
Формульные коэффициенты в расчете на 8 катионов										
1	Спектр 1761	0.33	0.14	2.92	2.84	0.02	0.42	—	1.34	
2	Спектр 1763	—	0.15	3.01	3.00	0.03	0.41	—	1.39	
3	Спектр 1705	0.01	0.12	3.03	2.99	0.03	0.40	—	1.42	
4	Спектр 1706	0.02	0.12	3.00	3.00	0.03	0.40	—	1.43	
5	Спектр 1724	0.03	0.11	3.05	2.98	0.03	0.32	—	1.49	
6	Спектр 1731	0.04	0.14	2.98	3.02	0.03	0.39	—	1.39	
7	2_1	0.05	0.37	2.93	3.03	0.13	0.78	—	0.71	
8	2_2	0.05	0.41	3.06	2.91	0.03	0.85	0.01	0.69	
9	2_4	0.05	0.43	2.94	3.02	0.15	0.60	—	0.80	
10	10_5	—	0.35	3.03	3.01	0.03	0.87	—	0.71	
11	10_6	0.05	0.38	2.94	3.04	0.08	0.76	—	0.74	
12	12_1	0.02	0.38	2.97	3.01	0.07	0.85	0.01	0.69	
13	Спектр 1744	—	—	3.00	3.03	—	—	—	1.97	
14	Спектр 1745	—	—	2.97	3.05	—	—	—	1.98	
15	Спектр 1746	—	—	2.98	3.06	0.04	—	—	1.92	
16	Спектр 1747	—	—	3.01	3.06	—	—	—	1.93	
17	Спектр 1748	—	—	3.01	3.06	—	—	—	1.94	
18	32_3	0.04	0.04	2.95	3.00	0.04	—	—	1.92	

Примечание. Гранаты из пневматолитовых дунитов (№ 1–6), хромититов (№ 7–12) и россыпи р. Бобровка (№ 13–18). Анализы № 7, 8, 10–12 – уваровит. Прочерк – содержание ниже предела обнаружения.

Note. Garnets from pneumatolytic dunite (nos. 1–6), chromitites (nos. 7–12) and the placer of the Bobrovka River (nos. 13–18). Analyses nos. 7, 8 and 10–12 – uvarovite. Dash – the content of element is below detection limit.

установлены в гранатах из миаролитовых дунитов, средние – в гранатах из хромититах и минимальные – в демантах из аподунитовых метасоматитов.

Гранаты из разных парагенезисов Нижнетагильского массива также отличаются по характеру распределения РЗЭ. Хромсодержащий андрадит из миаролитовых дунитов характеризуется плавными кривыми распределения РЗЭ с положительным на-

клоном и накоплением тяжелых лантаноидов (рис. 11а). Уваровит из хромититов максимально обогащен РЗЭ по сравнению с другими гранатами из пород Нижнетагильского массива. Для спектра РЗЭ уваровита характерен слабый отрицательный наклон от легких к тяжелым лантаноидам с явной отрицательной аномалией Nd в большинстве анализов. Среднее содержание легких РЗЭ в гранатах

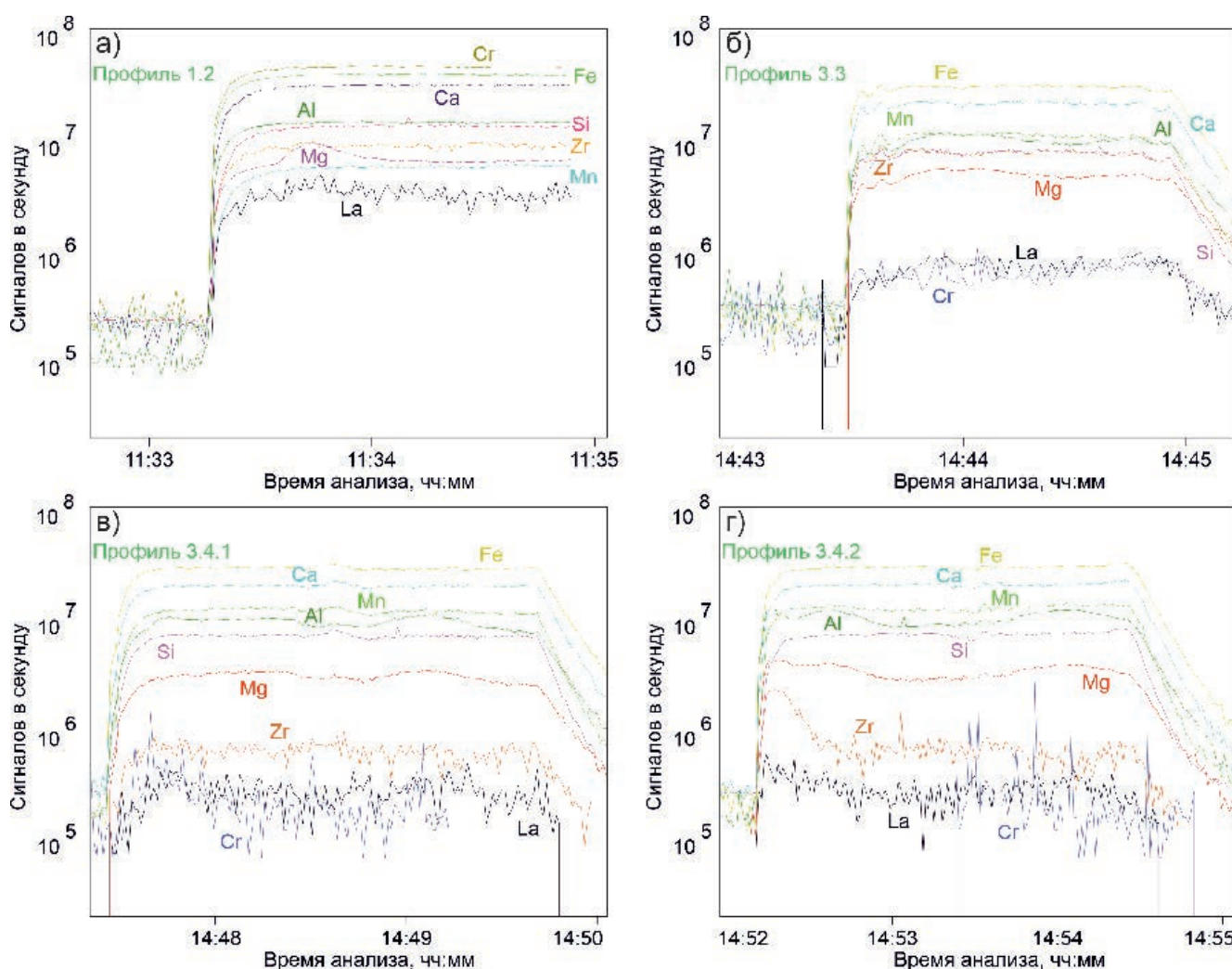


Рис. 9. ЛА-ИСП-МС профили в гранатах из миаролитовых дунитов (а) и демантоидах из россыпи р. Бобровка (б–г). Положение профилей показано на рис. 7.

Fig. 9. LA-ICP-MS profiles of garnets from miarolitic dunite (a) and demantoids from the placer of the Bobrovka River (б–г). Position of analytical profiles is shown in Fig. 7.

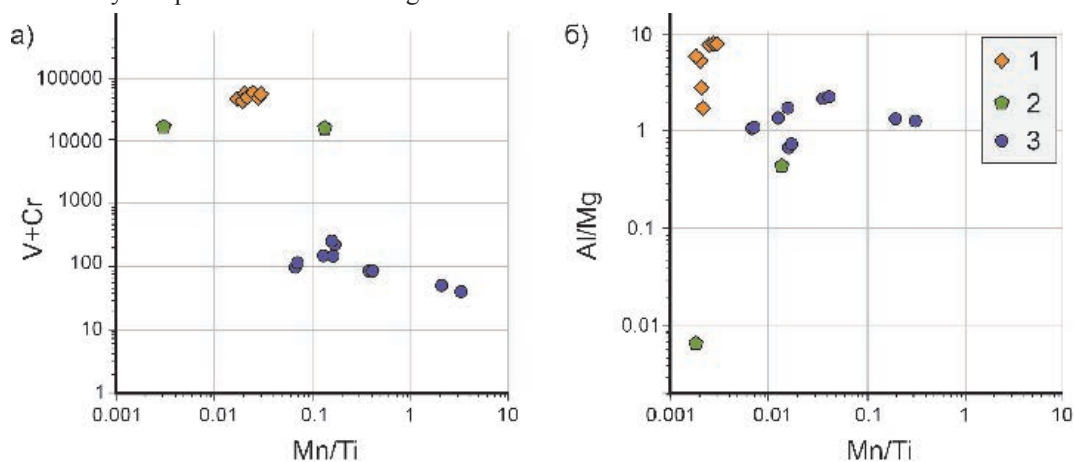


Рис. 10. Зависимость содержаний и отношений некоторых элементов-примесей в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива: а – V + Cr – Mn/Ti; б – Al/Mg – Mn/Ti.

Fig. 10. Correlation between contents and ratios of some trace elements in garnets from miarolitic dunite (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif: а – V + Cr – Mn/Ti; б – Al/Mg – Mn/Ti.

Таблица 2
 Table 2

Содержание редкоземельных элементов в гранатах Нижнетагильского массива (г/г)

REE content of garnets of the Nizhny Tagil massif (ppm)

№ п/п	Первичный номер	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Σ LREE	Σ HREE
1	HT1-1-1	0.19	0.65	0.12	0.60	0.26	0.14	0.52	0.15	0.94	0.21	0.74	0.11	0.88	0.16	5.66	1.55	1.88
2	HT1-1-2	0.22	0.86	0.12	0.58	0.22	0.10	0.47	0.12	0.97	0.23	0.86	0.14	1.08	0.20	6.16	1.77	2.28
3	HT1-2-1	0.14	0.57	0.10	0.44	0.21	0.10	0.45	0.10	0.80	0.20	0.68	0.11	0.77	0.14	4.80	1.25	1.69
4	HT1-2-2	0.16	0.64	0.10	0.48	0.21	0.09	0.43	0.09	0.76	0.18	0.61	0.11	0.76	0.13	4.75	1.37	1.61
5	HT1-3-1	0.20	0.82	0.12	0.57	0.24	0.11	0.52	0.12	0.99	0.24	0.85	0.13	1.12	0.20	6.24	1.72	2.29
6	HT1-3-2	0.16	0.74	0.12	0.60	0.26	0.14	0.65	0.16	1.34	0.34	1.11	0.17	1.22	0.19	7.18	1.61	2.68
7	HT1-3-3	0.19	0.83	0.13	0.71	0.32	0.15	0.73	0.17	1.36	0.32	1.10	0.16	1.17	0.19	7.52	1.86	2.62
Среднее арифметическое		0.18	0.73	0.12	0.57	0.25	0.12	0.54	0.13	1.03	0.25	0.85	0.13	1.00	0.17	6.05	1.59	2.15
8	Ht2.4m-2spot	4.27	9.52	1.40	6.44	1.78	0.63	1.87	0.29	1.71	0.32	0.63	0.08	0.47	0.07	29.5	21.6	1.31
9	HT2.1m-1line	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.14	0.01	0.30	0.08	0.16
10	HT2.1m-2line	0.11	0.64	0.25	0.11	0.40	0.07	0.42	0.08	0.19	0.03	0.17	0.02	0.41	0.01	2.90	1.11	0.61
11	HT2.6m-line	1.21	5.57	1.61	0.49	1.53	0.21	1.20	0.22	0.49	0.06	0.38	0.06	0.23	0.04	13.31	8.89	0.71
Среднее арифметическое		1.40	3.94	0.82	1.76	0.93	0.23	0.88	0.15	0.60	0.10	0.31	0.04	0.31	0.03	11.51	7.92	0.70
12	HT-3M-3.1	0.16	3.64	0.88	2.64	0.13	0.51	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	8.04	7.32	0.01
13	HT-3M-3.2	0.09	1.23	0.23	0.73	0.05	0.18	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	2.54	2.27	0.01
14	HT-3.1 line1	0.13	3.19	0.78	2.85	0.21	0.62	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	7.90	6.96	0.03
15	HT-3.2 line1	0.13	1.47	0.30	0.95	0.10	0.25	0.07	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	3.47	2.85	0.13
16	HT-3.4 line1	0.07	2.04	0.52	1.45	0.09	0.42	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	4.67	4.08	0.02
17	HT-3.4 line2	0.08	2.12	0.54	1.49	0.09	0.41	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	4.81	4.22	0.03
18	HT-3.5 line1	0.15	3.08	0.56	1.93	0.29	0.19	0.24	0.02	0.11	0.02	0.04	0.01	0.06	0.01	6.71	5.72	0.12
19	HT-3.5 line2	0.17	3.56	0.61	1.98	0.28	0.18	0.20	0.02	0.10	0.02	0.04	0.01	0.05	0.01	7.21	6.32	0.09
Среднее арифметическое		0.12	2.54	0.55	1.75	0.16	0.35	0.09	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	5.67	4.97	0.06

Примечание. Гранаты из дунитов (№ 1–7), хромитов (8–10) и аподунитовых метасоматитов (№ 11–18).

Note. Garnets from dunite (nos. 1–7), chromitites (nos. 8–10) and metasomatites after dunites (nos. 11–18)

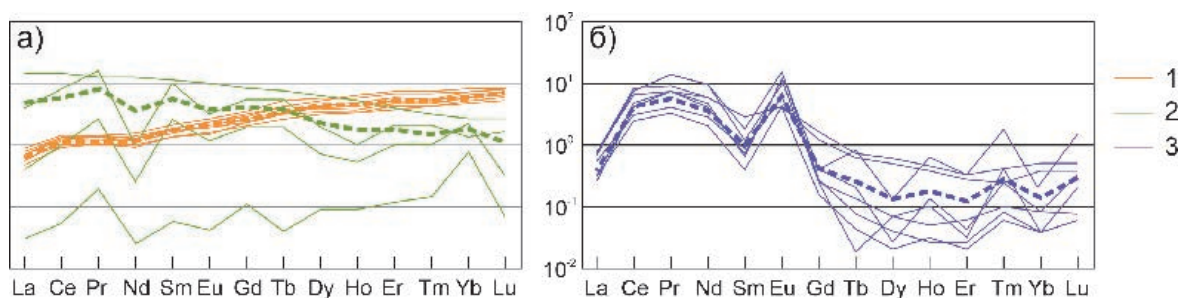


Рис. 11. Хондрит-нормализованное (McDonough, Sun, 1995) распределение РЗЭ в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива. Пунктирными линиями показаны среднеарифметические значения РЗЭ для гранатов из каждого парагенезиса

Fig. 11. Chondrite-normalized (McDonough, Sun, 1995) REE pattern of garnets from miarolitic dunite (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif. Dashed lines show the arithmetic mean REE values for garnets from each paragenesis

из хромититов (рис. 11а) почти в пять раз выше по сравнению с гранатами из дунитов, хотя сумма тяжелых РЗЭ уступает больше, чем в четыре раза.

Наиболее сложный характер распределения РЗЭ установлен в демантоидах из аподунитовых метасоматитов (рис. 11б). Эти гранаты обеднены тяжелыми лантаноидами. По сумме легких РЗЭ они занимают промежуточное место между уваровитом из хромититов и андрадитом из миаролитовых дунитов. Легкие РЗЭ распределены в этих гранатах «горбообразно» с резким увеличением Se_N по сравнению с La_N и падению содержания Sm_N по сравнению с Nd_N . В правой части спектр распределения РЗЭ в гранатах из аподунитовых метасоматитов характеризуется слабым отрицательным наклоном, сходным с таковым в гранатах из хромититов.

Несмотря на отсутствие видимой зональности у большинства исследованных гранатов, результаты ЛА-ИСП-МС анализа по профилям показывают слабую скрытую зональность распределения РЗЭ (рис. 9).

Обсуждение результатов

В результате исследований в породах Нижнетагильского массива выявлены три парагенезиса гранатов: хромистый андрадит в миаролитовых дунитах, промежуточный член ряда андрадит-уваровит в массивных жильных хромититах и демантоид, близкий по составу к конечному андрадиту, в аподунитовых метасоматитах.

Характер взаимоотношений хромистого андрадита с серпентином указывает на то, что этот минерал был сформирован позже, чем кристаллы оливина, слагающие миароловые полости в дунитах, но раньше петельчатой серпентинизации дунитов. Наиболее вероятно, что образование хромистого андрадита в миаролах происходило на завершающей стадии позднемагматического процесса, при этом гранат в миаролитовых полостях концентрировал практически все элементы-примеси, некогерентные по отношению к оливину.

Приуроченность уваровита к трещинам деформаций массивных хромититов указывает на его формирование в гидротермально-метасоматическую стадию. Парагенезис минералов, в который входит уваровит, типичен для высокотемпературных гидротермально-метасоматических процессов, наиболее близких к известковым скарнам (Плющев и др., 2012). Важно отметить, что в прожилках наряду с клинохлором и уваровитом присутствуют идиоморфные кристаллы минералов платиновой группы (МПГ). Можно предположить, что формирование МПГ в данном случае обусловлено развитием гидротермально-метасоматических процессов (Пушкарев и др., 2015). Однако при детальном изучении установлено, что индивиды МПГ – это частичные или полные псевдоморфозы ферроникельплатины по ранним Pt-Fe минералам. Замещение изоферроплатины или железистой платины поздними минералами группы тетраферроплатины – широко проявленный процесс в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах (Tolstikh et al., 2015; Козлов и др., 2019; Степанов и др., 2020), обычно связанный с серпентинизацией дунитов. Таким образом, формирование уваровитового парагенезиса связано с гидротермально-метасоматическим преобразованием хромититов и присутствующими в них МПГ и предшествует стадии массивной серпентинизации дунитов.

Демантоидная минерализация приурочена к области наибольшего метаморфогенно-метасоматического преобразования дунитов. По различным оценкам степень преобразования дунитов в приуроченности к трещинам деформаций массивных хромититов указывает на его формирование в гидротермально-метасоматическую стадию. Парагенезис минералов, в который входит уваровит, типичен для высокотемпературных гидротермально-метасоматических процессов, наиболее близких к известковым скарнам (Плющев и др., 2012). Важно отметить, что в прожилках наряду с клинохлором и уваровитом присутствуют идиоморфные кристаллы минералов платиновой группы (МПГ). Можно предположить, что формирование МПГ в данном случае обусловлено развитием гидротермально-метасоматических процессов (Пушкарев и др., 2015). Однако при детальном изучении установлено, что индивиды МПГ – это частичные или полные псевдоморфозы ферроникельплатины по ранним Pt-Fe минералам. Замещение изоферроплатины или железистой платины поздними минералами группы тетраферроплатины – широко проявленный процесс в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах (Tolstikh et al., 2015; Козлов и др., 2019; Степанов и др., 2020), обычно связанный с серпентинизацией дунитов. Таким образом, формирование уваровитового парагенезиса связано с гидротермально-метасоматическим преобразованием хромититов и присутствующими в них МПГ и предшествует стадии массивной серпентинизации дунитов.

Демантоидная минерализация приурочена к области наибольшего метаморфогенно-метасоматического преобразования дунитов. По различным оценкам степень преобразования дунитов в приуроченности к трещинам деформаций массивных хромититов указывает на его формирование в гидротермально-метасоматическую стадию. Парагенезис минералов, в который входит уваровит, типичен для высокотемпературных гидротермально-метасоматических процессов, наиболее близких к известковым скарнам (Плющев и др., 2012). Важно отметить, что в прожилках наряду с клинохлором и уваровитом присутствуют идиоморфные кристаллы минералов платиновой группы (МПГ). Можно предположить, что формирование МПГ в данном случае обусловлено развитием гидротермально-метасоматических процессов (Пушкарев и др., 2015). Однако при детальном изучении установлено, что индивиды МПГ – это частичные или полные псевдоморфозы ферроникельплатины по ранним Pt-Fe минералам. Замещение изоферроплатины или железистой платины поздними минералами группы тетраферроплатины – широко проявленный процесс в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах (Tolstikh et al., 2015; Козлов и др., 2019; Степанов и др., 2020), обычно связанный с серпентинизацией дунитов. Таким образом, формирование уваровитового парагенезиса связано с гидротермально-метасоматическим преобразованием хромититов и присутствующими в них МПГ и предшествует стадии массивной серпентинизации дунитов.

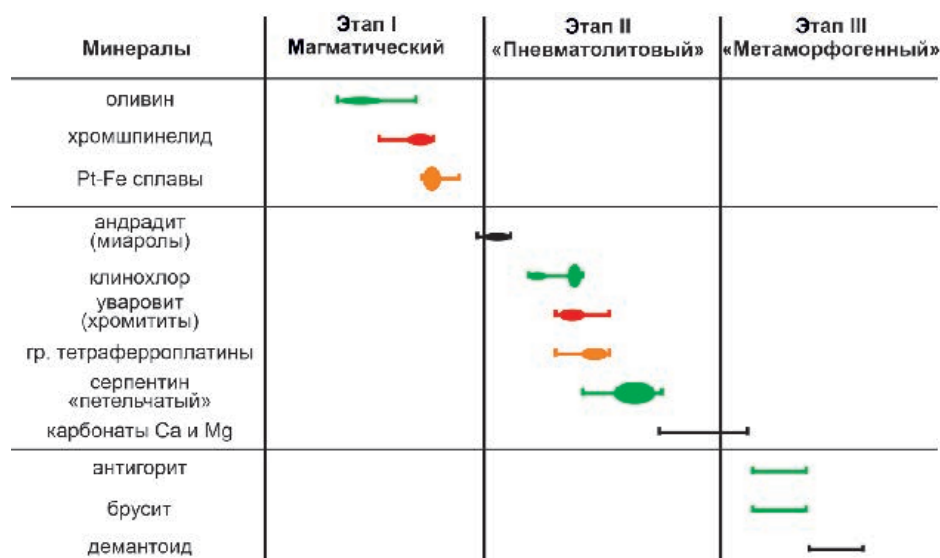


Рис. 12. Последовательность образования разных парагенезисов граната и других широко распространенных минералов в дунитах Нижнетагильского массива.

Зеленое – оливин и замещающие его минералы; красное – хромшпинелид и замещающие его минералы; оранжевое – минералы платиновой группы.

Fig. 12. A paragenetic sequence of formation of garnet and other abundant minerals in dunites of the Nizhny Tagil massif.

Green – minerals, which mostly replace olivine; red – minerals, which replace Cr-spinel; orange – platinum group minerals.

контактных частях дунитовых «ядер» соответствует степени преобразования пород в экзоконтакте Нижнетагильского массива (Иванов, 2015) и близка к условиям амфиболитовой фации. Именно в этих условиях происходит формирование антигоритовых и брусит-антигоритовых метасоматитов, часто локализованных в виде мощных протяженных зон в западной части дунитовых «ядер». Скорее всего, формирование магнетит-брусит-антигоритовых метасоматитов связано с поздними коллизионными процессами (Кисин и др., 2020). С завершающими стадиями этих процессов, по-видимому, связано и формирование офитовых жил с демантоидной минерализацией (Иванов, 1988). Дальнейшие процессы регионального метаморфизма привели к формированию более низкотемпературных серпентинитов с преобладанием хризотила. Преобразования альпинотипных гипербазитов Урала завершаются развитием аподунитовых и апосерпентинитовых кор выветривания (Таловина, Хайде, 2016), которые в пределах Нижнетагильского массива не распространены. Характер взаимоотношений граната с другими минералами в дунитах, хромититах и поздних аподунитовых метасоматитах позволил предложить схему относительного возраста минералообразования (рис. 12).

Онтогенетические наблюдения подтверждают особенности химического состава гранатов. Так, в наиболее высокотемпературном парагенезисе

граната (миаролитовых дунитах) присутствует высокохромистый андрадит, практически лишенныйgrossулярового минала, тогда как в хромититах распространен гранат с большим содержаниемgrossуляровой компоненты. Демантоиды из аподунитовых метасоматитов Нижнетагильского массива полностью аналогичны подобным гранатам, развитым по ультраосновному субстрату, в том числе, и в альпинотипных гипербазитах Урала (Алферова, 2006; Murzin et al., 1995; Kissin et al., 2021).

Генетические построения подтверждаются характером распределения РЗЭ в гранатах из различных парагенезисов. Если в качестве модели рассматривать формирование граната в миаролитовых дунитах из позднемагматических флюидов, обогащенных несовместимыми элементами, то плавный спектр распределения с накоплением тяжелых РЗЭ является закономерным результатом такой обстановки. В то же время, распределение РЗЭ в уваровите из хромититов характеризуется слабым тетрад-эффектом, что указывает на участие высокотемпературных водных флюидов и гидротермальных растворов при формировании этого парагенезиса (Lee et al., 1994; Tang, Liu, 2002; Скублов, 2005). Эта закономерность подтверждается накоплением в уваровите более мобильных в гидротермальных процессах легких РЗЭ (Скублов, 2005). Наиболее яркий тетрад-эффект характерен для распределения РЗЭ в гранатах из аподунитовых

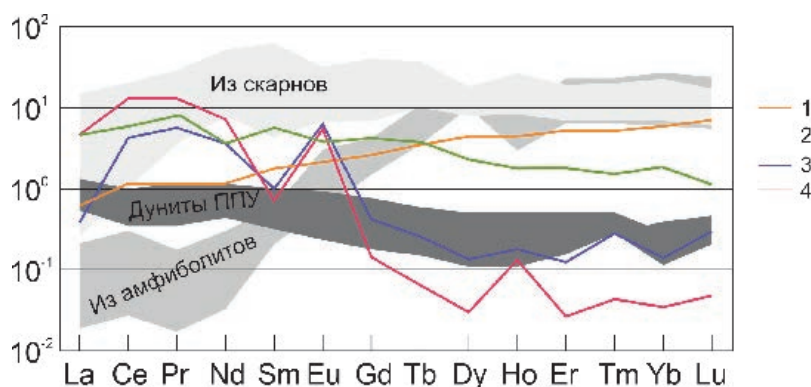


Рис. 13. Распределение среднеарифметических содержаний РЗЭ по результатам ЛА-ИСП-МС анализа в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива и демантоидах и топазолитах из Мадагаскара (4) (Pezzotta et al., 2011).

Для сравнения приведены поля составов андрадитов из железорудных скарновых месторождений Восточного Китая (Yang et al., 2020), андрадит-гроссуляров из гранатовых амфиболитов Ильменского массива (Медведева, 2010) и валовый состав мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива (Степанов, 2018).

Fig. 13. REE patterns based on arithmetic mean results of LA-ICP-MS analysis of garnets from miarolitic dunites (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif and demantoids and topazolites from Madagascar (4) (Pezzotta et al., 2011).

The compositional fields of andradites from iron skarn deposits of East China (Yang et al., 2020), andradite-grossulars from garnet amphibolites of the Ilmeny complex (Medvedeva, 2010), and bulk composition of fine-grained dunites of the Nizhny Tagil massif (Stepanov, 2018) are given for comparison.

метасоматитов, сформированных из гидротермальных растворов.

Гранаты ряда андрадит-гроссуляр типичны для пород из разных геологических обстановок, из которых наиболее характерны скарновые и некоторые метаморфические ассоциации (Соболев, 1964), при этом андрадиты из различных пород отличаются по содержанию макро- и микрокомпонентов. Для гранатов из скарнов и метаморфических пород характерно существенное содержание гроссулярового минала и низкие содержания Cr_2O_3 , в отличие от изученных нами гранатов из пород Нижнетагильского массива. Спектры распределения РЗЭ в гранатах из метаморфических пород, нормированные к хондриту, характеризуются положительным наклоном с накоплением тяжелых РЗЭ, в скарнах спектр РЗЭ_N субгоризонтален с повышенными содержаниями РЗЭ. Спектр РЗЭ_N изученных гранатов из миаролитовых дунитов Нижнетагильского массива демонстрирует накопление тяжелых РЗЭ, как это свойственно метаморфогенным гранатам, но с меньшей интенсивностью. Спектр РЗЭ_N уваровита из хромититов практически субгоризонтален, а демантоиды обогащены легкими РЗЭ и демонстрируют значительную аномалию Eu, что может указывать на изменение Eh среды (рис. 13; Скляр, 2001). Отмечается почти полное сходство распреде-

ления РЗЭ в демантоидах р. Бобровка и Мадагаскара (Pezzotta et al., 2011).

Кроме содержания и характера распределения РЗЭ, в качестве типоморфных признаков граната можно использовать содержание таких элементов, как V, Cr, Mn и Ti. На специфические условия формирования гранатов в миаролитовых дунитах косвенно указывает обособленное поле составов этих гранатов на диаграмме Al/Mg–Mn/Ti (рис. 14), в то время как точки составов гранатов из хромититов и аподунитовых метасоматитов попадают в поля составов гранатов из других коренных месторождений демантоида (Уфалейское, Коркодинское, рис. 14а). Отдельно располагаются точки составов граната из родингитов Баженовского месторождения (рис. 14а) (Schwarzinger, 2019).

На графике V + Cr–Mn/Ti точки составов гранатов из различных парагенезисов Нижнетагильского массива располагаются на удалении друг от друга (рис. 14б). При этом демантоиды из других месторождений (Уфалейское, Коркодинское, месторождения Намибии) (Schwarzinger, 2019) отличаются по содержанию этих элементов от всех изученных нами гранатов (рис. 14б).

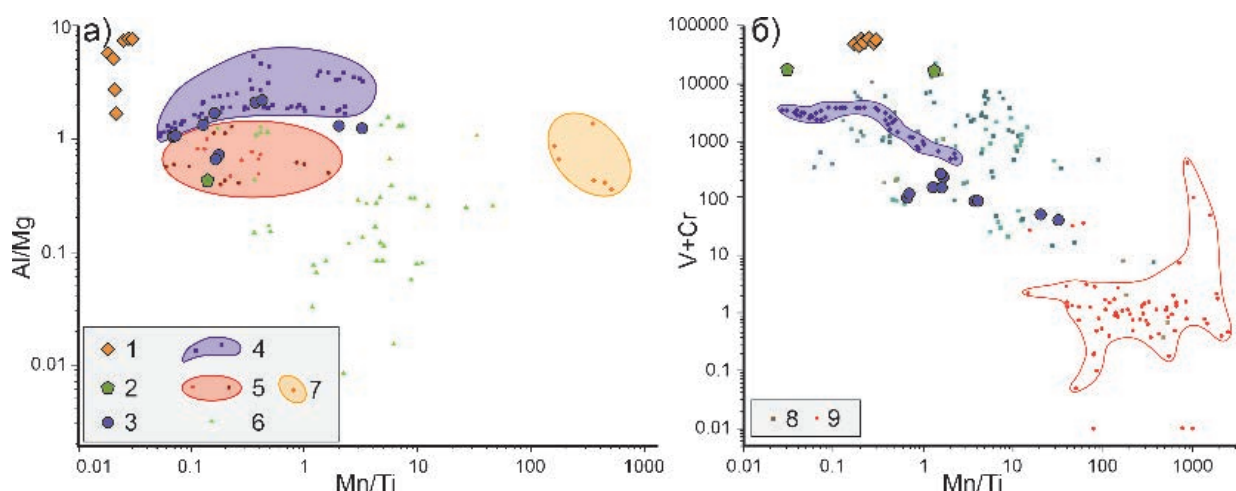


Рис. 14. Зависимость содержаний и отношений некоторых элементов-примесей по данным ЛА-ИСП-МС в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива, Уфалейского (4) и других демантоидных месторождений Челябинской области (5), включая месторождение Бобровка, одноименной р. Бобровка Нижнетагильского массива (6), Баженовского месторождения (7), Полдневского и Коркодинского демантоидных месторождений (8), демантоидных месторождений Намибии (9).

Составы гранатов из месторождений 4–9 взяты из литературных данных (Schwarzinger, 2019).

Fig. 14. Correlation of LA-ICP-MS-based content and ratios of some trace elements in garnets from miarolitic dunites (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif, Ufaley (4) and other demantoid deposits of the Chelyabinsk region (5) including the Bobrovka deposit, the eponymous placer of the Bobrovka River of the Nizhny Tagil massif (6), Bazhenovskoe deposit (7), Poldnevoy and Korkodin demantoid deposits (8), demantoid deposits of Namibia (9).

The compositions of garnets 4–9 are taken from (Schwarzinger, 2019).

Закключение

В породах Нижнетагильского массива гранат обнаружен в 1) миаролитовых дунитах, в которых он образует отдельные кристаллы в пустотах или заполняет пустоты целиком, 2) трещинах в массивных жильных хромититах и 3) брусит-антигорит-магнетитовых метасоматитах по дунитам, в которых гранат обычно образует метакристаллы. Гранаты из разных парагенезисов отличаются по содержаниям макро- и микрокомпонентов. В миаролитовых дунитах обнаружен высокохромистый андрадит почти без примеси гроссулярового компонента, при этом спектры РЗЭ_N характеризуются слабым положительным наклоном. В хромититах присутствует гранат промежуточным составом между андрадитом и уваровитом, для которого характерен спектр РЗЭ_N со слабым отрицательным наклоном и незначительным проявлением тетрад-эффекта. В аподунитовых метасоматитах распространены демантоиды с минимальными содержаниями примесей, состав которых формально отвечает практически конечному андрадиту, а спектр РЗЭ_N характеризуется отрицательным наклоном с сильным влиянием тетрад-эффекта и значительной положительной аномалией Eu.

Установлено, что андрадит из миаролитовых пустот кристаллизовался на завершающих стадиях магматического этапа, в то время как уваровит в трещинах массивных хромититов образовался в гидротермально-метасоматическую стадию, предшествующую серпентинизации дунитов. Образование демантоидов связано с наложенными процессами регионального метаморфизма, аналогично условиям формирования в других известных месторождениях демантоидов в альпинотипных гипербазах.

Авторы выражают глубокую признательность редакции и рецензенту, замечания которого позволили улучшить текст рукописи, а также Д.А. Ханину за проведение аналитических работ.

Работа выполнена за счет средств грантов РНФ №№ 20-77-00073 и 22-17-00027.

Литература

- Алферова М.С. (2006) Минералогия и условия образования Ново-каркодинского месторождения демантоида (Средний Урал). *Новые данные о минералах*, **41**, 71–78.
- Бетехтин А.Г. (1935) Платина и другие минералы платиновой группы. М., Издательство академии наук СССР, 148 с.
- Бетехтин А.Г. (1946) О хромовых гранатах из Нижне-Тагильского дунитового массива. *Академику*

Дмитрию Степановичу Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Сборник статей, 68–73.

Виноградская Г.М. (1954) Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. *Доклады АН СССР*, 97(5), 899–902.

Высоцкий Н.К. (1913) Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. *Труды Геологического комитета*, (62), 692 с.

Высоцкий Н.К. (1923) Платина и районы ее добычи. Труды КЕПС, Петроград, 1–5, 343 с.

Десятниченко Л.И., Фаденчева И.Ф., Парфенов В.В. и др. (2005) Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХП (Качканар). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 457 с.

Заварицкий А.Н. (1928) Коренные месторождения платины на Урале. *Материалы по общей и прикладной геологии*, Ленинград, 108, 56.

Зайцев А.М. (1898) Месторождения платины на Урале. Томск, 74 с.

Иванов О.К. (1986) Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов платиноносного пояса Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 57 с.

Иванов О.К. (1988) Жильная гидротермальная минерализация в серпентинизированных дунитах Нижне-тагильского массива. *Материалы к минералогии рудных районов Урала*, 112–120.

Иванов О.К. (1996) О генезисе демантоидных месторождений Урала. *Годичное собрание РМО*, Санкт-Петербург, 14.

Иванов О.К. (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург, Уральский университет, 488 с.

Иванов О.К. (1998) Генезис демантоидных месторождений Урала. *Уральский геологический журнал*, 1, 19–21.

Иванов К.С. (2015) Время формирования динамотермального ореола Платиноносного Пояса Урала. *Доклады Академии наук*, 461(2), 193–196.

Карпинский А.П. (1893) О коренном месторождении платины на Урале. *Записки АН*, 71, 222–229.

Карпинский М.М. (1840) О золотоносных россыпях. *Горный журнал*, 2, 199–238.

Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. (1956) Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. М., НИИ НИГРИЗОЛОТО МЦМ СССР, 112 с.

Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М. (2019) Онтогенетические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных дунит-клинопироксенитовых массивах. *Записки Российского минералогического общества*, 148(2), 115–130.

Медведева Е.В. (2010) Распределение РЗЭ в гранатах метаморфических пород Ильменских Гор. *Материалы международной конференции, посвященной 90-летию Ильменского*

государственного заповедника, 90-летию со дня рождения академика П.Л. Горчаковского и 180-летию со дня рождения академика П.В. Еремеева, Миасс, УрО РАН, 37–39.

Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. и др. (2008) Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 124 с.

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. (2012) Металлогения гидротермально-метасоматических образований. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 560 с.

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

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родемани Т. (2015) Онтогения рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит), *Геология рудных месторождений*, 57(5), 352–380.

Скублов С.Г. (2005) Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. Санкт-Петербург, Наука, 147 с.

Соболев Н.В. (1964) Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 219 с.

Скляров Е.В. (2001) Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.

Степанов С.Ю. (2018) Структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала. *Дис. на соиск. степ. кандидата геол.-минерал. наук*. Санкт-Петербург, СПбГУ, 174 с.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А. мл. (2020) Морфология, состав и онтогения минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. *Геология и геофизика*, 61(1), 60–83.

Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарев А.А. (2015) Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал. *Записки Горного института*, 211, 22–28.

Сурин Т.Н. (2021) Позднедевонский Сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал): петролого-минералогические особенности и геодинамическая обстановка формирования. *Минералогия*, 7(1), 40–53.

Таловина И.В., Хайде Г. (2016) Серпентины серии хризотил-пекораит как индикаторы генезиса никелевых месторождений кор выветривания Урала. *Записки Горного института*, 221, 629–637.

Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, РИО УрО РАН, 368 с.

Шмелев В.Р., Филиппова С.С. (2010) Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-кли-

нопироксенитового массива (Средний Урал). *Геотектоника*, (4), 65–86.

Южаков И.Г., Жиганов А.А., Маегов В.И. и др. (2006) Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XXIV (Нижний Тагил). Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 389 с.

Kissin A.Y., Murzin V.V., Karaseva E.S. (2021) «Horsetail» inclusions in the Ural demantoids: growth formations. *Minerals*, **11**(8), 825.

Lee S.G., Masuda A., Kim H.S. (1994) An early Proterozoic leuco-granitic gneiss with the REE tetrad phenomenon. *Chemical Geology*, **114**, 59–67.

Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. (1996) Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **11**, 899–904.

McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**(3–4), 223–253.

Murzin V.V., Mamin N.A., Kissin A.J., Demchuk I.G. (1995) Demantoid garnet mineralization of the Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic intrusion (Urals). *Intergems-95*. Turnov, 38–41.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26**, 2508–2518.

Pezzotta F., Adamo I., Diella V. (2011) Demantoid and topazolite from Antetazambato, Northern Madagascar: Review and new data. *Gems & Gemology*, **47**(1), 2–14.

Schwarzinger C. (2019) Determination of demantoid garnet origin by chemical fingerprinting. *Chemical Monthly*, **150**(5), 907–912.

Tang H.F., Liu C.Q. (2002) Trace element geochemistry during metamorphic dehydration: A case study from the Xingzi Group of Lushan, southeast China. *Geochemical Journal*, **36**(6), 545–561.

Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. (2015) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore Geology Reviews*, **67**, 234–243.

Yang Y.L., Ni P., Wang Q., Wang J.Y., Zhang X.L. (2020) In situ LA-ICP-MS study of garnets in the Makeng Fe skarn deposit, eastern China: Fluctuating fluid flow, ore-forming conditions and implication for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, **126**, 103725.

References

Alferova M.S. (2006) [Mineralogy and formation conditions of the Novy Korkodin demantoid deposit (Central Urals)]. *Novyye dannyye o mineralakh [New Data on Minerals]*, **41**, 71–78. (in Russian)

Betekhtin A.G. (1935) [Platinum and other platinum-group minerals]. Moscow, Izdatel'stvo akademii nauk SSSR, 148 p. (in Russian)

Betekhtin A.G. (1946) [About Cr-garnets from the Nizhny Tagil dunite massif]. *Akademiku Dmitriyu Stepanovichu*

Belyankinu k 70-letiyu so dnya rozhdeniya i 45-letiyu nauchnoy deyatel'nosti. Sbornik statey [To Academician Dmitry Stepanovich Belyankin: to his 70th birthday and 45th anniversary of scientific activity. Collected papers], 68–73. (in Russian)

Desyatnichenko L.I., Fadeicheva I.F., Parfenov V.V. et al. (2005) [Explanatory note. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet O-40-XII (Kachkanar)]. St. Petersburg, VSEGEI, 457 p. (in Russian)

Fershtater G.B. (2013) [Paleozoic intrusive magmatism of Central and South Urals]. Yekaterinburg, RIO UrO RAN, 368 p. (in Russian)

Ivanov O.K. (1986) [Ultramafic pegmatites of pyroxenite-dunite massifs of the Urals platinum belt]. Sverdlovsk, UNC AN SSSR, 57 p. (in Russian)

Ivanov O.K. (1988) [Vein hydrothermal mineralization in serpentinized dunites of the Nizhny Tagil massif] *Materialy k mineralogii rudnykh rayonov Urala [Materials to Mineralogy of Ore Regions of the Urals]*, 112–120. (in Russian)

Ivanov O.K. (1996) [Genesis of demantoid deposits in the Urals]. *Godichnoe sobranie RMO [Annual Meeting of the Russian Mineralogical Society]*. St-Petersburg, p. 14. (in Russian)

Ivanov O.K. (1997) [Zoned ultramafic complexes of the Urals (mineralogy, petrology, genesis)]. Yekaterinburg, 488 p. (in Russian)

Ivanov O.K. (1998) [Genesis of demantoid deposits in the Urals]. *Ural'skiy geologicheskii zhurnal [Urals Geological Journal]*, **1**, 19–21 (in Russian)

Ivanov K.S. (2015) [Formation time of a dynamothermal halo of the Platinum-bearing Belt of the Urals]. *Doklady Akademii Nauk [Doklady Earth Sciences]*, **461**(2), 193–196. (in Russian)

Karpinskiy A.P. (1893) [Primary platinum deposit in the Urals]. *Zapiski Akademii Nauk [Proceedings of the Academy of Sciences]*, **71**, 222–229 (in Russian)

Karpinskiy M.M. (1840) [Gold placers]. *Gornyy zhurnal [Mining Journal]*, **2**, 199–238 (in Russian)

Kashin S.A., Kozak S.S., Nikolaeva L.A., Tihomirov K.P. (1956) [Mineralogical and petrochemical features of rocks of a Pt-bearing complex of Central Urals and some principles of Pt distribution]. Moscow, NII NIGRIZOLOTO MCM SSSR, 112 p. (in Russian)

Kissin A.Y., Murzin V.V., Karaseva E.S. (2021) «Horsetail» Inclusions in the Ural Demantoids: Growth Formations. *Minerals*, **11**(8), 825.

Kozlov A.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Minibaev A.M. (2019) [Ontogenetic orientations for the model of the formation of Pt-bearing mineralization in zonal clinopyroxenite-dunite massifs of the Urals]. *Zapiski RMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **148**(2), 115–130. (in Russian)

Lee S.G., Masuda A., Kim H.S. (1994) An early Proterozoic leuco-granitic gneiss with the REE tetrad phenomenon. *Chemical Geology*, **114**, 59–67.

Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. (1996) Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition

and analyte concentration calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **11**, 899–904.

McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**(3–4), 223–253.

Medvedeva E.V. (2010) [REE distribution in garnets of metamorphic rocks of the Ilmeny Mountains]. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii, posvyashhennoy 90-letiyu Il'menskogo gosudarstvennogo zapovednika, 90-letiyu so dnya rozhdeniya akademika P.L. Gorchakovskogo i 180-letiyu so dnya rozhdeniya akademika P.V. Eremeeva* [Proceedings of the International Conference Dedicated to the 90th Anniversary of the Ilmeny State Reserve, 90th Anniversary of Academician P.L. Gorchakovsky and 180th Anniversary of Academician P.V. Eremeeva.]. Miass, UrO RAN, 37–39. (in Russian)

Murzin V.V., Mamin N.A., Kissin A.J., Demchuk I.G. (1995) Demantoid garnet mineralization of the Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic intrusion (Urals). *Intergems-95*. Turnov, 38–41.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26**, 2508–2518.

Petrov G.A., Ilyasova G.A., Tristan N.I. et al. (2008) [Explanatory note. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet P-40-XXXVI (Severouralsk)]. St. Petersburg, VSEGEI, 124 p. (in Russian)

Pezzotta F., Adamo I., Diella V. (2011) Demantoid and topazolite from Antetazambato, Northern Madagascar: Review and new data. *Gems & Gemology*, **47**(1), 2–14.

Plyushhev E.V., Shatov V.V., Kashin S.V. (2012) [Metallogeny of hydrothermal-metasomatic complexes]. St. Petersburg, VSEGEI, 560 p. (in Russian)

Puchkov V.N. (2010) [Geology of the Urals and Cis-Urals (topical problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DesignPoligraphService, 280 p.

Pushkarev E.V., Kamenetsky V.S., Morozova A.V., Khiller V.V., Glavatskykh S.P., Rodemann T. (2015) Ontogeny of ore Cr-spinel and composition of inclusions as indicators of the pneumatolytic–hydrothermal origin of PGM-bearing chromitites from Kondyor massif, the Aldan Shield. *Geology of Ore Deposits*, **57**(5), 352–380.

Shmelev V.R., Filippova S.S. (2010) Structure and formation mechanism of the Nizhny Tagil dunite-clinopyroxenite massif, Central Urals. *Geotectonics*, **44**(4), 344–362.

Schwarzinger C. (2019) Determination of demantoid garnet origin by chemical fingerprinting. *Chemical Monthly*, **150**(5), 907–912.

Sklyarov E.V. (2001) [Interpretation of geochemical data]. Moscow, Internet Engineering, 288 p. (in Russian)

Skublov S.G. (2005) [REE geochemistry of rock-forming metamorphic minerals]. St. Petersburg, Nauka, 147 p. (in Russian)

Sobolev N.V. (1964) [Paragenetic types of garnets]. Moscow, Nauka, 219 p. (in Russian)

Stepanov S.Yu. (2018) [Structural and composition principles of occurrence of chromite-platinum mineralization in clinopyroxenite-dunite massifs of the Central Urals]. *Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences*. St. Petersburg, SPGU, 174 p. (in Russian)

Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Antonov A.V., Kozlov A.V., Varlamov D.A., Khanin D.A., Zolotarev A.A. Jr. (2020) Morphology, composition, and ontogenesis of platinum-group minerals in chromitites of zoned clinopyroxenite–dunite massifs of the Middle Urals. *Russian Geology and Geophysics*, **61**(1), 47–67.

Stepanov S.Yu., Pilyugin A.G., Zolotarev A.A. (2015) [Comparative characteristics of compositions of platinum group minerals in chromitites and placers of the Nizhny Tagil massif, Middle Urals]. *Zapiski Gornogo instituta* [Journal of Mining Institute], **211**, 22–28. (in Russian)

Surin T.N. (2021) [Late Devonian Sakhara dunite-clinopyroxenite-gabbro complex (East Magnitogorsk zone, South Urals): petrological-mineralogical features and geodynamic setting]. *Mineralogiya* [Mineralogy], **7**(1), 40–53. (in Russian)

Talovina I.V., Heide G. (2016) [Serpentines of the chrysotile-pecoraite series as indicators of the genesis of nickel deposits in the weathering crusts of the Urals]. *Zapiski Gornogo instituta* [Journal of Mining Institute], **221**, 629–637.

Tang H.F., Liu C.Q. (2002) Trace element geochemistry during metamorphic dehydration: A case study from the Xingzi Group of Lushan, southeast China. *Geochemical Journal*, **36**(6), 545–561.

Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. (2015) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore Geology Reviews*, **67**, 234–243.

Vinogradskaya G.M. (1954) [Dunite pegmatites of ultramafic complexes of the Urals] *Doklady Akademii Nauk SSSR* [Doklady Academy of Sciences USSR], **97**(5), 899–902. (in Russian)

Vysotsky N.K. (1923) [Platinum and its mining areas]. Petrograd, 343 p. (in Russian)

Vysotsky N.K. (1913) [Platinum deposits of the Isov and Nizhny Tagil districts of the Urals]. Trudy Geologicheskogo komiteta [Proceedings of the Geological Committee], (62), 692 p. (in Russian)

Yang Y.L., Ni P., Wang Q., Wang J.Y., Zhang X.L. (2020) In situ LA-ICP-MS study of garnets in the Makeng Fe skarn deposit, eastern China: Fluctuating fluid flow, ore-forming conditions and implication for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, **126**, 103725.

Yuzhakov I.G., Zhiganov A.A., Maegov V.I. et al. (2006) [Explanatory note. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet O-40-XXIV (Nizhny Tagil)]. St. Petersburg, VSEGEI, 389 p. (in Russian)

Zavaritskiy A.N. (1928) [Ore platinum deposits of the Urals]. In: *Materialy po obshchej i prikladnoj mineralogii* [Materials on General and Applied Geology], (108), 56 p. (in Russian)

Zaytsev A.M. (1898) [Platinum deposits of the Urals]. Tomsk, 74 p. (in Russian)