

УДК 549.621.9:553.85 (234.852)

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НОВО-КАРКОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЕМАНТОИДА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

М.С. Алферова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; alferova@geol.msu.ru

Демантоид — прозрачный хромсодержащий андрадит, зеленого цвета, с высокой дисперсией и алмазным блеском, с тонкими трубчатыми включениями типа «конский хвост». В настоящее время основной объем демантоида добывается из коренного Ново-Каркодинского месторождения на Среднем Урале. Представлены сведения по сингенетическим и эпигенетическим минеральным ассоциациям Каркодинского гипербазитового массива и Ново-Каркодинского месторождения демантоида. Показано, что образования Ново-Каркодинского месторождения демантоида относятся к родингитовому парагенезису, сформированному в условиях пумпеллит-актинолитовой фации метаморфизма. Рассмотрен вопрос о происхождении включений типа «конский хвост» в демантоиде.

В статье 2 таблицы, 9 рисунков, список литературы из 32 названий

Демантоид является одним из самых редких и ценных самоцветов. Впервые он был обнаружен в XVIII — XIX вв. в россыпях Среднего Урала местными жителями, которые долгое время называли его хризолитом, а реки и ручьи, в песках которых он был найден, — Хризолитками. «Зелененькие камушки — хризолиты», воспетые в «Сказах» П.П. Бажова, и есть россыпной демантоид. После того, как Н. Норденшильд в 1868 г. определил, что по химическому составу этот самоцвет — минерал из группы граната андрадит (Ферсман, 1925), все прочие названия стали торговыми: «сибирский хризолит», «бобровский изумруд» и даже «зеленое золото Урала». В мире драгоценных камней минералогические названия не всегда уживаются. К тому же прозрачные кристаллы андрадита суть самоцветы, и для «сибирского хризолита» придумали уникальное имя — демантоид, подчеркивающее его подобие алмазу, которое выражается в сильной игре света в ограненном камне, то есть в высокой дисперсии.

Демантоид — «истинно уральский камень» (Ферсман, 1925) — зеленый прозрачный хромсодержащий андрадит с высокой дисперсией и алмазным блеском, с тонкими трубчатыми включениями типа «конский хвост» (Gübelin & Koivula, 1986; рис. 1). В XIX в. демантоид добывался исключительно из россыпей Среднего Урала, которые к началу XX в. были истощены. В настоящее время основная масса демантоида добывается из коренного Ново-Каркодинского месторождения, расположенного в Уфалейском районе Свердловской области, в южной краевой части Каркодинского гипербазитового массива. Некоторое количество демантоида поступает из россыпей Среднего Урала и Чукотки. Крупное месторождение демантоида известно в Иране (Lauris, 2002); более мелкие — в Се-

верной Италии, Эритрее, Китае (Тибете), Монголии, Швейцарии, Венгрии, США, Конго (Киевленко и др., 1974; Чернавцев, 1985; Schmeltzer *et al.*, 1975; Gramaccioli, 1978; Stockton & Manson, 1984; Rouse, 1986; Lind *et al.*, 1997; Milisenda *et al.*, 1999).

В статье суммированы данные по минералогии и генезису Ново-Каркодинского месторождения, полученные за 8 лет его эксплуатации (Иванов, 1990; Кропанцев, 1995 — 1999; Поляков, 1999), а также наши наблюдения 1998 — 2005 гг. по минералогии процессов сингенеза и эпигенеза. Обсуждается вопрос принципиального наличия включений типа «конский хвост» в демантоиде.

В результате полевых наблюдений, которые проводились в 1999 — 2000 гг. как на коренном Ново-Каркодинском месторождении демантоида, так и на россыпях в долинах рек Хризолитка и Полдневая на Среднем Урале, было отобрано около 50 представительных образцов пород и минералов.

Взаимоотношение минеральных фаз в породах, фазовая неоднородность и состав минералов исследованы методами оптической и электронной микроскопии, микронзондового и рентгенофазового анализа, инфракрасной спектроскопии, термического анализа; флюидные включения — методами термобарогеохимии. Образцы ювелирного качества и ограненные вставки изучены на стандартном геммологическом оборудовании.

Геологическая характеристика Ново-Каркодинского месторождения

Каркодинский массив офиолитовой формации входит в состав Серовско-Маукского гипербазитового пояса восточного склона Урала. Возраст офиолитов средне-позднеордовикский. Массив представляет собой тек-

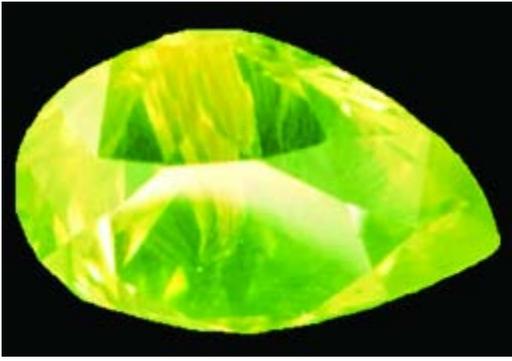


Рис. 1. Ограниченный демантоид (0.685 кар.) Полдневского россыдного месторождения, Средний Урал. Из коллекции Геомологического Центра МГУ

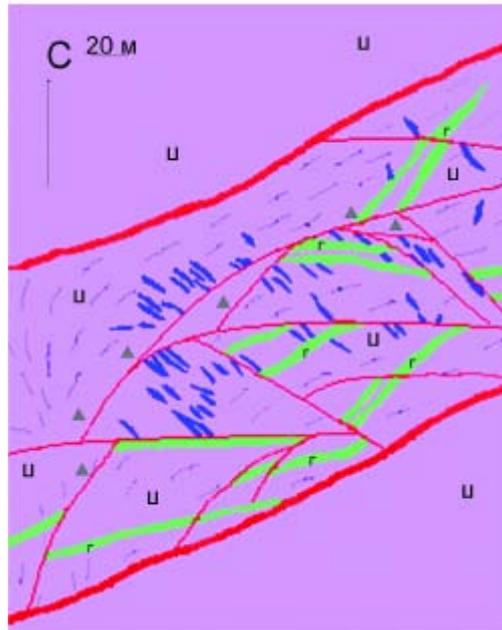
тоническую пластину интенсивно серпентинизированных гипербазитов, вытянутую в меридиональном направлении на 12 км при ширине от 0.5 до 5 км. Это останец Уфалейского массива, надвинутого на филлиты Центрально-Уральского поднятия (Иванов, 1990). Каркодинский массив сложен дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, клинопироксенитами (диаллагитами), которые прорваны небольшими дайкообразными телами габбро, габбро-долеритов, кварцевых диоритов (Кропанцев, 1997; Поляков, 1999).

В южной части Каркодинского массива расположено Ново-Каркодинское коренное месторождение демантоида, в северо-западном эндоконтакте Каркодинского массива



Рис. 2. Общий вид Ново-Каркодинского месторождения демантоида, Средний Урал

Рис. 3. Геологическая карта-схема Ново-Каркодинского месторождения демантоида (по В.Л. Полякову, 1999, с дополнениями)



находится Поддневское россыпное месторождение демантоида, объединяющее россыпные проявления демантоида по р. Хризолитке и р. Бобровке. Поддневское месторождение отличается от Ново-Каркодинского развитием большего количества метагабброидов и метаклинопироксенитов.

Ново-Каркодинское месторождение размещено в мощной тектонической зоне шириной 120 – 150 м северо-восточного простирания среди антигоритовых апогарцбургитовых серпентинитов и вскрыто карьером (рис. 2, 3). В зоне меланжа преобладают антигоритовые апогарцбургитовые, менее развиты аполерцолитовые серпентиниты, среди которых находятся дайкообразные тела актинолитизированных клинопироксенитов, габбро и кварцевых диоритов, а также масса мелких неправильной формы шлиров и тел серпентинизированных оливиновых хромититов. В центральных частях зоны меланжа проходит крутопадающая полоса интенсивно рассланцованных и будинированных пород шириной от первых до 50 м. Наблюдаются маломощные, от первых миллиметров до 2 см, зоны милонитов, в том числе по хромититам; в дальнейшем милонитизированные хромититы были замещены агрегатами хромового граната.

Тела с демантоидом размещены большей частью в полосах интенсивно рассланцованных антигоритовых серпентинитов и актинолит-антигоритовых пород. Демантоидсодержащие зоны ориентированы обычно перпендикулярно к простиранию полос рассланцованных пород, т.е. выполняют трещины отрыва. Вероятно, тела габбро и кварцевых диоритов придают относительную жесткость пластичным серпентинитам в пределах зоны меланжа, в результате чего здесь становится возможным появление трещин и возникновение минерализации в них. Мощность демантоидсодержащих зон составляет от нескольких до 30 см. В их пределах и вокруг них широко развиты тонкие ветвящиеся прожилки магнетита и доломита.

Минералогия

Алодунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты Каркодинского массива представляют собой измененные перидотиты, пироксениты и габброиды, в которых оливин и ромбопироксен замещены антигоритом и менее бруситом, клинопироксены – актинолитом и хлоритами, первичные хромшпинелиды частично замещены хромитом и феррихромитом и хроммагнетитом, эти последние в минерализованных участках практически полно-

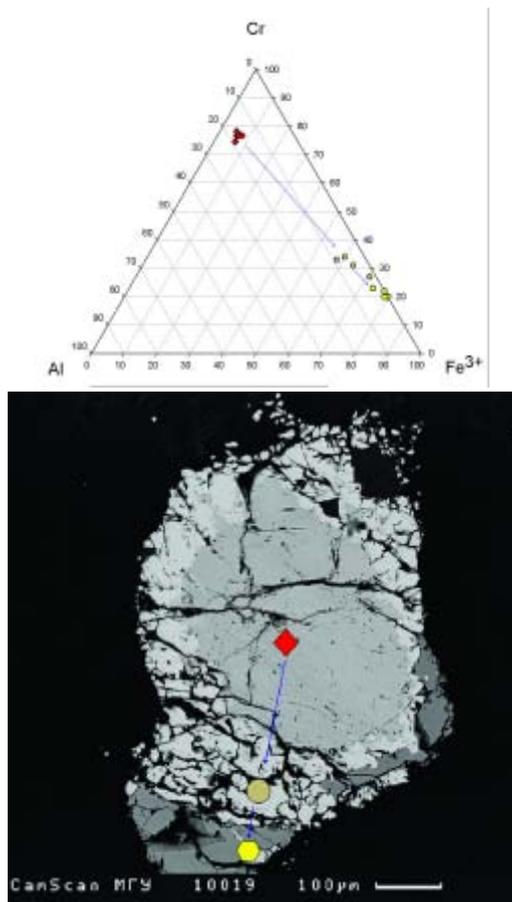
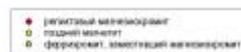


Рис. 4. Последовательное замещение реликтового магнетита новообразованными феррихромитом и хромитом



стью замещены хромсодержащими гранатами (Алфёрова, Спиридонов, 2000). Плагиоклаз габбро замещён эпидотом и глинозёмистым пумпеллиитом; среди продуктов замещения титаномagnetита и ильменита – перовскит.

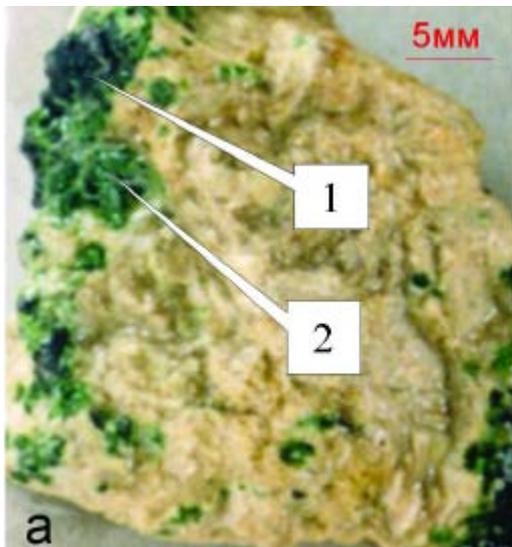
1) Реликтовые хромшпинелиды образуют рассеянную вкрапленность и скопления (бывшие оливиновые хромититы) в антигоритовых серпентинитах. Форма отдельных зерен идиоморфная. Хромшпинелиды имеют типичный для альпинотипных массивов состав: они высокохромистые и «умеренно высокомагнезиальные», бедные Ti, Mn, Zn, V (рис. 4).

Хромшпинелиды Каркодинского массива заметно обеднены миналом $MgAl_2O_4$, что свидетельствует об их преобразованиях под действием процессов низкоградного мета-

Таблица 1. Химический состав (мас.%) граната из ранних прожилков (1–3) и демантоида из поздних прожилков (4–6) Ново-Каркодинского месторождения

компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	34.43	34.51	34.75	34.63	35.35	34.91
TiO ₂	0.22	0.19	0.13	0.05	0.18	0.11
Cr ₂ O ₃	10.02	8.62	7.31	0.57	0.76	0.08
Al ₂ O ₃	0.17	следы	0.10	0.07	0.10	0.64
Fe ₂ O ₃ *	20.63	22.47	23.70	30.77	30.28	30.93
FeO*	1.10	0.34	0.54	0.54	0	0.23
MnO	следы	–	0.08	0	0.05	0.08
MgO	0.01	0.14	0.23	0	0.15	0.19
CaO	32.18	32.94	32.55	32.79	33.19	33.13
V ₂ O ₅	–	–	–	0	0.04	0.10
Сумма	98.76	99.21	99.39	99.42	100.14	100.40
Формульные единицы в расчете на 5 катионов (1–4, 6) и на 8 катионов (5)						
Ca	2.911	2.958	2.927	2.962	2.998	2.944
Mg	0.001	0.017	0.029	–	0.019	0.023
Fe ²⁺	0.078	0.024	0.038	0.038	–	0.016
Mn	–	–	0.006	–	–	0.006
Fe ³⁺	1.311	1.417	1.497	1.952	1.921	1.930
Cr	0.669	0.571	0.485	0.038	0.051	0.005
Ti	0.014	0.012	0.008	0.003	0.011	0.007
Al	0.017	–	0.010	0.007	0.010	0.063
V	–	–	–	–	0.005	0.007
Si	2.907	2.892	2.917	2.919	2.980	2.895

Примечание: 1–4 – электронный микросонд «CamScan», аналитик Н.Н. Коротаева; 5–6 – электронный микросонд «Camebax SX-50», аналитик Н.Н. Кононкова. * – определено по балансу валентностей. Демантоид: 4 – желто-зеленый, 5 – темно-зеленый, 6 – травянисто-зеленый



морфизма. Известно, что магматогенные хромшпинелиды альпинотипных гипербазитов (алюмомагнезиохромит и алюмохромит) последовательно замещаются феррихромитом, хроммагнетитом и магнетитом в результате процессов низкоградного метаморфизма (Спиридонов и др., 1996 – 1997; Тех Е. Ден, 1955). Феррихромит и хроммагнетит химически менее устойчивы, чем алюмохромит и алюмомагнезиохромит, и почти нацело замещаются Cr-андрадитом ярко-зеленого цвета. Подобным образом идет замещение хроммагнетита и феррихромита Cr-содержащими гроссуляром, хлоритами, салитом и др. в Баженовском (Спиридонов и др., 1996); Cr, Ti-содержащими андрадитом и хлоритами в Карабашском (Спиридонов и др., 1997) гипербазитовых массивах.

2) Минеральная ассоциация апогипербазитовых серпентинитов

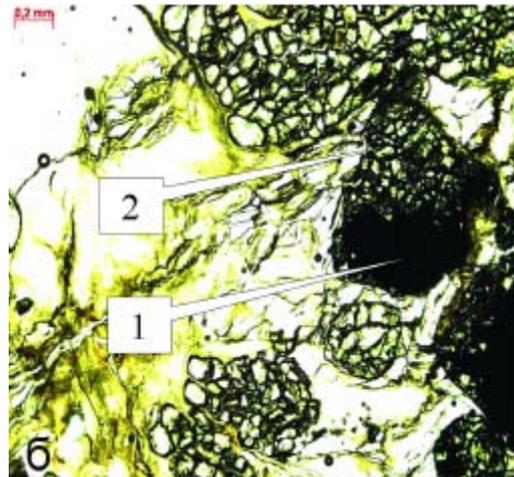
Антигорит слагает тонкозернистые пелльчатые агрегаты; в шлифах бесцветный, с низким двупреломлением $n_g - n_p = 0.007$. Эмпирическая формула минерала следующая: $(Mg_{2.88}Fe_{0.03}^{2+}Cr_{0.02})_{2.93}[Si_{2.07}O_5](OH)_4$. Антигорит низкожелезистый (коэффициент железистости 2.7 – 2.9), что хорошо согласуется с его бесцветной окраской.

В ассоциации с антигоритом найден кулькеит (талк-хлорит 1:1). Состав минерала отвечает эмпирической формуле $Ca_{0.04}(Mg_{8.81}Fe_{0.13}^{2+}Al_{0.05}Cr_{0.01})_9[(Si_{7.88}Al_{0.12})_8O_{20}][(OH)_{9.96}O_{0.02}]_{10}$.

3) Минеральные ассоциации ранних прожилков

В общей массе серпентинитов развиты ранние и поздние прожилки различного со-

Рис. 5. Последовательное замещение хромшпинелида (1) ранним гранатом (2)



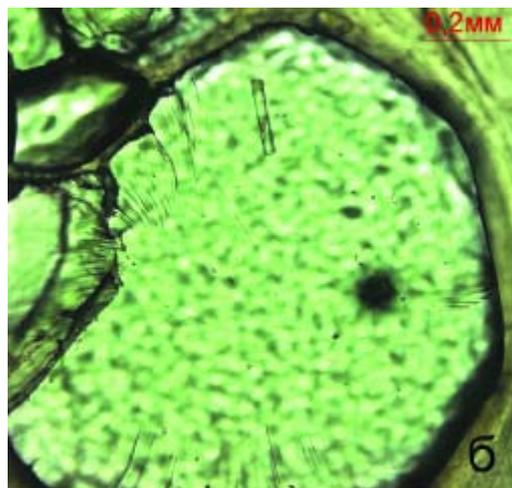


Рис. 6. Округлые зерна демантоида Ново-Каркодинского месторождения: а) в образце, б) в шлифе (столбчатый кристалл – включение гиопсида)

става. Ранние прожилки сложены агрегатами клинохризотила, брусита, граната; в отдельных участках развит Сг-пеннин.

Клинохризотил и хризотил образуют длиноволокнистые, пластинчатые и параллельно-шестоватые агрегаты в антигоритовых серпентинитах. В шлифах минералы светло-зеленые, с прямым (хризотил) или косым (клинохризотил) погасанием. Эмпирическая формула хризотила следующая: $(Mg_{2.70}Fe^{2+}_{0.14}Zn_{0.01}Al_{0.15})_{3.00}[(Si_{1.98}Al_{0.02})_{2.00}O_5](OH)_{3.869}O_{0.131})_4$.

Брусит совместно с клинохризотилом и гранатом слагает параллельно-шестоватые агрегаты 2 рода, по Д.П. Григорьеву (Григорьев и др., 1975), в прожилках в хромититах, что является доказательством их совместного роста в относительно закрытой системе. В шлифах брусит бесцветный, с невысоким двупреломлением ($n_g - n_p = 0.012 - 0.013$).

Гранат ярко-зеленого цвета широко развит в ранних прожилках в парагенезисе с клинохризотилом и бруситом. Наблюдения показали, что в слаботектонизированных участках серпентинизированных оливиновых хромититов каймы и неориентированные агрегаты зеленого граната замещают магнезиохромит и хромит (рис. 5а, б); в сильно перетертых (околотрещинных) участках оливиновых хромититов гранат нацело замещает хромит. Состав граната непостоянен (колеблется от 23 до 35% уваровитового компонента и от 65 до 77% андрадитового) и соответствует уваровит-андрадиту, нередко с гидрогранатовой составляющей (табл. 1, ан. 1 – 3). Содержание воды по данным термического анализа может достигать 11 мас.%, т.е. до 1.5 ф.е. (O_4H_4); скачок потери летучих наблюдается при 625°C, после чего

вода непрерывно уходит из структуры вплоть до плавления граната при температуре 1175°C.

Источником хрома для граната, очевидно, является замещенный гранатом феррихромит или хроммагнетит, обычно образующий каймы на хромшпинелидах в альпинитипных гипербазитах (Спиридонов и др., 1997_{1,2}).

Сг-пеннин развит в ассоциации с Сг-андрадитом, замещающим хромшпинелид. Слагает тонкозернистые агрегаты и мелкие прожилки. По химическому составу Сг-пеннин низкожелезистый (коэффициент железистости 3.7) и умеренно низкоглиноземистый ($Al_x = 0.7$). Эмпирическая формула минерала следующая: $(Mg_{5.03}Fe^{2+}_{0.12}Fe^{3+}_{0.07}Al_{0.46}Cr_{0.22})_{6.00}[(Si_{3.26}Al_{0.74})_{4.00}O_{10}](OH)_8$.

Перовскит – типичный минерал базитов и их производных – описан в данной минеральной ассоциации С. Кропанцевым (Кропанцев, 1997₂).

4) Минеральные ассоциации поздних прожилков

Поздние прожилки представлены агрегатами зерен граната-демантоида, выполняющими трещины отрыва и полости растворения. Повсеместно развиты карбонаты, образующие просечки.

Демантоид наблюдается как в клинохризотил-карбонатных (апогарцбургитовых серпентинитах), так и в актинолит-брусит-антигоритовых породах (аполерцолитовых серпентинитах). Как правило, демантоид образует зерна округлой формы и их скопления размером от первых миллиметров до 3–5 см (рис. 6а). По химическому составу демантоид – это андрадит с содержанием Cr_2O_3 0.57–0.03 мас.% (табл. 1, ан. 4–6).

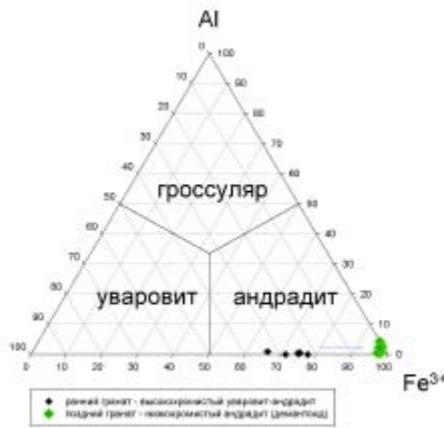


Рис. 7. Эволюция состава граната на Ново-Каркодинском месторождении демантоида

Обычно зерна демантоида содержат пучки нитевидных включений, известные как включения типа «конский хвост». В зависимости от характера вмещающих пород, они могут быть представлены разными минералами. Включения клинохризотила (табл. 2; состав отвечает формуле $(Mg_{2.86}Fe_{0.13}Al_{0.01})_{3.00}[(Si_{1.89}Al_{0.11})_{2.00}O_5](OH)_4$) характерны для демантоида из апогарцбургитовых серпентинитов; тремолита-актинолита («биссолита») — для демантоида из аполерцолитовых серпентинитов. Среди других включений в демантоиде наиболее часты диопсид, образующий прозрачные столбчатые кристаллы (Krzemnicki, 1999) (рис. 6b), магнетит в виде рассеянных октаэдрических кристалликов, а также флюидные включения.

На поздней стадии происходит повсеместное образование карбонатов: кальцита, доломита, магнезита, развитых в виде многочисленных тонких прожилков во всех ранних образованиях.

Условия образования демантоида

Структурная позиция демантоидсодержащих тел — локализация в трещинах отрыва в зоне меланжа — указывает на отно-

Таблица 2. Химический состав (мас.%) хризотила, образующего включения в демантоиде

Мас.%	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	41.83	0.16	2.13	4.72	0.02	41.25	90.13
2	41.78	0.07	2.22	3.32	0.04	42.53	90.02

Примечание: электронный микрозонд «Camebax SX-50», аналитик Н.Н. Кононкова

сительно позднее их происхождение, не связанное с процессами минералогенеза гипербазитов. Как отмечалось выше, появление трещин отрыва, вероятно, стало возможным благодаря наличию небольших тел габброидов — своеобразных «ребер жесткости» в пластичных серпентинитах.

Минеральный состав пород Каркодинского массива также был изменен в результате поздних процессов; алюмомагнезиохромит и алюмохромит частично замещены хромитом, феррихромитом и хром-гранатом, оливин и ромбопироксен замещены антигоритом и бруситом, клинопироксены — актинолитом и хлоритами. Минеральные ассоциации с демантоидом Ново-Каркодинского месторождения принадлежат к родингитовым, судя по парагенезису хлорит (Ст-пеннин) + гранат (демантоид) + пироксен (диопсид).

И характер локализации демантоидсодержащих зон, и типичный минеральный состав пород Ново-Каркодинского месторождения свидетельствуют в пользу образования демантоида в результате позднего, наложенного процесса — низкоградного метаморфизма пумпеллиит-актинолитовой фации (Спиридонов и др., 2000; Спиридонов и Плетнев, 2002; Spiridonov, 1998). Демантоид является самым поздним образованием данной фации.

По результатам термодатирования минимальная температура образования демантоида 234°C, что сопоставимо с экспериментальными температурами образования граната из родингитов (Плюсина и др., 1993).

Образование прозрачных кристаллов демантоида происходило в трещинах отрыва, по-видимому, в результате многократного растворения и перетотложения раннего высокохромистого граната, поглотившего почти весь реакционный хром (рис. 7, 8).

Демантоид лучшего качества, содержащий включения типа «конский хвост», являющиеся его неотъемлемой особенностью, образует нехарактерные для граната округлые зерна. Округлые формы уральского демантоида связывались многими исследователями со сферолитовым ростом (Кисин и др., 1997). Наблюдения в шлифах показали, что в зернах демантоида всегда присутствуют элементы слабого расщепления (рис. 6b). Одной из причин расщепления, по-видимому, является гетерометрия секторов роста, обусловленная их различным составом (небольшие вариации содержания хрома). Другая причина — в совместном росте расщепленных агрегатов демантоида и хризотила (актинолита). По нашим наблюдениям обособления нитевидных индивидов являются обязательными спутниками расщепленных зон граната; они

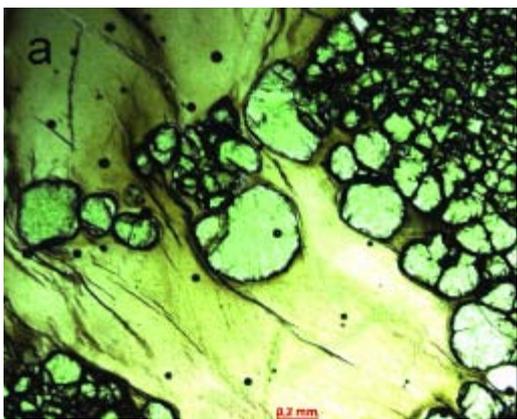


Рис. 8. Гранат Ново-Каркодинского месторождения: а) ранний высокохромистый уваровит-андрадит, б) поздний низкохромистый андрадит (демантоид), расщепленный, с включениями волокон клинохризотила. Матрица – агрегаты клинохризотила

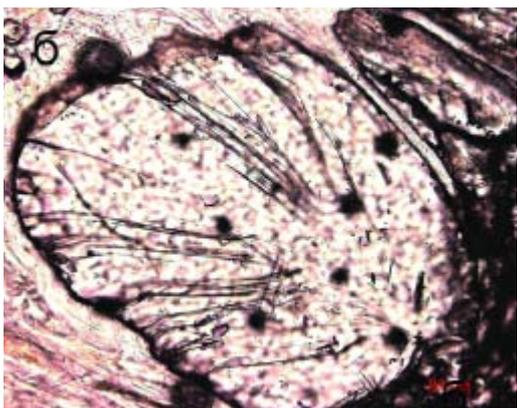
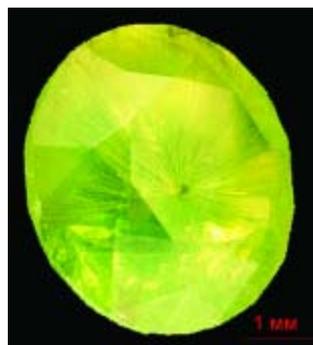
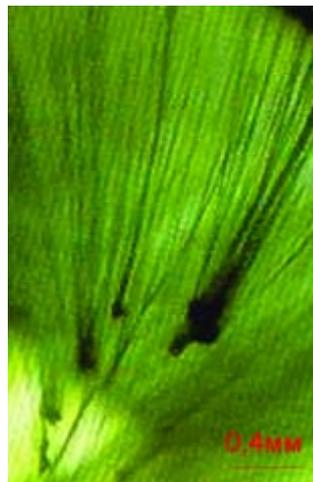


Рис. 9. Ограниченный демантоид (0,989 кар.) и его внутренне строение под микроскопом: несколько центров зарождения синтаксических сростаний андрадита и клинохризотила, возникших на кристалликах магнетита. Ориентировка нитевидных индивидов клинохризотила маркирует картину расщепления граната



маркируют расщепление, а визуально выглядят как включения, «пронизывающие» демантоид (рис. 6b, 8b, 9).

Зарождение расщепленных агрегатов андрадит-клинохризотил или андрадит-биссолит (актинолит-тремолит) нередко происходит на новообразованных кристаллах магнетита (рис. 9b), высвободившегося при превращениях алюмомагнезиохромит-хромит-хроммагнетит-магнетит в условиях повышенного окислительного потенциала и, следовательно, щелочности. Вследствие повышенного окислительного потенциала в составе демантоида полностью отсутствует Fe^{2+} , придающее коричневый цвет минералам, и самоцвет приобретает ярко-зеленый, «хромовый» цвет. Повышенная щелочность среды привела к частичному растворению минеральных включений типа «конский хвост» и образованию на их месте полых канальцев, от внутренних стенок которых отражается рассеянный мягкий свет, придающий камню неповторимую теплоту.

На Ново-Каркодинском месторождении описаны ограниченные кристаллы «демантоида»

ромбододекаэдрического и тетрагонтриоктаэдрического габитуса (Кропанцев, 1998). Вероятно, такие кристаллы являются хромсодержащим андрадитом, не имеющим нитевидных включений тремолита или серпентина.

Благодарности

Автор благодарит за всестороннюю помощь Э.М. Спиридонова, за выполнение микронзондовых анализов – Н.Н. Кононкову и Н.Н. Кортаеву, за проведение термического анализа – Л.П. Огородову, за исследования флюидных включений – В.Ю. Прокофьева. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 02-05-64505).

Литература

Алферова М.С. О минералогии Каркодинского месторождения демантоида, Средний Урал // Уральская летняя минералогическая школа-2000. Екатеринбург: УГГА, 2000. С. 153-156.

- Алферова М.С., Спиридонов Э.М. О двух типах Сг-граната Ново-Каркодинского месторождения, Средний Урал // Минералогические музеи в XXI веке. СПб.: СПбГУ, 2000. С. 7-8.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 340 с.
- Иванов О.К. Расслоенные хромитовые ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
- Иванов О.К. Генезис демантоидных месторождений Урала // Уральский геологический журнал. 1998. № 1. С. 19-21.
- Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.Н. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 328 с.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Новые данные о включениях в уральских демантоидах // Уральская летняя минералогическая школа-1997. Екатеринбург: УТГГА, 1997. С. 153-156.
- Кропанцев С. Ю. Ново-Каркодинское месторождение демантоида // Уральская летняя минералогическая школа-1997. Екатеринбург: УТГГА, 1997. С. 132-142.
- Кропанцев С. Ю. Новые данные об уральском демантоиде // Уральская летняя минералогическая школа-1997. Екатеринбург: УТГГА, 1997. С. 142-149.
- Кропанцев С. Ю. Конституция и морфология кристаллов демантоида (Каркодинский габбро-перидотитовый массив, Средний Урал) // Уральская летняя минералогическая школа-1998. Екатеринбург: УТГГА, 1998. С. 169-174.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. Т.1. С. 557-568.
- Поляков В.А. Уральские демантоиды: соотношение известных и новых данных // Уральский геологический журнал. 1999. № 5 (11). С. 103-126.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Антонов А.А. и др. Минералогия родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Екатеринбург: УТГГА, 1996. 94 с.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Бакшеев И.А. и др. Процессы преобразования первичных хромшпинелидов гипербазитов Нуралинского, Карабашского, Сарановского массивов, мелких тел Березовского и Гумбейского месторождений Урала // Уральская летняя минералогическая школа-1997. Екатеринбург: УТГГА, 1997. С. 23-27.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Перельгина Е.В. и др. Минералогия хрома в уральских родингитах умеренного давления // Уральская летняя минералогическая школа-1997. Екатеринбург: УТГГА, 1997. С. 57-60.
- Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н. и др. Метавулканы цеолитовой и пренит-пумпеллитовой и фации трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: МГУ, 2000. 212 с.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (Карабашское) (о проблеме «золото-родингитовой» формации). М.: Научный Мир, 2002. 212 с.
- Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни СССР. М.: АН СССР, 1925. 592 с.
- Чернавцев В.С. Цветные камни Тамватнейского ультрамафитового массива. В кн.: Вопросы оруденения в ультрамафитах. М.: Наука, 1985. С. 141-149.
- Alferova M.S. The mineralogy of Novo-Karkodinskoye demantoid deposit (Middle Urals) // Materials of the 18th General Meeting of the International Mineralogical Association «Mineralogy for the new Millenium». Edinburgh: IMA press, 2002. P. 145.
- Gramaccioli C.M. Die Mineralien der Alpen. Stuttgart: Kosmos, 1978. 503 s.
- Gubelin E.J., Koivula J.I. Bildatlas der Einschlusse in Edelsteinen. Zurich: ABC Verlag, 1998. 532 s.
- Krzemnicki M.S. Diopside needles as inclusion in demantoid garnet from Russia: a Raman microspectrometric study // Gems & Gemology. 1999. V. 35. P. 192-195.
- Laurs B.M. (ed.) Gem news international // Gems & Gemology. 2002. V. 38. P. 96.
- Lind Th., Henn U., Henn A., Bank H. Neues Vorkommen von Demantoiden in Namibia // Zeit. Dtsch. Gemmol. Ges. Bd. 1997. 46. № 1. S. 153-160.
- Milisenda S.S., Hunzifer J. Demantoid aus Eritrea // Zeit. Dtsch. Gemmol. Ges. Bd. 1999. 48. № 1. S. 37-42.
- Phillips W.R., Talantzev A.S. Russian demantoid, Czar of the garnet family // Gems & Gemology. 1996. V. 32. P. 100-111.
- Rouse J.D. Garnet. London: Butterworths, 1986. 134 p.
- Schmeltzer H., Traub I., Medenbach O. Demantoid aus Korea // Zeit. Dtsch. Gemmol. Ges. Bd. 1975. 24. № 1. S. 1-3.
- Spiridonov E.M. Gemstone deposits of the former Soviet Union // Journal of Gemmology. 1998. V. 26(2). P. 111-125.
- Stockton C.M., Manson D.V. Gem andradite garnets // Gems & Gemology. 1984. V. 19. № 4. S. 202-208.
- Tex E. Den. Secondary alteration of chromite // Amer. Miner. 1955. V. 40. №3-4. P. 353-355.