



Рис. 1. I Гистограмма микротвердости пирита гидротермально-осадочных руд. Пик гистограммы со значением осадочно-диагенетических пиритов.  
 II. Гистограмма гидротермальных руд. Пики гистограмм соответствуют метасоматическому пириту (12190 МПа) и его метаморфизованной разности (14245 МПа)

**Выводы:**

Проведенные исследования руд месторождения Кизил-Дере показывают, что микротвердость пиритов является ярко выраженным типоморфным показателем пирита.

Для генетической типизации колчеданных рудопроявлений и точек минерализации показатель микротвердости проявлений может служить надежным критерием выделения гидротермально-осадочного оруденения. Практика показала, что гидротермально-осадочный процесс дает промышленно ценные колчеданные объекты. Проявления чисто метасоматического или осадочного пирита образований, не относятся к промышленно ценным.

Таким образом, экспрессный и дешевый метод изучения микротвердости пирита руд, позволяет прогнозировать рудные объекты промышленной ценности.

**Литература**

1. Богуш И.А. Микротвердость и морфогенетические разности дисульфидов железа медноколчеданных руд Северного Кавказа // Диагностика и диагностические свойства минералов – Наука, 1981. – С. 231–237.
2. Богуш И.А., Курбанов М.М., Рылов В.Г., Труфанов В.Н. Новые представления о генезисе медноколчеданного месторождения Кизил-Дере // Проблемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых юга России. Докл. Новочеркасск, 1995. – С. 55–57.
3. Лебедева С.И. Микротвердость минералов. – М.: Недра, 1977. – 113 с.

**СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ТОПОЛЬНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ  
 (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)**

**О.В. Логвиненко**

Научный руководитель профессор А.К. Мазуров

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

Топольнинское рудное поле расположено в Горном Алтае на северо-западной окраине Алтае-Саянского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса. Рудное поле площадью около 50 км<sup>2</sup> расположено в зоне экзоконтакта двух пространственно разобщенных небольших массивов Топольнинской интрузии пестрого (от тоналитов до субщелочных гранитов) состава – Караминского и Топольнинского. Вмещающие интрузию породы характеризуются переслаиванием туфогенно-осадочных и карбонатных пород продуктивной толщи, широким развитием разновозрастных дайковых комплексов пестрого состава, значительным ороговикованием образований продуктивной толщи, формированием контактовых и инфильтрационных скарнов, наличием проявлений и месторождений коренного и рассыпного золота [4].

Изучение минерального состава пород и руд Топольнинского рудного поля базировалось на детальном картировании горных выработок (канавы, скважины), а также на использовании макроскопических и микроскопических данных, полученных при изучении текстур и структур пород и руд, а также, соотношений главных рудообразующих минералов. Рабочая коллекция образцов и проб руд и вмещающих пород включала более 200 единиц. Вещественный состав, структурно-текстурное строение вмещающих пород и руд, и последовательность минералообразования устанавливались при макро- и микроскопическом изучении полированных и прозрачных шлифов и штуфов с использованием поляризационного микроскопа ПОЛАМ Р-312.

Все исследователи месторождений скарново-золоторудной формации и, Топольнинского рудного поля в частности [1, 2, 4, 5], описывают минералогию руд как относительно простую. По их данным, рудам месторождений свойственен один и тот же набор рудных и жильных минералов, хотя количественные

соотношения их меняются от месторождения к месторождению и даже в рудных телах одного и того же объекта. Имеющиеся сведения о вещественном составе руд Топольнинского поля не противоречат этому выводу, однако полученные нами новые аналитические данные позволили более детально охарактеризовать минералогические особенности руд и вмещающих пород.

Наиболее распространенными рудными минералами оказались: пирротин, пирит, арсенопирит и халькопирит; менее проявлены – сфалерит, молибденит, борнит (?) и галенит (?).

Ниже приводятся краткие характеристики рудообразующих минералов, особенности их сростаний в процессе минералообразования.

*Пирротин* широко развит в рудных горизонтах. Для него весьма характерны скопления разномасштабных агрегатов, насыщенных включениями и каёмками халькопирита. Однако нередко наблюдаются прожилковидные выделения и обособления пирротина и без видимых включений халькопирита, но с включениями кварца и сфалерита. Вероятно, это может свидетельствовать о более поздней кристаллизации пирротина без примеси халькопирита.

*Пирит* распространен в рудных горизонтах и в измененных породах. Для пирита типичны разнообразные формы выделения: агрегатные, зернистые, прожилковые, метакристаллы. Нередко пирит образует тесные сростания с пирротином и арсенопиритом. На основе изучения возрастных соотношений на данный момент была выделена только одна генерация пирита – катаклазированные, трещиноватые, брекчированные крупные (до 20 мм) зерна выраженной кристаллографической формы.

Таблица

Схема последовательности минералообразования на участке Лог 26

Минералы	Стадии, ассоциации			
	Арсенопирит-пирротинная	Пирротин-пирит-арсенопирит-сфалерит-халькопиритовая	Молибденит-халькопирит-галенит-сфалеритовая	Борнит-халькопиритовая
Пирротин	—	—		
Пирит		—		
Арсенопирит	—	—		
Халькопирит			—	—
Молибденит			—	
Борнит				—
Сфалерит		—	—	
Галенит			—	
Тектонические подвижки, интенсивность их проявления		↑	↑	↑
Текстуры	Вкрапленная, прожилковая, трещиноватая, брекчированная			
Структуры	Идиоморфнометазернистая, гранобластовая, аллотриоморфнометазернистая, структуры распада			
Температура, °С		>400...350*		275*

Примечание: \* – приблизительная температура распада твердого раствора [3]

*Арсенопирит* распространен в меньшей степени, чем пирротин и пирит, но в отдельных образцах может быть одним из основных минералов. Анализ взаимоотношений арсенопирита с другими сульфидами и жильными минералами показал, что в рудах Топольнинской площади присутствуют как минимум две генерации арсенопирита. Арсенопирит I встречается в виде идиоморфных, часто раздробленных и деформированных выделений, которые обычно встречаются в сростаниях с пирротином I. Ромбовидные кристаллы арсенопирита II, как правило, находятся среди сфалерита, халькопирита, кварца и кальцита.

*Халькопирит* часто наблюдается в сростаниях со сфалеритом и пирротином. Халькопирит присутствует в виде разнообразных по форме и величине включений в сфалерите. Выделены три генерации халькопирита. Халькопирит I образует сростания с пирротином и пиритом, цементируя раздробленные кристаллы последнего. Халькопирит II проявлен в виде включений в сфалерите, которые имеют самые разнообразные формы: округлые, точечные, идиоморфные, скелетные, нитевидные и другие. Размеры их – от субмикроскопических (пылевидных) до 1...2 мм. Нередко количество включений халькопирита достигает до 40 % на площади агрегата зерен сфалерита. Распределение включений хаотичное и закономерное, если они приурочены к плоскостям спайности сфалерита, двойниковым швам, дислокациям, дефектам в кристаллах, границам зерен. Часто наблюдается сегрегация и укрупнение включений в центральных частях выделений сфалерита. Детальные микроскопические исследования характера распределения включений халькопирита в сфалерите показывают, что они могли возникнуть в результате замещения сфалерита халькопиритом, как продукты распада твердого раствора с последующим их перераспределением и укрупнением. Халькопирит III микровключения в молибдените.

Рассматриваемая ниже *рабочая* схема (табл.) последовательности формирования руд рудопроявления Лог 26 основана на результатах изучения текстурных и структурных особенностей руд и возрастных соотношений только рудных минеральных агрегатов и не включает в себя околорудные и жильные минералы. Эта схема согласуется с рассмотренными ранее стадиями минералообразования на других скарново-золоторудных месторождениях, в частности на месторождениях Синюхинское, Натальевское, Лебедское и Майское [2]. Она также в общих чертах отвечает направленности минералообразующего процесса в рудной зоне Топольнинского рудного поля [1, 4], но немного уточняет её в связи с выделением разных по последовательности образующихся минеральных ассоциаций именно для участка Лог 26.

#### Литература

1. Бедарев Н.П., Гусев А.И. Геология и золотоносность Топольнинского рудного поля Горного Алтая // Руды и металлы, 1978.
2. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. – Новосибирск, 1972.
3. Исаенко М.П., Афанасьева Е.Л. Лабораторные методы исследования руд. – М.: Недра, 1992.
4. Семенов Б.Г. Стадийность золотооруденения Топольнинского рудного поля на севере Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая 2004. – № 4.
5. Синяков В.И. Геологические и физико-химические модели процессов скарнового рудообразования. – Новосибирск, 1978.

### РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЗИАЭТДИНСКОГО ГОРНОГО ПОДНЯТИЯ (ТЯНЬ-ШАНЬ, УЗБЕКИСТАН)

Д.А. Маматов

Научный руководитель научный сотрудник Ю.Б. Ежков  
Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов, г. Ташкент,  
Республика Узбекистан

Зиаэтинское горное поднятие (ЗГП) выделено в структуре северо-западных горных возвышенностей Центрального Тянь-Шаня. В геолого-структурном отношении поднятие входит в состав Рабинджан-Катармайской структурно-формационной зоны, основу которой образуют две формации (рис., А) – вулканотерригенная (PR<sub>3</sub>-R<sub>3</sub>) и флишевая (Pz). Вулканотерригенная формация сложена в основании альбит-кварц-сланцевыми сланцами с прослоями мраморов, мраморизованных известняков, доломитов, ортосланцев, кварцитов, метабазитов (щелочно-оливин-базальтовая формация). Верхняя часть формации – филлиты, кварц-серицитовые сланцы с прослоями метабазитов, известняков, доломитов, конгломератов. Мощность пород формации 2450 м. Флишевую формацию представляют песчаники, сланцы, туфы пизолитовые, кремнистые сланцы.

Блок палеозойских пород образован глинисто-серицитовыми сланцами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков, доломитов, кремнистых сланцев и конгломератов саппенской свиты. Мощность пород свиты 650...700 м.

Опираясь на результаты геолого-структурных, минералого-геохимических и геофизических исследований, проведенных на территории Зиаэтинского горного поднятия (ЗГП) в последние годы, нами составлена модель его металлопродуктивности, основу которой создали ареалы комплексной реальной рудоносности (рис., В).

Ареалы представляют собой геологическое пространство, охватывающее минерализацию всех типов – от месторождений и рудопроявлений до рудных точек и интенсивных геохимических аномалий, как правило, замыкающих внешние контуры ареалов.

Установив рудно-геохимическую специализацию ареалов, а этим их роль в создании рудоносного потенциала ЗГП, мы подошли к выделению понятия «рудно-магматическая система» (РМС), устанавливающая источники рудного вещества, транспортные пути и сферы рудокализации трансмагматических (сквозьмагматических по Д.С. Коржинскому) растворов-флюидов.

Рудно-магматическая система, определяющая металлопродуктивность ЗГП создана, по нашему мнению, рудоносными дифференциатами скрытого широтного гранитоидного плутона, сателлиты которого обнажены на дневной поверхности (рис., А).

Векторы (стрелки) миграции рудоносных растворов-флюидов с глубинных уровней плутона приведены на рисунке (рис., В).