



Электронная версия доступна на сайте
[www.fmm.ru/Новые данные о минералах](http://www.fmm.ru/Новые_данные_о_минералах)

Минералогический музей
имени А.Е. Ферсмана РАН

Новые данные о минералах, том 59, вып. 2 (2025), 45–71

НДМ

Минералы элементов платиновой группы в Гишунском массиве на Дарвазском хребте, Северный Памир

Паутов Л.А.¹, Мираков М.А.², Искандаров Ф.Ш.³,
Нуруллоев Я.Н.³, Махмадшариф С.^{2,4}

¹Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, pla58@mail.ru

²Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН Таджикистана, Душанбе

³Таджикский национальный университет, Душанбе

⁴Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва

В Ni-Co-Cu-рудопроявлении Хукас на южном фланге расслоенного перидотит-анортозит-габбрового Гишунского массива на Северном Памире (Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан) выявлены сперрилит PtAs₂, холлингвортит RhAsS, ира尔斯 IrAsS, стибиопалладинит Pd₃Sb₂, сурьмянистый котульскит Pd₂(Te, Sb), боровскит Pd₃SbTe₄, меренскит PdTe₂. Сперрилит – главный минерал элементов платиновой группы (ЭПГ) в тяжелой фракции элювиально-коллювиальных отложений на рудопроявлении. Он представлен кристаллами размерами 20–150, редко до 250 мкм в поперечнике. Приведен спектр отражения сперрилита. Микротвердость VHN₁₀₀ 899 (разброс от 706 до 1233). Приведена рентгеновская порошковограмма сперрилита. Элементный состав большинства кристаллов близок к стехиометричному; примеси Rh до 0.5, S до 0.1 мас.%. В одном кристалле сперрилита внешняя зона обогащена Ir до 14 мас.%. В сперрилите выявлены включения пирротин+пентландит+халькопирит, трактуемые как захваченные капли Fe-Ni-Cu-S-расплава, которые претерпели субсолидусные превращения. Высказывается предположение о первично магматической кристаллизации сперрилита. Холлингвортит и ира尔斯 обнаружены в тяжелой фракции, выделенной из рыхлых отложений, и в образцах сульфидных руд из коренного обнажения. В шлихах эти минералы встречаются в виде кристаллов (от 1 до 15 мкм) и корочек на сперрилите. В сульфидных рудах обнаружены зонально-секториальные кристаллы (5–10 мкм), центральная часть которых сложена иралситом, остальная – холлингвортитом. Приведен спектр отражения иралсита. Для холлингвортита-иралсита характерны примеси (мас.%): Os до 1.1, Co до 4.6, Ni до 3.3. Минералы Pd-Sb и Pd-Te часто встречаются в миллерит-халькопирит-пиритовых рудах в виде выделений незначительного размера (3–10 мкм). Приведены микрозондовые анализы и оптические свойства. Образование этих минералов, возможно, обусловлено высвобождением ЭПГ в процессе метаморфизма из первичных пирротин-пентландитовых руд.

Ключевые слова: Гишунский массив, Хукас, Дарвазский хребет, Северный Памир, Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан, минералы элементов платиновой группы, сперрилит, холлингвортит, ира尔斯, стибиопалладинит, сурьмянистый котульскит, боровскит, меренскит.

Введение

В 1979 г. В.В. Нарижневым и В.М. Стебловой в долине реки Обихумбоу на Северном Памире впер-

вые была описана и названа Гишунской расслоенная интрузия перидотит-анортозит-габбрового

состава [Нарижнев, Стеблова, 1979]. К этой интрузии приурочены проявления меди–никель–cobальтовой формации с платиноидами [Вольнов и др., 1979]. Наиболее изученным рудопроявлением с доказанной платиноносностью является участок Хукас [Вольнов, 1982; Нарижнев, 1984]. Повышенные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах Гишунского массива отмечались в многочисленных работах исследователей научных и производственных геологических организаций [Вольнов и др., 1980а; Вольнов, 1982; Леснов и др., 1982; Нарижнев, 1984; Ефименко и др., 1991а; Могахед, 2011б; Ёров и др., 2012], но каких-либо данных о минералах элементов платиновой группы в рудах этого массива в доступной литературе обнаружить не удалось. По этой причине в 2019 г. по инициативе одного из авторов настоящей статьи (Ф.Ш. Искандарова) мы посетили участок Хукас с целью поиска собственных минералов ЭПГ в рудах проявления. Эта попытка оказалась в определенной мере удачной: выявлены минералы ЭПГ, некоторые диагностированы вполне однозначно (изучен их элементный состав, физические свой-

ства, получены рентгеновские порошковые диагностика других же фаз менее достоверна, так как базируется только на определении элементного состава и оптических свойств; для некоторых минералов платиновой группы (МПГ), имеющих весьма малые размеры выделений, кроме элементного состава, не удалось получить никаких других данных, и диагностика их является недостаточно обоснованной. Поскольку на данном этапе работы мы не занимались изучением геологического строения рудопроявления, а наши собственные данные по петрографии массива и вещественному составу руд весьма ограничены, в данной публикации основное внимание будет уделено минералам ЭПГ в рудах Хукаса.

Методы исследований и аппаратура

При полевых работах в 2019 г. у коренного выхода богатых сульфидных руд на участке Хукас было промыто на шлюзе 2.5–3 м³ рыхлого материала (преимущественно коллювиально–делювиальных отложений), собранного у подножья обнажения и смешанного непосредственно со скального выхода



Рис. 1. Медно–никелевое рудопроявление Хукас, Дарвазский хребет, Северный Памир, ГБАО. а – район южного контакта Гишунского массива. Правый борт реки Обихумбоу, напротив впадения ручья Хукас; б – долина ручья Хукас. В центре кадра на правом борту ручья у грунтовой дороги видно обнажение с сульфидными рудами; в – промывка рыхлого материала на шлюзе; г – доводка чернового шлиха, полученного на шлюзе, в лотке.

сульфидных руд (рис. 1). Черновой концентрат со шлюза доводился в полевых условиях до черного шлиха промывкой в лотке (рис. 1г). Дальнейшая обработка шлихов проводилась в условиях лаборатории. Для быстрой оценки наличия минералов ЭПГ в отдельных порциях тяжелой фракции шлихов использовался прием окислительной прокалки для перевода сульфидов (пириита, пирротина, пентландита, халькопирита) в магнитные огарки. Прокаленные продукты подвергались магнитной сепарации, и в немагнитной фракции осуществлялся поиск минералов ЭПГ. Данный прием позволял в короткие сроки оценивать наличие и приблизительное количество минералов ЭПГ в шлихах, но он непригоден для диагностики и изучения минералов ЭПГ: даже кратковременное прокаливание шлиха приводит к изменению элементного состава, свойств и морфологии некоторых минералов ЭПГ [Паутов и др., 2021]. Кроме прокаливания порций шлихов для освобождения тяжелой фракции от доминирующего преобладания пирита, в меньшей степени пирротина, использовалась также обработка части фракций шлихов концентрированной азотной кислотой. Из тяжелой фракции, выделенной из рыхлых отложений проявления Хукас, было извлечено более тысячи зерен платиноидов. Для диагностики и изучения свойств минералов ЭПГ зерна извлекались под бинокулярным микроскопом из немагнитной тяжелой фракции, которая не подвергалась прокаливанию и обработке HNO_3 .

Для поиска минералов ЭПГ в сульфидных рудах были приготовлены протолочки из образцов руд, отобранных как из коренного обнажения, так и из свалов. Кроме протолочек, из образцов сульфидных руд было изготовлено несколько десятков полированных шлифов. Большинство шлифов было отполировано на дереве с использованием алмазных паст, что позволило получить шлифы с малым рельефом. Просмотр полированных шлифов проводился на поляризационных микроскопах «Полам» Р-312 и AxioImager-1M Zeiss. Шлифы, в которых были обнаружены минералы ЭПГ, покрывались углеродным покрытием с помощью высоковакуумного термического напыления для последующего электронно-зондового изучения.

Морфологию зерен минералов ЭПГ и их элементный состав изучали на сканирующем электронном микроскопе JSM-35FS JEOL с Si(Li)-энергодисперсионным спектрометром (EDS) и системой анализа ISIS (Oxford Instruments Ltd.) в Институте геологии, сейсмологии и сейсмостойкого строительства НАНТ (Душанбе) и на электронном микрозонде Superprobe JCXA-733 JEOL с EDS с системой анализа INCA Energy 450 (Oxford Instruments Ltd.) и с пятью волноводисперсионными спектрометрами (WDS) в Минералогическом

музее им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва). Ускоряющее напряжение при EDS-анализе составляло 20 кВ, ток зонда 1 нА, время набора спектров – 100 секунд без учета мертвого времени. WDS-анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА и диаметре зонда 1 мкм. Время счета импульсов на пиках – 20 сек., на точках фона – по 10 сек. с обеих сторон от пика. При проведении анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: Os $\text{M}\alpha$, Ir $\text{L}\alpha$, Ru $\text{L}\alpha$, Rh $\text{L}\alpha$, Pt $\text{L}\alpha$, Ni $\text{K}\alpha$, Fe $\text{K}\alpha$, Co $\text{K}\alpha$, Cu $\text{K}\alpha$ – чистые металлы, As $\text{L}\beta$ – синтетический InAs, S $\text{K}\alpha$ – синтетический PbS (галинит). Учитывалось спектральное наложение линии Ru $\text{L}\beta$ на линию Rh $\text{L}\alpha$, Ru $\text{L}\alpha$ на As $\text{L}\alpha$.

Рентгеновские карты распределения элементов в спилах образцов и со всей площади аншлифов руд снимались на рентгенофлуоресцентном анализаторе с фокусирующей рентгеновской оптикой EAGLE III Edax.

Спектры отражения минералов получены на микроспектрофотометре UMSP-50 фирмы Opton по стандарту WTiC той же фирмы. Твердость микровдавливания измерена на микротвердометре ПМТ-3, тарированном по NaCl.

Рентгеновские порошкограммы породообразующих минералов получены на дифрактометре ДРОН-3 под управлением программно-аппаратного комплекса DIFWIN на Cu-излучении с Ni-фильтром. Дебаеграммы с кристалла сперрилита с холлингвортитом снимались в камере Гандольфи на Cr-излучении с V-фильтром. При расчете межплоскостных расстояний вносилась поправка на поглощение и размер изучаемого кристалла.

Краткие сведения о Гишуунском массиве и Cu-Ni-рудопроявлении Хукас

Гишуунский базит-гипербазитовый массив расположен в пределах Калай-Хумб-Саукской тектонической зоны Северного Памира (рис. 2). Общая площадь выходов плутона на дневную поверхность составляет около 40 км², из них на долю ультраосновных пород приходится около 4 км². Возраст массива достоверно неизвестен. Верхняя возрастная граница фиксируется прорыванием пород массива раннекаменноугольными гранитами и габброидами. Нижняя возрастная граница не определена. Гишуунский интрузив обладает ярко выраженной крутой, близкой к вертикальной микро- и макрорасслоенностью, фиксирующейся многократной сменой пород: габбро, анортозитовые габбро, перидотиты, анортозиты. Мощность микрослоев до десятков сантиметров, макрослоев – до десятков метров [Нарижнев, Стеблова, 1979; Нарижнев, 1984]. О причинах возникновения крутопадающей расслоенности пород Гишуунского интрузива существует две точки

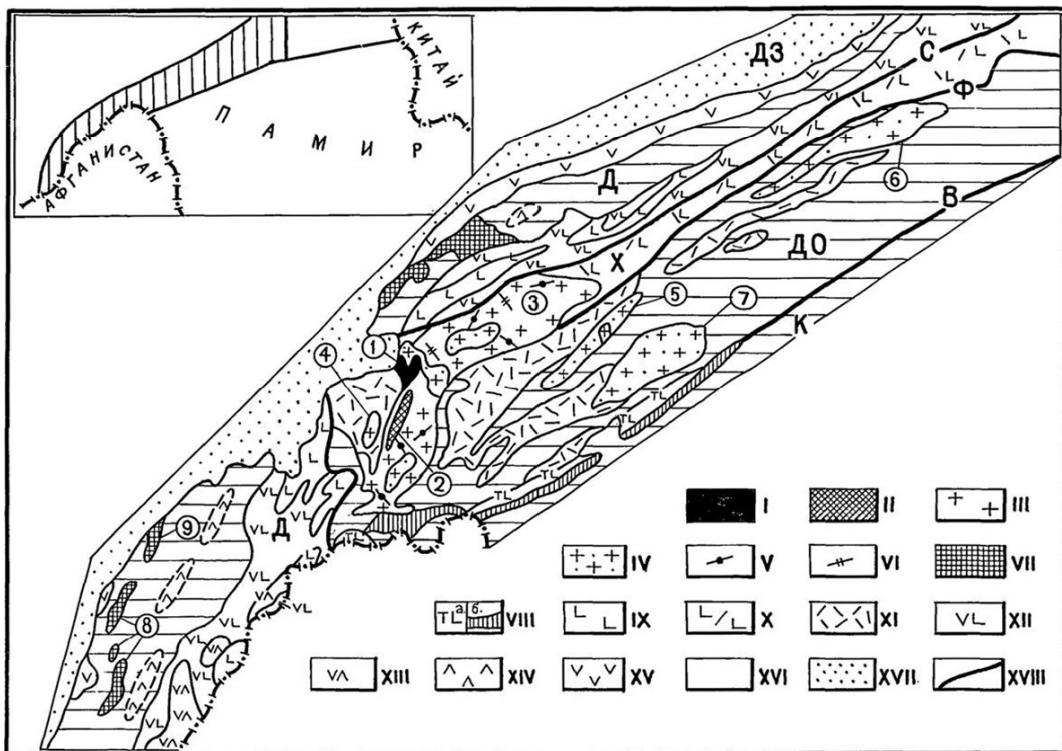


Рис. 2. Схема размещения магматических образований Юго-Западного Дарваза.

ДЗ – Дарваз-Заалайская, Д, Х, ДО – Калайхумб-Саукайская (Д – Дарвазская, Х – Хингоуская, ДО – Джорф-Обизанкинская подзоны), К – Курговатская зоны. Интрузивные комплексы (I–VII), массивы (1–9). I – гишунский перидотит-анортозит-габброльный (R?): 1 – Гишунский; II – хунасский габбройдный (C_1); 2 – Хунасский; III – обихумбоуский гранитоидный (C_1); 3 – Обихумбоуский, 4 – Хаударинский, 5 – Обизанкинский; IV – мазарский гранитный (C_1); 6 – Сугранский, 7 – Мазарский; V – хостргинский гранитоид-порфировый (T?) – вненасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве; VI – шакарельский плагиогранит-диорит-габброльный (T?) – вненасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве; VII – мынтекинский диорит-габброльный (T_3) субвулканических интрузий: 8 – Дарайтангский, 9 – Равноуский. Вулканогенные образования (VIII–XV): VIII – кайвакская серия (R?): а – трахибазальтона, б – коматитовая формации; IX – формация недифференцированных натриевых базальтов (C_1); X – контрастная базальт-липаритовая формация (C_1); XI – формация калиево-натриевых липаритов (C_1); XII – андезито-базальтовая формация (C_1); XIII – дацит-андезитовая формация (C_1); XIV – средние-кислые вулканиты (P); XV – андезитовая формация (T_3). XVI – метаморфические и осадочные образования PR₁–PZ; XVII – осадочные отложения Mz–Q; XVIII – тектонические границы складчатых зон, подзоны: С – Саукайский, Ф – Фортамбекский, В – Вишхарвский региональные разломы [Нарижнев, 1984].

зрения. Ю.Р. Васильев считает, что такой характер расслоенности первичен и связан с гидродинамической сепарацией кристаллизующегося расплава [Леснов и др., 1982]. Другая точка зрения, которой придерживается большинство исследователей, заключается в том, что породы Гишунского интрузива принадлежат единому комплексу, являющемуся типичным представителем расслоенных интрузивов, формировавшихся в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы, а крутое залегание слоистости обусловлено тем, что массив, возникший в байкальский этап тектономагматической активизации на глубине более 5 км, впоследствии был выведен

на более высокий уровень и поставлен «на голову» [Нарижнев, Стеблова, 1979; Нарижнев, 1984; Могахед, 2011а]. Более подробную информацию о геологии, петрографии, geoхимии и рудоносности Гишунского массива можно почерпнуть из работ ряда исследователей и отчетов производственных геологических организаций [Нарижнев, Стеблова, 1979; Вольнов и др., 1979; Вольнов и др., 1980а; Леснов и др., 1982; Вольнов, 1982, 1988; Нарижнев, 1984; Вольнов, Ким, 1989; Могахед, Алидодов, 2010; Могахед, 2011; 2011а, б и др.].

Несколько южнее главного Гишунского plutona расположена выход основных и ультраосновных пород с сульфидной медно-никелевой минерали-

зацией, известный как участок Хукас [Леснов и др., 1982]. Само рудопроявление Хукас представляет собой коренное обнажение на правом борту ручья Хукас – левого притока реки Обихумбоу, приблизительно в 300 м от устья. В обнажении наблюдаются блоки нацело серпентинизированных пород в силикатно-сульфидных рудах (рис. 3). Блоки серпентинитов чаще всего имеют близкую к изометрической форме с плавными округлыми очертаниями, размерами от первых сантиметров до 50 см в поперечнике. Силикатно-сульфидные руды имеют текстуру от массивной до тонковкрапленной, часто пятнистую и псевдобрекчевую, типа показанной на рис. 3ж. В одних участках рудопроявления силикатная составляющая руд представлена тальк-лизаидитовой породой, в других – кварцодержащей пластики-биотит-хлорит-амфиболовой породой. Геологическое строение участка Хукас весьма сложное и детально в литературе не охарактеризовано. Рудная минерализация изучена гораздо лучше. С разной степенью детальности описаны или упомянуты на рудопроявлении: пирротин, халькопирит, пирит,

марказит, пентландит, миллерит, арсенопирит, никелин, ильменит, магнетит, хромшпинелиды, хизлевудит (?) [Блохина, Баратов, 1981а; Леснов и др., 1982; Могахед, 2011]. Что касается преобладания тех или иных типов руд на рудопроявлении, то мнения разных исследователей расходятся.

Одни авторы считают, что руды сложены пирротином с пентландитом и очень малой ролью пирита – менее 1% [Леснов и др., 1982; Нарижнев, 1984; Могахед, 2011]; другие исследователи, напротив, считают, что преобладают пиритовые руды с весьма малой ролью пирротина [Блохина, Баратов, 1981а]. На данном этапе работ мы не располагаем достаточным фактическим материалом, чтобы составить ясное представление о распределении типов руд и пород на участке Хукас. Нами встречены как пирротиновые руды (рис. 4а), так и существенно пиритовые (рис. 5), причем последние в наших сборах значительно преобладают. Главными рудными минералами пирротиновых руд являются пирротин (Po), пентландит (Pn), пирит (Py); второстепенными – хромшпинелиды (Chr), магнетит (Mgt), халькопирит (Ccp), реже миллерит (Mlr).



Рис. 3. Коренной выход сульфидных руд на рудопроявлении Хукас и облик слагающих его пород. а, б – общий вид обнажения с Cu-Ni-минерализацией; в – вид рудопроявления после расчистки. Видны многочисленные округлые блоки серпентинитов в силикатно-сульфидных рудах; г – сколотый блок серпентинита 30 см в поперечнике; (Продолжение на следующей странице)

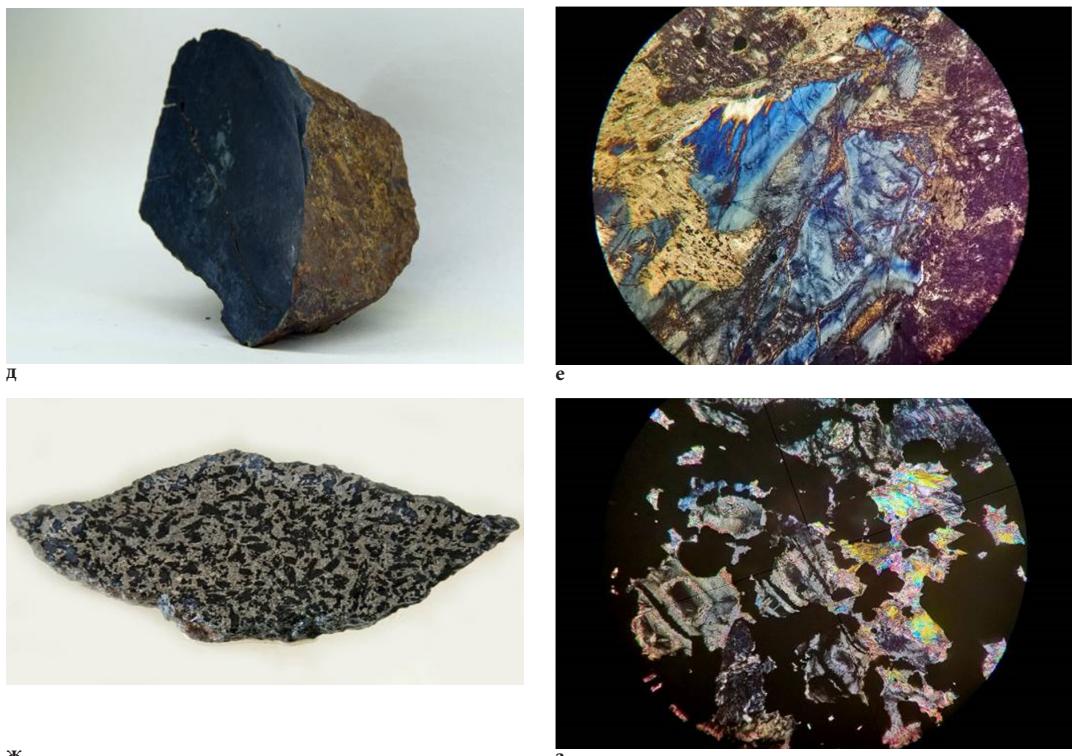


Рис. 3 (продолжение). д – спил небольшого блока серпентинита. Виден темно-зеленый цвет хлорит-серпентиновой породы. В центре спиленной поверхности образца видны светло-зеленые выделения сильно измененного пластика. Наружная поверхность образца обожрана. Размер образца $8 \times 6 \times 4$ см; е – вид прозрачного шлифа из породы, показанной на предыдущем рисунке, в скрещенных николях. Зерна с аномальной синей интерференционной окраской – клинохлор, основная масса с низкими интерференционными окрасками – лизардит. Ширина поля зрения 2 мм; ж – спил силикатно-сульфидной руды псевдобрекчевой текстуры. Размеры образца 10×5 см; з – вид прозрачного шлифа из породы, показанного на предыдущем рисунке, в скрещенных николях. Черное – рудные минералы (пирит, халькопирит, магнетит). Минерал с высокими интерференционными окрасками – тальк, с низкими – серпентин. Ширина поля зрения 2 мм.

Пиритовые руды, вероятно, являются продуктами преобразования пирротиновых руд, и с некоторой степенью условности их можно разделить на два типа: пирит-халькопиритовые ($\text{Py}+\text{Ccp}+\text{Mgt}$) и пирит-миллеритовые ($\text{Py}+\text{Mlt}\pm\text{Ccp}+\text{Mgt}$). Второстепенные и редкие минералы пиритовых руд: галенит, сфалерит, кобальтин, самородное золото, самородное серебро. Пирит-миллеритовые руды образовались, по-видимому, по первичным существенно пентландитовым рудам. Некоторое представление о структуре и вещественном составе руд проявления Хукас можно получить по рис. 4 и 5. Минералы ЭПГ, за исключением сперрилита, были обнаружены нами именно в пиритовых рудах.

Минералы элементов платиновой группы в рудопроявлении Хукас

Сперрилит PtAs_2

Из тяжелой фракции шлихов из рыхлых отложений рудопроявления Хукас было выделено более тысячи зерен сперрилита. Поиски сперрилита в полированных шлифах сульфидных руд пока не принесли положительных результатов. Из протолочки руд весом 20 кг извлечены только единичные зерна сперрилита. Большинство зерен сперрилита имеют размеры 20–150 мкм, редкие зерна достигают 200–250 мкм в попечнике. Часто в тяжелой фракции вместе со сперрилитом присутствуют единичные знаки золота. Форма зерен сперрилита довольно разнообразна (рис. 6): кроме обломков кристаллов, преобладают зерна округлой и яйцевидной формы, часто покрытые многочисленными иногда закругленными гранями, индицирование которых не представляется возможным без гониометрических измерений.

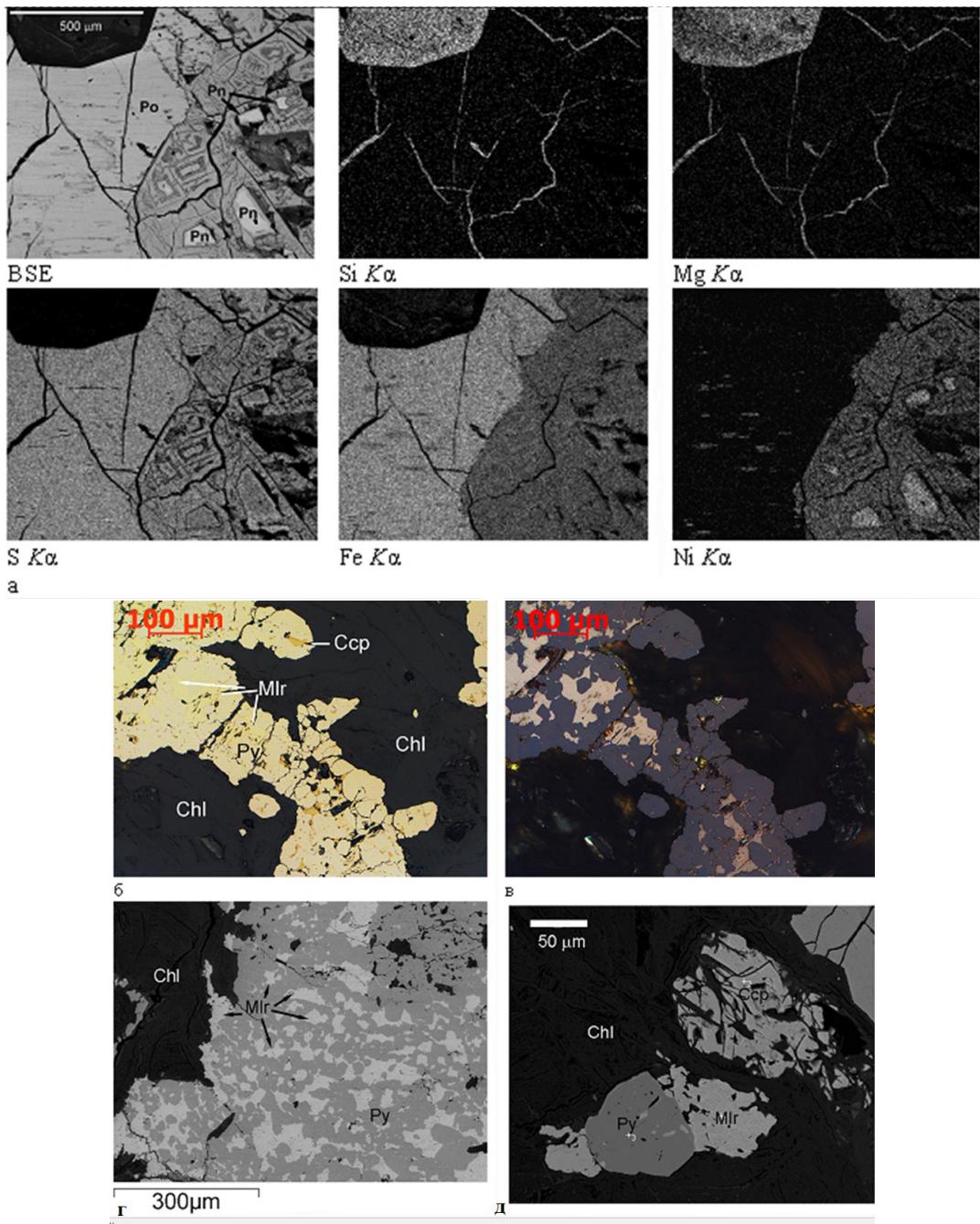


Рис. 4. Сульфидные руды рудопроявления Хукас: а – силикатно-пирротин-пентландитовая руда. Изображение полированного шлифа в режиме BSE и рентгеновские карты распределения Si, Mg, S, Fe, Ni. На изображение в BSE в верхней левой части кадра видно выделение серпентина (темно-серое) – вероятно, псевдоморфоза по кристаллу оливина. Ро – пирротин, Рн – пентландит. В пирротине видны ориентированные пластинчатые выделения пентландита. В правой части снимков крупные выделения пентландита окружены мощными зональными каймами замещения, сложенными в основном Ni-содержащим пиритом; б–д – мильлерит-пиритовая руда: б – вид полированного шлифа в отраженном свете при одном николе. Ру – Ni-содержащий пирит (до 0.7 мас.% Ni), Mlr – мильлерит, Ccp – халькопирит, Chl – хлорит; в – тот же участок шлифа, что и на рисунке б в отраженном свете в скрещенных николях; г – пирит- мильлеритовый агрегат в хлорите. Изображение в режиме BSE; д – выделения халькопирита (Ccp), Fe-содержащего (0.7–1.8 мас.%) мильлерита (Mlr) и пирита (Ру) в хлоритовом агрегате. Изображение в режиме BSE.

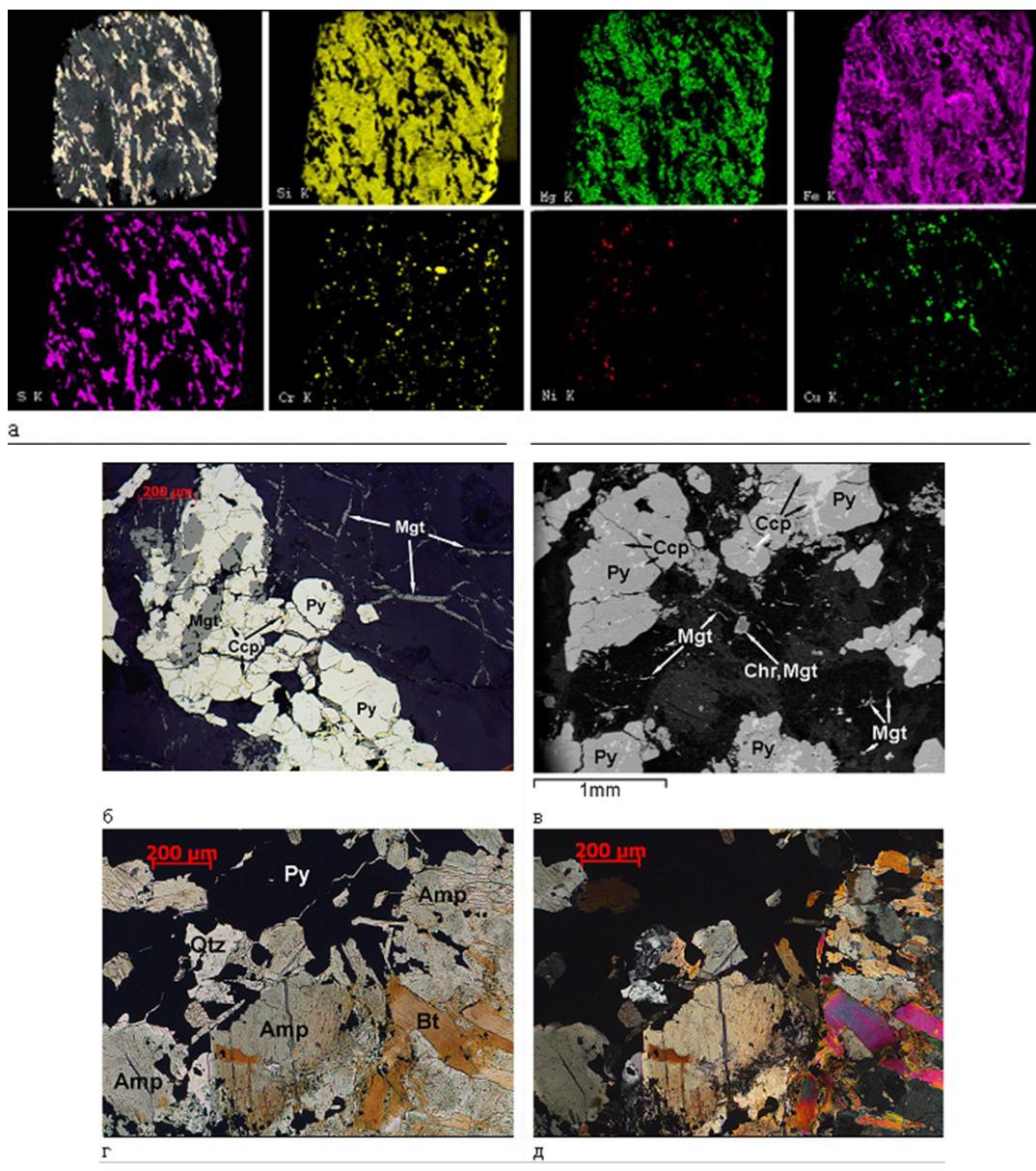


Рис. 5. Силикатно-пиритовая руда с халькопиритом изrudопроявления Хукас. а – вид в отраженном свете одного из полированных шлифов силикатно-пиритовой руды и рентгеновские карты распределения элементов, полученные на рентгенофлуоресцентном анализаторе EAGLE III Edax. Размер шлифа 2.5 × 2 см. б – вид полированного шлифа руды, в которой был обнаружен ирасит, в отраженном свете при одном николе. Светлое – агрегат частично катаклизированных зерен пирита (Py) с многочисленными мелкими прожилками и выделениями произвольной формы халькопирита (Ccp). Серое – магнетит (Mgt). Видны две морфологические разности магнетита: относительно крупные удлиненные зерна (псевдоморфозы по гематиту?) в агрегате зерен пирита (во всех просмотренных шлифах такие удлиненные крупные выделения магнетита приурочены исключительно к скоплениям пирита); и маломощные, часто прерывистые просечки магнетита в силикатной матрице; в – вид полированного шлифа в отраженных электронах (режим BSE). В центре кадра – зерно хромита с каймой замещения магнетитом (Chr, Mgt). Py – пирит с многочисленными выделениями халькопирита (Ccp) разнообразной формы. В силикатной составляющей руды видна сырь и непротяженные пластинчатые выделения магнетита (Mgt); г–д – вид силикатно-пиритовой руды в прозрачном шлифе при одном николе (г) и в скрещенных николах (д). Чёрное – рудные минералы (крупные выделения – преимущественно пирит (Py), мелкая «сырь» – магнетит). Qtz – кварц. Светло-зеленый при одном николе – Cr-содержащий (Cr_2O_3 до 0.5 мас.%) амфибол (Amp), близкий по составу к парагаситу. Коричневые зерна при одном николе с трещинами спайности в одном направлении – биотит (Bt).

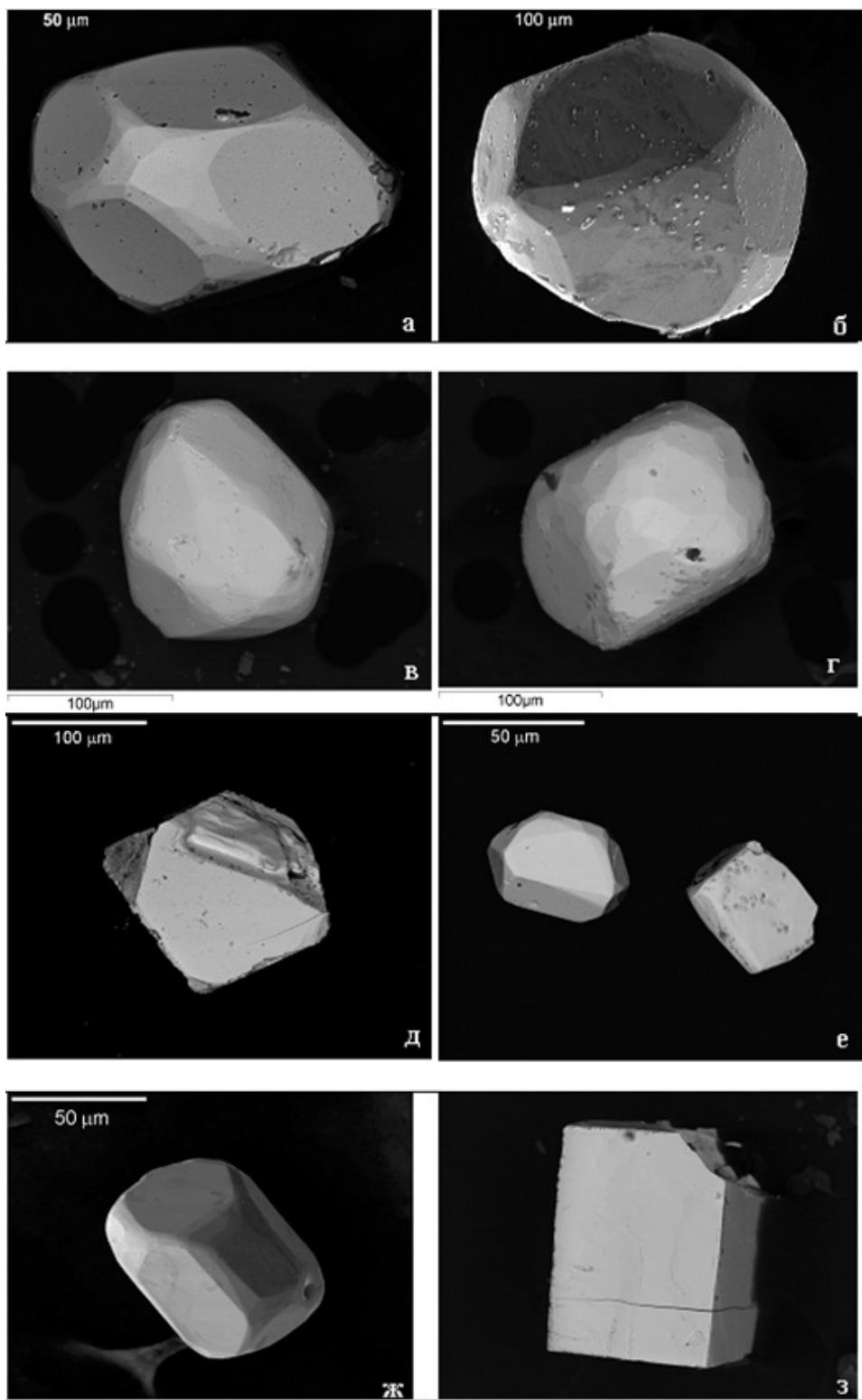


Рис. 6. Морфология зерен сперрилита из рудопроявления Хукас. а, в–е, з – изображения в режиме BSE; б, ж – изображение в режиме SEI. Все зерна, кроме изображенного на фотографии ж, из тяжелой фракции из делювиально-коллювиальных отложений, ж – из протолочки сульфидных руд.

Сопоставление наблюдаемых слаборазвитых граней сперрилита с чертежами кристаллов этого минерала, опубликованными в литературе [Goldschmidt, 1922; Падурова, 1930], успехом не увенчалось. Реже встречаются кристаллы сперрилита с хорошо развитыми гранями, предположительно, октаэдра (111) в комбинации с кубом (100) и со слаборазвитыми гранями других форм. Единичные кристаллы образованы только гранями куба (100).

Сперрилит оловянно-белый с очень сильным металлическим блеском. Хорошо принимает полировку. В отраженном свете белый с очень слабым голубоватым оттенком. Изотропный. Отражательная способность высокая. Спектр отражения сперрилита характеризуется очень слабой нормальной дисперсией и приведен на рис. 7. Средняя микротвердость сперрилита из рудопроявления Хукас по 10 замерам составляет VHN_{100} 899 при разбросе от 706 до 1233. Такие довольно сильные вариации значений твердости связаны прежде всего с хрупкостью минерала, что выражается в развитии трещин, отходящих от отпечатков пирамидки, а часто и в образовании ямок выкальвания, неблагоприятно влияющих на точность измерений. В некоторой степени разброс результатов измерений обусловлен и тем, что твердость сперрилита различна в разных сечениях кристалла. По данным Л.Дж. Кабри, VHN_{100} сперрилита на сечении \perp (100) – от 960 до 1277, на сечении \perp (111) – от 1048 до 1225 [Cabri, 2002]. Отметим, что данных о микротвердости сперрилита в литературе немного и они сильно различаются между собой: так, А.Д. Генкин (1968) указывает более низкие значения (488–645), а С.И. Лебедева (1977) – более высокие значения VHN : 690–1085.

Химический состав большинства изученных зерен сперрилита довольно выдержаный

(табл. 1, ан. 1–6) и характеризуется примесью родия до 0.5 мас.% и весьма малыми содержаниями серы. Один кристалл сперрилита, образованный гранями куба, отличается от подавляющего большинства других кристаллов повышенным содержанием иридия (табл. 1, ан. 7). Остановимся более подробно на его характеристике. Размеры кристалла $200 \times 150 \times 120$ мкм (рис. 8, 16). На поверхности кристалла имеется корка минерала ряда холлингвортит-иарсит (более подробные данные приведены ниже при описании холлингвортита и иарсита). С этого кристалла была получена рентгенограмма в геометрии Гандольфи, на которой присутствуют отражения как сперрилита, так и холлингвортита (табл. 2). После рентгеновского исследования этот кристалл был смонтирован на предметном стекле эпоксидной смолой, сошлифован

Таблица 1. Элементный состав (мас.%) сперрилита из рудопроявления Хукас, Северный Памир

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| Pt | 56.22 | 56.83 | 56.96 | 56.73 | 55.99 | 56.83 | 45.02 |
| Rh | 0.11 | 0.50 | 0.22 | 0.10 | 0.10 | нпо | нпо |
| Ir | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 14.26 |
| As | 43.86 | 43.37 | 44.05 | 43.74 | 43.24 | 42.61 | 39.45 |
| S | 0.05 | 0.12 | 0.12 | 0.06 | 0.07 | 0.27 | 2.24 |
| Сумма | 100.24 | 100.82 | 101.35 | 100.63 | 99.40 | 99.71 | 100.97 |
| Коэффициенты в формуле при $\sum \text{ф.к.} = 3$ | | | | | | | |
| #Pt | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 1.01 | 0.77 |
| #Rh | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| #Ir | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.25 |
| #As | 2.00 | 1.98 | 1.99 | 2.00 | 2.00 | 1.96 | 1.75 |
| #S | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.23 |

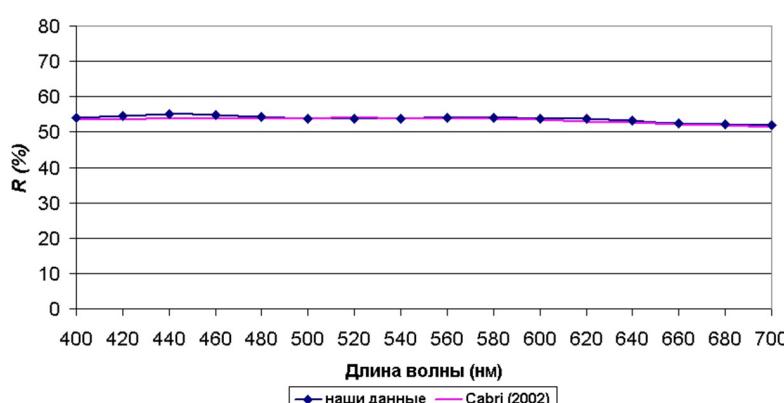


Рис. 7. Спектры отражения сперрилита из рудопроявления Хукас на Северном Памире в сравнении с литературными данными [Cabri, 2002].

Таблица 2. Рентгенограмма кристалла сперрилита с коркой иарсита-холлингвортита (показанного на рис. 8, 16) из рудопроявления Хукас и эталонные рентгеновские порошковые спектры сперрилита и холлингвортита

| Хукас, Памир | | Сперрилит PDF-2 # 9-452 | | | Холлингвортит PDF-2 # 30-1037 | | |
|--------------|----|----------------------------|-----|-----|----------------------------------|-----|-----|
| d Å | I | d Å | I | hkl | d Å | I | hkl |
| 3.44 | 2 | 3.43 | 40 | 111 | | | |
| 3.31 | 1 | | | | 3.31 | 100 | 110 |
| 2.98 | 6 | 2.98 | 60 | 200 | | | |
| 2.87 | 1 | | | | 2.87 | 100 | 200 |
| 2.66 | 2 | 2.67 | 30 | 210 | | | |
| 2.58 | 1 | | | | 2.57 | 80 | 210 |
| 2.44 | 2 | 2.43 | 30 | 211 | | | |
| 2.34 | 1 | | | | 2.35 | 70 | 211 |
| 2.11 | 3 | 2.11 | 50 | 220 | | | |
| 2.04 | 1 | | | | 2.04 | 90 | 220 |
| 1.797 | 10 | 1.801 | 100 | 311 | | | |
| 1.739 | 1 | | | | 1.740 | 100 | 311 |
| 1.723 | 2 | 1.719 | 20 | 222 | | | |
| 1.655 | 2 | 1.653 | 20 | 230 | 1.660 | 60 | 220 |
| 1.594 | 2 | 1.595 | 30 | 321 | 1.600 | 60 | 230 |
| 1.542 | 1 | | | | 1.540 | 60 | 321 |
| | | | | | 1.460 | 20 | |
| 1.369 | 3 | 1.368 | 30 | 331 | | | |
| 1.332 | 5 | 1.332 | 40 | 420 | 1.320 | 60 | 331 |
| 1.300 | 2 | 1.299 | 20 | 421 | | | |
| 1.283 | 1 | | | | 1.290 | 80 | 420 |
| 1.273 | 1 | 1.272 | 10 | 332 | 1.260 | 40 | 421 |
| 1.233 | 1 | | | | 1.230 | 40 | 332 |
| 1.216 | 5 | 1.215 | 40 | 422 | | | |
| 1.178 | 1 | | | | 1.180 | 70 | 422 |
| 1.149 | 9 | 1.148 | 70 | 511 | | | |
| 1.107 | 4 | 1.107 | 35 | 250 | 1.112 | 90 | 511 |
| 1.089 | 2 | 1.089 | 20 | 521 | | | |
| 1.068 | 1 | | | | 1.067 | 40 | 250 |
| 1.055 | 9 | 1.054 | 40 | 440 | | | |

Примечание. Рентгенограмма получена в камере Гандольфи 57.3 на Cr-излучении с V-фильтром.

ван так, чтобы сечение прошло приблизительно через центр кристалла, и отполирован. При этом в центральной части кристалла вскрылось округлое в сечении включение халькопирита размером 20–25 мкм в поперечнике (рис. 8б). По периметру кристалла наблюдается прерывистая корка холлингвортита-иарсита мощностью до 7–10 мкм. Граница между холлингвортитом-иарситом и сперрилитом резкая, но не ровная, а волнистая и микрозубчатая (рис. 8в). Сразу под этой коркой в сперрилиите наблюдается зона, обогащенная иридием (рис. 8 в–д, табл. 1, ан. 7), постепенно переходящая в сперрилит с содержанием иридия ниже чувствительности электронно-зондового анализа. Между содержаниями иридия и серы в этой зоне кристалла наблюдается положительная корреля-

ция (рис. 8г), при этом атомные соотношения Ir к S близки к 1:1. Обогащенная иридием зона более трещиновата, чем остальная часть кристалла. Отметим, что примесь иридия в сперрилиите отмечается нечасто, но сперрилит с содержанием иридия до 0.2 атомов на формулу известен из ряда объектов [Stumpfl, Tarkian, 1976; Cabri et al., 1977; Мочалов, Рудашевский, 1982; Золоев и др., 2001; Augé, et al., 2002; Cabri, 2002; Yudovskaya et al., 2011; Толстых, Подлипский, 2010; Спириidonов и др., 2017, и др.]. Во многих случаях наблюдается положительная корреляция между иридием и серой, что дает основание предполагать, что иридий входит в состав сперрилита в виде твердого раствора иарсита IrAsS (кристаллизующегося в той же пространственной группе $\text{Pa}\bar{3}$, что и сперрилит PtAs_2), а не

иридарсенита IrAs₂ (монокл. с., P21/c). Вопросы вхождения иридия в сперрилит обсуждаются в работе М.А. Юдовской с соавторами [Yudovskaya et al., 2011].

На многих кристаллах сперрилита наблюдаются нарощие кристаллы холлингвортита, о которых пойдет речь ниже. Встречаются зерна

сперрилита с вростками хромшпинелидов, реже – предположительно, бронзита и серпентина (возможно, псевдоморфозы по оливину).

Включения в сперрилите

В зернах сперрилита обнаружены включения (в порядке убывания частоты встречае-

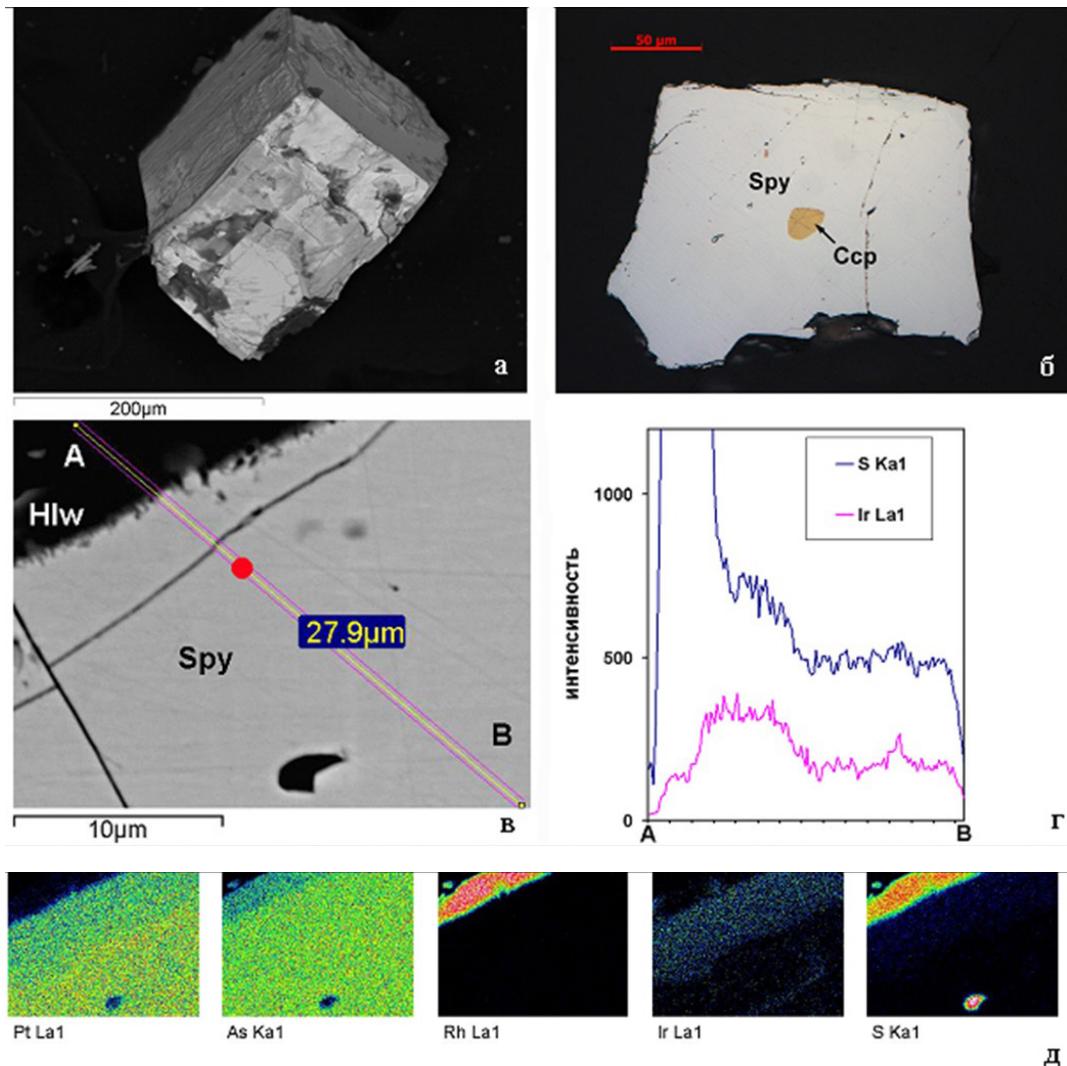


Рис. 8. Кристалл сперрилита из рудопроявления Хукас. а – общий вид кристалла. Изображение в режиме BSE; б – полированный срез кристалла сперрилита (Spy), показанного на предыдущем снимке. В центре кристалла – округлое включение халькопирита (Ccp). К сожалению, последовательным шлифованием препарата не удалось выяснить, включение мономинеральное халькопиритовое или оно, как и многие другие включения, полиминеральное (Po+Pn+Ccp), т.к. при этой процедуре оно было утрачено. Изображение в отраженном свете при одном николе; в – срез через краевую часть кристалла сперрилита (Spy) с коркой холлингвортита (Hlw). На снимке показана линия, по которой построены концентрационные профили, приведенные на следующем рисунке. Красная точка – место электронно-зондового анализа минерала, результаты которого приведены в табл. 1, ан. 7. Изображение в режиме BSE; г – концентрационные профили (по вертикальной оси – интенсивность в cps линий S Ka и Ir La по линии А–В; д – рентгеновские карты распределения Pt, As, Rh, Ir, S на участке шлифа, показанного на рис. а. Символы элементов и рентгеновские линии указаны под картами.

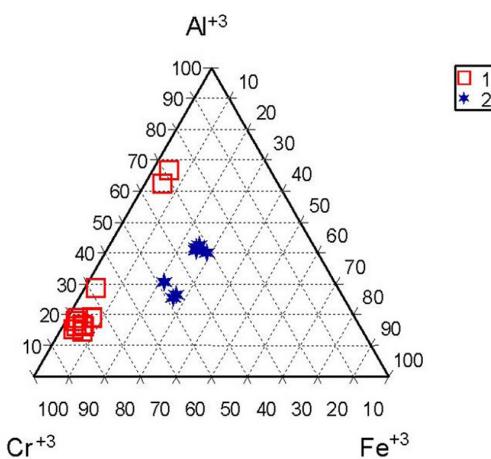


Рис. 9. Составы хромшпинелидов (в ат.%) изrudопроявления Хукас: 1 – включения в кристаллах сперрилита, 2 – метаморфизованные сульфидные руды.

ности): хромшпинелидов, сульфидов, сульфида+хромшпинелидов, флогопита+сульфидов, магнезиального пироксена (рис. 10–12). Включения хромшпинелидов в сечениях округлые, овальные, размерами, как правило, менее 10 мкм. Чаще всего встречаются единичные, реже группы включений, некоторые включения приурочены к отдельным предполагаемым зонам роста кристаллов сперрилита (рис. 11а, б). Состав хромита во включениях может быть выражен формулой (м.з. ан., $n = 10$, расчет на O = 4): $(\text{Fe}_{0.53-0.60}\text{Mg}_{0.35-0.44}\text{Mn}_{0.01-0.03}\text{Zn}_{0.01-0.03})_1(\text{Cr}_{1.36-1.61}\text{Al}_{0.30-0.38}\text{Fe}^{+3}_{0.06-0.13}\text{Ti}_{0.00-0.01})_2\text{O}_4$; содержания TiO_2 0.2–0.4 мас.%, ZnO 0.3–1.4 мас.%. Большинство шпинелидов на диаграмме $\text{Cr}^{+3} - \text{Al}^{+3} - \text{Fe}^{+3}$ образуют довольно компактное поле в области составов, бедных Fe^{+3} и с высокой хромистостью. Из проанализированных включений два принадлежат минералу, по составу пограничному между герцинитом и шпинелью: $(\text{Fe}_{0.45-0.50}\text{Mg}_{0.47-0.51}\text{Zn}_{0.02-0.03}\text{Mn}_{0.01})_1(\text{Al}_{1.24-1.34}\text{Cr}_{0.57-0.65}\text{Fe}^{+3}_{0.09-0.10})_2\text{O}_4$. Шпинелиды (в различной степени замещенные магнетитом) из существенно пиритовых руд (рис. 9) значительно отличаются по составу от хромшпинелидов во включениях в сперрилите.

Вторыми по распространенности являются включения сульфидов в сперрилите (рис. 10). Большинство включений этого типа имеют размеры менее 20 мкм в поперечнике, и только весьма редкие достигают 50 мкм. В шлифах форма включений округлая или продолговатая с плавными очертаниями. Более сложную форму имеют гетерофазные включения сульфидов с захваченными кристаллами хромшпинелидов (рис. 11). Все выявленные сульфидные включения ассо-

Таблица 3. Элементный состав (мас.%) сульфидов во включениях в сперрилите

| Компонент | Пентландит | | Пирротин | |
|--------------------|------------|-----------|----------|-------|
| | Ni | Fe | Co | S |
| Ni | 35.62 | 35.32 | 0.48 | 0.36 |
| Fe | 28.5 | 29.69 | 59.53 | 59.28 |
| Co | 1.18 | 1.16 | нпо | 0.10 |
| S | 33.68 | 34.04 | 39.51 | 39.58 |
| As | 0.17 | нпо | нпо | нпо |
| Сумма | 99.15 | 100.21 | 99.52 | 99.32 |
| Ф.к. $\Sigma = 17$ | | Атомные % | | |
| Ni | 4.71 | 4.62 | 0.36 | 0.26 |
| Fe | 3.96 | 4.08 | 46.22 | 46.08 |
| Co | 0.15 | 0.15 | | 0.07 |
| Σ | 8.83 | 8.85 | | |
| S | 8.15 | 8.15 | 53.43 | 53.58 |
| As | 0.02 | 0.00 | | |

циацией пирротина, пентландита и халькопирита с их различным количественным соотношением. Корректно оценить истинное содержание пирротина, пентландита и халькопирита во включениях по ограниченному числу случайных сечений не представляется возможным. К сожалению, из-за незначительного размера включений диагностика минералов в них основана только на результатах электронно-зондового анализа и облика минералов в отраженном свете и поэтому не может считаться вполне однозначной. Так, минерал, который мы называем халькопиритом, устойчиво характеризуется преобладанием в атомных количествах железа над медью, что может быть как действительным отклонением состава минерала от CuFeS_2 , так и вовлечением в область анализа ассоциирующего с ним пирротина. Пентландит ($\text{Ni} > \text{Fe}$) включений содержит около 1 мас.% Co. Среди гетерофазных обнаружено одно включение (рис. 13), которое, кроме сульфидов, содержит флогопит ($\text{K}_{0.90}\text{Na}_{0.08}\text{O}_{0.98}(\text{Mg}_{1.74}\text{Fe}_{0.99}\text{Ti}_{0.12}\text{Al}_{0.12})_{2.97}(\text{Si}_{2.81}\text{Al}_{1.19})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). В одном зерне сперрилита обнаружено включение пироксена, предположительно бронзита, состав которого соответствует формуле $(\text{Mg}_{1.67}\text{Fe}_{0.30}\text{Ca}_{0.01}\text{Mn}_{0.01})_{1.99}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$. Природа включений в сперрилите недостаточно ясна. Можно предложить несколько вариантов их образования. 1). Кристаллы сперрилита являются ситовидными метакристаллами, выросшими из закристаллизовавшегося Mss (Cu-содержащего моносульфидного твердого раствора Fe и Ni) до его распада с законсервированными кристаллами хромита и гидроксилфлогопита. Образование ассоциации $\text{Po}+\text{Pn}+\text{Ccp}$ происходило уже в капсулированных порциях Mss в кристаллах сперрилита в ходе ох-

лаждения. 2). То же, но образование метакристаллов сперрилита происходило в микрозернистом агрегате $\text{Po}+\text{Pn}+\text{Ccp}$ – продукте распада Mss . 3). Кристаллы сперрилита являются кристаллами свободного роста в Fe-Ni-Cu-S -гетерогенном расплаве, содержащем ранее выделившиеся фазы (хромшпинелиды, гидроксилфлогопит, магнезиальный пироксен, предположительно бронзит).

Захваченные сперрилитом капли сульфидного расплава при снижении температуры претерпели субсолидусные преобразования и распались на $\text{Po}+\text{Pn}+\text{Ccp}$. Нам представляется, что третий сценарий лучше согласуется с имеющимися наблюдениями, но отбрасывать другие варианты вских оснований нет. Дальнейшее изучение сперрилита и включений в нем, возможно, даст аргументиро-

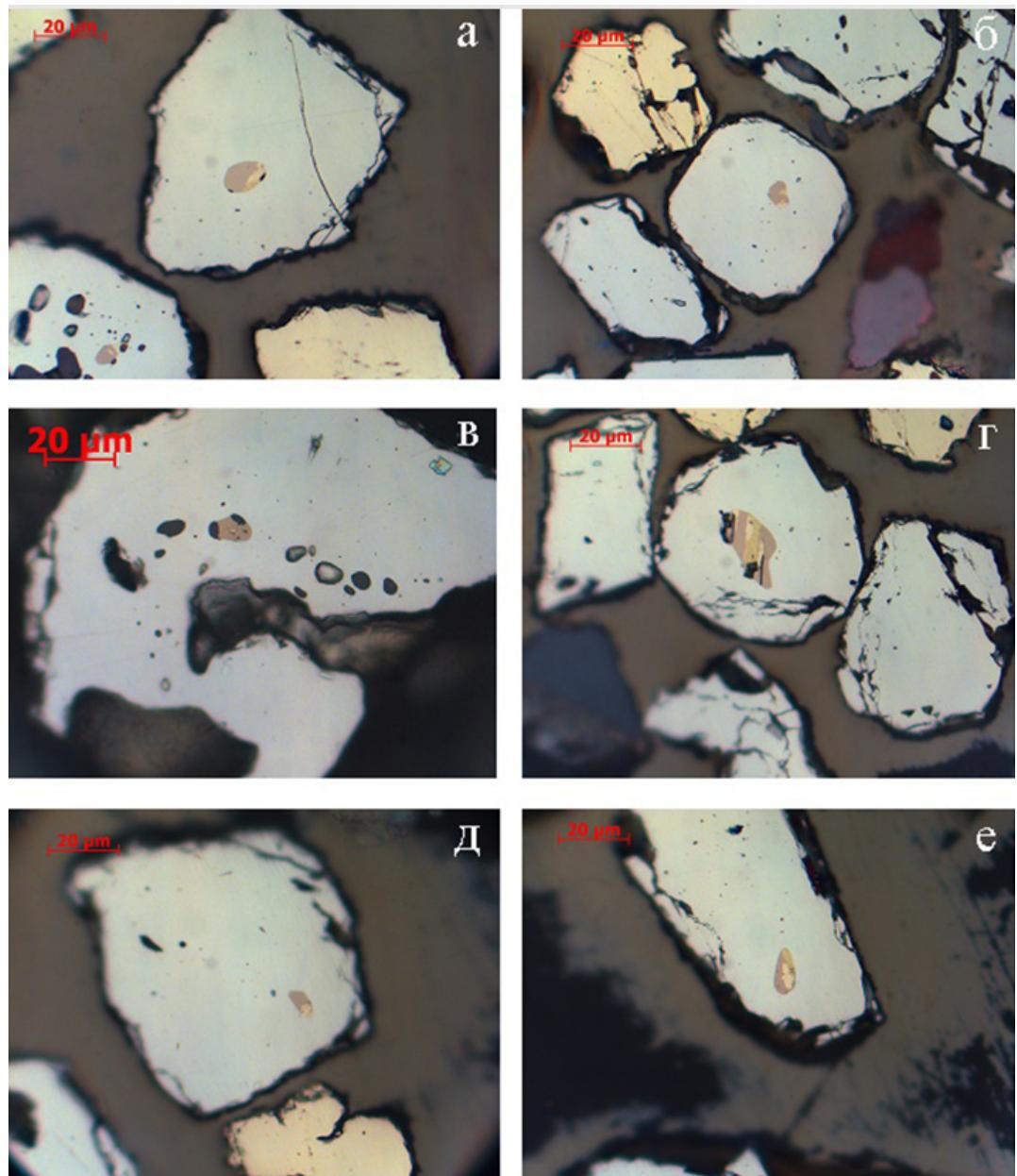


Рис. 10. Полиминеральные сульфидные ($\text{Po}+\text{Pn}+\text{Ccp}$) включения в зернах сперрилита из рудопроявления Хукас. Отраженный свет при одном николе.

ванный ответ на генезис платиновой минерализации в рудопроявлении Хукас.

Холлингвортит (Rh, Pt, Pd) AsS и иарсит (Ir, Rh, Ru, Pt) AsS

Холлингвортит и иарсит на участке Хукас были обнаружены в тяжелой фракции, выделенной из рыхлых отложений на рудопроявлении и в образцах сульфидных руд из коренного обнажения.

В тяжелой фракции шлихов холлингвортит представлен кристаллами, наросшими на кристаллы сперрилита (рис. 14, 15), и корками на кубическом кристалле сперрилита (рис. 16). Размеры кристаллов холлингвортита невелики и составляют от 1 до 15 мкм в наибольшем измерении. Очень часто кристаллы минерала нарастают на сперрилит в ориентированном положении. Эпигаксический характер срастаний обусловлен тем, что сперрилит и холлингвортит кристаллизуются в одной

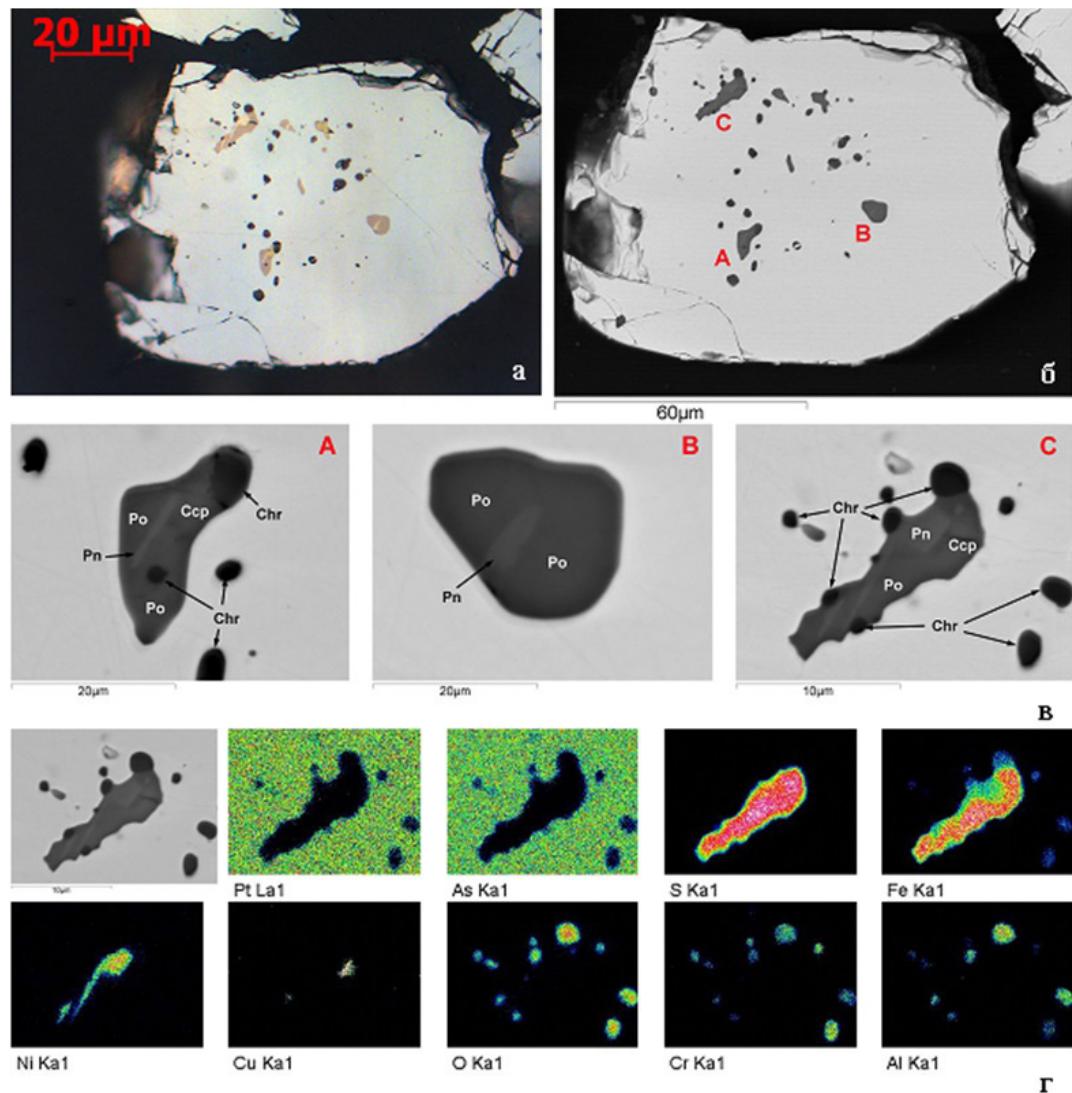


Рис. 11. Включения в кристалле сперрилита сульфидов (Po+Pn+Ccp), хромшпинелидов и гетерогенные включения (сульфиды+хромшпинелиды). а – изображение полированного шлифа в отраженном свете при одном николе; б – изображение в режиме BSE. Некоторые включения хромшпинелидов приурочены к одной предполагаемой зоне роста кристалла сперрилита. в – детализация вида включений, помеченных на предыдущем снимке буквами А, В и С. Изображение в режиме BSE. г – рентгеновские карты распределения Pt, As, S, Fe, N, Cu, O, Cr, Al на участке С. Элементы и рентгеновские линии указаны под картами.

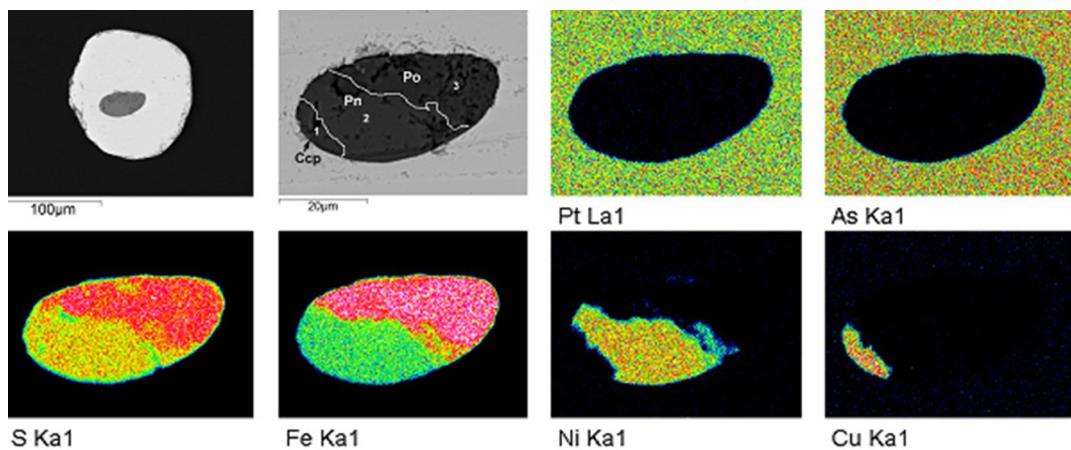


Рис. 12. Сульфидное полиминеральное (Po – пирротин, Pn – пентландит, Ccp – халькопирит) включение в кристалле сперрилита из рудопроявления Хукас. Изображения в отраженных электронах (BSE) и рентгеновские карты распределения Pt, As, S, Fe, Ni и Cu.

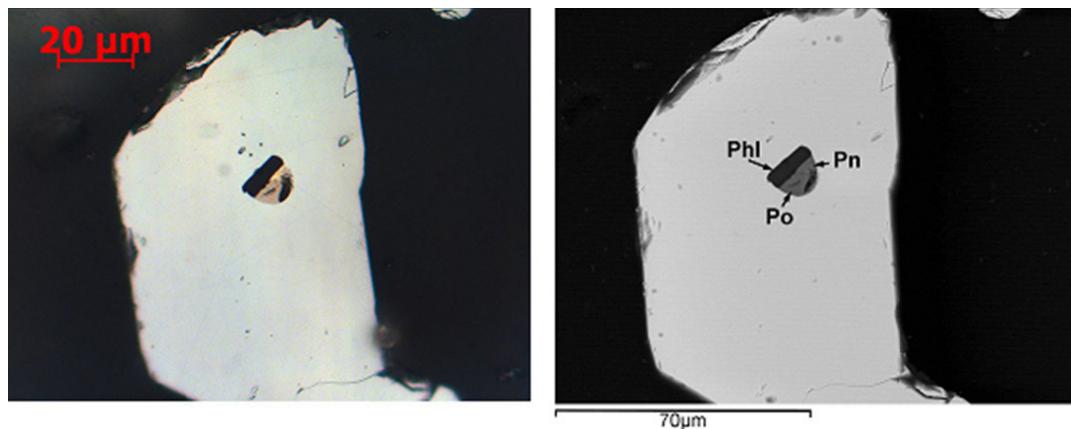
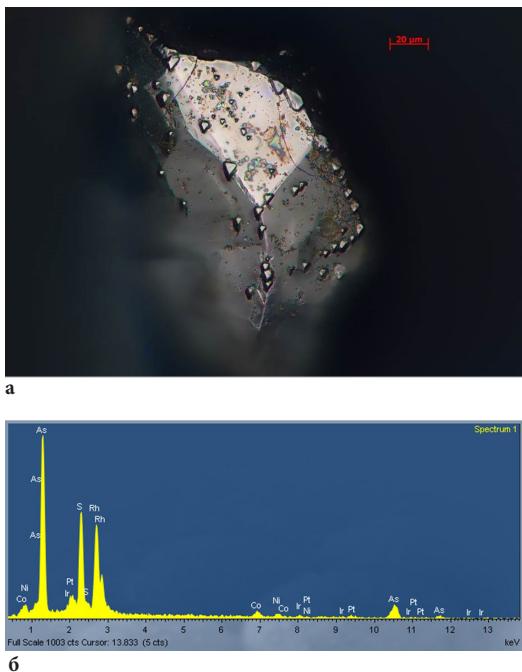


Рис. 13. Полиминеральное включение в сперрилите: а – вид полированного среза кристалла в отраженном свете при одном николе; б – вид препарата в режиме BSE. Phl – гидроксилфлогопит, Po – пирротин, Pn – пентландит.

пространственной группе $P\bar{a}\bar{3}3$ и имеют близкие параметры кубической элементарной ячейки ($a = 5.97 \text{ \AA}$ и $a = 5.77\text{--}5.80 \text{ \AA}$ соответственно). Зарождение и рост кристаллов холлингвортита начались на заключительном этапе кристаллизации сперрилита, и некоторое время продолжался их совместный рост. После окончания роста кристаллов сперрилита еще некоторое время продолжался рост кристаллов холлингвортита. Существование этапа совместной кристаллизации сперрилита и холлингвортита выявляется по наличию ямок на поверхности граней сперрилита от выпавших кристаллов холлингвортита, в некоторых случаях с элементами скульптуры, которая интерпретируется нами как индукционная поверхность совместного роста между этими минералами (рис.

153). Замечательные фотографии эпитаксических нарастаний холлингвортита на сперрилите, довольно близкие к описываемыми нами из Хукаса, приводят М.А. Юдовская с соавторами из пласта Платриф Бушвельского комплекса в Южной Африке [Yudovskaya et al., 2011].

Кроме отдельных кристаллов холлингвортита, на кристаллах сперрилита встречена корка сложной морфологии минералов ряда холлигвортит-и-парсит, нарастающая на кубический кристалл сперрилита (рис. 16), о котором речь шла при описании элементного состава сперрилита и с которого получена рентгенограмма с отражениями сперрилита и холлингвортита (табл. 2). На некоторых участках граней кристалла сперрилита корка сульфоарсенидов не сплошная и видно ориентиро-



6

Рис. 14. Кристалл сперрилита с эпигаксически наросшими кристаллами холлингвортита (а) из рудопроявления Хукас при косом освещении, б – энергодисперсионный спектр холлингвортита (количественный анализ наросших кристаллов выполнить не удалось).

ванное нарастание холлингвортита-иарсита на сперрилите (рис. 16 е–з). При больших увеличениях на таких участках обнаружена интересная деталь: между холлингвортитом-иарситом и сперрилитом наблюдается углубление – щель сложной морфологии со стороны сперрилита, напоминающая ресницы (рис. 16з). Одно из возможных объяснений такого облика контакта между существующими минералами: это область голодания, которая возникает между растущими кристаллами при недостатке поступления строительного материала из-за быстрого роста кристаллов или роста вязкой среды.

Корка холлингвортита-иарсита на описываемом кристалле сперрилита имеет изменчивую мощность, достигающую в некоторых участках 10–15 мкм. Элементный состав изменчив: в одних участках соответствует холлингвортиту, в других – иарситу. Фазовой границы между ними нет, наблюдается постепенный переход от родиевого сульфоарсенида к иридевому (рис. 17). Из второстепенных элементов и элементов-примесей, обычных для минералов этой серии, в описываемых минералах присутствуют Pt, Ru, Cu, Ni, Co и Fe (табл. 4). В памирском холлингвортите-иарсите присутствует примесь осмия (до 1.1 мас.% Os).

Осмийсодержащие сульфоарсениды родия и иридия достаточно редки и описаны только из ограниченного числа месторождений [Rucklidge, 1969; Бегизов и др., 1976; Tarkian et al., 1987; Barkov et al., 1996].

Значительно отличаются по морфологии выделения холлингвортита-иарсита в миллерит-пиритовых и халькопирит-пиритовых рудах из коренных выходов на рудопроявлении Хукас. В миллерит-пиритовых рудах в актинолите встречен катализированный зональный кристалл размерами 5 × 10 мкм, ядро которого по составу соответствует иарситу, а остальная часть – холлингвортиту (рис. 18).

В халькопирит-пиритовых рудах выделения холлингвортита-иарсита приурочены к пириту (рис. 19, 20). Центральные зоны кристаллов сульфоарсенидов представлены иарситом, краевые – холлингвортитом (табл. 5). На некоторых кристаллах холлингвортита-иарсита наблюдаются наросшие кристаллы размерами 1–2 мкм, предположительно кобальтина (рис. 20). Последовательность кристаллизации: IrAsS (иарсит) → RhAsS (холлингвортит) → (Co,Ni,Fe)AsS (кобальтин-герцдорфит) устойчиво воспроизводится в различных объектах с минерализацией ЭПГ [Генкин и др., 1966; Hakli et al., 1976; Барков, 2012].

В отраженном свете иарсит и холлингвортит изотропны. Цвет иарсита в полированном шлифе светло-серый с очень слабым голубоватым оттенком, который лучше заметен в сравнении с холлингвортитом, у которого этот оттенок значительно слабее. Отражательная способность иарсита ниже, чем у холлингвортита и заметно ниже, чем у пирита. Спектр отражения иарсита, снятый с кристалла, показанного на рис. 20, характеризуется нормальной дисперсией и приведен на рис. 21. У холлингвортита отражательная способность незначительно ниже пирита, что затрудняет обнаружение мелких выделений этого минерала в пирите при просмотре шлифов на рудном микроскопе. Эта задача несколько облегчается при наблюдениях полированных препаратов с синим светофильтром. Рельефа полирования между пиритом, холлингвортитом и иарситом практически не наблюдается, что говорит о близости твердости этих минералов. К сожалению, незначительные размеры выделений холлингвортита и иарсита не позволили измерить их микротвердость. В литературе данные о твердости этих минералов противоречивы: Е.Ф. Штумпф и А.М. Кларк указывают, что холлингвортит тверже сперрилита [Stumpf, Clark, 1965], Л.Дж. Кабри для холлингвортита приводят VHN₍₁₀₀₎ 644–689 [Cabri, 2002], что меньше твердости сперрилита и пирита, В.Д. Бегизов с соавторами (1976) получили несколько большие значения VHN₍₁₀₀₎, 1057. В первом описании иарсита

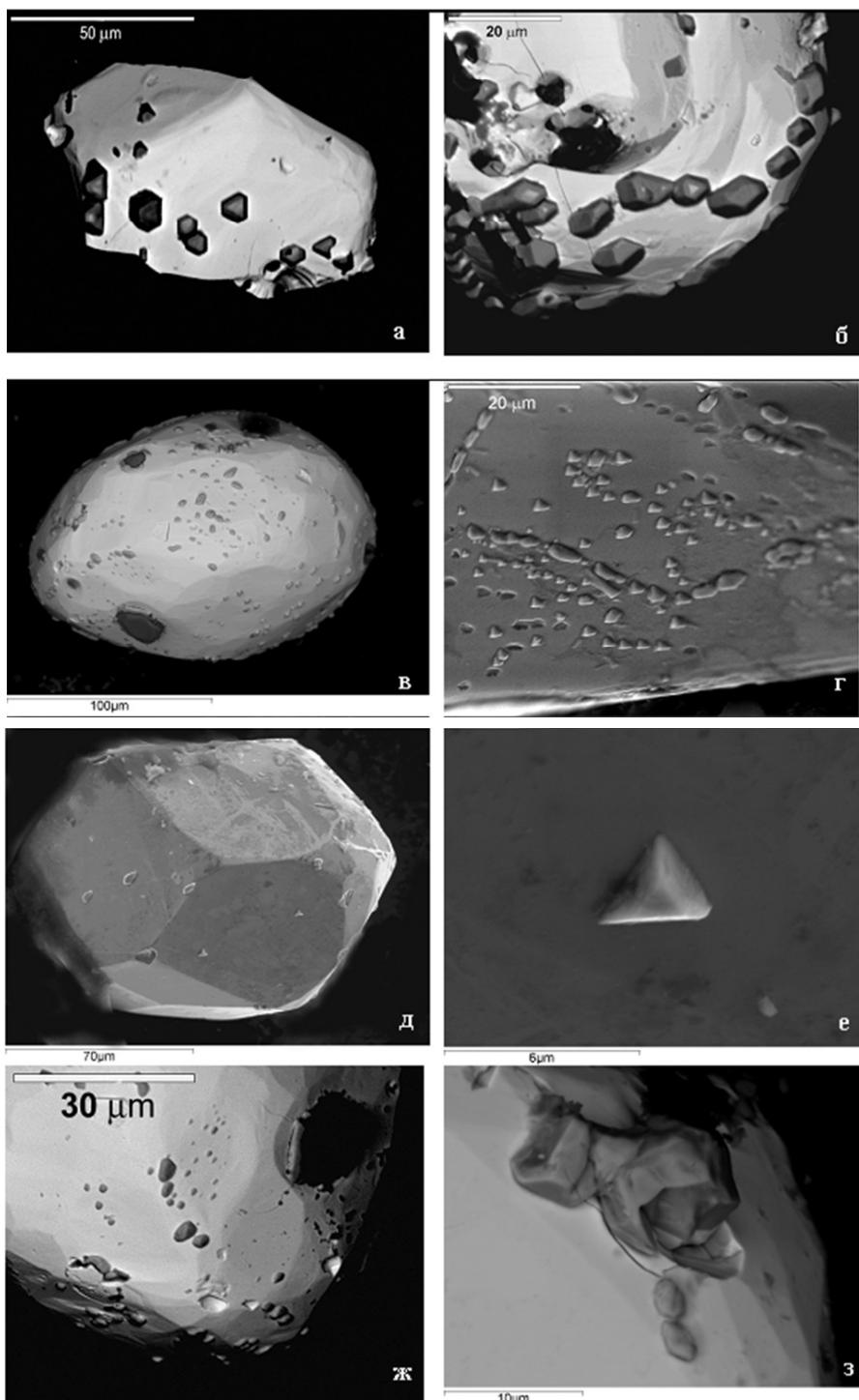


Рис. 15. Холлингвортит на кристаллах сперрилита из тяжелой фракции шлихов из рудопроявления Хукас. а–в, ж, з – изображения в отраженных электронах (BSE). Холлингвортит темно-серый. г–е – изображения во вторичных электронах (SEI). На снимке в холлингвортит представлен мелкими серыми кристаллами, крупные темные включения – хромшипинеллы. На снимке ж видны ямки в сперрилите от выпавших кристаллов холлингвортита. На снимке з частично разрушенный кристалл холлингвортита. В сперрилите на месте выпавшей части кристалла холлингвортита видно углубление с рельефом, которое мы интерпретируем как поверхность совместного роста сперрилита с холлингвортитом.

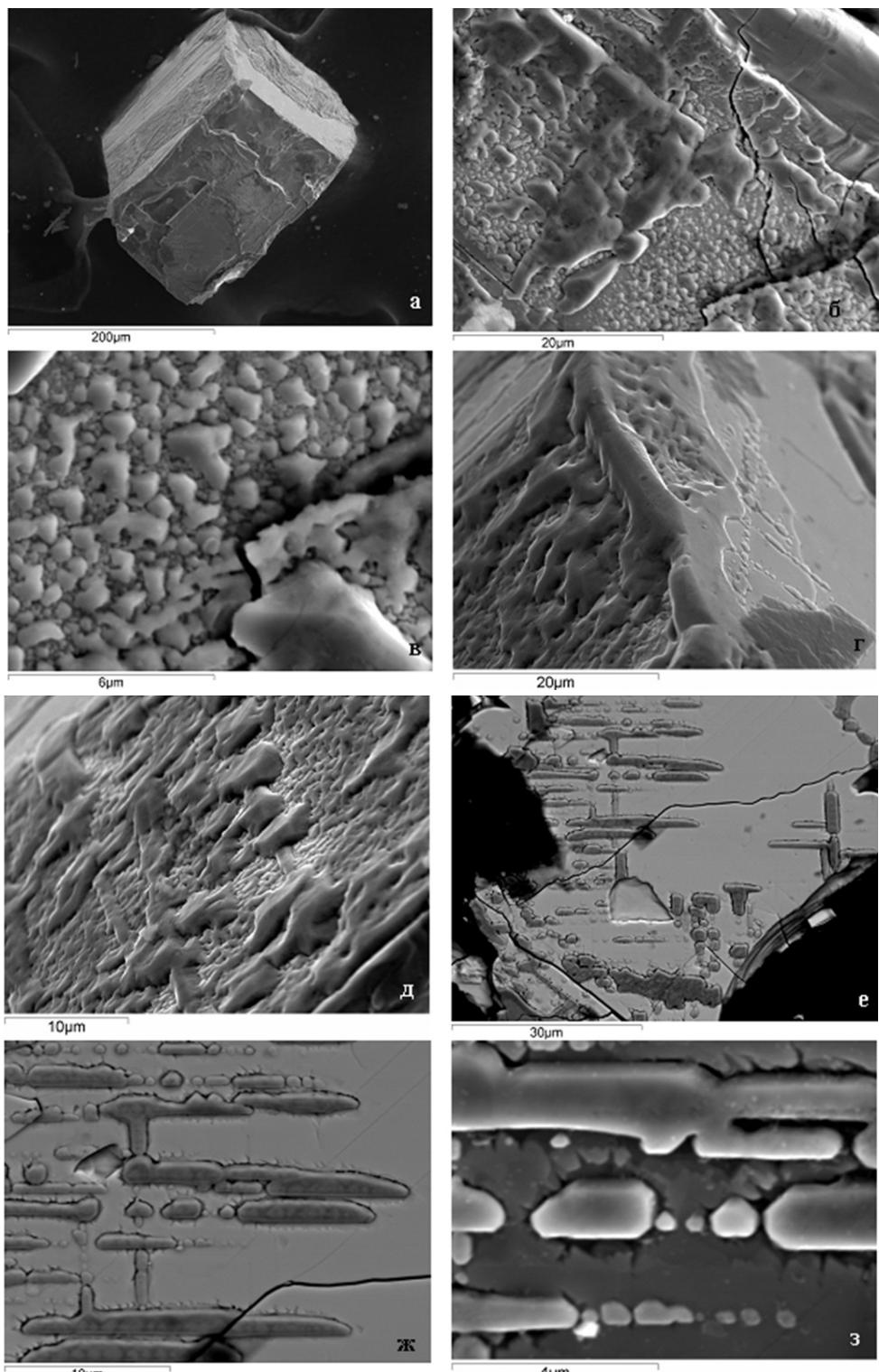


Рис. 16. Кристалл сперрилита, обросший коркой холлингвортита-иарасита. а–д, з – изображения в режиме SEI; е, ж – изображения в режиме BSE. На снимках е–з ориентированное нарастание холлингвортита-иарасита на сперрилите; ж–з – между сперрилитом и холлингвортитом виды углубления, предположительно области голодания.

приводится твердость микровдавливания VHN₍₅₀₎ 976 [Генкин и др., 1966].

Минералы палладия в рудопроявлении Хукас

В миллерит- и халькопирит-пиритовых рудах, которые, по-видимому, являются метаморфизованными первично халькопирит-пентландит-пирротиновыми рудами, относительно часто встречаются выделения палладиевых минералов. Большинство выделений имеют весьма малые размеры, измеряемые первыми микронами. Такой

незначительный размер зерен минералов палладия не позволил получить порошковые рентгенограммы минералов, используя обычную технику съемки дебаеграмм, измерить микротвердость или получить количественные оптические харак-

Таблица 4. Элементный состав (мас.%) минералов ряда холлингвортит-иарсит из рудопроявления Хукас. Номера анализов соответствуют точкам анализов, показанным на рис. 17

| Компонент | иарсит | | холлингвортит | |
|-----------|----------|----------|---------------|----------|
| | 1 EDS | 2 EDS | 3 WDS | 4 EDS |
| Pt | 11.21 | 9.26 | 2.65 | 3.10 |
| Pd | нпо | нпо | нпо | 1.39 |
| Ir | 41.16 | 39.47 | 2.78 | 4.22 |
| Os | нпо | 0.47 | 0.58 | 1.13 |
| Rh | 6.11 | 8.68 | 37.94 | 36.35 |
| Ru | 0.28 | 0.22 | 0.41 | 0.20 |
| Cu | 0.28 | 0.00 | 0.06 | 0.35 |
| Ni | 0.42 | 0.41 | 1.11 | 1.07 |
| Co | 0.58 | 0.60 | 2.43 | 1.79 |
| Fe | 0.09 | 0.14 | 0.39 | 0.27 |
| S | 10.25 | 11.16 | 14.85 | 15.00 |
| As | 28.84 | 29.03 | 37.08 | 36.02 |
| Сумма | 99.23 | 99.45 | 100.28 | 100.90 |

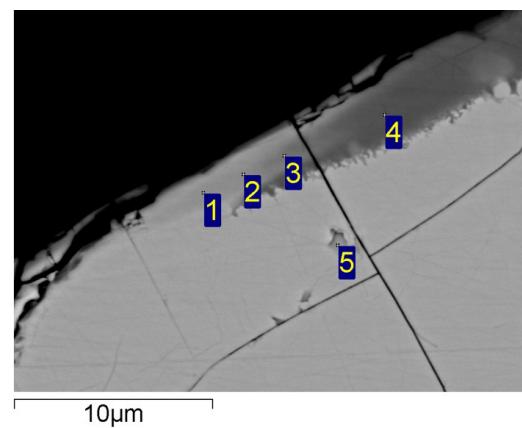


Рис. 17. Вид полированного шлифа краевой части кристалла сперрилита (светло-серый) с коркой холлингвортита-иарсита (от серого до темно-серого) в отраженных электронах (BSE). Цифры 1–4 в синих прямоугольниках – места проведения электронно-зондового анализа. Результаты анализов приведены в табл. 4. 5 – включение пирротина.

Примечание. Формулы при расчете на сумму атомов 3:

- 1) $(\text{Ir}_{0.61}\text{Rh}_{0.17}\text{Pt}_{0.16}\text{Co}_{0.03}\text{Ni}_{0.02}\text{Ru}_{0.01}\text{Cu}_{0.01})_{1.01}\text{As}_{1.09}\text{S}_{0.90}$
- 2) $(\text{Ir}_{0.56}\text{Rh}_{0.23}\text{Pt}_{0.13}\text{Co}_{0.03}\text{Ni}_{0.02}\text{Ru}_{0.01}\text{Os}_{0.01}\text{Fe}_{0.01})_{1.00}\text{As}_{1.06}\text{S}_{0.95}$
- 3) $(\text{Rh}_{0.77}\text{Co}_{0.09}\text{Ni}_{0.04}\text{Ir}_{0.03}\text{Pt}_{0.03}\text{Ru}_{0.01}\text{Os}_{0.01}\text{Fe}_{0.01})_{2.99}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.97}$
- 4) $(\text{Rh}_{0.75}\text{Co}_{0.06}\text{Ir}_{0.05}\text{Ni}_{0.04}\text{Pt}_{0.03}\text{Pd}_{0.03}\text{Cu}_{0.01}\text{Os}_{0.01}\text{Fe}_{0.01})_{0.99}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.99}$

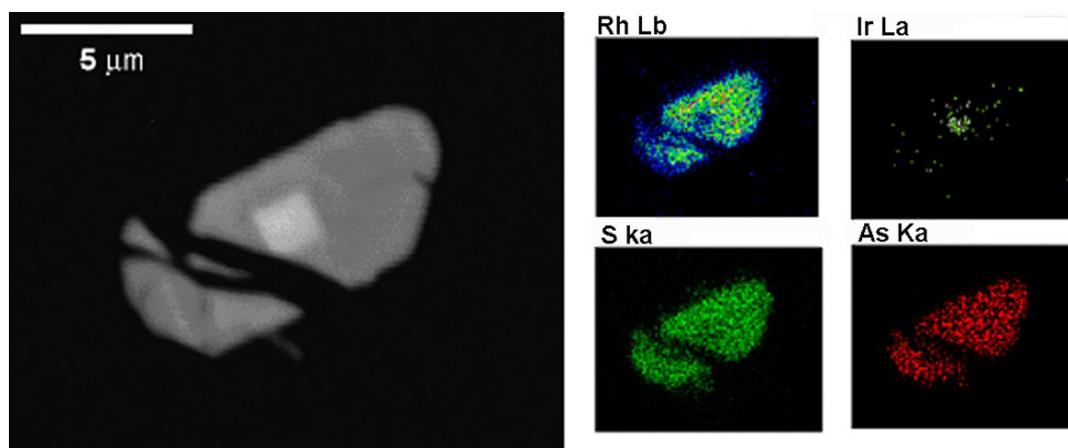


Рис. 18. Катализированный зональный кристалл холлингвортита-иарсита в актинолите из миллерит-пиритовых руд рудопроявления Хукас. В центре кристалла иарсит, остальная часть – холлингвортит $(\text{Rh}_{0.67}\text{Ni}_{0.12}\text{Co}_{0.12}\text{Fe}_{0.10}\text{Os}_{0.02})_{1.03}\text{As}_{0.96}\text{S}_{1.01}$. а – изображение в режиме BSE; б – рентгеновские карты распределения Rh, Ir, S, As.

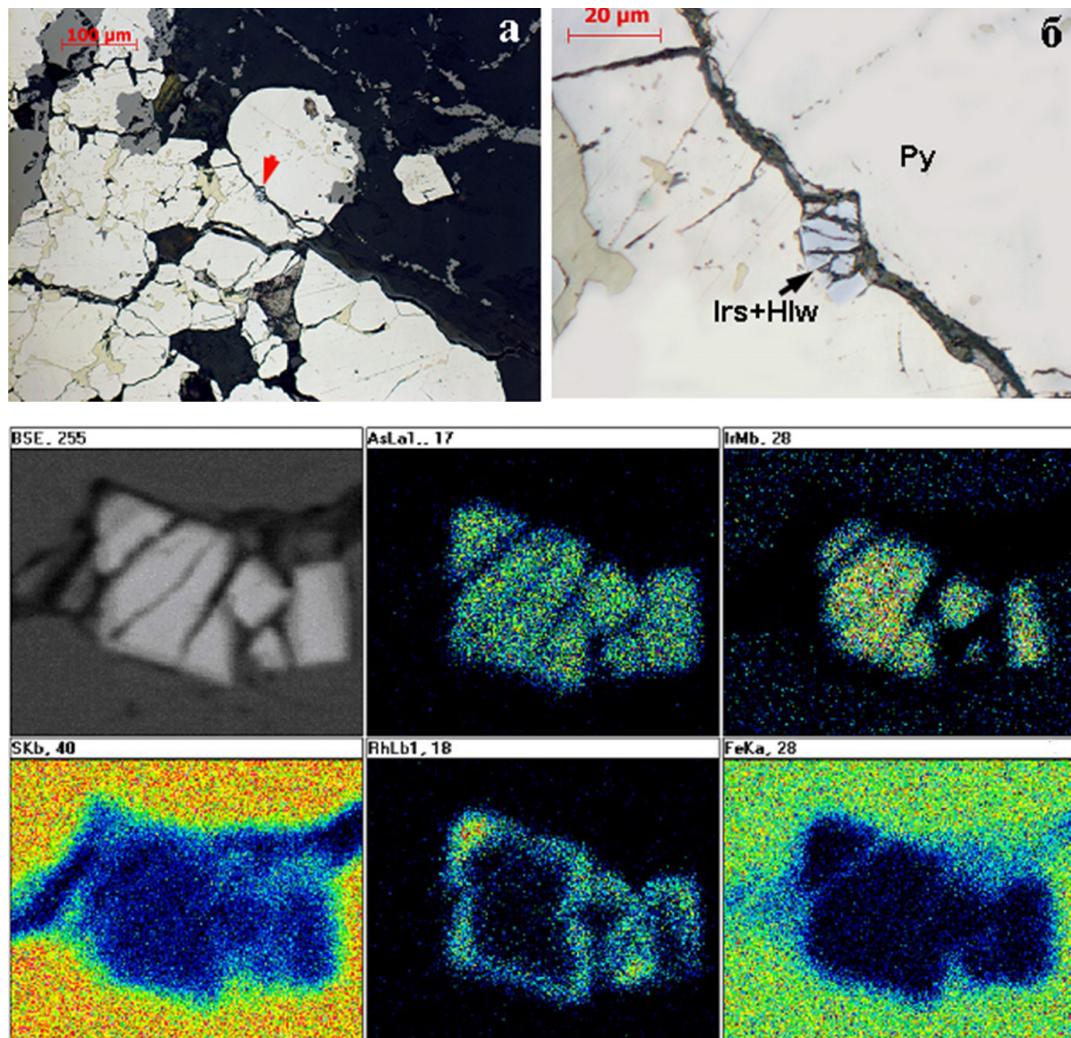


Рис. 19. Сросток кристаллов ирарсита с каймой холлингвортита (Irs+Hlw), приуроченный к залеченной трещине в пирите (Py) в халькопирит-пиритовой руде проявления Хукас. а – обзорный снимок руды в отраженном свете при одном николе. Красная стрелка указывает на ирарсит-холлингвортит. Светло-желтое – пирит, желтое – халькопирит, серое – магнетит, темно-серое – хлорит и амфибол; б – фрагмент предыдущего снимка; в – изображение сростка кристаллов ирарсита с каймой холлингвортита в режиме BSE и рентгеновские карты распределения As, Ir, S, Rh и Fe. Символы элементов и рентгеновские линии указаны над картами.

теристики. Эти обстоятельства привели к тому, что диагностика минералов палладия в настоящей работе опирается в основном на результаты электронно-зондового анализа (неопределенность результатов которого для фаз, часто размерами сопоставимыми с размерами груши возбуждения рентгеновского излучения, трудно оценить) и на оптические характеристики, которые можно наблюдать под рудным микроскопом. По этой причине диагностика минералов, о которых пойдет речь ниже, не может считаться вполне надежной.

Стибионаппалинит Pd_5Sb_2

В халькопирит-пиритовой руде встречено двухфазное зерно размером 5×3.5 мкм, показанное на рис. 22. Немногим менее половины зерна представлено минералом, элементный состав которого по данным ЭДС-анализа (табл. 6, ан. 1) рассчитывается на формулу $(Pd_{4.88} Pb_{0.03} Ni_{0.03} Pt_{0.01} Au_{0.01})_{4.96} Sb_{2.04}$, если не учитывать примесь железа, возможно, обусловленную влиянием пирита, в котором находится изучаемое зерно. Отражательная способность по глазомерной оценке близка или

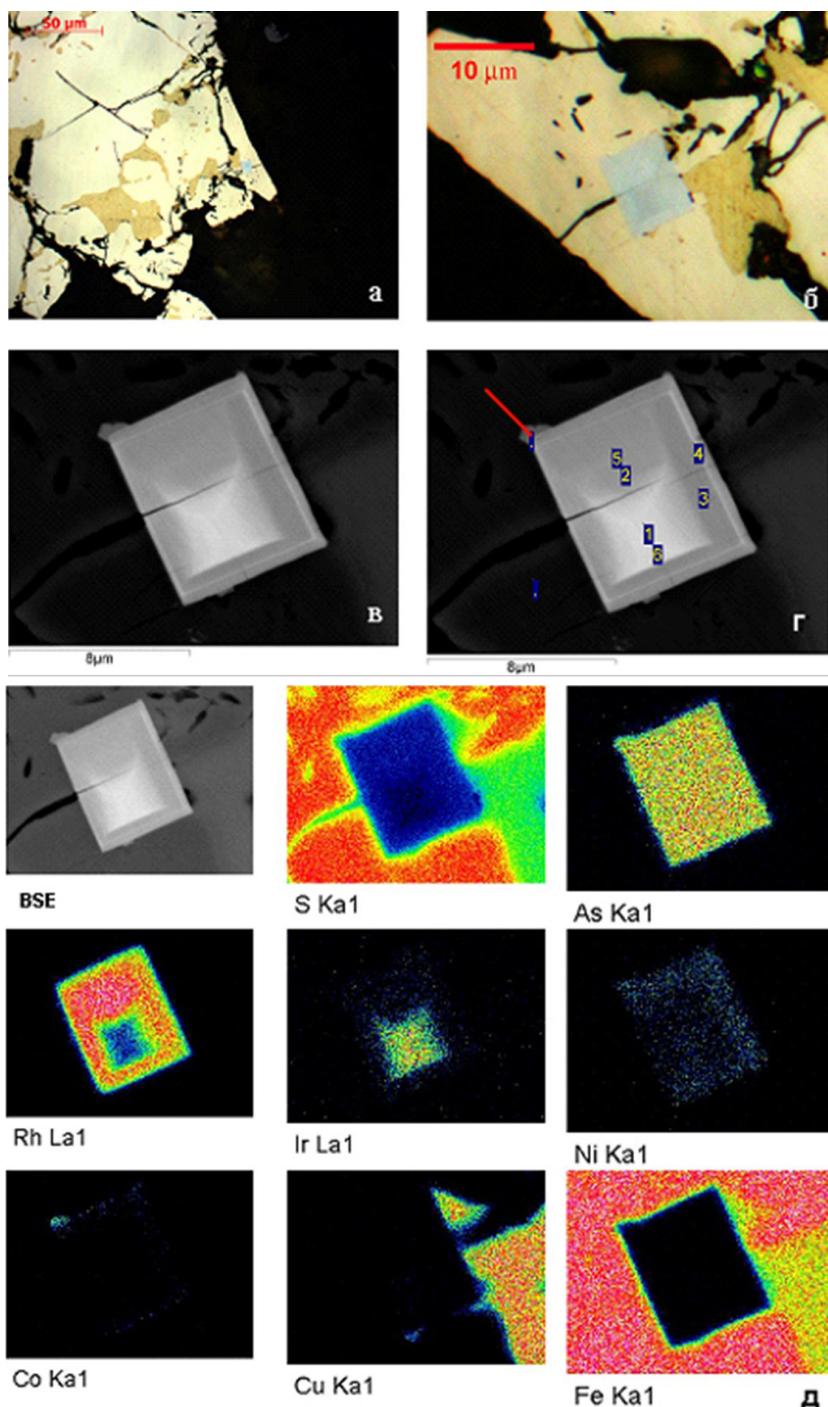


Рис. 20. Зонально-секториальный кристалл холлингвортита-иарсита в пирите с вростками халькопирита в агрегате лизардита из сульфидной метаморфизованной руды Хукаса. а, б – вид полированного шлифа в отраженном свете при одном николе. Искусственно увеличена насыщенность цвета, чтобы кристалл холлингвортита-иарсита был лучше виден на фоне пирита. Светло-желтое – пирит, насыщенно-желтый халькопирит, черное – лизардит, синевато-светло-серый холлингвортит-иарсит; в, г – изображение участка полированного шлифа, показанного на рис. а, б, в режиме BSE. г – цифры в синих прямоугольниках – места электронно-зондовых анализов и их номера, соответствующие номерам анализов в табл. 5. Красная линия указывает на наросшие на кристалл холлингвортита-иарсита кристаллы кобальтина (?); д – рентгеновские карты распределения S, As, Rh, Ir, Ni, Co, Cu и Fe. Символы элементов и рентгеновские линии указаны под картами.

Таблица 5. Элементный состав (мас.%) зонально-секториального кристалла холлингвортита-ирарсита из рудопроявления Хукас

| Компонент | Ирарсит | | Холлингвортит | | |
|--|---------|--------|---------------|-------|--------|
| | 1 | 6 | 2 | 3 | 5 |
| Rh | 13.18 | 12.87 | 38.95 | 31.77 | 38.09 |
| Ru | 0.00 | 0.48 | 0.35 | 0.28 | 0.50 |
| Ir | 34.49 | 35.57 | 1.46 | 1.01 | 1.05 |
| Pd | нпн | 1.06 | 0.37 | 1.62 | 1.54 |
| Os | 0.71 | 0.42 | 1.68 | 0.71 | 0.45 |
| Co | 1.68 | 1.65 | 2.27 | 4.57 | 3.31 |
| Ni | 1.33 | 1.85 | 1.80 | 3.34 | 2.47 |
| Pt | 5.60 | 5.26 | 0.59 | 0.00 | 0.00 |
| As | 31.38 | 31.34 | 37.18 | 38.37 | 38.08 |
| S | 12.82 | 12.49 | 15.30 | 15.56 | 15.37 |
| Сумма | 101.19 | 102.99 | 99.96 | 97.22 | 100.87 |
| Коэффициенты в формуле при $\Sigma \text{ ф.к.} = 3$ | | | | | |
| Co | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.16 | 0.11 |
| Ni | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.12 | 0.09 |
| Ru | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Rh | 0.32 | 0.31 | 0.78 | 0.63 | 0.75 |
| Pd | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.03 |
| Os | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 |
| Ir | 0.45 | 0.45 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Pt | 0.07 | 0.07 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Σ | 0.97 | 1.02 | 0.98 | 0.96 | 1.00 |
| S | 0.99 | 0.96 | 0.99 | 0.99 | 0.97 |
| As | 1.04 | 1.03 | 1.03 | 1.05 | 1.03 |

немногим меньше отражения пирита. Минерал анизотропен. Наблюдаемые свойства и элементный состав не противоречат отнесению минерала к стибиопалладиниту.

Сурьмянистый котульский Pd(Te,Sb).

Слагает большую часть зерна, в котором находится стибиопалладинит (рис. 22), и отдельные более мелкие зерна также в агрегатах пирита и халькопирита. Минерал анизотропен, отражающая способность заметно выше пирита, что согласуется со свойствами котульского [Генкин и др., 1963]. В составе минерала устойчиво фиксируются примеси железа на уровне 2 мас.% и серы 0.3–0.4 мас.% (табл. 6, ан. 2, 2а). В литературе имеются анализы Fe-содержащего котульского, например, в котульских из провинции Онтарио, Канада, измерено 1.55 мас.% Fe и 0.20% мас.% S [Stone et al., 1992], что, возможно, как в этом случае, так и в нашем связано с влиянием пирита, в котором находится выделение анализируемого минерала. Формулы минерала из Хукаса без учета железа и серы при расчете на сумму атомов 2 следующие: $\text{Pd}_{0.95}(\text{Te}_{0.60}\text{Sb}_{0.43}\text{Bi}_{0.02})_{1.05}$ и $\text{Pd}_{0.97}(\text{Te}_{0.58}\text{Sb}_{0.43}\text{Bi}_{0.02})_{1.03}$; формулы с учетом железа и серы приведены в примечаниях к табл. 6. Главная особенность котульского с Памира – высокое содержание сурьмы при низком содержании висмута. Sb-содержащий котульский известен из ряда месторождений [Yevstigneyeva et al., 1996; Cook et al., 2002; Спирidonов и др., 2015; Шайбеков и др., 2021, и др.], и на основании этих находок и экспериментальных данных по изучению системы Pd-Te-Sb-Bi [El-Boragy, Schubert, 1971; Kim, Chao, 1993] предполага-

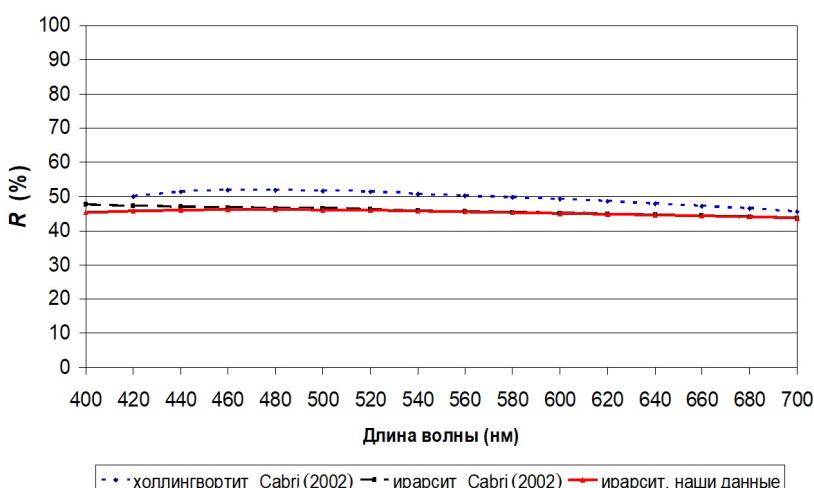


Рис. 21. Спектр отражения ирарсита, показанного на рис. 20, из Гишунского массива и спектры ирарсита и холлингвортита, по литературным данным.

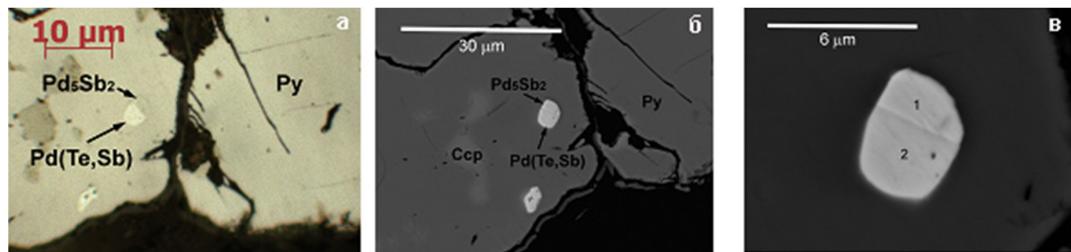


Рис. 22. Стибиопалладинит Pd_5Sb_2 и сурьмянистый котульский $Pd(Te,Sb)$ в пирите (Py) с халькопиритом (Ccp) в метаморфизованной сульфидной руде Хукаса. а – в отраженном свете при одном николе. В пирите видно двухфазное овальное в сечении зерно, состоящее из стибиопалладинита, с отражательной способностью, близкой к пириту (верхняя часть зерна), и котульского с отражательной способностью много выше пирита; б – вид того же участка шлифа, что на предыдущем снимке, в отраженных электронах (BSE); в – фрагмент предыдущего снимка, на котором видно двухфазное сложение зерна. Цифры на снимке – области электронно-зондового анализа, соответствующие номерам анализов в табл. 6.

Таблица 6. Элементный состав (мас.%) стибиопалладинита (1) и Sb-содержащего котульского (2, 2a), показанных на рис. 22, из рудопроявления Хукас

| Компонент | 1 | 2 | 2a |
|-----------|--------|--------|--------|
| Pd | 66.66 | 42.40 | 43.72 |
| Ni | 0.23 | нпo | нпo |
| Fe | 0.30 | 2.12 | 2.01 |
| Pt | 0.33 | нпo | нпo |
| Au | 0.26 | нпo | нпo |
| Sb | 31.90 | 22.49 | 22.25 |
| Pb | 0.83 | нпo | нпo |
| Te | нпo | 31.93 | 31.36 |
| Bi | нпo | 1.45 | 1.69 |
| S | нпo | 0.35 | 0.31 |
| Сумма | 100.51 | 100.74 | 101.35 |

Примечание. Стибиопалладинит при расчете на сумму атомов 7:

ан. 1) $(Pd_{4.88}Pb_{0.03}Ni_{0.03}Pt_{0.01}Au_{0.01})_{4.96}Sb_{2.04}$ *

Котульский при расчете на сумму атомов 2:

ан. 2) $(Pd_{0.90}Fe_{0.09})_{0.99}(Te_{0.56}Sb_{0.41}Bi_{0.02}S_{0.02})_{1.01}$ *

ан. 2a) $(Pd_{0.92}Fe_{0.08})_{1.00}(Te_{0.55}Sb_{0.41}Bi_{0.02}S_{0.02})_{1.00}$ *

галось существование полной смесимости между гексагональными котульским $PdTe$ и садберитом $PdSb$. Новое переизучение растворимости сурьмы в котульских до состава $Pd(Sb_{0.82}Te_{0.18})$ не смогло подтвердить полной смесимости в этой системе, так как продукты экспериментов при детальном исследовании оказались фазово неоднородными [Vymazalová et al., 2025].

Боровский Pd_3SbTe_4

Обнаружен в виде зерна сложной морфологии размерами 15×12 мкм в пирите в халькопирит-пиритовой руде (рис. 23). В отраженном свете минерал белый, анизотропия не наблюдается,

Таблица 7. Элементный состав (мас.%) боровского (1) и меренского (2) из рудопроявления Хукас

| Компонент | 1 | 2 |
|-----------|--------|-------|
| Pd | 29.88 | 26.85 |
| Ni | 1.14 | 1.43 |
| Fe | 1.77 | - |
| Te | 59.69 | 68.27 |
| Bi | 1.39 | 2.18 |
| Sb | 7.55 | нпo |
| S | 0.23 | 0.45 |
| Сумма | 101.64 | 99.19 |

Примечание. 1) Боровский при расчете на сумму атомов 8:

$(Pd_{2.57}Fe_{0.29}Ni_{0.18})_{3.04}(Sb_{0.57}Te_{0.28}Bi_{0.06}S_{0.06})_{0.97}Te_{4.00}$.

2) Меренский при расчете на сумму атомов 3:

$(Pd_{0.91}Ni_{0.09})_{1.00}(Te_{1.92}Bi_{0.03}S_{0.05})_{2.00}$.

отражательная способность заметно больше, чем у пирита. По данным А.А. Яловой с соавторами (1973) отражательная способность боровского при 520 нм 55.0%, при 560 нм 57.0%. Элементный состав минерала из рудопроявления Хукас приведен в табл. 7. Так же как и для остальных минералов палладия, представленных в пирите выделениями размерами менее 20 мкм, остается невыясненной роль железа. В первом описании минерала для боровского приводятся содержания Fe от 0.02 до 0.06 мас.% [Яловой и др., 1973], в боровских из провинции Манитоба, Канада, до 1.72% мас.% Fe [Olivo, Theyer, 2004].

Меренский $PdTe_2$

Наиболее распространенный палладиевый минерал в метаморфизованных сульфидных рудах участка Хукас. Встречается в пирите в виде выделений без элементов кристаллографической

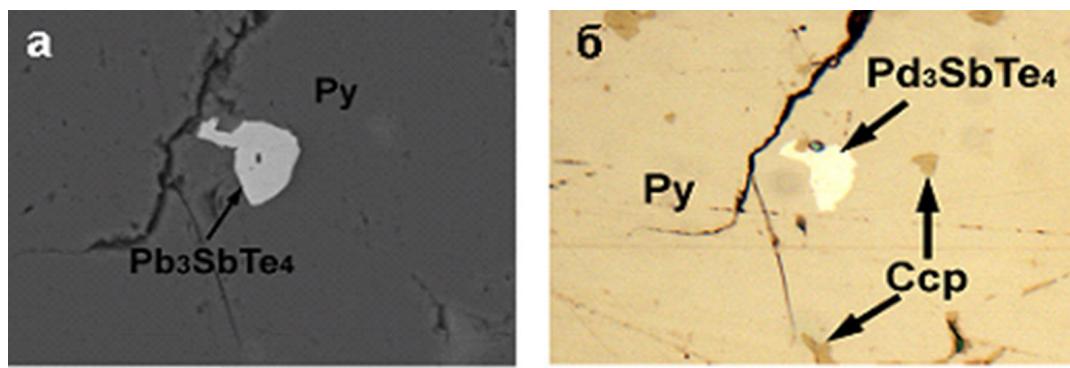


Рис. 23. Боровскит Pb_3SbTe_4 в пирите (Py) с халькопиритом (Ccp): а – изображение в отраженных электронах (BSE), масштабная линейка 20 μm ; б – в отраженном свете при одном николе.

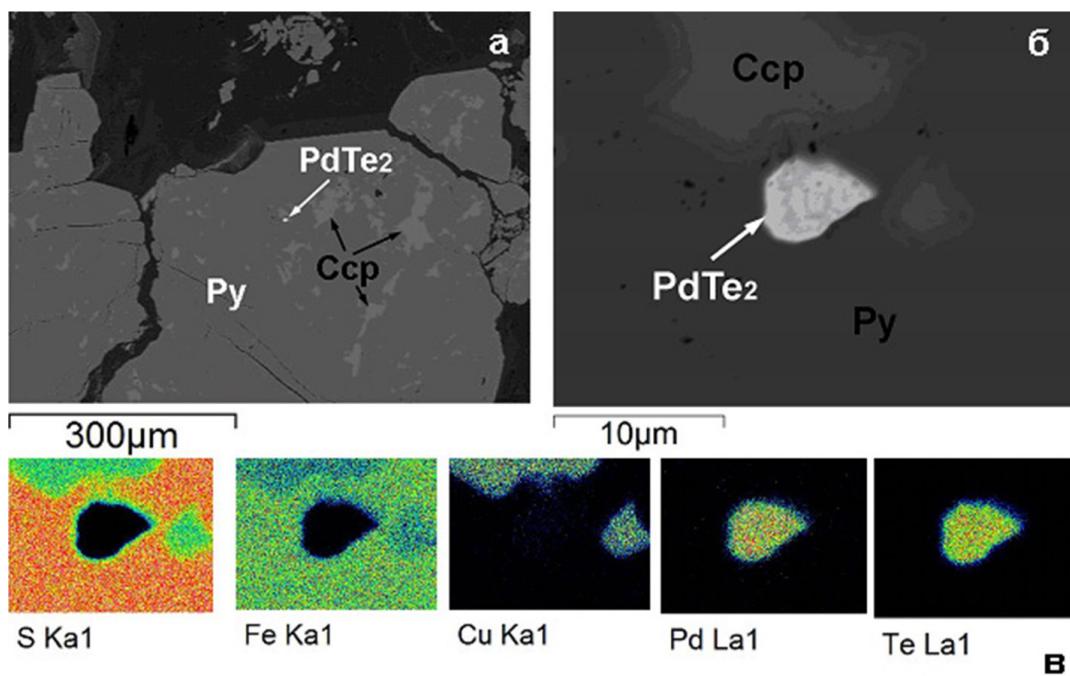


Рис. 24. Меренкит в халькопирит-пиритовой руде проявления Хукас. а – выделение меренкита PdTTe_2 в пирите (Py) с халькопиритом (Ccp). Темно-серое – агрегат хлорита с амфиболом. Изображение в режиме BSE. б – фрагмент предыдущего снимка. в – рентгеновские карты распределения S, Fe, Cu, Pd, Te. Символы элементов и характеристические рентгеновские линии элементов подписаны под картами.

огранки. Размеры выделений – первые микрона до 10 мкм. Наиболее крупное из встречающихся зерен показано на рис. 24. В отраженном свете минерал белый с кремовым оттенком, отражательная способность несколько выше пирита. Результаты электронно-зондового анализа приведены в табл. 7, и они хорошо рассчитываются на формулу $(\text{Pd}, \text{Ni})\text{Te}_2$.

Основные результаты и обсуждение

В Ni-Co-Cu-рудопроявлении Хукас в Гищунском массиве на Северном Памире выявлены минералы элементов платиновой группы. Диагностированы и описаны сперрилит PtAs_2 , холлингвортит RhAsS , иарсит IrAsS и менее надежно диагностированы минералы палладия: стибиопалладинит Pd_5Sb_2 , сурьмянистый котульский $\text{Pd}(\text{Te}, \text{Sb})$, боровскит

Pd_3SbTe_4 , меренскит PdTe_2 . Судя по доступной литературе, это первое описание минералов элементов платиновой группы на Памире.

Сперрилит – главный минерал ЭПГ в тяжелой фракции элювиально-коллювиальных отложений у рудных выходов участка Хукас. На кристаллы сперрилита нарастает холлингвортит-иарсит. В образцах сульфидных руд сперрилит пока не обнаружен. В связи с этим представляется желательным продолжить работы по поиску материнских пород, давших россыпь со сперрилитом.

В сперрилите обнаружены сульфидные включения, представленные ассоциацией пирротин+пентландит+халькопирит. Эти включения интерпретируются нами как захваченные капли Fe-Ni-Cu-S-расплава, которые претерпели субсолидусные превращения. Наличие таких включений позволяет предполагать первично магматическую кристаллизацию сперрилита.

Миллерит-халькопирит-пиритовые руды проявления Хукас являются продуктами метаморфизма первичных пирротиновых руд с пентландитом и халькопиритом. В пиритовых рудах диагностированы холлингвортит и иарсит, а также обна-

ружены Pd-Sb- и Pd-Te-минералы. Образование этих минералов в пиритовых рудах, вероятно, обусловлено высвобождением ЭПГ из пирротина и особенно пентландита, изоморфная емкость которых в отношении Rh, Pd, Ir довольно велика, при замещении их пиритом и миллеритом, в которые вхождение ЭПГ весьма ограничено.

Полированный шлиф силикатно-пиритовой руды из рудопроявления Хукас с зональным кристаллом холлингвортита-иарсита, описанный в настоящей статье, передан в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва) и записан под номером FMM_1_98793 в систематическую коллекцию основного фонда Музея.

Благодарности

Авторы благодарны Э.М. Спиридонову и М.А. Юдовской за внимание к работе, ценные советы и замечания, А.О. Карпову – за обсуждения и помочь в проведении исследований, М.А. Шодибекову и В.Ю. Карпенко – за помочь в лабораторных исследованиях.

Список литературы:

Барков А.Ю. Зональность, вариации состава, механизмы замещения элементов и ассоциации редких рудных минералов из мафит-ультрамафитовых комплексов: Дисс. д.г.-м.н. Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук. Череповец, 2012. 37 с.

Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П. Минералы ряда эрликманит-лаурит и холлингвортит-иарсит из уральских россыпей // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105. Вып. 2. С. 213–218.

Блохина Н.А., Баратов О.Р. Минералого-геохимические работы (Отчет по теме: «Исследования распределения платиноидов, золота и серебра в минералах и породах Таджикистана»). Душанбе: Институт геологии АН Тадж.ССР, 1981. С. 11–16.

Вольнов Б.А. Меденосные формации Западного Дарваза (Южный Таджикистан) // ЭИ. ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. 1982. Вып. 10. С. 1–16.

Вольнов Б.А. Никеленосность Таджикистана // Докл. АН Тадж.ССР. 1988. Т. 31. №8. С. 534–538.

Вольнов Б.А., Ким А.Н. Петрохимия и никеленосность Гишунского базит-гипербазитового комплекса (Северный Памир) // Докл. АН Тадж.ССР. 1989. Т. 23. №4. С. 267–270.

Вольнов Б.А., Стеблова В.М., Нарижнев В.В. Основные черты металлогенеза Дарваза // Докл. АН Тадж.ССР. 1979. Т. 22. №7. С. 429–432.

Вольнов Б.А., Шакиров Ш.С., Буриев А.Х., Гридина Г.Т., Проваторов Н.Г. Отчет по общим поискам меди на Западном Дарвазе за 1978–1980 гг. Душанбе. 1980. Фонды ТГУ.

Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М. Мончент и котульскит – новые минералы и состав майченерита // Зап. ВМО. 1963. Ч. 93. Вып. 1. С. 33–50.

Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Тронева Н.В., Муравьева И.В. Иарсит – новый сульфоарсенит иридия, родия, рутения и платины // Зап. ВМО. 1966. Ч. 95. Вып. 6. С. 700–712.

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.

Еров З.Ё., Кабиров Ш.О., Муродиён А., Сироджев Н.М. Минерально-сырьевая база химико-металлургической промышленности Таджикистана. Душанбе, 2012. 413 с.

Ефименко В.Н., Вольнов Б.А., Цориев К.О., Климуц Т.М. и др. Поиски медно-никелевого оруденения в районе Хукасского рудопроявления. Отчет Гишунской партии о результатах поисковых работ, проведенных в 1988–1991 гг. (в 2 книгах). М. 1:10000. Южно-Таджикиская ГРЭ Таджикистана. Пос. Ленинский. 1991. Фондъ ТГФ.

Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросян А.Н., Хрытов В.Н. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 201 с.

Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 118 с.

Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р., Нарижнев В.В. Геология, петрография и геохимия Гишунского базит-гипербазитового plutona (Северный Памир) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. I. Геология, петрохимия, геохимия. Новосибирск. 1982. С. 95–122.

Могахед М.М. Минералогия рудоносных зон Гишу-

ского мафит-ультрамафитового комплекса (Северный Памир) // Вестник Таджикского национального университета. Душанбе. 2011. №1 (65). С. 149–153.

Могахед М.М. К петрологии Гишунского мафит-ультрамафитового комплекса (Северный Памир) // Вестник Таджикского национального университета. Душанбе. 2011а. №1 (65). С. 113–135.

Могахед М.М. Петрология и рудоносность Гишунского базит-гипербазитового комплекса (Северный Памир). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Душанбе. 2011б. 171 с.

Могахед М.М., Алиодов Б.А. Петрохимические особенности ультрамафитов Гишунского интрузива (Северный Памир) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2010. Т. 53. №6. С. 490–495.

Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Новый формационный тип минерализации платиновых металлов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. №4. С. 935–939.

Нарижнев В.В.=Формационный анализ интрузивных образований юго-западного Дарваза. Дисс. канд. г.-м.н. Душанбе. 1984. 185 с.

Нарижнев В.В., Стеблова В.М. Первые сведения о расслоенной интрузии перидотит-анортозит-габбрового состава на Памире // Советская геология. 1979. №1. С. 85–91.

Паутов Л.А., Мираков М.А., Искандаров Ф.Ш. О десорбции спиррилита при прокалке шлихов // Новые данные о минералах. 2021. Т. 55. Вып. 1. С. 14–23.

Спиридонов Э.М., Аристин А.А., Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Коротаева Н.Н., Николаев Г.С., Путинцева Е.В., Пищенин И.В., Яласкурт В.О. Три генетических типа минералов благородных металлов в плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья. В сб.: Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: материалы V Международной конференции. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2017. С. 277–279.

Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А., Куликова И.М., Коротаева Н.Н., Середа Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. №5. С. 445–476.

Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю. Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометального оруденения // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. №. 3. С. 221–240.

Шайбеков Р.И., Макеев Б.А., Кононкова Н.Н., Исаенко С.И., Тропников Е.М. Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медноникелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия) // Литосфера. 2021. Т. 21. №4. С. 574–594.

Яловой А.А., Сидоров А.Ф., Рудашевский Н.С., Буйдко И.А. Боровскийт – Pd_3SbTe_4 – новый минерал // ЗВМО. 1973. Вып. 4. С. 427–431.

Augé T., Salpeteur I., Bailly L., Mukherjee M.M., Patra R.N. Magmatic and hydrothermal platinum-group minerals and base-metal sulfides in the Baula complex, India // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. N 2. P. 277–309.

Barkov A., Alapieti T., Laajoki K., Peura R. Osmian

hollingworthite and rhodian cobaltite-gersdorffite from the Lukkulaisvaara layered intrusion, Russian Karelia // Mineralogical Magazine. 1996. Vol. 60. N 403. P. 973–978.

Cabri L.J., ed. The geology, geochemistry, mineralogy, mineral beneficiation of the platinum-group elements // Can. Inst. Mining Metall. Petrol. 2002. Special vol. 54. 852 p.

Cabri L.J., Laflamme J.H.G., Stewart J.M. Platinum-group minerals from Onverwacht. II. Platarsite, a new sulfarsenide of platinum // Canadian Mineralogist. 1977. Vol. 15. №3. P. 385–388.

Cook N.J., Ciobanu C.L., Merkle R.K., Bernhardt H.J. Sobelevskite, taimyrite, and Pt_2CuFe (tulameenite?) in complex massive talnakhite ore, Noril'sk orefield, Russia // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. N 2. P. 329–340.

El-Boragy M., Schubert K. Über einige Varianten der NiAs-Familie in Mischungen des Palladiums mit B-Elementen/On Some Variants of the NiAs Family in Mixtures of Palladium with B-Elements // International Journal of Materials Research. 1971. Vol. 62. №4. P. 314–323.

Hakli T.A., Hanninen E., Vuorelainen Y., Papunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit // Finland. Economic Geology. 1976. Vol. 71. №7. P. 1206–1213.

Kim W.S., Chao G.Y. Phase Equilibria of the System Pd-Sb-Te and Its Geological Implications // Economic and Environmental Geology. 1993. Vol. 26. №3. P. 327–335.

Olivo G.R., Theyer P. Platinum-group minerals from the McBratney PGE-Au prospect in the Flin Flon greenstone belt, Manitoba, Canada // Canadian mineralogist. 2004. Vol. 42. №2. P. 667–682.

Rucklidge J. Electron microprobe investigations of platinum metal minerals from Ontario // Canadian Mineralogist. 1969. Vol. 9. №5. P. 617–628.

Stone W.E., Fleet M.E., Crocket J.H., Kingston D.M. Platinum-group minerals in pyroxenite from the Boston Creek Flow basaltic komatiite, Abitibi greenstone belt, Ontario // Canadian Mineralogist. 1992. Vol. 30. №1. P. 109–119.

Stumpf E.F., Clark A.M. Hollingworthite, a new rhodium mineral, identified by electron probe microanalysis // American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials. 1965. Vol. 50. №7–8. P. 1068–1074.

Stumpf E.F., Tarkian M. Platinum genesis; new mineralogical evidence // Economic Geology. 1976. Vol. 71. №7. P. 1451–1460.

Tarkian M., Prichard H.M. Irarsite-hollingworthite solid-solution series and other associated Ru-, Os-, Ir-, and Rh-bearing PGM's from the Shetland ophiolite complex // Mineralogical Deposita. 1987. Vol. 22. P. 178–184.

Vymazalová A., Laufek F., Kamenský J., Tuhy M. The synthetic analogue of kotulskite and its solid solution series with selected elements // Mineralogical Magazine. 2025. Accepted manuscript. P. 1–29. DOI: 10.1180/mgm.2025.9

Yevstigneyeva T.L., Genkin A.D., Kovalenker V.A. Sobolevskite, a new bismuthide of palladium, and the nomenclature of minerals of the system PdBi-PdTe-PdSb // International Geology Review. 1976. Vol. 18. №7. P. 856–866.

Yudovskaya M., Kinnaird J., Naldrett A.J., Mokhov A.V., McDonald I., Reinke C. Facies variation in PGE mineralization in the central Platreef of the Bushveld Complex, South Africa // Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. №6. P. 1349–1384.