

УДК 549:553.07

**МИНЕРАЛЫ МИАРОЛ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛЫЙ КУЙБАС**

**С.Г. Епанчинцев, В.А. Попов**

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, popov@mineralogy.ru*

**MIAROLITIC MINERALS FROM THE MALY KUYBAS  
MAGNETITE SKARN DEPOSIT**

**S.G. Epanchintsev, V.A. Popov**

*Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass, popov@mineralogy.ru*

Скарново-магнетитовое месторождение Малый Куйбас находится в Магнитогорском рудном районе (Южный Урал), в 15–18 км к северо-востоку от г. Магнитогорск. Отработка месторождения началась в 70-х годах XX века и ведется открытым способом до настоящего времени. В литературе известны краткие данные по минералогии руд месторождения. В данной статье приведено более полное описание скарновой минерализации, определяющей технологические свойства руд.

Илл. 25. Библ. 2.

*Ключевые слова:* минералы руд, скарны, месторождение Малый Куйбас, Южный Урал.

The Maly Kuybas magnetite skarn deposit is located in the Magnitogorsk mining district (Southern Urals) 15–18 km northeast from the town of Magnitogorsk. The exploitation of the deposit began in the 1970s and the open pit is currently exploited. Only brief data on mineralogy of the deposit are known in literature. This paper provides more complete description of skarn mineralization, which implies the technological properties of ores.

Figures 25. References 2.

*Key words:* minerals, ores, skarns, Maly Kuybas deposit, Southern Urals.

Месторождение Малый Куйбас представлено двумя типами эндогенных руд: 1) позднемагматическими титаномагнетитовыми в габбро; 2) метасоматическими скарново-магнетитовыми. Протяжённость минерализованной зоны достигает по меридиану 4 км при ширине 0.2–1 км. Вмещающими породами являются габбро и вулканогенно-осадочные толщи – порфириды, песчаники, известняки. Строение минерализованной зоны осложняют разветвлённые тела граносиенитов, мелкие дайки диабазов, андезитовых порфиритов и лампрофиров, имеющие самые различные элементы залегания.

Минеральный состав, текстуры и структуры скарново-магнетитовых руд кажутся типичными для метасоматических образований. В составе руд участвуют реликтовые (доскарновые), собственно скарновые и гидротермальные (послескарновые)

минералы (Сергеев и др., 1989). В зоне гипергенеза – вторичные минералы. Установленные минералы: магнетит, диопсид-геденбергит, гроссуляр-андрадит, мушкетовит, скаполит, апатит, циркон, рутил; послескарновые гидротермальные: пирит, пирротин, эпидот, хлорит, актинолит, кальцит, титанит, гематит, халькопирит, марказит, мельниковит, сфалерит, галенит, халькозин, ковеллин, пентландит, бравоит, линнеит, молибденит, золото, пренит, альбит, калишпат, кварц, клиноцоизит, везувиан, железистые карбонаты; гипергенные: гётит, нонtronит, каолинит, маггемит, гипс, карбонаты, халцедон. Отнесение минералов к скарновым, послескарновым и гипергенным частично обусловлено рассмотрением последовательных парагенезисов, частично – общими генетическими представлениями. Несмотря на уверенность наших предшественников в метасоматическом образовании руд,



Рис. 1. Друза кристаллов магнетита. Величина индивидуальных до 1 см.



Рис. 2. Эпидот-магнетитовый агрегат. Виден переход от мелкозернистой структуры к крупнозернистой в миароле.

в минеральных телах есть генетическая информация о кристаллизации минералов в свободном от твёрдых тел пространстве. На некоторых образцах заметен геометрический отбор внутри жильных и миароловых образований, а также проявления минералогических отвесов.

Минерализация в виде карбонатных тел – жил, мелких даек, заполнения миарол – в публикациях не рассматривается, но она есть, и информация о процессах минералообразования на месторождении в них содержится. В процессе проведения геологических работ не рассматривались признаки отличия магнетитовых тел из оксидных магм от метасоматических магнетитовых тел. К настоящему времени возник огромный карьер, в котором больше возможностей увидеть взаимоотношения разных минеральных тел. Есть научная и практическая необходимость дополнительного изучения месторождения. Оно началось с любительской коллекции, минералы которой изучены в 2013 году.

Изучение коллекций образцов и глыб из отвалов карьера даёт дополнительную информацию о деталях минералообразующих процессов на месторождении – последовательности кристаллизации, растворения и замещения минералов. Дополнительную морфологическую и химическую характеристику получают и сами минералы. Исследования выполнены в лабораториях Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Кристаллы минералов с участками собственных граней исследованы гониометрически с применением фёдоровского столика СФ-4 в качестве гониометра. Идеализированная форма кристаллов вычерчена с помощью программы SHAPE-7.1. Химический состав минералов и распределение элементов в рентгеновском характеристическом излучении исследованы микрозон-

довым рентгеноспектральным анализом на SEM TESCAN Vega3 и РЭММА-202М. Рентгенограммы минералов получены на дифрактометре ДРОН-2.0 и идентифицированы по базе ASTM.

*Магнетит* – самый распространенный минерал рудных агрегатов, встречается также в пустотах, образует кристаллы октаэдрического габитуса до 10 мм величиной (рис. 1, 2). Он иногда образует закономерные ориентированные нарастания мелких кристалликов на грани кристаллов пироксена: грань {111} магнетита параллельна грани {100} пироксена и ребро октаэдра параллельно оси [010] пироксена (рис. 3). Возможно, при распаде твёрдого раствора пластинки магнетита в пироксене ориентированы по этому закону. В полостях есть мелкозернистые агрегаты магнетита и ферроактинолита, выросшие на крупные кристаллы геденбергита. В отличие от титаномagnetитовых руд, магнетиты в скарнах близки к стехиометрическому составу и содержат небольшие примеси кремния, магния, марганца и титана. Изученные скарновые магнетиты из миарол не содержат структур распада твёрдого раствора.

*Гематит* встречается в сплошных массах в виде «железной слюдки» и в виде отдельных кристаллов (рис. 4). Есть псевдоморфозы по магнетиту (мартит). Состав гематита в железной слюдке оказался стехиометричным.

*Диопсид-авгит* и *геденбергит* присутствуют не только в массивных скарнах, но и в миаролах (рис. 5) в виде зелёных таблитчатых кристаллов длиной по оси [001] до 30 мм. Здесь они находятся в парагенезисе с эпидотом, пиритом, ортоклазом. Кристаллы пироксена неоднородны по составу. В одном из зёрен ядерная часть относится к авгиту, а периферия – к железистому диопси-

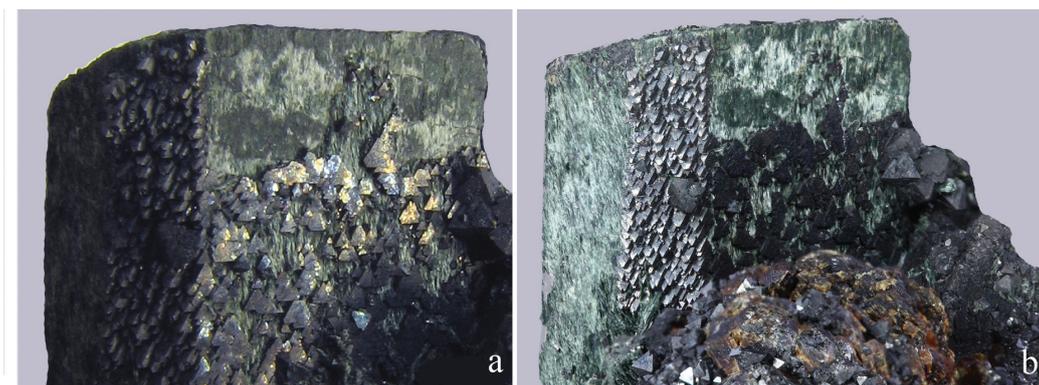
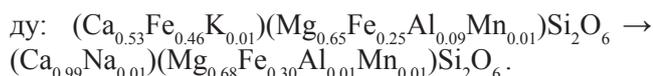


Рис. 3. Эпитаксическое нарастание октаэдрического магнетита на уранитизированные кристаллы пироксена. Грани октаэдра магнетита параллельны граням первого пинакоида пироксена (а) и ребро октаэдра параллельно оси симметрии пироксена (б). Величина образца 3 см.



Рис. 4. Гематит в виде плотного агрегата пластинчатых кристаллов. Величина образца 5 см.



*Эпидот-клиноцоизит* – довольно распространенный минерал в массивных скарнах, миаролах и жилах. Встречено 3 типа эпидота: 1) в виде крупных (до 3 см) кристаллов тёмно-зелёного цвета в ассоциациях почти со всеми минералами месторождения (рис. 6); 2) в эпидотовых жилах в виде мелких кристаллов зелёного цвета в ассоциации с кварцем, кальцитом и пиритом; 3) в виде корочек желтовато-зелёного цвета, нарастающих на эпидот 1-го типа и на другие минералы. В миаролах крупные кристаллы первого типа сокристаллизовались с кальцитом, выполняющим центральную часть миарол (см. индукционные поверхности на рис. 6). Состав этого эпидота является переходным к клиноцоизиту:  $\text{Ca}_2\text{Al}_{2.2}\text{Fe}_{0.8}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ . Часто встречаются двойники эпидота по  $\{100\}$ .



Рис. 5. Друзы таблитчатых по  $\{100\}$  кристаллов геденбергита в сростании с эпидотом. Величина образца 4 см.

Кроме названных жёлто-зелёных эпидотов, в карбонатных (карбонатитовых) миаролах встречаются зелёно-коричневые (до почти чёрных) редкоземельные эпидоты (рис. 7, а). Эти кристаллы зональны и секториальны (рис. 7, б). Отдельные элементы анатомии, по микронзондовому анализу, соответствуют алланиту-(La):  $(\text{Ca}_{1.45}\text{La}_{0.26}\text{Ce}_{0.23}\text{Nd}_{0.04}\text{Pr}_{0.02})_2(\text{Al}_{1.76}\text{Fe}_{1.22}\text{Mg}_{0.02})_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ . Это – третья точка на Урале с алланитом-(La). Ранее алланит-(La) отмечен в Верхотурье (старый анализ Р. Германа) и в Мочалином Логу (Алимова и др., 2003). В агрегатах алланита нередко видны мелкие таблитчатые титаниты и призматические цирконы.

*Андрадит* – основной минерал в андрадит-эпидотовых скарнах. В миаролах образует щётки коричневых кристаллов и друзы с эпидотом, ортоклазом, пиритом, апатитом и другими минералами (рис. 8). Состав андрадитов сильно варьирует, есть



Рис. 6. Друза крупнозернистого эпидота. Видна индукционная поверхность (показана стрелкой) его с кальцитом (растворён в соляной кислоте).

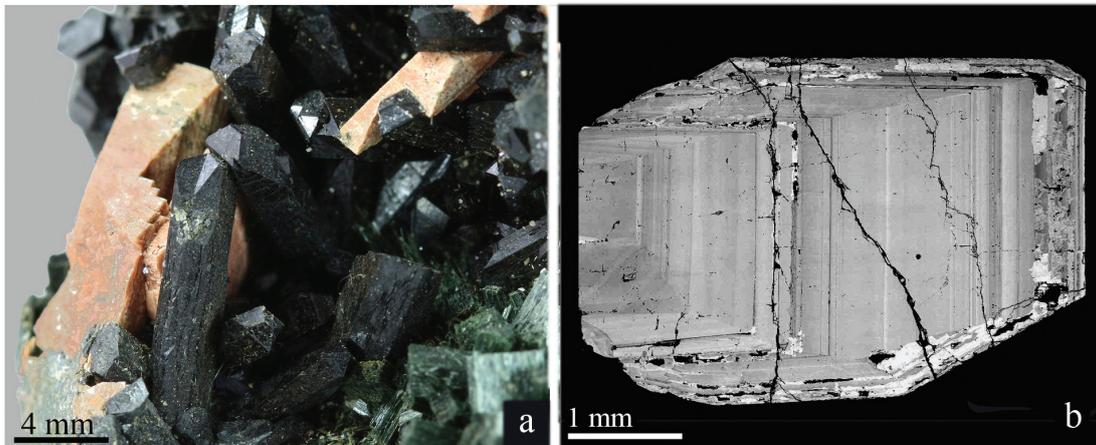


Рис. 7. Редкоземельный эпидот и алланит-(La): а – друза двойников алланита в сростании с калишпатом и пироксеном; б – анатомическая картина алланита в случайном сечении, тёмные участки соответствуют редкоземельному эпидоту, светлые – алланиту-(La), снимок BSE выполнен И. А. Блиновым.

разности, переходные к гроссулярам:  $\text{Ca}_{2,97}\text{Mg}_{0,03}(\text{Fe}_{1,31}\text{Al}_{0,65}\text{Ti}_{0,02}\text{Mn}_{0,02})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ . Кристаллы граната образуют ромбододекаэдры или тетрагонтриоктаэдры, чаще – комбинации этих форм. В карбонатных телах встречаются кристаллы граната жёлтого цвета – предположительно, гроссуляры.

**Амфиболы.** На месторождении встречаются амфиболы разного цвета от тёмно-зелёного до серо-синего. Проанализирован один амфибол серо-синего цвета, образующий расщеплённые индивиды (рис. 9). Эмпирическая кристаллохимическая формула его соответствует промежуточному составу из серий горнблендита, чермакита и тарамита:  $(\text{Na}_{0,31}\square)(\text{Ca}_{1,82}\text{K}_{0,19})_{2,01}(\text{Fe}_{2,82}\text{Mg}_{1,73}\text{Al}_{0,07}\text{Mn}_{0,05}\square)_{4,65}(\text{Si}_{6,39}\text{Al}_{1,61})_8\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,88}\text{Cl}_{0,12})_2$  (расчёт на 15 катионов или 22 кислорода). Вакансия в третьей позиции формулы может быть обусловлена бором, что требует особой проверки. Подобные составы амфиболов весьма интересны для разработки моделей

минеральных видов и для кристаллохимических моделей изоморфизма.

**Калишпат (ортотлаз, адуляр)** – встречается достаточно часто в виде таблитчатых по  $\{10\bar{1}\}$  кристаллов необычной формы (рис. 10) жёлтого и коричневато-розового цвета, часто сдвойникованных по  $t\{021\}$  – бавенский закон. Кристаллы калишпата с таким сильным уплощением по х-пинакоиду  $\{10\bar{1}\}$  являются, по-видимому, редкостью. В петрографической литературе они не отмечены. По микрондовым данным, такой калишпат постоянно содержит небольшую примесь бария (0.5–1.0 мас.% BaO). Калишпат имеет индукционные поверхности одновременного роста с алланитом и магнетитом.

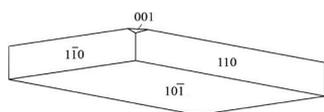
Скаполит вырос на друзы андрадита и эпидота в виде длиннопризматических кристаллов белого цвета (рис. 11). По показателям преломления определен как мейонит (устное сообщение Е. В. Бело-



Рис. 8. Друзовидный агрегат зональных кристаллов андрадита в сростании с эпидотом. Величина образца 6 см.



Рис. 9. Расщеплённые индивиды амфибола на друзовом агрегате эпидота и калишпата. Ширина снимка 2 см.



а

б



с



д

Рис. 10. Калишпат (ортоклаз, адуляр): а – габитус и простые формы кристаллов; б – друзы разновеликих кристаллов калишпата с алланитом и магнетитом; с – ба-венский двойник; д – деталь друзы с видимыми простыми формами кристалла калишпата величиной 1 см.



Рис. 11. Длиннопризматический скаполит на друзе эпидота и граната. Величина образца 4 см.

губ). Часто скаполит замещён другими минералами – калишпатом, альбитом и хлоритом.

*Кварц* встречается в виде бесцветных прозрачных кристаллов (горный хрусталь), дымчатого цвета и кристаллов белого цвета (рис. 12). Иногда образует «волосатики» с включениями амфибола.

*Apatum* образует призматические кристаллы светло-серого цвета. Величина индивидов иногда достигает 7 см, чаще – 1–3 см (рис. 13). Проанализированный кристалл относится к фторапатиту с небольшой примесью хлора (0.2 мас.%). Судя по

находкам различных кристаллов апатита в разных парагенезисах, следует ожидать разнообразия его состава, что можно выявить специальными исследованиями.

Хлорит образовал псевдоморфозы по длиннопризматическому скаполиту, розетковидные включения в крупных кристаллах кальцита (рис. 14), срастания в скарновых агрегатах, иногда встречается в виде мелких сферолитов на кристаллах кварца. Данные микронзондового анализа тёмно-зелёного хлорита из карбонатит-пегматита расчи-



Рис. 12. Кристаллы кварца на мелкозернистом эпидотовом агрегате. Ширина снимка 3 см.



Рис. 13. Кристаллы апатита: а – в срастании с эпидотом и андрадитом; б – в срастании с эпидотом и магнетитом. Величина кристаллов апатита около 1 см.



Рис. 14. Розетки расщеплённых кристаллов хлорита величиной до 2 мм в кальците.

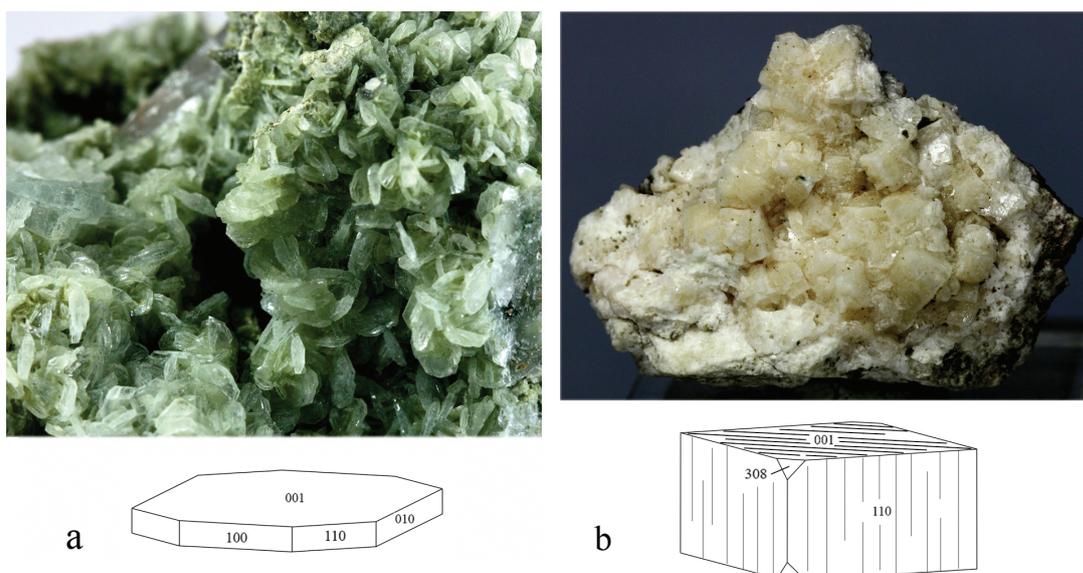


Рис. 15. Друзы пренита: а – зеленоватый таблитчатый; б – белый изометричный. Величина кристаллов 1–3 мм.

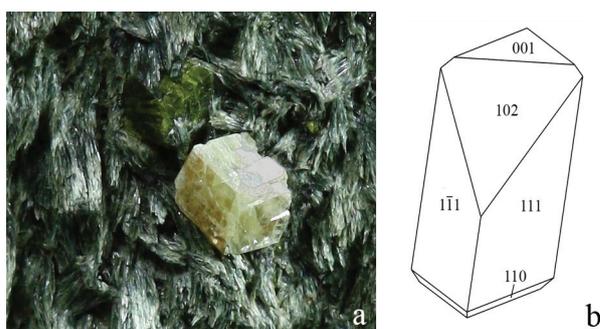


Рис. 16. Титанит: а – на агрегате эпидота и актинолита; б – распространённая форма. Величина кристалла 2 мм.

тываются на формулу клинохлора:  $Mg_{3,2}Fe_{1,54}Al_{1,21}Mn_{0,03}Ca_{0,02}(AlSi_3O_{10})(OH)_8$ .

*Пренит* встречается в нескольких образцах в виде таблитчатых кристаллов до 3 мм светло-зеленого цвета, нарастающих на кристаллы кварца (рис. 15, а), и бесцветных субизометричных кристаллов на волластоните (рис. 15, б). Гониометрическими измерениями на кристаллах определены следующие простые формы (рис. 15):  $\{001\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{010\}$ ,  $\{110\}$  и  $\{308\}$ . На гранях базопинакоида видна грубая штриховка, параллельная  $[010]$ , а на гранях призмы  $\{110\}$  – параллельная  $[001]$ . Бесцветный субизометричный пренит имеет стехиометричный состав  $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$ . В зеленоватом таблитчатом прените определена примесь FeO 1.47 мас. %.

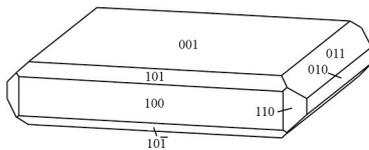
*Титанит* – встречается в виде мелких кристалликов серовато-белого и зеленовато-белого цвета (рис. 16, а). Самой распространённой формой является короткопризматическая с развитыми гранями  $\{111\}$  (рис. 16, б).

*Волластонит* – бесцветные таблитчатые кристаллики в миароле с гроссуляром среди карбонатов (рис. 17). Состав волластонита почти стехиометричный  $CaSiO_3$  с небольшой примесью  $Al_2O_3$  0.46 мас. %. Гониометрически определены формы:  $\{001\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{\bar{1}01\}$ ,  $\{011\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  (рис. 17, б). Совершенная спайность по  $\{100\}$  хорошо проявлена. По-видимому, подобные находки можно отнести к редким.

*Датолит* определён в редких находках среди агрегатов кальцита. Индивиды его изометричные, бесцветные или зеленоватые. Иногда встречаются агрегатные скопления.

*Кальцит* – распространённый минерал, часто находится в виде сплошных масс. Иногда в пустотах встречаются кристаллы в виде ромбоэдров и скаленоэдров (рис. 18).

*Пирит* встречается довольно часто в виде сплошных зернистых масс и в виде кристаллов в форме октаэдра, куба и пентагондодекаэдра (рис. 19).



b

Рис. 17. Друза таблитчатых кристаллов волластонита с гроссуляром (а) и форма кристаллов моноклинного волластонита (b). Величина кристаллов до 6 мм.

На пирите наблюдались индукционные поверхности одновременного роста с гранатом, эпидотом, магнетитом.

*Халькопирит* встречается редко в виде хорошо оформленных кристаллов, как правило, в виде ориентированных сростков кристаллов тетраэдрического облика (рис. 20). Размер кристаллов достигает 50 мм. Часто кристаллы халькопирита сверху обрастают мелкокристаллическим пиритом. Крупные индивиды халькопирита росли синхронно с поздними зонами роста эпидота. По углам между гранями  $70.5^\circ$  кристаллы халькопирита близки кубическим тетраэдрам.

*Галенит* – сравнительно редкий минерал на месторождении. Встречен на образце из кальцитовой жилы в виде кристаллов кубоктаэдрического габитуса, размером до 5 мм (рис. 21). В проанализированном зерне галенит стехиометричен  $PbS$ .

*Пирротин* часто встречается в виде зернистых масс, иногда в сростании с гематитом. В крупных кристаллах наблюдается редко (рис. 22). Форма кристаллов таблитчатая или субизометричная.

*Молибденит* – достаточно редкий минерал для месторождения, но иногда образует скопления и плоские розетки до 2 мм. Проанализированный образец оказался стехиометричным  $MoS_2$ .

*Сфалерит* обнаружен на образце галенита из кальцитовой жилы. Образует мелкие кристаллики коричневого цвета – железистый сфалерит.

*Киноварь* диагностирована на образце С. Н. Сироты в виде мелких кристалликов до 2 мм (рис. 23).



Рис. 18. Друза ромбоэдрических кристаллов кальцита. Ширина снимка 3 см.



Рис. 19. Пирит {210} с андрадитом. Величина кристаллов до 1 см.



Рис. 20. Халькопирит (сросток ориентированных тетраэдров) в ассоциации с гранатом, эпидотом. Ширина снимка 3 см.



Рис. 21. Галенит в карбонатной жиле. Ширина снимка 1 см.

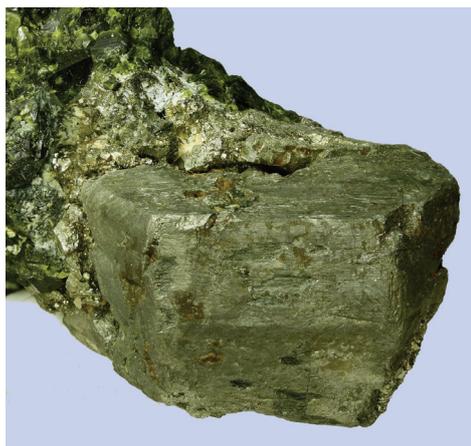


Рис. 22. Изометричный кристалл пирротина (величиной 2 см) в сростании с эпидотом.



Рис. 23. Кинноварь в полости карбонатной жилы. Ширина снимка 6 мм. Образец С. Н. Сироты.



Рис. 24. Асбестовидный сколецит на расщеплённом натролите. Ширина снимка 2.5 см.

*Натролит* встречен в виде радиально-лучистого агрегата белого цвета в ассоциации с асбестоподобным сколецитом (рис. 24).

*Стильбит* найден в пустотке скарна в виде расщепленных сноповидных кристаллов желтовато-серого цвета (рис. 25). Данные микрондового анализа стильбита рассчитываются на эмпирическую формулу:  $\text{Na}_{0.65}\text{Ca}_{2.03}\text{Al}_{4.61}\text{Si}_{13.74}\text{O}_{36} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

*Ломонит* и *пумпеллиит* определены рентгенометрически среди агрегатов поздних минералов.

*Опал* образует корочки белого цвета или бесцветные толщиной до 5мм в зоне окисления (коре выветривания) на ранних минералах.

*Азурит* найден в виде мелких кристаллов или корочек в ассоциации с малахитом в зоне окисления.

*Малахит* – плёнки и корочки зеленого цвета по сульфидам меди в зоне окисления.



Рис. 25. Расщеплённые индивиды стильбита. Ширина снимка 3 см.

*Псевдомалахит* определён в виде включения в хризоколле по микронзондовому анализу:  $\text{CuO}$  71.81,  $\text{P}_2\text{O}_5$  24.36, сумма 96.17 мас. %.

*Хризоколла* встречается среди «медной зелени», развитой в зоне окисления по трещинам и в карстовых участках. По микронзондовым определениям, в хризоколле есть небольшая примесь железа.

*Гипс* часто остается незамеченным геологами, особенно в мелкозернистой форме. Однако он есть в коре выветривания (зоне окисления). Изучение крупного индивида гипса на микронзонде показало его стехиометричный состав.

*Гётит* (лимонит) широко развит в зоне окисления и вдоль тектонических трещин.

*Гизингерит* местами развит в зоне окисления в виде тёмно-коричневых почек.

### Заключение

Приведённые данные показывают, что скарно-вые парагенезисы на месторождении Малый Куйбас бывают не только метасоматическими, но и выполняющими свободное от твёрдых тел пространство. Возможно, существовали сульфидно-карбонатно-силикатно-оксидные магмы, которые образовали рудные (преимущественно магнетитовые) тела с множеством миарол. В миаролах отмечается следующая тенденция в последовательности отложения преобладающих парагенезисов минералов: силикатно-оксидные – сульфидно-карбонатные – гидросиликатно-карбонатные. Строение части миарол, по-видимому, соответствует кристаллизации в закрытых магматических системах. Наблюдается плавный переход от силикатно-оксидной ассоциации к карбонатитовой (и далее к гидротермальной). В другой части миарол устанавливается телескопированная (наложенная) минерализация в связи с деформациями твёрдых тел.

Дополнительные минералогические исследования выявляют не только новые для объекта минералы. Они позволяют прогнозировать возможные пути улучшения технологии обогащения и повышения комплексности использования руд. Например, наличие участков с повышенными концентрациями гипса может определить ухудшение флотационного извлечения апатита. Участки со значительными концентрациями цеолитов, возможно, заслуживают селективной отработки. Необходимо знать, где расположены участки алланитовых скарнов, обогащённых редкими землями. В пределах рудного поля могут быть встречены тела карбонатитов с повышенными содержаниями сульфидов свинца, меди, цинка. Весьма минералогически интересными могут быть карстовые отложения на карбонатных телах. Месторождение Малый Куйбас заслуживает, как и любые другие месторождения, комплексного минералогического картирования с целью создания предпосылок для улучшения технологии минерального сырья и экологического моделирования «жизни» отвалов.

Авторы благодарны геологу рудника О. И. Лотоцкому за предоставление некоторых образцов на исследования, аналитикам В. А. Котлярову, И. А. Блинову и П. В. Хворову за помощь в изучении состава минералов.

### Литература

Сергеев О. П., Скопина Н. А., Баклаев Я. П., Попов Б. А. Месторождение Малый Куйбас / Скарно-магнетитовая формация Урала: Средний – Южный Урал. Свердловск: УрО РАН СССР, 1989. С. 89–93.

Алимова А. Н., Пеков И. В., Кононкова Н. Н., Канонеров А. А. Соотношения лантаноидов в редкоземельных минералах Мочалина Лога, Южный Урал // Минералогия Урала. Том II. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 158–162.