

УДК 553.078.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698

Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия

Е. С. Карасева¹, А. Ю. Кисин^{1,2}, В. В. Мурзин¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: lizavetakarasyova@outlook.com

²Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 17.02.2021 г., принята к печати 16.04.2021 г.

Объект исследований. В статье приведены результаты изучения геологии и минералогии Полдневского месторождения демантоида. **Материалы и методы.** Фактический материал собран при полевых исследованиях. Образцы демантоида предоставлены владельцами рудника. Горные породы и жильные минералы изучались в шлифах, полированных образцах и прозрачных шлифах; химический состав определялся методами рентгенофлуоресцентной спектроскопии, сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондовым рентгено-спектральным микроанализом, масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой с лазерным проботом (LA-ICP-MS). **Результаты.** Коркодинский ультрабазитовый массив, вмещающий месторождение, в процессе подъема испытал сильную декомпрессию и синдекомпрессионное минералообразование. На раннем этапе в дуните образовались жилы клинопироксена, также испытавшие декомпрессионное растрескивание. Затем породы испытали антигритизацию и появление жильного антигорита, сменившегося жилами клинхризотила (+ магнетит ± карбонат ± демантоид). Далее следует образование лизардита (+ магнетит ± карбонат ± демантоид), который развивается и по более ранним жильным серпентинам. Демантоид представлен округлыми зернами и также округлыми агрегатами зерен с признаками роста в условиях всестороннего растяжения. Преобладающая окраска буровато-зеленая, желто-зеленая, реже зеленая и темно-зеленая. Зеленый и темно-зеленый демантоиды содержат 0.52–2.3 мас. % Cr_2O_3 . В центральной части некоторых зерен и агрегатов демантоида наблюдается коричневая окраска, вызванная присутствием TiO_2 , чье содержание достигает 1 мас. %. Демантоиды Полдневского месторождения имеют типоморфные признаки демантоидов уральского типа (включения типа “конский хвост”). Распределение демантоида гнездообразное. Протяженность жил с демантоидом составляет первые метры. Предполагается их столбообразная форма. **Заключение.** Наибольшую сохранность демонстрируют демантоиды из гнезд в серпентинизированных массивных или брекчиевидных дунитах. Гнезда демантоида в сильно серпентинизированных породах подверглись тектоническому раздавливанию и практически не содержат ювелирного камня.

Ключевые слова: геология нерудных месторождений, драгоценные камни, гранат, демантоид, Урал

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках гос. задания: № гос. рег. АААА-А18-118052590028-9 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

The Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals): Geology and mineralogy

Elizaveta S. Karaseva¹, Alexander Yu. Kissin^{1,2}, Valery V. Murzin¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mail: lizavetakarasyova@outlook.com

²Ural Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg 620144, Russia

Received 17.02.2021, accepted 16.04.2021

Research subject. The results of studying the geology and mineralogy of the Poldnevskoye deposit of demantoid are presented. **Material and methods.** The factual material was collected during field research. Demantoid samples were pro-

Для цитирования: Карасева Е.С., Кисин А.Ю., Мурзин В.В. (2021) Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия. *Литосфера*, 21(5), 683–698. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698>

For citation: Karaseva E.S., Kisin A.Yu., Murzin V.V. (2021) The Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals): Geology and mineralogy. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 683–698. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698>

© Е.С. Карасева, А.Ю. Кисин, В.В. Мурзин, 2021

vided by mine owners. Rock and vein minerals were studied in hand specimens, polished specimens and thin sections; the chemical composition was determined by X-ray fluorescence spectroscopy, scanning electron microscopy, electron probe X-ray spectral microanalysis, inductively coupled plasma mass spectrometry with laser sampling (LA-ICP-MS). *Results.* The Korkodinsky ultrabasic massif containing the deposit experienced strong decompression and syndecompression mineral formation during the ascent. At an early stage, veins of clinopyroxenite formed in dunite, which also experienced decompression cracking. Then the rocks underwent antigoritization and the appearance of vein antigorite, which was replaced by veins of clinochrysotile (+ magnetite ± carbonate ± demantoid). This was followed by the formation of lizardite (+ magnetite ± carbonate ± demantoid), which also developed along the earlier vein serpentines. Demantoid is represented by rounded grains and rounded grain aggregates with the signs of growth under the conditions of all-round extension. The predominant color is brownish-green, yellow-green, rarely green and dark green. Green and dark green demantoids contain Cr_2O_3 0.52–2.3 wt %. In the central part of some grains and demantoid aggregates, a brown color is observed, which binds to TiO_2 , the content of which reaches 1 wt %. The demantoids of the Poldnevskoye deposit bear typomorphic features of the Ural-type demantoids (inclusions of the “horse’s tail” type). The distribution of demantoid is nested. The length of the veins with demantoid is first meters. Their pillar-like shape is assumed. *Conclusion.* Demantoids from nests in serpentinitized massive or brecciform dunites are more intact; demantoid nests in strongly serpentinitized rocks were tectonic crushed and contain little gemstone.

Keywords: *geology of non-metallic deposits, gemstones, garnet, demantoid, Ural*

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignments: No. reg. AAAA-A18-118052590028-9, using the equipment of the Geoanalyst Shared Use Center of the IGG UB RAS, the comprehensive development of which is carried out with the financial support of a grant from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, agreement No. 075-15-2021-680

ВВЕДЕНИЕ

Демантоид – ювелирная зеленая разновидность андрадита, впервые выявленная на Урале в россыпях по р. Бобровка (около с. Елизаветинское, в 30 км к юго-западу от г. Нижний Тагил), в начале XIX в. Первоначально ошибочно был принят за хризолит (ювелирную разновидность оливина). Современное название демантоиду дал финский минералог Н. Норденшельд в 1856 г. за сильную дисперсию (0.057), сравнимую с дисперсией алмаза (0.044). В 1874 г. демантоиды были случайно обнаружены в золотоносных россыпях в окрестностях с. Полдневая, в 100 км к югу от г. Екатеринбург, В.Г. Калугиным и А.В. Калугиным снова назвавшими его хризолитом. Диагностику минерала удалось сделать только в 1879 г., после изучения его химического состава горным инженером А.А. Лёшем, показавшим, что это гранат андрадит. В 1881 г. аналогичные результаты были получены Р. Николаевым по демантоидам Елизаветинской Бобровки. Несмотря на это, название “хризолит” еще долгое время использовалось горщиками для этого ювелирного камня.

Находки демантоида в коренном залегании известны с конца XIX в. в верховьях руч. Хризолитка (Полдневское месторождение). В 30-х гг. прошлого века они изучались Г.Н. Вертушковым (Киевченко, 2000), а в 1978–1979 гг. – А.Ю. Кисиним (1990). Позднее демантоид был установлен в ко-

ренном залегании на Верхнейвинском гипербазитовом массиве (в 50 км к северо-западу от г. Екатеринбург) (Murzin et al., 1995), на Полярном Урале (Phillips, Talantsev, 1996), Корякском нагорье и Камчатке (Кутыев и др., 1983; Крылова и др., 1985; Семенов, 1988; Семенов и др., 2003; и др.). За рубежом демантоиды известны в Италии (Киевченко, 2000; Adamo et al., 2009), Азербайджане (Кашкай, 1939), Иране (Du Toi et al., 2006), Пакистане (Milisenda et al., 2001, Palke, epardieu), США, Китае (Liu et al., 1986), Словакии (Štubňa et al., 2019), а также в Намибии (Giuliani et al., 2017) и на Мадагаскаре (Danet, 2009; Rondeau et al., 2009).

В коренном залегании демантоид известен в альпинотипных дунит-клинопироксенитовых массивах и гранатовых скарнах (в зарубежной литературе – уральский и намибийский типы соответственно). К уральскому типу относятся все первичные проявления и месторождения демантоида Урала, Камчатки, Кавказа, Альп, Ирана и Калифорнии. Скарновые демантоиды добываются в Намибии и на севере Мадагаскара. Промышленно значимыми являются аллювиально-делювиальная россыпь Елизаветинская Бобровка (г. Нижний Тагил) и первичные месторождения Полдневское, Коркодинское, а также месторождения Намибии и Мадагаскара.

Несмотря на длительную историю исследований, геология Полдневского месторождения изучена очень слабо. Отдельные сведения о месторож-

дении изложены в нескольких производственных отчетах, обзорных монографиях и ряде небольших статей (Киевленко и др., 1974; Кисин, 1990; Иванов, 1998; Поляков, 1999; Киевленко, 2000; Карасева, Кисин, 2019; Кисин и др., 2020). В данной статье приводятся обзор и обобщение данных по геологии и минералогии этого месторождения с учетом материалов литературных источников и результатов авторских исследований в период 2018–2020 гг.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полдневское месторождение демантоида расположено на границе Свердловской и Челябинской областей, в зоне сочленения Восточно-Уральской, Центральнo-Уральской и южной части Тагильской мегазон. Границы мегазон тектонические, фиксируются Серовско-Маульским (СМР) и Главным Уральским (ГУР) разломами, трассируемыми гипербазитовыми массивами и серпентинитовым меланжем.

Месторождение приурочено к Коркодинскому гипербазитовому массиву, описание которого приводится по Р.Д. Калугиной с соавторами (2017). Протяженность массива около 12 км при ширине до 2 км. Ориентировка северо-северо-западная согласно вмещающему одноименному разлому, входящему в зону ГУР (рис. 1). По кинематике Коркодинский разлом отвечает региональному левому взбросо-сдвигу предположительно позднепалеозойского возраста (C_3-P_1). В строении массива принимают участие дуниты и клинопироксениты, реже гарцбургиты, очень редко верлиты и вебстериты. Породы в значительной степени серпентинизированы и тектонизированы. В ассоциации с ультрабазитами отмечены эклогитоподобные амфиболиты. По современным представлениям, Коркодинский массив имеет форму пластины толщиной 200–300 м, пологозалегающей на нижнепалеозойских породах и перемещенной с востока на запад в составе более крупного надвига. Лежащий контакт пластины падает под углом 45–50°, а висячий – под углом 20–70° на восток. Деформации пластины сопровождались динамометаморфизмом, разлинзованием и будинированием серпентинитов: угол падения линейности 70–80° по азимуту 120–140°. В меловое время массив был осложнен пологим надвигом (аз. пад. 110–140°, <10–25°), который также сопровождался разлинзованием и будинированием серпентинитов.

Таким образом, зона смятия Коркодинского разлома отличается неоднократными подвижками различной кинематики: ранний (C_3-P_1) – левый сдвиг-взброс восточного падения, сопровождаемый основной фазой динамометаморфизма, и более молодой пологий надвиг того же падения. По нашим представлениям (Кисин и др., 2020), “мо-

лодой надвиг” может оказаться лишь отражением низкотемпературной (поздней) серпентинизации ультрабазитов, сопровождаемой значительным положительным объемным эффектом, известным как “серпентинитовая тектоника”.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основная масса материала для исследований была предоставлена геологами ООО “Маяк” и лично Т.В. Коньковым, одним из руководителей предприятия. Это образцы вмещающих пород и пород из жильной зоны с демантоидной минерализацией. Часть материала отобрана авторами непосредственно на объекте при посещении карьера. Из образцов вмещающих и жильных пород были изготовлены полированные шлифы, которые изучались под стереоскопическим микроскопом OLYMPUS BX51.

Состав минералов и пород изучался методами сканирующей электронной микроскопии, на микроскопе JSM-6390LV фирмы “Jeol” с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 при ускоряющем напряжении 20 кВ, эмиссионном токе 85 мкА, рабочем расстоянии 10 мм, времени накопления сигнала 30 с (аналитик Н.С. Чебыкин), рентгенофлуоресцентной спектроскопии на CPM-35 и EDX-8000 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.А. Аввакумова, А.К. Фокина) и электронно-зондовым рентгеноспектральным микроанализом на микроанализаторе Cameca SX-100 с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионной приставкой Bruker XFlash 6 при ускоряющем напряжении 15 кВ, ток на образце 40 нА (аналитик И.А. Готтман). Для определения уровня содержания примесных элементов использовался метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным проботом (LA-ICP-MS), применяемый на зернах демантоида от темно-зеленого до желто-зеленого цвета (аналитик В.С. Червяковский). Все анализы выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геология Полдневского месторождения. В настоящее время на Полдневском месторождении демантоида карьером и магистральными канавами протяженностью до 400 м вскрыты в различной степени серпентинизированные дуниты и клинопироксениты (рис. 2).

В северной части участка преобладают массивные крупнозернистые клинопироксениты и апоклинопироксенитовые антигоритовые серпентиниты (самая северная часть и вблизи восточного контакта), создающие положительные формы рельефа. Трещиноватость хаотичная. Наблюдается несколько резко выраженных логов северо-запад-

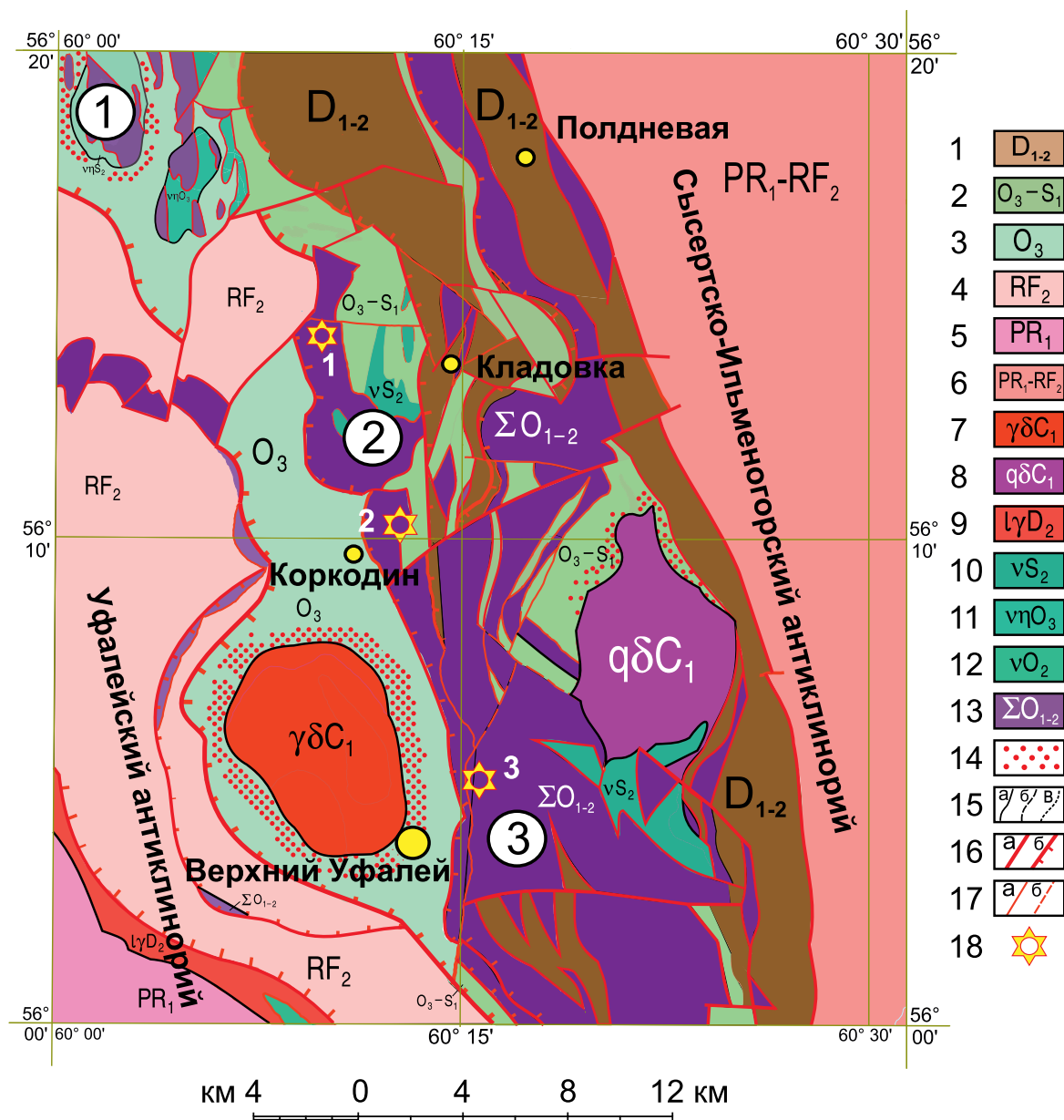


Рис. 1. Геологическая карта района (Калугина и др., 2017, с упрощениями).

1 – базальты, андезибазальты и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, серицит-кварцевые и альбит-хлоритовые сланцы, углистые алевролиты, мраморы (D_{1-2}); 2 – базальты, дациты, риодациты, яшмоиды; зеленые сланцы (O_3-S_1); 3 – метабазальты, зеленые сланцы, углеродисто-серицит-кварцевые сланцы (O_3); 4 – кварциты графитовые и слюдяные, сланцы хлорит-альбитовые, серицит-альбит-хлоритовые, амфиболиты (RF_2); 5 – амфиболиты, гнейсы биотит-амфиболовые, мигматиты (PR_1); 6 – кварциты графитовые и слюдяные, амфиболиты, мигматиты, плагиогнейсы и гнейсы биотитовые (PR_{1-2}); 7 – тоналиты, граниты, лейкограниты ($\gamma\delta C_1$); 8 – кварцевые диориты ($q\delta C_1$); 9 – порфировидные граниты, лейкограниты ($l\gamma D_2$); 10 – габбро (vS_2); 11 – габбронориты ($v\eta O_3$); 12 – метагаббро, эклогитоподобные амфиболиты (vO_2); 13 – дуниты, гарцбургиты, клинопироксениты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы, талькиты (ΣO_{1-2}); 14 – контактовые роговики; 15 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – межфациальные; 16 – крупные разломы (а) и надвиги (б); 17 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 18 – месторождения алмазов: 1 – Полдневское, 2 – Коркодинское, 3 – Уфалейское. Массивы ультрабазитов (цифры в кружках): 1 – Омутнинский, 2 – Коркодинский, 3 – Уфалейский.

Fig. 1. Geological map of the region (Kalogina et al., 2017, with simplifications).

1 – basalts, andesibasalts, and their tuffs, tuff conglomerates, tuff sandstones, sericite-quartz and albite-chlorite shales, carbonaceous siltstones, marbles (D_{1-2}); 2 – basalts, dacites, rhyodacites, jasperoids; green shales (O_3-S_1); 3 – metabasalts, green shales, carbon-sericite-quartz shales (O_3); 4 – graphite and mica quartzites, chlorite-albite shales, sericite-albite-chlorite shales; amphibolites (RF_2); 5 – amphibolites, biotite-amphibole gneisses, migmatites (PR_1); 6 – graphite and mica quartzites, amphibolites, mig-

matites, plagiogneisses, and biotite gneisses (RF_{1-2}); 7 – granites, leucogranites ($\gamma\delta C_1$); 8 – quartz diorites ($q\delta C_1$); 9 – porphyry granites, leucogranites ($l\gamma D_2$); 10 – gabbro (νS_2); 11 – gabbro-norites ($\nu\mu O_3$); 12 – metagabbro, eclogite – like amphibolites (νO_2); 13 – dunites, harzburgites, clinopyroxenites, serpentinites, talc-carbonate rocks, talcites (ΣO_{1-2}); 14 – hornfels; 15 – geological boundaries: a – reliable, b – assumed, v – interfacial; 16 – major faults (a) and thrusts (b); 17 – tectonic disturbances: a – reliable, b – assumed; 18 – deposits of demantoid: 1 – Poldnevskoye, 2 – Korkodinskoye, 3 – Ufaleyskoye. Massifs of ultrabasites (numbers in circles): 1 – Omutninsky, 2 – Korkodinsky, 3 – Ufaleysky.

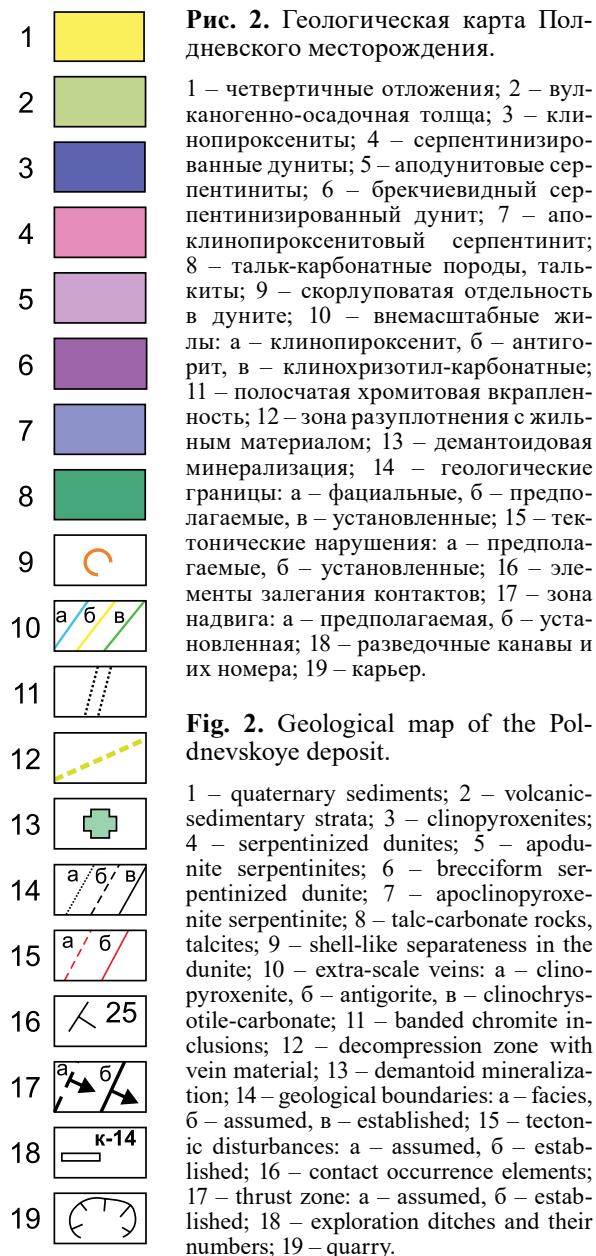
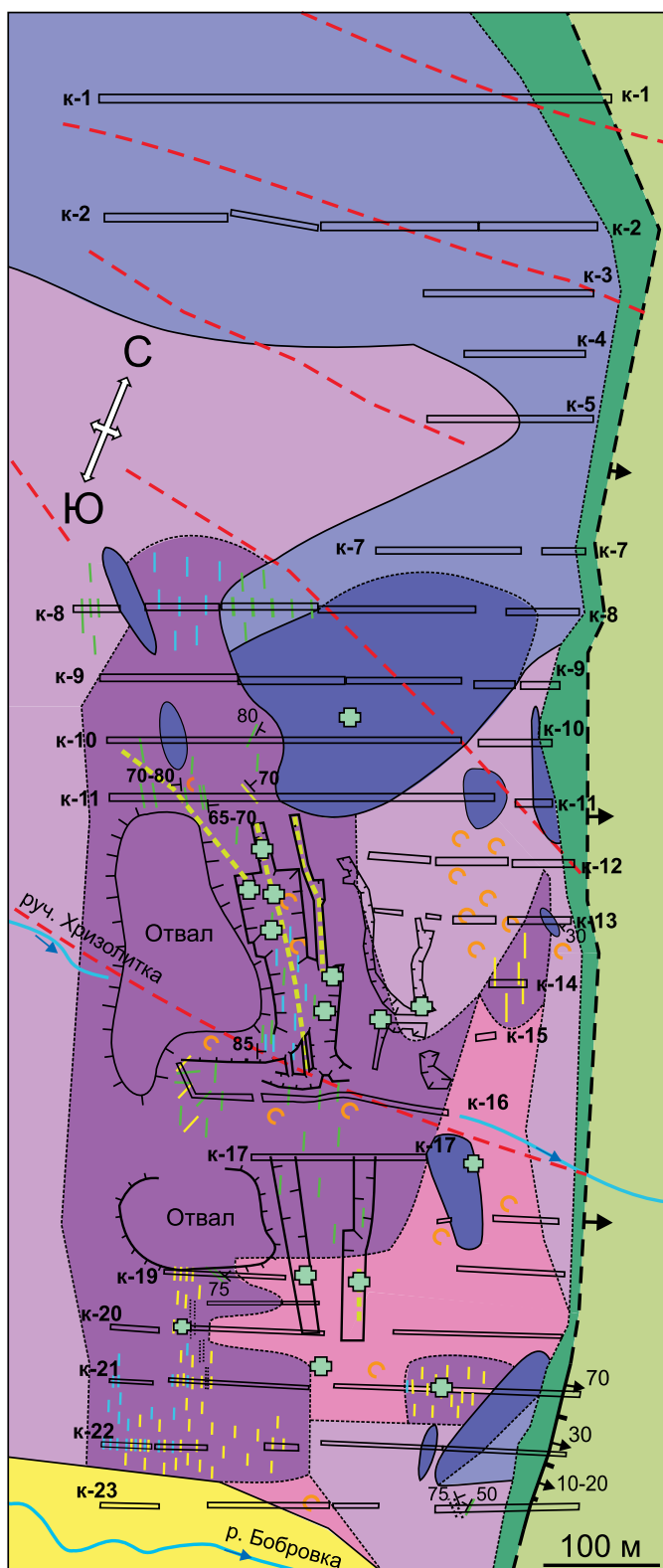




Рис. 3. Скорлуповатость (шаровая отдельность) в дунитах Полдневского месторождения.

Fig. 3. Spherical separateness in the dunites of the Poldnevskoye deposit.

западного простирания; в траншеях им соответствуют зоны повышенной трещиноватости, что позволяет предполагать здесь небольшие тектонические нарушения. Судя по прямолинейности логов и симметричности их бортов, падение этих разломов субвертикальное.

Центральная и южная части участка сложены преимущественно дунитами, аподунитовыми антигоритовыми и лизардитовыми серпентинитами. Им отвечают пониженные формы рельефа. Преобладает мелкая, хаотичная трещиноватость, без жильного выполнения. Местами в дунитах и аподунитовых серпентинитах (см. рис. 2) наблюдается жильный материал, представленный жилами клинопироксенита, антигорита, хризотила, лизардита, карбонатов. Мощность жил до 2–3 см, редко больше, протяженность редко до 2–3 м; ориентировка жил хаотичная. Жильный материал местами может составлять 10–15% от объема породы.

В юго-восточной части участка в трех магистральных канавах вскрыт контакт тальк-карбонатных пород и тальцитов с серицит-кварц-хлоритовыми сланцами. Простирание контакта 330–340°, угол падения 20–70° СВ. Подвороты и складки волочения в сланцах указывают на тектоническую природу контакта с надвиговой кинематикой: сланцы надвинуты на ультрабазиты. Признаков сдвига не обнаружено.

Петрография месторождения. Дуниты на месторождении представлены крупными (0.5–2.0 м) блоками с характерной бурой каймой выветривания. Часто наблюдаются блоки овальной формы со скорлуповатой отдельностью: многочисленные концентрические трещины (рис. 3). Внутренняя часть таких блоков наименее затронута серпентинизацией: по оливину наблюдается петельчатая серпентинизация (лизардит?) с наложенными розетками антигорита; хромшпинелиды имеют магнетитовую кайму, а иногда скорлуповатую отдельность (Карасева, Кисин, 2019). Окраска темно-бурая. Концентрическую трещиноватость в дунитах можно было бы принять за физическое выветривание, но иногда к ним приурочены жилки хризотила, что указывает на средне- и низкотемпературный гидротермальный процесс. Длина индивидов хризотила достигает 3 см; их ориентировка в смежных жилах может значительно отличаться, вплоть до 90°. Волокна, образующие острый угол с бортами трещины, могут быть совместно изогнуты на угол до 60°, что указывает на деформации кручения в процессе раскрытия трещин и их синхронного минерального заполнения.

Широко распространены на месторождении дуниты с брекчиевидной текстурой (рис. 4а), отличающиеся от описанных дунитов светло-коричневой окраской, более интенсивной серпентинизацией,

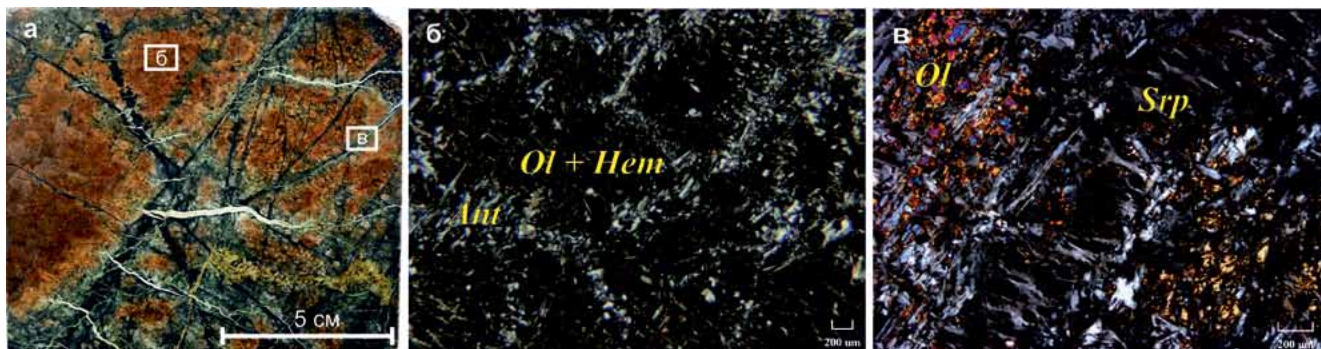


Рис. 4. Брекчиевидный серпентинизированный дунит.

а – общий вид, б – антигоритизация оливина, в – микропрожилки серпентинита в дуните. *Ol* – оливин, *Srp* – серпентин, *Hem* – гематит, *Ant* – антигорит.

Fig. 4. Brecciform serpentinized dunite.

а – general view, б – antigoritization of olivine, в – micro-veins of serpentinite in dunite. *Ol* – olivine, *Srp* – serpentine, *Hem* – hematite, *Ant* – antigorite.

начинающейся от границ зерен оливина и сопровождаемой отложением гематита (рис. 4б); порода содержит большое количество разновозрастного, различного по минеральному составу жильного материала (рис. 4в). В шлифах наблюдаются реликты оливина на фоне антигоритового серпентинита. Наиболее ранние трещины преимущественно тонкие, протяженные, прямолинейные, сколового характера; к ним приурочены скопления тонкозернистого магнетита и околотрещинная антигоритизация. На них накладывается антигоритизация, контролируемая трещинами очень сложной морфологии (имеет фисташковую окраску, см. рис. 4а). Ширина зон серпентинизации сильно варьирует даже вдоль одной трещины. Скопления магнетита также широкие, без резких границ. Наиболее поздние прожилки представлены светлым lizardite типа офита и карбонатом; карбонат образует субогласные борты трещины прожилки в lizardite. Форма прожилков lizardite с карбонатом линзовидная, извилистая.

Тела средне- и крупнозернистых клинопироксенитов широко распространены среди дунитов. Форма тел линзовидная, жилообразная, неправильная; размеры от прожилков до нескольких сотен метров. Контакты резкие, извилистые (рис. 5а).

Дунит массивный, мелкозернистый, темно-бурого цвета, слабо серпентинизированный (рис. 5б), с вкрапленностью акцессорной хромшпинели. Ближе к клинопироксениту окраска дунита меняется на светло-коричневую, а степень серпентинизации породы возрастает (см. рис. 5а, в). В контакте с клинопироксенитом развит аподунитовый серпентинит с вкрапленностью акцессорной хромшпинели (см. рис. 5г). Клинопироксенит катаклазирован; под микроскопом показывает микро-

блоковое (катакластическое) строение (см. рис. 5д), иногда волнистое угасание. По диопсиду местами развивается антигоритовая серпентинизация (см. рис. 5е) с включениями мелкого, пылевидного магнетита. Трещиноватость в клинопироксените хаотичная, зияющая, местами с серпентин-карбонатным выполнением (см. рис. 5д) (Карасева, Кисин, 2019). Трещины короткие, приурочены к границам зерен и плоскостям спайности диопсида, без сдвига (трещины растяжения); некоторые из них выходят из клинопироксенита в дунит и выклиниваются через 3–15 мм. Тип трещин и их минерального выполнения одинаковый как в клинопироксените, так и в развитом по нему антигоритовом серпентините. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа серпентинизированных дунитов и жильных клинопироксенитов приведены в табл. 1, микроанализа диопсида – в табл. 2.

Кристаллохимическая формула для среднего значения – $(\text{Ca}_{0.96} \text{Fe}_{0.02} \text{Na}_{0.01})_{0.99} (\text{Mg}_{0.94} \text{Fe}^{3+}_{0.04} \text{Cr}_{0.02})_{1.0} (\text{Al}_{0.05} \text{Si}_{1.95})_{2.0} \text{O}_6$ – соответствует диопсиду.

В карьере и за его пределами распространены lizardite-серпентиниты с резко проявленной “серпентинитовой тектоникой” (расланцевание и разлинзование до мелкообломочной фракции). Первичный состав породы визуально не диагностируется и определяется только по наличию акцессорной хромшпинели.

Минерализованные зоны. Магистральными канавами и карьером на месторождении выявлены линейные зоны повышенной трещиноватости (*линейные зоны разуплотнения*), которые обычно сопровождаются жильными образованиями и околожильными гидротермально-метасоматическими преобразованиями пород. К некоторым из них приурочена минерализация демантоида, в том

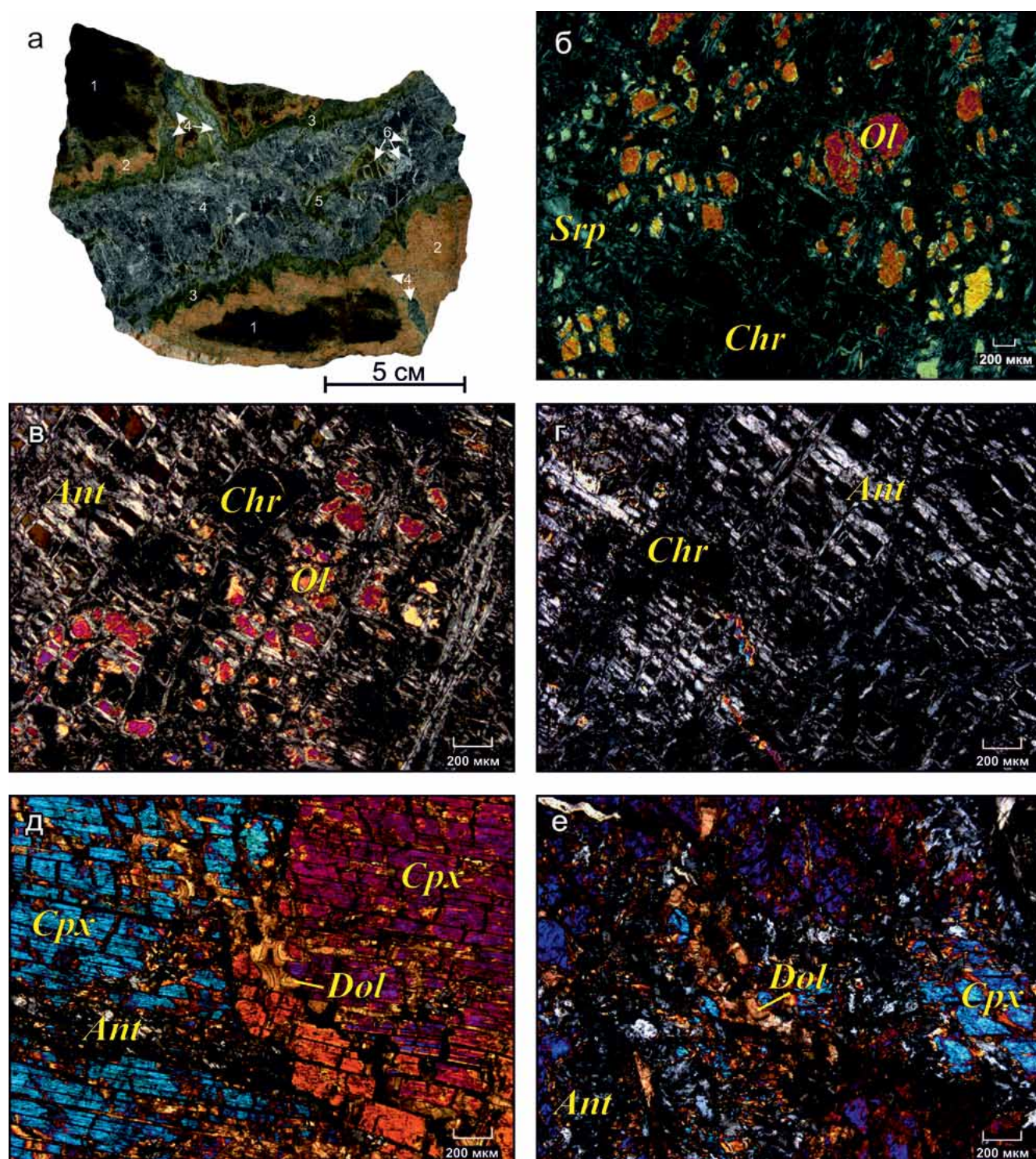


Рис. 5. Жильный клинопироксенит в дуните.

а – общий вид и номера зон, представленных шлифами; б – зона 1, дунит слабосерпентинизированный; в – зона 2, серпентинизированный дунит; г – зона 3, антигоровый аподунитовый серпентинит; д – зона 4, клинопироксенит; е – зона 5, апоклинопироксенитовый антигоровый серпентинит; 6 – зияющие трещины. *Ol* – оливин, *Srp* – серпентин, *Chr* – хромит, *Ant* – антигорит, *Cpx* – клинопироксенит, *Dol* – доломит.

Fig. 5. Vein clinopyroxenite in dunite.

а – general view; б–е – thin sections from different zones: б – zone 1, slightly serpentinized dunite; в – zone 2, serpentinized dunite; г – zone 3, antigorite apodunite serpentinite; д – zone 4, clinopyroxenite; е – zone 5, apoclinopyroxenite antigorite serpentinite; 6 – gaping cracks. *Ol* – olivine, *Srp* – serpentine, *Chr* – chromite, *Ant* – antigorite, *Cpx* – clinopyroxenite, *Dol* – dolomite.

Таблица 1. Химический состав пород, мас. %

Table 1. Chemical composition of rocks, wt %

№ зоны	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr	MnO	П.п.п.	Сумма
1	0.20	42.58	0.29	6.40	35.07	0.23	0.02	0.23	0.11	14.89	100.19
2	0.16	38.21	0.32	7.70	38.55	1.58	0.03	0.19	0.13	13.28	100.06
3	0.17	39.27	0.36	5.84	38.60	1.46	0.03	0.21	0.11	14.08	100.11
4	0.13	25.40	0.79	4.33	43.83	16.72	0.06	0.22	0.06	8.54	100.17

Примечание. Зоны: 1 – серпентинизированный дунит темно-бурый; 2 – то же, коричневый, светло-коричневый; 3 – аподунитовый серпентинит; 4 – слабосерпентинизированный клинопироксенит.

Note. Zones: 1 – serpentized dark brown dunite; 2 – the same, brown, light brown; 3 – apodunite serpentinite; 4 – weakly serpentized clinopyroxenite.

Таблица 2. Химический состав клинопироксена по результатам электронно-зондового рентгеноспектрального анализа, мас. %

Table 2. Chemical composition of clinopyroxene based on the results of electron probe X-ray spectral analysis, wt %

Компонент	№ анализа							Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	
CaO	24.67	24.78	24.24	24.84	24.88	24.94	24.79	24.73
FeO	2.04	2.33	2.17	2.08	1.92	1.54	1.7	1.97
MgO	17.51	17.57	17.88	17.14	17.18	17.5	17.39	17.45
MnO	0.12	0.14	0.05	0.08	0.09	0.07	0.08	0.09
Na ₂ O	0.2	0.15	0.18	0.18	0.2	0.19	0.24	0.19
SiO ₂	53.93	53.53	53.37	53.98	54.43	53.66	53.66	53.79
Cr ₂ O ₃	0.7	0.78	0.57	0.7	0.72	1.08	0.72	0.75
TiO ₂	0.07	0.26	0.12	0.16	0.12	0.14	0.12	0.14
Al ₂ O ₃	1.27	1.36	1.4	1.39	1.14	0.92	1.18	1.24
Сумма	100.53	100.88	99.98	100.54	100.68	100.06	99.88	100.36

числе ювелирного качества. Всего вскрыто пять линейных зон разуплотнения протяженностью от десятков до первых сотен метров при ширине от 0.5 до 4.0–5.0 м. В плане все они слабоизвилистые, субпараллельные, сближенные, кулисообразные. Падение субвертикальное, ±30°.

Серпентинизация пород обычно проявлена вдоль небольших трещин хаотичной ориентировки. Более крупные трещины наблюдаются в линейных зонах разуплотнения и ориентированы преимущественно согласно с ее простиранием. Мелкие, хаотично ориентированные трещины, как правило, заполнены серпентином ± карбонатом ± магнетитом. Многие из них показывают признаки малоамплитудных (первые сантиметры) взбросов.

Жилы с демантоидовой минерализацией встречены в некоторых линейных зонах разуплотнения, в относительно слабо серпентинизированных дунитах. По простиранию минерализованные жилы прослеживаются на 2–3 м и полностью выклиниваются, по падению они не прослежены (вертикальный размах достоверно не установлен).

Показанное на рис. 6 гнездо с демантоидом прослеживается по простиранию на 2.5 м; вертикальный размах минерализации, со слов рудничных геологов, составил около 3.5 м (до подошвы выработки, которая больше не углублялась). Проводников к гнезду с демантоидовой минерализацией по простиранию не обнаружено: жила выклинилась.

Минерализованное гнездо представлено грубоволокнистым клинохризотилом (возможно, с лизардитом), перемежающимся с шестоватым крупнозернистым белым кальцитом (см. рис. 6а). Длина волокон более 20 см. Линейность падает преимущественно на юго-запад под углом 70–80°, образуя с бортом трещины угол 20–30°. Вдоль волокон клинохризотила отмечается обильная минерализация магнетита. Иногда наблюдаются трещины отрыва, заполненные или инкрустированные кальцитом; трещины ориентированы перпендикулярно удлинению хризотила или под углом около 60°. Распределение демантоида в гнезде крайне неравномерное, оно наблюдается в виде скоплений зерен в хризотил-карбонатной массе (см. рис. 6б). В юго-

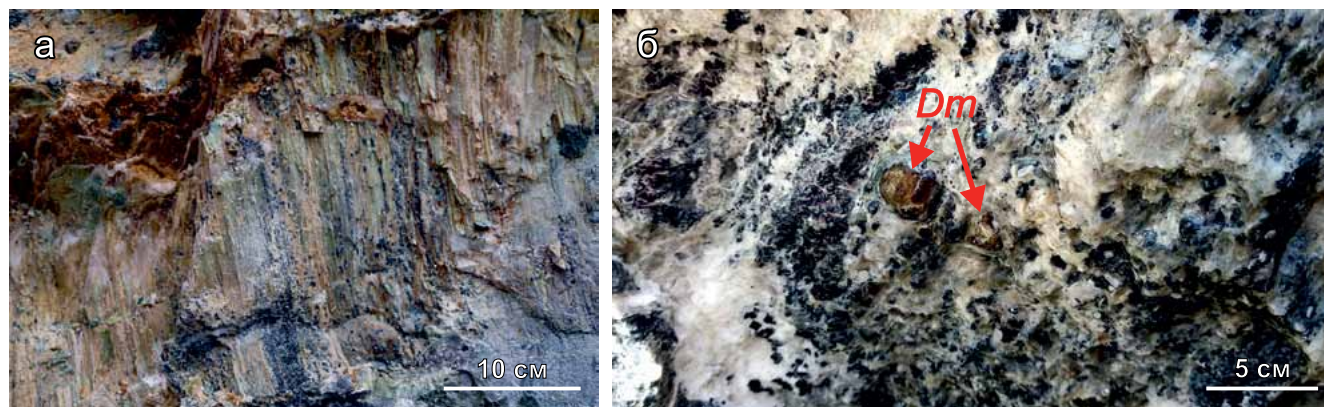


Рис. 6. Гнездо с демантоидами.

а – общий вид гнезда, граничащего с шестоватым кальцитом; б – фрагмент гнезда, *Dm* – демантоид, светлое – серпентин + карбонат, темное – магнетит.

Fig. 6. The nest with demantoid mineralization.

а – a general view of the nest with border of pole-formed calcite; б – a fragment of the nest, *Dm* – demantoid, light – serpentine + carbonate, dark – magnetite.

западном контакте хризотил-карбонатной жилы, в ее висячем боку, отмечается серия оперяющих субгоризонтальных параллельных жил кальцита. Форма жил клиновидная: толщина у основания до 1–2 см, протяженность 10–20 см; расстояние между жилами около 10 см. Морфология жил кальцита соответствует трещинам растяжения в лежащем боку минерализованной жилы.

Строение агрегатов зерен демантоида. Демантоид представлен агрегатами округлой формы (до 5 см в поперечнике), которые погружены в жильную массу, состоящую из клинохризотила (\pm лизардита?), карбоната (кальцита, доломита, пироаурита), магнетита (рис. 7). Агрегаты сложены мелкими (доли миллиметра) зернами андрадита в центральной части и более крупными – на периферии; крупные зерна могут являться ювелирным сырьем (рис. 8). Межзерновое пространство заполнено клинохризотилом (\pm лизардитом?) и/или карбонатом. Иногда наблюдаются зияющие щелевидные полости между зернами демантоида, инкрустированные кристалликами карбоната. Также щелевидные полости, инкрустированные карбонатом, нередко отмечаются и на границе округлого агрегата демантоида с вмещающей серпентин-карбонатной жильной массой.

Примечательно, что демантоид и сопутствующие ему минералы не деформированы, но несут признаки всестороннего растяжения: это трещины растяжения и расслоения, зияющие или инкрустированные, либо заполненные новообразованной жильной массой. Также иногда встречаются тектонически раздавленные и растащенные зерна демантоида, но они более характерны для участков низкотемпературной серпентинизации и рассланцевания пород.

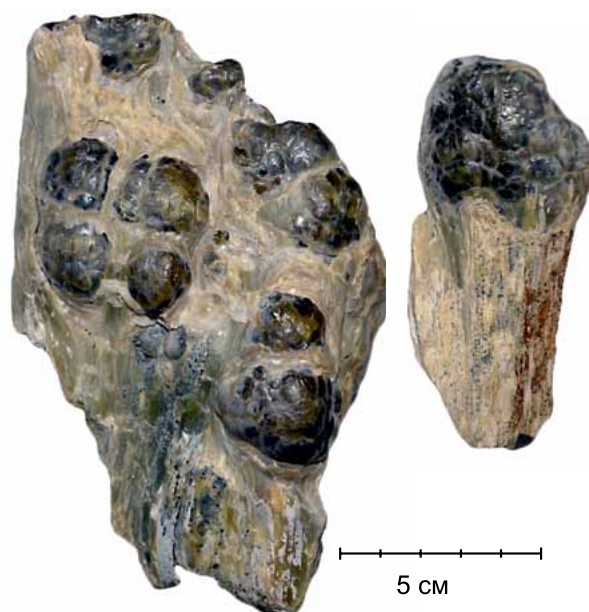


Рис. 7. Форма обособлений демантоида в карбонат-серпентиновой жильной массе.

Fig. 7. The form of demantoid separations in the carbonate-serpentine vein mass.

Агрегаты округлой формы, сложенные демантоидом, в шлифах имеют отчетливое радиально-лучистое (радиально-секторальное) строение, иногда с несколькими центрами роста (см. рис. 8, 9), что сближает их со сфероидолитами или сферо-



Рис. 8. Мелкозернистый агрегат андрадита в серпентин-карбонатной жильной массе. Полированный шлиф. Без анализатора.

Fig. 8. Fine-grained andradite aggregate in a serpentine-carbonate vein mass. The polished section. Without the analyzer.

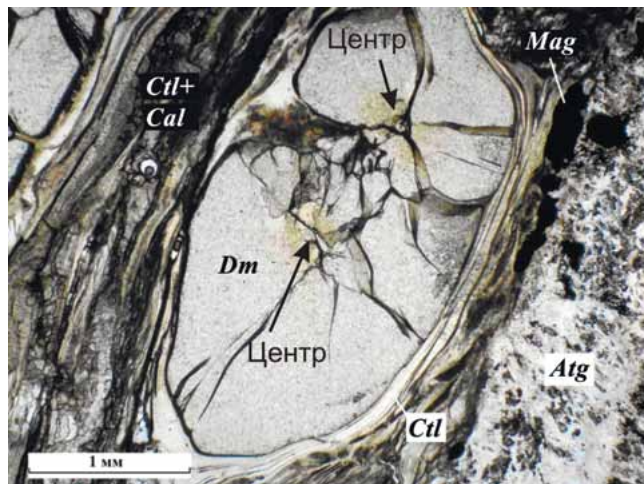


Рис. 9. Типичное зерно демантоида в серпентин-карбонатной жильной массе.

Dm – демантоид, *Atg* – антигорит, *Ctl* – клинохризотил, *Ctl + Cal* – агрегат хризотила и кальцита, *Mag* – магнетит.

Fig. 9. Typical demantoid grain in serpentine-carbonate vein mass.

Dm – demantoid, *Atg* – antigorite, *Ctl* – clinochrysotile, *Ctl + Cal* – chrysotile and calcite aggregate, *Mag* – magnetite.

кристаллическими сферолитами. В поляризованном свете демантоид изотропный, но иногда показывает аномальную анизотропию по зонам роста. Центральные участки радиально-секторальных агрегатов иногда окрашены в коричневый цвет, маркирующий центры кристаллизации. Исследования на сканирующем электронном микроскопе показало, что область андрадита с коричневатой окраской содержит примесь титана (до 1 мас. %). На рис. 9 отчетливо различаются два участка коричневатого цвета, совпадающие с центрами радиально-секторальных структур агрегата. По мере удаления от центра закономерно возрастает ширина зерна демантоида; расширяется и серпентин ± карбонат ± зияющее пространство между зернами демантоида в агрегате. Форма агрегата демантоида, показанного на рис. 8 и 9, овальная, вытянутая согласно линейности вмещающего жильного материала.

Агрегаты демантоида обволакиваются серпентином (по данным термического и рентгенофазового анализа – клинохризотилом или лизардитом), перемежающимся с тонкими линзами шестоватого кальцита. Волокна клинохризотила ориентированы почти по нормали к поверхности зерна демантоида (рис. 10). Кальцит обычно представлен шестоватым (волокнуистым) агрегатом, ориентированным по нормали или под углом к стенкам вмещающей трещины или линейности жильной массы.

Химический состав демантоида Полдневского месторождения по результатам электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа при-

веден в табл. 3. Изучались незональные демантоиды темно-, светло- и желто-зеленого цвета.

Содержание Cr_2O_3 закономерно понижается от темно-зеленого (1.48–2.30 мас. %) демантоида к желто-зеленому (0.18–0.38 мас. %), что соответствует существующим представлениям о причине окраски этой разновидности андрадита. Обратную картину показывают содержания TiO_2 и Fe_2O_3 ; Al_2O_3 , MnO и V_2O_5 присутствуют в количестве не более 0.05 мас. %. Судя по вариациям этих компонентов, их распределение в демантоиде неравномерно и они не влияют на окраску камня.

Зерна демантоида с полихромной окраской (в центре – коричневая, а по периферии – зеленая, желто-зеленая) исследовались с помощью метода LA-ICP-MS. На рис. 11а показан обломок зерна демантоида клиновидной формы. Цвет зеленовато-желтый, переходящий к острию клина в коричневый, наблюдаемый в центральных частях многих демантоидов с данного месторождения. На изображении вынесены кратеры (точки анализа) и их номера. Под изображением приведены графики содержаний основных элементов (в г/т).

Наиболее выразительным является поведение Ti, содержание которого в краевой части зерна менее 1000 г/т, а к его центральной части резко возрастает до 50 000 г/т. К центральной части несколько увеличивается и содержание Mg и V; содержание Al и Cr почти не меняется. Демантоид, показанный на рис. 11б, имеет ярко-зеленую окраску, и только

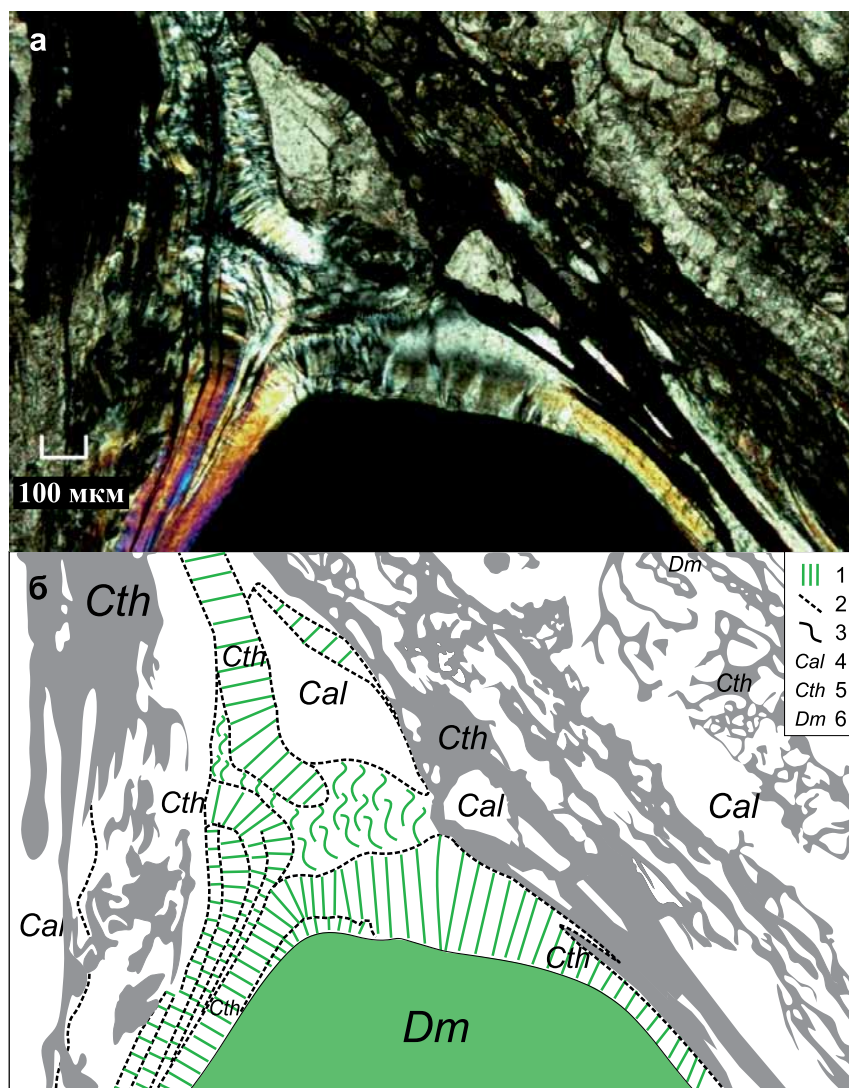


Рис. 10. Особенности строения минерализованной жилы вблизи агрегата зерен демантоида.

а – прозрачный шлиф, с анализатором. б – зарисовка по фото: 1 – волокна серпентина, 2 – границы между слойками серпентина, 3 – границы между серпентином и демантоидом, 4 – кальцит, 5 – хризотил, 6 – демантоид.

Fig. 10. Structural features of the mineralized vein near the demantoid grain aggregate.

а – a thin section, with an analyzer. б – a sketch from the photo: 1 – serpentine fibers, 2 – boundaries between serpentine layers, 3 – boundaries between serpentine and demantoid, 4 – calcite, 5 – chrysotile, 6 – demantoid.

в центральной части зерна окраска коричневая, с нерезкими границами. На приведенных графиках содержание Ti в краевых и центральной частях различается на порядок. Содержание Sr уменьшается в центральной части, имея с Ti, Mg, Al и V обратную зависимость распределения.

ОБСУЖДЕНИЕ

Обилие жильного материала, приуроченного к трещинам растяжения в ультрабазитах, показывает, что массив испытал сильную декомпрессию и

синдекомпрессионное минералообразование. Оценить объем декомпрессионного расширения массива сложно, поскольку жильный материал распределен крайне неравномерно. Если принять за исходную породу дунит (плотность 3.28), который трансформировался при декомпрессии в антигоритовый серпентинит (плотность 2.7), то объем массива должен увеличиться примерно на 12%. Это минимальная цифра, поскольку не учтены жильное выполнение и трещинно-поровое пространство.

Выдвигаемые рядом исследователей (Алферова, 2002, 2010; Иванов, 1998; Поляков, 1999) на Кор-

Таблица 3. Химический состав демантоида Полдневского месторождения, мас. %

Table 3. Chemical composition of demantoid of Poldnevskoye deposit, wt. %

Компонент	Темно-зеленый (n = 6)	Светло-зеленый (n = 6)	Желто-зеленый (n = 6)
SiO ₂	<u>32.62 – 32.84</u> 32.74	<u>32.75 – 32.92</u> 32.84	<u>32.45 – 32.73</u> 32.58
TiO ₂	<u>0.07 – 0.18</u> 0.10	<u>0.03 – 0.61</u> 0.23	<u>0.07 – 0.96</u> 0.38
Al ₂ O ₃	<u>0.00 – 0.05</u> 0.02	<u>0.00 – 0.04</u> 0.02	<u>0.00 – 0.05</u> 0.02
Cr ₂ O ₃	<u>1.48 – 2.30</u> 1.88	<u>0.52 – 1.40</u> 0.98	<u>0.18 – 0.38</u> 0.29
Fe ₂ O ₃	<u>29.45 – 30.14</u> 29.81	<u>30.31 – 30.97</u> 30.53	<u>30.08 – 31.23</u> 30.87
MnO	<u>0.00 – 0.03</u> 0.02	<u>0.01 – 0.04</u> 0.03	<u>0.02 – 0.03</u> 0.02
MgO	<u>0.07 – 0.10</u> 0.08	<u>0.02 – 0.22</u> 0.10	<u>0.06 – 0.24</u> 0.13
CaO	<u>35.10 – 35.39</u> 35.22	<u>34.98 – 35.23</u> 35.08	<u>34.87 – 35.13</u> 35.00
V ₂ O ₃	<u>0.01 – 0.03</u> 0.02	<u>0.00 – 0.07</u> 0.03	0.00
Σ	<u>99.60 – 100.19</u> 99.90	<u>99.55 – 100.08</u> 99.84	<u>99.06 – 99.49</u> 99.30

Примечание. В числителе – наименьшее и наибольшее содержания, в знаменателе – среднее содержание; n – количество анализов.

Note. In the numerator – the smallest and largest contents, in the denominator – the average content; n – the number of analyses.

кодинском месторождении признаки структурного контроля демантоидной минерализации на Полдневском месторождении подтверждения не находят (Кисин и др., 2020). Более того, при посещении осенью 2020 г. Коркодинского месторождения, расположенного в 7 км к югу, признаков структурного контроля демантоидной минерализации мы также не обнаружили: есть разномасштабная трещиноватость с признаками малоамплитудной взбросовой кинематики, типичной для серпентинитов с так называемой “серпентинитовой тектоникой”. По отношению к демантоидной минерализации она более поздняя.

Различный минеральный состав жильного выполнения трещин (диопсид, лизардит, хризотил, антигорит, кальцит, доломит, пироаурит и др.) показывает, что температурные условия минералообразования менялись от высоко- к низкотемпературным (регрессивный метаморфизм в условиях декомпрессии). Наиболее ранним и высокотемпературным жильным минералом выступает диопсид, который наблюдается в виде маломощных прожилков и мелких тел клинопироксенита с идиоморфными границами в дуните, но всегда с зоной антигорита. Клинопироксенит также испытал декомпрессионное растрескивание; об этом свидетельствуют многочисленные зияющие разрывы по границам зерен и спайности диопсида, быстрое выклинивание трещин (см. рис. 5). Вероятно, кли-

нопироксенит заполняет наиболее ранние декомпрессионные трещины и является синдекомпрессионным. Дальнейшее снижение всестороннего давления и, вероятно, температуры привело к декомпрессионному растрескиванию новообразованного клинопироксенита, его антигоритизации, заполнению трещин карбонатами. Антигоритизации подвергается и дунит. Новые декомпрессионные трещины выполняются антигоритом, сноповидным или шестоватым. Затем появляются клинохризотил (шестоватый или грубоволокнистый) ± карбонат ± магнетит. Обычным жильным минералом выступает лизардит, в котором часто отмечаются реликтовые сноповидные структуры жильных антигорита и шестоватого клинохризотила. Лизардит выполняет и новые декомпрессионные трещины. Впоследствии жильные серпентины могут замещаться более богатыми водой силикатами магния типа керолита и сепиолита.

Демантоид на месторождении встречается редко. В жильной массе он отмечен в ассоциации с клинохризотилом или лизардитом (и керолитом-сепиолитом). Никаких новых минералов при этом не появляется. Следовательно, мы не можем говорить о каких-либо минералах – спутниках демантоида уральского типа и при поисковых работах должны ориентироваться на прямые его находки. Минерализованные зоны, вероятно, образуют мор-

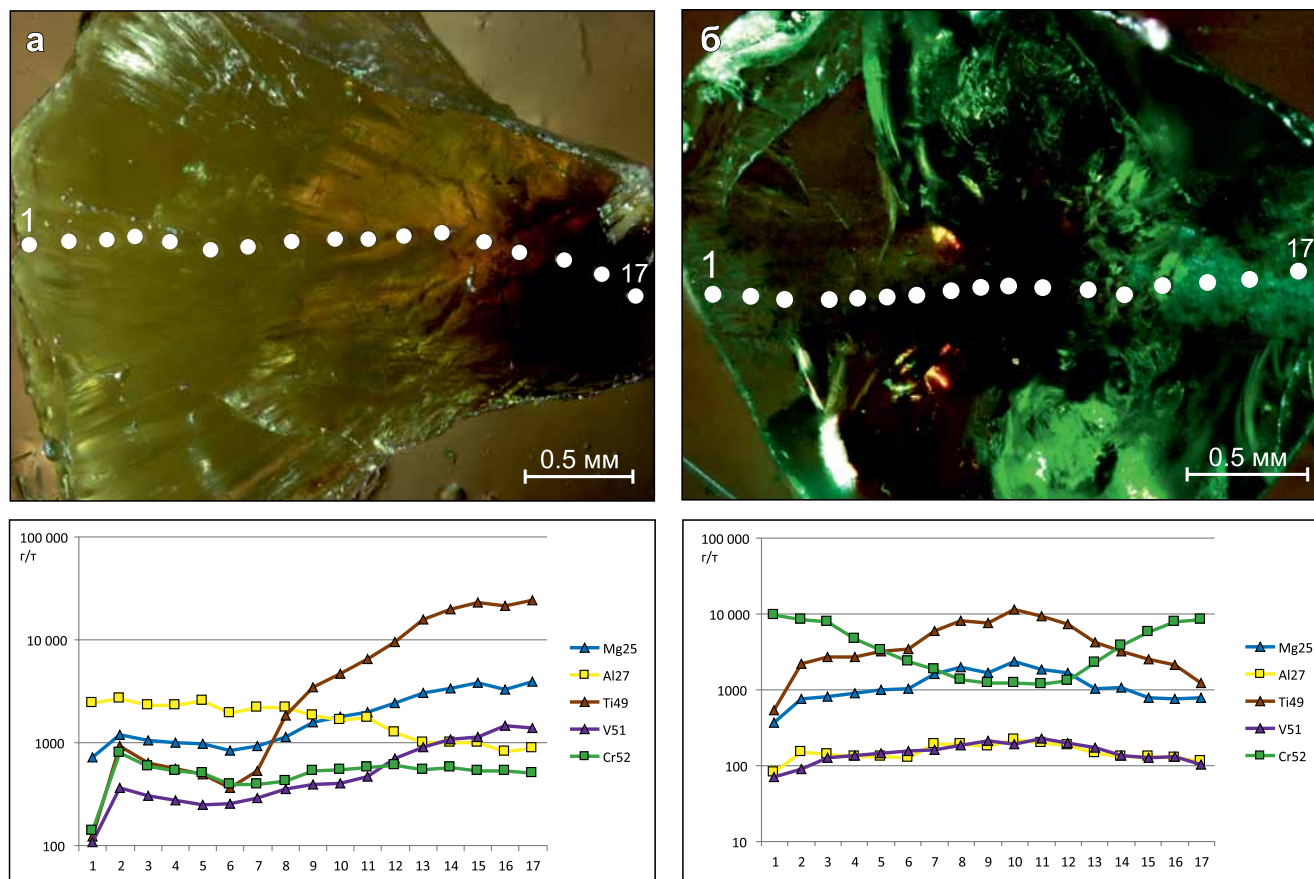


Рис. 11. Характер распределения Cr, V, Ti, Al, Mg в зернах демантоида по результатам LA-ICP-MS.

а, б – пояснения см. в тексте.

Fig. 11. Distribution of Cr, V, Ti, Al, Mg in demantoid grains according to the results of LA-ICP-MS.

а, б – explanations see in the text.

фологически рудные столбы, поскольку не прослеживаются по простирацию (по падению не изучены ввиду небольшой глубины карьера).

Наиболее крупные линейные зоны разуплотнения на Полдневском месторождении вытянуты субсогласно границам массива и имеют крутое падение на восток. Следовательно, их образование может быть обусловлено растягивающими напряжениями, ориентированными перпендикулярно плоскостям зон разуплотнения (и бортам вмещающего массив разлома – ГУР). Такая ситуация могла возникнуть при перемещении ультрабазитового массива из глубоких горизонтов в верх по разлому, как это предполагается для Карабашского массива (Кисин и др., 2016; Murzin et al., 2018), расположенного в 80 км к югу. В этом случае находят объяснение появление “будин” дунитов и их скорлуповатость.

Как показали исследования, демантоиды Полдневского месторождения несут типоморфные признаки демантоидов уральского типа (включения типа “конский хвост”). Однако они имеют и соб-

ственные типоморфные признаки, отличающие их от демантоидов других месторождений этого типа. От демантоидов месторождений Италии (Adamo et al., 2009) и, вероятно, Ирана (Du Toi et al., 2006; Giuliani et al., 2017), Пакистана (Adamo et al., 2015; Fritz, Laurs, 2007) они отличаются прежде всего отсутствием хорошо оформленных кристаллов, что значительно понижает их коллекционные качества (привлекательность в необработанном виде). От демантоидов Верх-Нейвинского массива (Murzin et al., 1995) демантоиды Полдневского месторождения отличаются более зеленым цветом и преобладающими размерами зерен. Полдневские демантоиды, по сравнению с нижнетагильскими, в среднем немного богаче Cr и Al и содержат заметно больше оксидного железа (Александров, 1975). От всех демантоидов полдневские демантоиды иногда отличаются наличием коричневой окраски в центральной части округлых сфероидальных агрегатов.

Результаты анализов химического состава, приведенные в табл. 3, показывают, что интенсивность

зеленой окраски демантоида коррелирует с содержаниями хрома: чем они выше, тем интенсивнее зеленый цвет, что ранее отмечалось многими исследователями. Для демантоида Верх-Нейвинского массива также указывается обогащенность зеленого граната хромом, а коричневого – титаном (Мурзин и др., 2003). Исследования полихромных зерен демантоида (коричневые ядра и зеленая – желто-зеленая периферия) методом LA-ICP-MS показали, что коричневая окраска обусловлена наличием титана. Это значит, что активность титана на ранних стадиях кристаллизации андрадита (демантоида) была выше активности хрома. Способность некоторых разновидностей демантоида менять цвет (оттенок) в результате высокотемпературного отжига в восстановительной или окислительной среде позволяет предполагать в качестве хромофора и 2- и 3-валентное железо (Лопатин и др., 1999).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Геология Полдневского месторождения демантоида обусловлена декомпрессионным разуплотнением Коркодинского массива ультраосновных пород, сопровождающимся синдекомпрессионным, многостадийным минералообразованием. Признаки структурного контроля жильных зон гидротермально-метасоматических изменений пород, несущих гнезда демантоида, не установлены. В самих жильных зонах демантоидная минерализация образует, вероятно, рудные столбы.

2. В ассоциации с демантоидом в гнездах присутствуют серпентины (антигорит, хризотил, лизардит) и продукты их низкотемпературного преобразования (Mg-водные силикаты), магнетит, кальцит и пироаурит.

3. Зерна демантоида в гнездах собраны в агрегаты овальной формы, для которых характерно укрупнение размера зерен от центра к периферии, обволакивание зерен серпентином (\pm карбонат \pm щелевидная полость). В отдельных зернах наблюдается обогащение центральной части титаном, обуславливающее коричневатую или коричневатую-желтоватую окраску.

4. Рост демантоида происходил в условиях декомпрессии и тектонического покоя, что обусловило ненарушенность агрегатов его зерен, а также отсутствие деформаций в кальците, сопровождающем демантоид.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров А.И. (1975) Демантоид – хромсодержащий андрадит из Елизаветинской Бобровки (Средний Урал). *Минералогия и петрография Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та. Вып. 106*. Свердловск, 140-145.
- Алферова М.С. (2002) О минералогии Каркодинского месторождения демантоида, Средний Урал (антигорит, хризотил, брусит, магнезиохромит, хромит, Cr-андрадит, демантоид, Cr-пеннин, кулкеит). *Мат-лы Урал. летней минерал. школы – 2000*. Екатеринбург: УГГГА, 15-21.
- Алферова М.С. (2010) Андрадит и самоцветные разновидности гранатов – производные низкоградного метаморфизма. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 23 с.
- Иванов О.К. (1998) Генезис демантоидных месторождений Урала. *Урал. геол. журн.*, (1), 19-21.
- Калугина Р.Д., Копанев В.Ф., Стороженко Е.В., Лукин В.Г., Степанов А.Е., Рапопорт М.С., Ильясова Г.А., Суслов Д.Л., Михалёва Е.Н., Шуб И.З., Глазырина Н.С., Стратович В.И., Черняк З.Б., Михайлов А.П., Герасименко Б.Н. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Среднеуральская. Л. О-41-XXV. Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 156 с.
- Карасева Е.С., Кисин А.Ю. (2019) Жильные клинопироксениты Полдневского месторождения как возможный источник кальция для образования демантоида. *Ежегодник-2018*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 166, 144-151.
- Кашкай Мир-Али (1939) О демантоиде из ультраосновных пород Азербайджана. *Докл. АН СССР*, **22**(8), 512-514.
- Киевленко Е.Я. (2000) Геология самоцветов. М.: Земля; Экост, 582 с.
- Кисин А.Ю. (1990) К геологии и минералогии Полдневского месторождения демантоида. *Материалы к минералогии Урала*. Свердловск: УрО РАН, 101-106.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. (2020) Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении. *Изв. УГГУ*, (2), 64-73. DOI: 10.21440/2307-2091-2020-2-64-73.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е. (2016) Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал): по результатам изучения малых структурных форм. *Литосфера*, (4), 79-91.
- Лопатин О.Н., Бахтин А.И., Байталов А.Ш. (1999) Термическое облагораживание демантоида. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 166-168.
- Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Мамин Н.А. (2003) Проявления демантоида в альпинотипных гипербазитах Верхневинского массива (Ср. Урал) и их генезис. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, С. 211-215.
- Поляков В.Л. (1999) Уральские демантоиды: соотношение известных и новых данных. *Урал. геол. журн.*, (5), 103-127.
- Adamo I., Bocchio R., Diella V., Caucia F., Schmetzer K. (2015) Demantoid from Balochistan, Pakistan: Gemmological and Mineralogical Characterization. *J. Gemmol.*, **34**, 428-433. DOI: 10.15506/JoG.2014.34.4.344.
- Adamo I., Bocchio R., Diella V., Pavese A., Vignola P., Proserpi L., Palanza V. (2009) Demantoid from Val Malenco, Italy: Review and update. *Gems Gemol.*, **45**, 280-287. DOI: 10.5741/gems.45.4.280.
- Du Toi G., Mayerson W., van Der Bogert C., Douman M., Bafi R., Koivula J.I., Kiefert L. (2006) Demantoid from Iran. *Gems Gemol.*, **42**, 131.
- Fritz E.A., Laurs B.M. (2007) Gem News International: Andradite from Balochistan, Pakistan. *Gems Gemol.*, **43**, 373.

- Giuliani G., Pignatelli I., Fallick A., Boyce A., Andriamamonjy A., Razafindratsimba S., Khan T. (2017) Gem Andradite Garnet InColor, **36**, 28-38.
- Liu G., Kang X., Zhang L. (1986) On the genesis of demantoid from Xinjiang, China. *Chin. J. Geochem.*, **5**(4), 381-390.
- Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Kissin A., Varlamov D. (2018) Physicochemical model of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks at the Karabash massif of ultramafic rocks (Southern Urals, Russia). *Minerals*, **8**(7), 306. DOI: 10.3390/min8070306.
- 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.
- Palke A.C., Pardieu V. (2014) Gem News International: Demantoid from Baluchistan Province in Pakistan. *Gems Gemol.*, **50**, 302-303.
- Phillips W.R., Talantsev A.S. (1996) Russian demantoid, czar of the garnet family. *Gems Gemol.*, **32**(2), 100-111. DOI: 10.5741/gems.32.2.100.
- Štubňa J., Bačík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovič T., Cerňanský S. (2019) Gem-Quality Green Cr-Bearing Andradite (var. Demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, **9**, 164. DOI: 10.3390/min9030164.
- Adamo I., Bocchio R., Diella V., Caucia F., Schmetzer K. (2015) Demantoid from Balochistan, Pakistan: Gemmological and Mineralogical Characterization. *J. Gemmol.*, **34**, 428-433. DOI: 10.15506/JoG.2014.34.4.344.
- Adamo I., Bocchio R., Diella V., Pavese A., Vignola P., Prosperi L., Palanza V. (2009) Demantoid from Val Malenco, Italy: Review and update. *Gems Gemol.*, (45), 280-287. DOI: 10.5741/gems.45.4.280.
- Alexandrov A.I. (1975) Demantoid-chromium-containing andradite from Elizavetinskaya Bobrovka (Middle Urals). *Mineralogy and Petrography of the Urals. Tr. Sverdlovsk. gos. in-ta*. V. 106. Sverdlovsk, 140-145. (In Russ.)
- Alferova M.S. (2000) On the mineralogy of the Karkodinsky deposit of demantoid, Middle Urals (antigorite, chrysotile, brucite, magnesiochromite, chromite, Cr-andradite, demantoid, Cr-pennine, kulkeite). *Mat-ly Ural'skoi Letnei Mineral. Shkoly - 2000*. Yekaterinburg, UGGGA Publ., 15-21. (In Russ.)
- Alferova M.S. (2010) Achtarandite and semiprecious varieties of granate – derived low-grade metamorphism. Diss. ... kand. geol.-min. nauk Moscow, 23 p. (In Russ.)
- Du Toi G., Mayerson W., van Der Bogert C., Douman M., Befi R., Koivula J.I., Kiefert L. (2006) Demantoid from Iran. *Gems Gemol.*, **42**, 131.
- Fritz E.A., Laurs B.M. (2007) Gem News International: Andradite from Balochistan, Pakistan. *Gems Gemol.*, **43**, 373.
- Giuliani G., Pignatelli I., Fallick A., Boyce A., Andriamamonjy A., Razafindratsimba S., Khan T. (2017) Gem Andradite Garnet InColor, **36**, 28-38.
- Ivanov O.K. (1998) Genesis of demantoid deposits of the Urals. *Ural Geol. J.*, (1), 19-21. (In Russ.)
- Kalugina R.D., Kopanov V.F., Storozhenko E.V., Lukin V.G., Stepanov A.E., Rapoport M.S., Il'yasova G.A., Suslov D.L., Mikhaleva E.N., Shub I.Z., Glazyrina N.S., Stratovich V.I., Chernyak Z.B., Mikhailov A.P., Gerasimenko B.N. (2017) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Sredneural'skaya series. Sheet O-41-XXV. Explanatory note. Moscow, VSEGEI Publ., 156 p. (In Russ.)
- Karaseva E.S., Kissin A.Yu. (2019) Vein clinopyroxenites of the Poldnevskoye deposit as a possible source of calcium for the formation of demantoid. Tr. IGG UrO RAN., V. 166, 144-151. (In Russ.)
- Kashkai Mir-Ali. (1939) On a demantoid from ultrabasic rocks of Azerbaijan. *Dokl. AN SSSR*, **22**(8), 512-514. (In Russ.)
- Kievlenko E.J. (2000) The Geology of gems. Moscow, Zemlya; Ecost Publ., 582 p. (In Russ.)
- Kissin A.Yu., Murzin V.V., Pritchkin M.E. (2016) Tectonic position of the gold mineralization of Mount Karabash (Southern Urals): according to the results of the study of small structural forms. *Litofhera (Russia)* (4), 79-91. (In Russ.)
- Kissin A.Yu. (1990) The Geology and Mineralogy Poldnevskoye deposits of demantoid. *Proc. Mineralogy of the Urals*. Sverdlovsk, UB RAS, 101-106. (In Russ.)
- Kissin A.Yu., Murzin V.V., Karaseva E.S., Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Seleznev S.G., Ozornin D.A. (2020) Problems of structural control of demantoid mineralization at the Poldnevskoye deposit. *Izv. UGSU*, (2), 64-73. (In Russ.) DOI: 10.21440/2307-2091-2020-2-64-73
- Liu G., Kang X., Zhang L. (1986) On the genesis of demantoid from Xinjiang, China. *Chin. J. Geochem.*, **5**(4), 381-390.
- Lopatin O.N., Bakhtin A.I., Batalov A.Sh. (1999) Thermal ennobling of demantoid. *Izv. Vuzov. Geologiya i Razvedka*, (4), 166-168. (In Russ.)
- Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Kissin A., Varlamov D. (2018) Physicochemical model of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks at the Karabash massif of ultramafic rocks (Southern Urals, Russia). *Minerals*, **8**(7), 306. DOI: 10.3390/min8070306.
- Murzin V.V., Kissin A.Yu., Mamin N.A. (2003) The development of demantoid in Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic massif (Middle Urals) and its genesis. *Ezhegodnik-2002*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 211-215. (In Russ.)
- 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.
- Palke A.C., Pardieu V. (2014) Gem News International: Demantoid from Baluchistan Province in Pakistan. *Gems Gemol.*, **50**, 302-303.
- Phillips W.R., Talantsev A.S. (1996) Russian demantoid, czar of the garnet family. *Gems Gemol.*, **32**(2), 100-111. DOI: 10.5741/gems.32.2.100.
- Polyakov V.L. (1999) Ural demantoids: correlation of known and new data. *Ural Geol. J.*, (5), 103-127. (In Russ.)
- Štubňa J., Bačík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovič T., Cerňanský S. (2019) Gem-Quality Green Cr-Bearing Andradite (var. Demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, **9**, 164. DOI: 10.3390/min9030164