

Часть 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Е. В. Белогуб

*Институт минералогии УрО РАН, Миасс
bel@mineralogy.ru*

Методы изучения вещественного состава окисленных и смешанных руд меди

К настоящему времени большинство крупных месторождений меди традиционных для России сульфидных типов в значительной мере выработаны, в связи с чем вопрос вовлечения в эксплуатацию бедных руд нетрадиционных типов, в частности окисленных и смешанных, стоит очень остро. Несмотря на то, что основные черты строения и минерального состава зон окисления сульфидных месторождений вошли в классику учения о месторождениях полезных ископаемых [Emmons, 1917; Shneiderhehn, 1924; Смирнов, 1955; Яхонтова, Грудев, 1987], при разработке конкретных месторождений возникают технологические проблемы, решение которых требует комплексного подхода к изучению вещественного состава руд.

Разработка эффективных схем обогащения окисленных и смешанных руд на основе минералогического изучения актуальна для готовящихся к эксплуатации на территории России медно-порфириновых месторождений (Михеевское и Томинское на Южном Урале) и крупнейшего Удоканского стратиформного месторождения меди в Забайкалье.

Цель данного обзора состоит в представлении современных методов изучения вещественного состава окисленных и смешанных руд для подготовки месторождений к эксплуатации.

Методы опробования. Коренное отличие штучного минералогического опробования, направленного на диагностику всех минералов руд и определение закономерностей их нахождения, от опробования для минералого-технологических целей заключается в том, что последнее обязательно подразумевает усреднение и носит количественный характер. Штучное минералогическое опробование предваряет, но, ни в коей мере, не заменяет минералогического сопровождения технологических проб [Изоитко, 1987; Технологическая..., 1990а, 1990б].

Методы определения содержания меди в рудах. В настоящее время для этой цели чаще всего используется атомно-адсорбционная спектроскопия (ААС). Чувствительность метода при рутинном анализе медных руд составляет 0.01 %, анализ требует небольшой навески, а соответственно адекватного усреднения пробы, и предварительной подготовки, которая может быть выполнена квалифицированным химиком-аналитиком. При больших содержаниях меди и в качестве метода контроля применяются методики весового или колориметрического определения. В последнее время все более широко используются ИСП-анализ в оптико-эмиссионном и масс-спектрометрическом вариантах.

Помимо лабораторных методов «мокрой химии», в настоящее время внедрены экспрессные методики, основанных на анализе вторичного рентгеновского излучения, вызванного рентгеновским или другим высокоэнергетическим излучением.

Предел чувствительности рентгенофлуоресцентных приборов, работающих без вакуумирования, для меди составляет от 10 г/т и зависит от матрицы. Точность выполняемых анализов достигает точности методов классической химии, но в значительной мере зависит от вариаций массового коэффициента поглощения матрицы в пределах изучаемого месторождения или типа руд.

Установление минеральной формы меди. Несмотря на то, что список гипергенных минералов меди очень широк [Яхонтова, Грудев, 1987], ведущими минералами-концентраторами меди в смешанных и окисленных рудах на подавляющем большинстве месторождений являются сульфиды (халькопирит, блеклые руды, борнит, халькозин, ковеллин), карбонаты (малахит, азурит), оксиды (содержащие медь лимониты и гетиты, куприт, реже тенорит), силикаты (хризоколла, медистые слоистые силикаты); на некоторых месторождениях, расположенных в зоне многолетней мерзлоты, рудообразующую роль играют сульфаты (брошантит, антлерит, продукты их дегидратации); в условиях тропического климата иногда большую роль играют фосфаты (псевдомалахит). Самородная медь, несмотря на частую встречаемость, как правило, вносит небольшой вклад в общий баланс меди.

Для определения минерального состава меди обычно применяются классические оптико-минералогические методы. Однако при количественных работах применение этих методов затруднено из-за мелких размеров выделений отдельных минералов, их тонких взаимных прорастаний, близости оптических характеристик ряда гипергенных минералов и их большой изоморфной емкости, которая приводит к вариациям физических свойств. Попытки преодоления этих трудностей связаны с использованием различных анализаторов изображения, использованием прозрачно-полированных шлифов, но и в этом случае решающее значение имеет квалификация специалиста.

Без сомнения, применение электронной микроскопии и микрозондового анализа позволяет практически однозначно диагностировать все минералы, но их количественный подсчет невозможен. Модификации методов микрогеохимического картирования, например, автоматизированный комплекс QemScan, позволяют с очень высокой точностью определить минеральный состав, но в настоящее время это весьма дорогостояще и трудоемко. При работе с окисленными рудами основная сложность использования этих методов – вариации химического состава минералов и тонкие взаимные прорастания.

Более надежным для количественного определения тонкозернистых минералов является рентгенофазовый метод, получивший распространение в последние десятилетия в связи с развитием аналитической техники. Недостатком метода является низкая чувствительность, требующая либо предварительного концентрирования минерала, либо приводящая к недоучету фаз с низкими содержаниями или неупорядоченной кристаллической решеткой.

В качестве «непрямых» для установления минеральных форм меди в рудах традиционно используются химические методы. Химический рациональный (фазовый) анализ основан на стадийном выщелачивании минералов и требует завершения с использованием высокочувствительной аппаратуры, обычно применяется ААС. В ходе фазового анализа, согласно общепринятой схеме, определяется доля меди, связанной с водорастворимыми формами, карбонатами, силикатами и гидроксидами железа («упорная» форма), а также сульфидами – отдельно с халькопиритом, блеклыми рудами и «вторичными» сульфидами, к которым традиционно относят борнит, халькозин и ковеллин [Филиппова, 1975]. При геолого-минералогическом картировании месторождений применяется не столь дробное разделение – определяются

только суммарно окисленные и сульфидные формы. Как правило, сокращенного анализа достаточно в том случае, если планируется флотация руд.

Минералогия меди и выбор оптимального способа переработки. В России в настоящее время для переработки медных руд применяется флотация. Это метод эффективен для извлечения сульфидов меди, позволяя добиться высоких технологических показателей, но при переработке окисленных и смешанных руд флотация становится неэффективной: многие минералы окисленных медных руд не флотируются либо из-за тонких сростков с нерудными минералами флотируются плохо. Для переработки таких руд за рубежом давно и успешно применяются гидрометаллургические и комплексные методики. При подготовке месторождений к гидрометаллургической переработке выбор оптимального комплекса фазового химического анализа, минералогический анализ и объемное минералого-технологическое картирование приобретают важнейшее значение.

Современное состояние сырьевой базы меди в России предопределяет внедрение комплексных технологий [Изоитко, 1987; Трубачев, 2006 и др.].

Литература

- Изоитко В. М.* Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 532 с.
Технологическая оценка минерального сырья. Опробование месторождений. Характеристика сырья. Справочное издание. М.: Недра, 1990а. 272 с.
Технологическая оценка минерального сырья. Методы исследования. Справочное издание. М.: Недра, 1990б. 264 с.
Трубачев А. И. Технологическая минералогия. Учебное пособие. Чита: Читинский университет, 2006. 198 с.
Филитова Н. А. Фазовый анализ руд и продуктов их переработки. М.: Химия, 1975. 280 с.
Яхонтова Л. К., Грудев А. П. Минералогия окисленных руд: справочное пособие. М.: Недра, 1987. 198 с.
Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Л.: АН СССР, 1955. 332 с.
Emmons W. H. The enrichment of ore deposits // Bulletin of U.S. Geological Survey, 1917. № 625.
Schneiderhohn H. Die Oxidations und Zementationzone der Sulfidischen- Erzlagerstätten // Fortschritten Die Mineralogie, Kristallographie and Petrographie, 1924. V. 9. P. 67–160.

С. П. Масленникова¹, В. В. Масленников^{1,2}

¹ – *Институт минералогии УрО РАН*
mas@mineralogy.ru

² – *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

Выделение химических разновидностей древних и современных «черных» и «серых курильщиков» по результатам экспрессного рентген-флуоресцентного анализа

К настоящему времени стало очевидным, что современные и древние «черные курильщики» представляют собой единую группу донных гидротермальных халькопиритсодержащих труб, объединенных близкими механизмами формирования. Установлено, что основные различия в минеральном составе отдельных гидротермальных

труб в пределах одного и того же поля (месторождения) находятся в зависимости от степени смешения гидротермальных флюидов с морской водой [Богданов и др., 2006; Масленникова, Масленников, 2007]. Вместе с тем, трубы каждого из гидротермальных полей (месторождений) имеют свои специфические минералого-геохимические особенности, которые во многом коррелируют с составами рудовмещающих комплексов. В офиолитовых комплексах задуговых бассейнов и СОХ преобладают «черные курильщики», сложенные сульфидами железа, меди, в меньшей степени, цинка. Гораздо реже встречаются баритсодержащие трубы. В базальт-риолитовых комплексах энсиалических островных дуг встречаются барит-полиметаллические, возможно, «серые курильщики» (Рудный Алтай, Хокуроко в Японии). В энсиматических островных дугах, развитых на риолит-базальтовой коре (Урал и Понтиды), присутствуют все минералогические разновидности «курильщиков». Устанавливается зависимость составов «курильщиков» различных полей (месторождений) от составов рудовмещающих комплексов: по мере уменьшения количества ультрабазитов и базальтов и увеличения содержания кислых вулканитов в сульфидных трубах убывает доля железистых минералов (пирротина, пирита, марказита), возрастает значение сфалерита, появляются значительные объемы галенита, блеклых руд и барита [Масленников и др., 2010].

В последнее десятилетие появились экспрессные методы изучения вещества *in situ*, позволяющие оперативно подразделять на группы (руды и горные породы) и выявлять основные геохимические отличия образцов. Одним из таких методов является рентген-флуоресцентный анализ (РФА), осуществленный на портативном приборе INNOV-X, легко переносимом в геологических маршрутах. Метод обладает достаточной чувствительностью для определения количества главных рудных элементов колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд, а также может быть использован для определения элементов-примесей. Поскольку РФА проводится без разрушения вещества, нами в первую очередь изучались уникальные образцы сульфидных труб, которые ранее были исследованы методами ЛА-ИСП-МС и ИСП-МС. Последние два метода являются отличными для определения элементов-примесей, но слишком локальны для определения валового состава руд.

Нами проведено изучение коллекции образцов современных и древних «черных и серых курильщиков», которая имеется в фондах Института минералогии УрО РАН и Южно-Уральского государственного университета. Методом РФА (прибор INNOV-X *a* 400) проанализировано 80 сульфидных труб на главные рудные элементы – Cu, Zn, Pb. Выделены три большие группы «курильщиков» в зависимости от состава рудовмещающих формаций, на которых они формировались: офиолитовые, риолит-базальтовые, базальт-риолитовые. В первую группу вошли сульфидные трубы «черных и серых курильщиков» Тихого и Атлантического океанов, во вторую, главным образом, «палеокурильщики» колчеданных месторождений Урала (Яман-Касы, Валенторское, Сафьяновское) и Рудного Алтая (Николаевское). В третью группу включены сульфидные трубы миоценовых «курильщиков» провинции Хокуроко (Мацуки, Мацумине, Айнай, Фурутобе, Ханави и др.), а также палеозойские «курильщики» Рудного Алтая (Артемьевское) и Урала (Александринское).

С целью наиболее полной характеристики состава площади поперечного среза труб по каждой из них проводилось несколько анализов с окном РФА 1 см. Трубы образованы несколькими минералами, среди которых наиболее часто встречаются

пирит, халькопирит и сфалерит и значительно реже – галенит. «Черные курильщики» сложены, главным образом, пиритом, халькопиритом и, в меньшей степени, сфалеритом. Наружная часть оболочки трубы обычно представлена колломорфным пиритом, во внутренней части присутствуют зернистый пирит, халькопирит и псевдоморфозы пирита или марказита по кристаллам пирротина. Стенки каналов труб последовательно обрастали халькопиритом, сфалеритом, марказитом, пиритом и кварцем. Сульфидные трубы «серых курильщиков» напоминают по зональности предыдущую разновидность. Однако в оболочке этих труб преобладает сфалерит и, иногда барит, содержащие вкрапленность халькопирита, теннантита и галенита. Внутренняя стенка «серых курильщиков» так же, как и «черных», обросла друзовым халькопиритом. Однако в осевом канале, кроме сфалерита, нередко встречаются галенит, блеклые руды и барит.

Данные РФА показали, что среди современных «курильщиков», сформированных на офиолитовом основании, встречаются две разновидности: богатые Cu и богатые Zn. Очевидно, первая разновидность характерна для типичных «черных курильщиков», для второй можно предполагать родство с «серыми курильщиками» (рис.). «Палеокурильщики», сформированные на риолит-базальтовом основании, включают обе разновидности, образующие непрерывный Cu–Zn ряд. Около половины «палеокурильщиков», образованных на базальт-риолитовом основании, попадает в область развития Cu–Zn ряда. Остальная часть, среди которой преобладают «серые курильщики», характеризуется относительно высокими содержаниями Pb. В эту же область попадают единичные составы «палеокурильщиков», сформированных на риолит-базальтовом основании. Полученные данные согласуются с результатами точечных анализов масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, оснащенной лазерным пробоотборником [Масленников и др., 2010].



Рис. Распределение сульфидных труб «черных и серых курильщиков» на диаграмме 10Pb–Cu–Zn в зависимости от состава рудовмещающих комплексов.

Очевидно, что нарастание содержаний свинца в трубах находится в зависимости от состава рудовмещающей формации: увеличение количества Pb совпадает с возрастанием относительного количества кислых вулканитов. Это можно объяснить тем, что магнезиально-железистые силикаты базальтов и ультрабазитов являются основным источником Fe, Cu, Zn, необходимыми для формирования высокожелезистых сульфидов, а полевые шпаты, преобладающие в кислых вулканитах, являются основными поставщиками Ba и Pb. Однако, некоторые «курильщики», сформированные на базальтовом основании COX, содержат значительное количество сфалерита, барита, галенита и блеклых руд (например, Менез Гвен, гора Осевая). Это наводит на мысль о наличии в разрезе кислых вулканитов. Другое объяснение связано с различиями в «зрелости» гидротермальных систем. В недрах гидротермальных систем последовательно выщелачиваются пироксены и оливины – основные источники Fe, Cu, Zn, затем – роговые обманки, хлориты и шпинелиды (источники Zn, Bi), и, наконец, полевые шпаты, поставляющие Pb и Ba. Затухающие гидротермальные системы полей Менез Гвен и Осевой горы, вероятно, являются более «зрелыми» по сравнению с системами «черных курильщиков» молодых гидротермальных полей. В недрах «зрелых» гидротермальных систем, очевидно, происходит разложение не только темноцветных минералов, но и полевых шпатов, поставляющих Pb [Масленников и др., 2010]. Предполагается, что процесс «созревания» гидротермальных систем быстрее происходил в базальт-риолитовых комплексах за счет меньшего количества буферизирующих окисление и кислотность гидротермальных флюидов. Другим важным фактором, повышающим кислотность островодужных базальт-риолитовых комплексов по сравнению с офиолитовыми океаническими, является возрастание вклада магматогенного SO₂, поступавшего из кислых расплавов. Диспропорционирование SO₂ приводило к повышению концентрации серной кислоты, падению pH и, соответственно, более эффективному выщелачиванию полевых шпатов – основных источников свинца и бария.

Предложенная модель во многом объясняет минералого-геохимические различия «курильщиков», образованных на разном по составу основании. Используемый метод должен найти широкое применение для оперативного определения основных изменений химического состава природных объектов.

Авторы выражают благодарность П. В. Хворову за помощь и консультацию при выполнении рентген-флуоресцентного анализа. Научно-исследовательские работы выполнены в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК П237) и интеграционного проекта УрО-СО РАН (№ 09-И-5-2004).

Литература

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевич А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

Масленников В. В., Леин А. Ю., Масленникова С. П., Богданов Ю. А. Фанерозойские «черные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153–162.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Геохимия платиноидов в рудах колчеданных месторождений Урала

За последние десятилетия в отечественной и зарубежной литературе поднимается вопрос о наличии элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах колчеданных месторождений. Вопросы геохимии и минералогии платиноидов рассматриваются в связи с традиционными для колчеданных руд примесями золота и серебра. В статье приведены анализы ЭПГ и золота в валовых пробах руд Сафьяновского месторождения, которые выполнены атомно-абсорбционным анализом в Центральной лаборатории Государственного предприятия (ГП) «Невскгеология», Ленинградская область (табл.) [Минералого-геохимическая..., 2003ф]. Наряду с этим приведены ранее опубликованные данные по другим месторождениям Урала, которые включают также единичные анализы рутения и родия.

В рудах Сафьяновского месторождения содержание золота на порядок выше, чем палладия и платины (см. табл.). Такая тенденция прослеживается и на ряде других месторождений Южного Урала, Финляндии (Оутокумпу), Японии (типов Бесси и Куроко), Иберийского пиритового пояса [Добровольская, Дистлер, 1998; Pasava et al., 2004; 2007a; 2007b; Vikentyev et al., 2004]. Концентрация платиноидов в рудах колчеданных месторождений определяется обстановкой их формирования. Те из них, которые пространственно и генетически связаны с вулканогенными породами среднего и кислого состава, отличаются пониженным содержанием платиноидов относительно месторождений, залегающих в основных и ультраосновных породах [Pasava et al., 2004]. Тем не менее, в том и другом случае концентрация золота преобладает над платиноидами.

Преобладание золота над платиноидами отмечается и в современных подводных гидротермальных постройках и не зависит от положения зон развития гидротермального образования в современных тектонических структурах (зоны спрединга или задуговые бассейны). В этих постройках, также как и на разрабатываемых древних месторождениях, превышение золота над платиноидами составляет величину примерно в два порядка.

Распределение палладия и платины в рудах колчеданных месторождений определяется особенностями их переноса в гидротермальных растворах. Для анализа условий переноса и отложения золота и платиноидов нами привлекаются опубликованные данные по составу и температуре растворов в активных гидротермальных постройках, а также устойчивости комплексных соединений, в виде которых возможен перенос этих металлов. Для иллюстрации этих равновесий используются изотермические диаграммы $pH - \log f_{O_2}$. В качестве растворимых форм переноса ЭПГ и золота рассматриваются их соединения с сероводородом, а также продуктами его гидролиза, и хлором. Основной объем руд колчеданных месторождений представлен выделенной ранее халькопиритовой минеральной ассоциацией при подчиненном развитии пирротитовой и борнитовой [Молошаг, 2009]. Согласно расчетным и экспериментальным данным, концентрации платины и палладия, а с другой стороны золота, в растворах равновесных с полями устойчивости сульфидных минералов названных минеральных ассоциаций различаются более чем на два порядка [Pan, Wood,

Содержание ЭПГ и золота в рудах колчеданных месторождений (мг/т)

№ про-бы	Руда	Pt	Pd	Au	№ про-бы	Руда	Pt	Pd	Au
Сафьяновское месторождение					Узельгинское месторождение				
15/99	MP ¹	<10	11	920	49 ²		45	35	2756
31/99		<10	10	2200	55		13	7	2739
42/99		<10	9	2400	56				
49/99		41	13	1600			1	5	1857
71/99	ЦР	<10	<5	1000	Месторождение Бакр-Тау				
72/99	КПР	<10	10	750		МЦР ³	6	40	6300
73/99	МЦР	10	6	1300			2	30	5900
		11	8	1200					
81/99		32	8	2300	Александринское месторождение				
131/99		<10	<5	2200		Ср-Bn	8	2	2900
8/00		22	12	190					
44/00	ЦР	20	<5	2500		Ср-Sp-Py	<1	2	7300
75/00	MP	23	18	4100		Ср-Py	1	6	5800
		22	17	4500					
222/00		<10	11	4500			1	1	3000
2066/124	МЦР	<10	27	620	Хондрит СГ ⁴				
2087/268		19	10	130			990	560	140
		18	10	140					
2104/327		<10	11	920					

Примечание. Источники: ¹ – [Минералого-геохимическая..., 2003], ² – [Vikentyev et al., 2004], ³ – [Добровольская, Дистлер, 1998], ⁴ – [Anders, Grevesse, 1989]. Промышленные типы руд: MP – медная; ЦР – цинковая; КПР – колчеданная пиритовая (серная); МЦР – медно-цинковая. Минеральные типы руд: Ср-Bn – халькопирит-борнитовая, Ср-Sp-Py – халькопирит-сфалерит-пиритовая и Ср-Py – халькопирит-пиритовая соответственно близки MP, МЦР и MP промышленным типам руд. Содержания: Ru и Rh в пробе 49 Узельгинского месторождения – 0.2 и 7 мг/т, Rh в пробах 55 и 56 – 2 и 5 мг/т; Rh в рудах месторождения Бакр-Тау – 1 мг/т; Ru и Rh в хондрите – 712 и 134 мг/т соответственно.

1994; Hayashi, Ohmoto, 1991]. Эта тенденция сохраняется при широких, различающихся более чем на два порядка, диапазонах суммарной концентрации серы в растворах. Повышенная растворимость хлоридных комплексов платины, палладия и золота характерна для богатых кислотных растворов, которые не равновесны с сульфидами. Наряду с этим золото в отличие от платины и палладия способно накапливаться в виде гидросульфидных комплексов в нейтральных растворах, равновесных с перечисленными выше ассоциациями сульфидных минералов колчеданных месторождений, а также современных подводных гидротермальных построек.

Таким образом, колчеданные месторождения Урала отличаются преобладанием содержания золота над платиной и палладием, которое также отмечается на месторождениях других регионов и в продуктах современного подводного гидротермального рудообразования. Превалирование содержания золота над платиноидами обусловлено особенностями концентрации и переноса комплексных соединений бла-

городных металлов в растворах, равновесных с ведущими сульфидными минеральными ассоциациями.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-12035-офи_м) и ОНЗ РАН (Программы № 2 и 09-5-Т 1011).

Литература

Добровольская М. Г., Дистлер В. В. Платиновые металлы в рудах медно-колчеданных месторождений Южного Урала // Руды и металлы. 1998. № 4. С. 56–64.

Минералого-геохимическая зональность и распределение благородных металлов на Сафьяновском медноколчеданном месторождении. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003ф. 72 с.

Молошаг В. П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера. 2009. № 2. С. 28–40.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1989. Vol. 53. P. 197–214.

Hayashi K., Ohmoto H. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250–350 °C // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1991. Vol. 55. P. 2111–2126.

Pan P., Wood S. A. Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions. II. Results at 200 to 350 °C and saturated vapor pressure // *Mineralium Deposita*. 1994. Vol. 29. P. 373–390.

Pasava J., Vymazalova A., Tornos F. PGE distribution in massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt // *Mineralium Deposita*. 2007a. Vol. 42. P. 309–314.

Pasava J., Vymazalova A., Petersen S., Herzig P. PGE fractionation in seafloor hydrothermal systems: examples from mafic- and ultramafic-hosted hydrothermal fields at the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge // *Mineralium Deposita*. 2007b. Vol. 42. P. 423–431.

Pasava J., Vymazalova A., Petersen S., Herzig P. PGE distribution in massive sulfides from the PACMANUS hydrothermal field, eastern Manus basin, Papua New Guinea: implications for PGE enrichment in some ancient volcanogenic massive sulfide deposits // *Mineralium Deposita*. 2004. Vol. 39. P. 784–792.

Vikentyev I. V., Yudovskaya M. A., Mokhov A. V. et al. Gold and PGE in massive sulfide ore of the Uzelginsk deposit, Southern Urals, Russia // *Canadian Mineralogist*. 2004. Vol. 42. P. 651–665.

В. П. Молошаг

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
moloshag@igg.uran.ru*

Генетические особенности теллуридной минерализации колчеданных месторождений Урала

Колчеданные месторождения Урала характеризуются разнообразным набором теллуридов. Рудные тела колчеданных месторождений или их отдельные фрагменты, в которых встречаются теллуриды, характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра. Выделяются три генетические группы формирования теллуридной минерализации. Первая из них представлена впервые открытыми реликтами сульфидных труб палеозойских «черных курильщиков» [Масленникова, Масленников, 2007]. Вторая, наиболее распространенная группа, связана с процессами регионального метаморфизма на уровне зеленокаменной и пренил-пумпеллиитовой фаций.

Третья выделена как продукт частичного плавления, анатексиса сульфидных руд, подвергнутых контактовому и региональному метаморфизму [Белогуб и др., 2010; Ciobanu et al., 2006; Frost et al., 2002; Tomkins, 2007].

Находки теллуридов в сульфидных трубах палеозойских «черных курильщиц» связаны с колчеданными рудами, которые, пройдя стадию литификации и диагенеза, в последующем практически не подвергались метаморфическим преобразованиям. Основная часть ископаемых труб обнаружена на месторождениях Медногорского района, а также среди сплошных сульфидных руд Александринского и Сафьяновского месторождений [Масленникова, Масленников, 2007]. Они содержат богатый набор теллуридов, голдфилдит, реже самородные золото и теллур. Современные «черные курильщицы» образуются в условиях смешивания горячих гидротермальных растворов с холодными относительно богатыми кислородом придонными водами, что не способствует переходу теллура в восстановленные формы Te^{2+} в теллуридах и образованию самородного теллура Te^0 . Теллуриды в современных сульфидных постройках практически отсутствуют, вместо них отмечаются сульфосоли, [Бортников, Викентьев, 2005]. Как будет сказано ниже, теллуриды и сульфосоли связаны обратимыми переходами в зависимости от температуры и соотношения летучести серы и теллура.

Недавно на Сафьяновском месторождении обнаружена зона развития гнездовой прожилково-жильной барит-сульфидной минерализации, которая по строению и структурам сходна с таковыми в проводниках, трубах современных подводных гидротермальных построек бассейнов Манус и Лау. Сходство усугубляется ее развитием внутри сплошных сульфидных медных и медно-цинковых руд, характеризующихся тонкозернистым строением, слабо выраженной раскристаллизацией зерен сульфидов, а также наличием колломорфных структур. Такие руды отличаются пористым строением и способностью к разрушению за счет быстро развивающихся процессов окисления. Внутри гнезд и прожилков установлены тонкозернистые выделения сульфосолей свинца и серебра: буланжерита, пираргирита, полибазита и диафорита, а также цинковистого фрейбергита и фаматинита. Во внутренней зоне барит-сульфидной минерализации установлен мышьяковистый пирит, который способен притягивать золото [Мурзин и др., 2010].

Основная часть рудовмещающих толщ на Урале подверглась региональному метаморфизму зеленокаменной и пренит-пумпеллиитовой фаций. Распределение теллуридов в пределах рудных тел, зон и месторождений определяется процессами собирательной перекристаллизации и дифференциации вещества. Колчеданные месторождения характеризуются наличием парагенетической ассоциации теллуридов с халькопиритом, блеклыми рудами и галенитом (Гайское, Карабашское, Узельгинское и другие). Развитию теллуридов в прожилково-вкрапленных рудах и рудных столбах Сафьяновского месторождения способствовало незначительное количество блеклых руд, практически не содержащих изоморфной примеси теллура, которые замещались минералами энаргит-фаматинитового ряда.

В качестве примера проявления процессов анатексиса сульфидов и связанной с ними теллуридной минерализации рассматриваются руды Тарньерского месторождения [Белогуб и др., 2010]. Колчеданные руды и вмещающие их породы были подвержены интенсивному метаморфизму в термальном поле Помурской диоритовой интрузии. С его воздействием связана перекристаллизация руд и широкое развитие порфиробластов пирротина, пирита, сфалерита и халькопирита. Метаморфические преобразования привели к перераспределению золота и серебра. Как правило, на большей части колчеданных месторождений Урала, которые не испытали интенсив-

ных метаморфических преобразований, повышенные содержания благородных металлов локализируются в сплошных медно-цинковых и (или) колчеданно-полиметаллических рудах. На Тарньерском месторождении золотом и серебром обогащены зоны вкрапленной сульфидной минерализации в метаморфизованных (до роговиков) вмещающих породах, разделяющих близко залегающие рудные тела. Собственно сплошные медные и медно-цинковые руды, за редкими исключениями, отличаются рядовыми содержаниями благородных металлов, что является еще одним из следствий контактового воздействия на них диоритовой интрузии.

Образование золоторудной минерализации Тарньерского месторождения связано с ретроградной стадией контактового метаморфизма. В пользу этого свидетельствуют температуры формирования минеральных ассоциаций, содержащих благородные металлы. В золотосодержащих вкрапленных рудах отмечаются самородные золото и висмут, теллуриды представлены гесситом, алтаитом и цумоитом [Белогуб и др., 2010]. Последующими исследованиями получены новые данные по составу упомянутых минералов и оценки температуры и летучести серы и теллура, а также обнаружены раклиджит и вольтинскит. Значения температуры T и летучести серы $\log^?_{S_2}$ и теллура $\log^?_{Te_2}$ в период формирования этих руд соответственно составили: $T = 440\text{--}455\text{ }^\circ\text{C}$; $\log^?_{S_2} = \text{от } -5.5 \text{ до } -5.8$; $\log^?_{Te_2} = \text{от } -9.1 \text{ до } -8.8$.

Появление сульфидного расплава связано с пиком метаморфизма в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации [Frost et al., 2002]. В условиях гранулитовой фации первые порции сульфидного расплава появляются при температуре выше $800\text{ }^\circ\text{C}$, если состав руд отвечает тройной эвтектике $PbS + FeS + (Zn,Fe)S$ ($Gn + Po + Sph$). При добавлении к данной системе халькопирита Cpy ($CuFeS_2$) эвтектический расплав $PbS + FeS + (Zn,Fe)S + CuFeS_2$ ($Gn + Po + Sph + Cpy$) появляется при $700\text{ }^\circ\text{C}$. Появление сульфидного расплава в условиях, отвечающих амфиболитовой фации, возможно при $500\text{ }^\circ\text{C}$ и наличии арсенопирита Asp ($FeAsS$) в колчеданных рудах, что можно представить в виде следующей реакции: $Asp + Py = Melt + Po$. Наличие в составе руд достаточного количества сульфосолей меди и свинца, теллуридов и самородных металлов (в первую очередь висмута) может обеспечить генерацию расплавов даже в условиях, отвечающих зеленосланцевой фации метаморфизма [Tomkins, 2007]. Поступление этих элементов в расплав возможно за счет очистки пирита путем его плавления в рассмотренных выше условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Такие расплавы способны существовать вплоть до температуры кристаллизации висмута, составляющей $271\text{ }^\circ\text{C}$.

Многие золоторудные месторождения наряду с теллуридами характеризуются богатым набором сульфосолей висмута, серебра, свинца, сурьмы, ртути, которые также как и теллуриды, способны накапливать примесь золота [Ciobanu et al., 2006]. Основные объемы колчеданных руд Урала формировались в условиях, благоприятных для развития блеклых руд. Остальные сульфосоли отмечаются эпизодически. Блеклые руды в качестве изоморфной примеси концентрируют висмут, теллур и серебро. Наличие блеклых руд не способствовало развитию остальных весьма многочисленных (по числу минеральных видов) сульфосолей. По физико-химическим параметрам область развития блеклых руд ограничена со стороны высоких значений летучести серы энаргитом, со стороны низких – арсенопиритом [Молошаг, 2009].

Упомянутые сульфосоли рассматриваются как продукты обменных реакций твердофазных сульфидов и теллуридов с участием паров серы и теллура, примером которых являются:

1. $\text{Bi}_2\text{Te}_3 + 6\text{CuFeS}_2 + 3\text{S}_2 = 2\text{Cu}_3\text{BiS}_3 + 6\text{FeS}_2 + 3\text{Te}_{\text{cryst}}$;
2. $2\text{PbTe} + \text{Bi}_2\text{Te}_3 + 2\text{CuFeS}_2 + 3\text{S}_2 = 2\text{PbCuBiS}_3 + 2\text{FeS}_2 + 5\text{Te}_{\text{cryst}}$;
3. $2\text{PbTe} + \text{Bi}_2\text{Te}_3 + 2.5\text{S}_2 = \text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5 + 2.5\text{Te}_2$;
4. $\text{PbBi}_2\text{Te}_4 + \text{PbS} + 2\text{S}_2 = \text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5 + 2\text{Te}_2$.

В результате выполненных исследований установлено, что в колчеданных рудах Урала возможны следующие варианты формирования теллуридной минерализации: в реликтах сульфидных труб древних «курильщиков», при пострудных метасоматических процессах и сульфидном анатексисе. На большей части месторождений развитие теллуридов связано с пострудными метасоматическими процессами перекристаллизации колчеданных руд.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-12035-офи_м) и ОНЗ РАН (Программы № 2 и 09-5-Т 1011).

Литература

Белогуб Е. В., Молошаг В. П., Новоселов К. А., Котляров В. А. Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // ЗРМО. 2010. № 6. С. 108–119.

Бортников Н. С., Викентьев И. В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков». Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Молошаг В. П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера. 2009. № 2. С. 28–40.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Ярославцева Н. С., Молошаг В. П. Минералогия и строение барит-сульфидных жил Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 12–19.

Ciobanu C. L., Cook N. J., Damian F., Damian G. Gold scavenged by bismuth melts: An example from Alpine shear-remobilizates in the Highiş Massif, Romania // Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 87. P. 351–384.

Frost B. R., Mavrogenes J. A., Tomkins A. G. Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 1–18.

Tomkins A. G. Three mechanisms of ore re-mobilisation during amphibolites facies metamorphism at the Montauban Zn-Pb-Au-Ag deposit // Mineralium Deposita. 2007. Vol. 42. P. 627–637.

Н. Н. Анкушева^{1,2}, В. В. Зайков^{1,2}

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

² – *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс
ankusheva@ilmeny.ac.ru*

Рудоносные гидротермальные системы месторождений Магнитогорской палеоостроводужной системы: данные термобарогеохимии

К числу важнейших задач исследования рудных месторождений относятся вопросы условий формирования гидротермальных растворов, их источников и условий переноса металлов. Выяснение состава и природы минералообразующих флюидов имеет не только фундаментальное значение, но и важно для понимания рудообра-

зующих процессов и часто прямо связано с выбором стратегии геологоразведочных работ. Целью работы стало обобщение результатов исследований по физико-химическим параметрам гидротермальных систем Магнитогорской палеоостровной дуги для установления эволюции гидротермальной деятельности от основания к кровле данной структуры.

Данные по флюидным включениям в нерудных минералах (кварц, кальцит, барит) получены с помощью стандартных методик крио- и термометрии [Борисенко, 1977; Vodnar, Vityk, 1994]. Исследования проводились на геологическом факультете ЮУрГУ (г. Миасс), в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), ИГЕМ РАН (г. Москва), Музее естественной истории и Королевском колледже (г. Лондон, Великобритания). Также в работе использованы многочисленные литературные данные.

Образование колчеданных и золоторудных месторождений Южного Урала вызвано деятельностью гидротермальных растворов. Их общими признаками являются: приуроченность к вулканогенно-осадочным комплексам, медно-цинково-колчеданная и золоторудная специализация, наличие зон серицит-кварцевых и тальк-карбонатных метасоматитов, преобладание морских вод в качестве источника гидротермальных растворов. Магнитогорская палеоостроводужная система объединяет вещественно-структурные комплексы окраины Уральского палеоокеана [Пучков, 2000]. В ее составе, согласно последним геодинамическим реконструкциям, выделяются Западно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Сибайский междуговой бассейн и Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга (рис.). Возраст островных дуг несколько отличается: по данным О. В. Артюшковой и В. А. Маслова [1998], западная структура формировалась в эйфеле, а восточная – в живете.

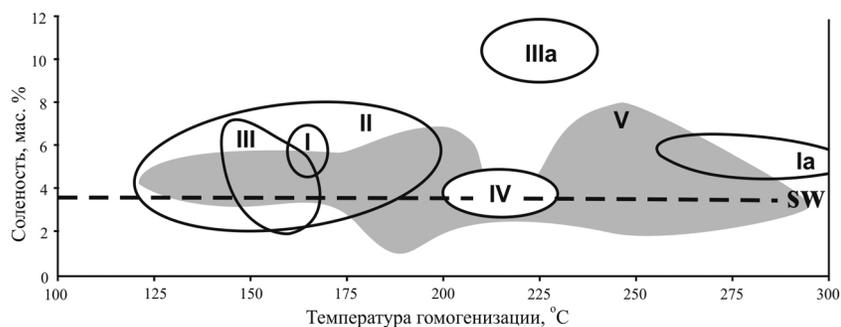


Рис. Соотношение солёности раствора и температур гомогенизации флюидных включений в минералах гидротермальных систем Магнитогорской палеоостровной дуги (по авторским данным).

I–III – золото-колчеданно-полиметаллические месторождения Баймакского рудного района (основание Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги): I, Ia – Таш-Тау: I – кварцевые жилы в надрудных дацитах, Ia – кальцит из рудоподводящего канала; II – Вишневское (сульфидно-кварцевые жилы в риолитах, карбонатные жилы в андезитах и дацитах); III – барит Северо-Уваряжского, кальцит Утреннего и кварц Звездного месторождений из барит-кварц-карбонатно-полиметаллических жил; IIIa – вторая разновидность включений в барите Северо-Уваряжского месторождения; IV – зональные гематитсодержащие жилы Янзигитовского месторождения (Сибайский междуговой бассейн); V – гематит-кварцевые постройки и золотоносные зоны окварцевания Лисьих гор (кровля Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги).

К основанию Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги с риолит-базальтовым комплексом приурочены золото-колчеданно-полиметаллические месторождения Баймакского рудного района [Зайков, 2006].

Гидротермальные системы месторождений *Таш-Тау* и *Вишневское* включают снизу вверх: подрудные прожилково-вкрапленные руды, сульфидные руды с подводящими каналами, заполненными кальцитом и кварцем, кварцевые жилы в надрудных дацитах. Установлено, что преобладающими солями гидротермальных растворов, действовавших в гидротермальных системах этих месторождений, являются NaCl с примесями MgCl₂ и CaCl₂ в концентрациях 2–8 мас. % NaCl-экв. Интервал температур гомогенизации включений для сульфидно-кварцевых жил и рудоподводящих каналов месторождения Таш-Тау составил 250–300 и 160–170 °С соответственно, жил в дацитах, андезитах и риолитах Вишневского месторождения – 120–200 °С.

На месторождении *Балта-Тау* данные по флюидным включениям получены для кварца и барита из прожилково-вкрапленных руд [Holland et al., 2003]. Общий интервал температур гомогенизации составил 140–180 °С. Данные по температурам эвтектики флюидных включений указывают на солевой состав растворов NaCl–H₂O и NaCl–KCl–H₂O с общими концентрациями солей в них, равными 3–4.5 мас. % NaCl-экв.

На *Северо-Уваряжском* месторождении исследовался барит из сульфидно-баритовых жил с золотом в риодацитах. На *Утреннем* рудопроявлении изучались золотосодержащие прожилково-вкрапленные халькопирит-сфалеритовые и сфалеритовые вкрапленные руды с кальцитом в брекчиевидных хлоритизированных риолитах. На *Звездном* рудопроявлении изучались кварц и барит из сульфидных прожилков в серицит-кварцевых метасоматитах. Барит-кварц-карбонат-сульфидные жилы с благороднометальной минерализацией на вышеупомянутых месторождениях образовались из гидротермальных растворов с широким спектром солёности от 1.8 мас. % на Утреннем рудопроявлении до 11.9 мас. % NaCl-экв. на Северо-Уваряжском месторождении¹. Криометрические исследования показали, что гидротермальные растворы преимущественно имеют следующий солевой состав: NaCl–Na₂SO₄–H₂O (Северный Уваряж), NaCl–H₂O и NaCl–MgCl₂–H₂O (Утреннее, Звездное). Измеренные температуры гомогенизации включений соответствуют узкому интервалу значений 145–170 °С.

Сибайский междуговой бассейн. *Янзигитовское* марганцевое месторождение располагается на южном фланге антиклинальной структуры, вмещающей колчеданное месторождение. Гематит-кварцевая постройка приурочена к кровле риолит-базальтовой формации, имеет мощность около 20 м и поперечник 15–200 м [Теленков, Масленников, 1995]. Были изучены ветвящиеся, сетевидные и зональные гематитсодержащие кварцевые жилки. Установлено, что гематит-кварцевые породы Янзигитовского месторождения образовались при участии хлоридно-натриевых растворов с солёностью 2.7–6 мас. % и температурами 200–230 °С.

В основании Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги находятся месторождения Верхнеуральского рудного района (Узельгинское, Чебачье, Талганское, Западно-Озерное). В результате термо- и криометрических исследований мине-

¹Значение солёности 11.9 мас. % – предполагаемое (солевая система не была определена из-за малого размера включений) и основано на аналогии солевой системы, определенной по другой разновидности включений в барите.

ралов из руд (барит, кварц, карбонаты, сфалерит) и окolorудных пород установлено, что рудообразующие растворы имели температуры 110–360 °С и концентрации солей 1–10 мас. % при существенно хлоридном составе с повышенным содержанием гидрокарбонат-иона и сульфатов [Карпухина, Баранов, 1995].

Гидротермальная система золоторудного поля *Лисьи Горы*, приуроченного к андезит-базальтовой и кремнистой формациям **кровли Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги**, включает в себя золотоносные зоны окварцевания и гематит-кварцевые постройки. Они образовались при участии растворов преимущественно хлоридно-натриевого состава с значениями солености 1.5–7 мас. % NaCl-экв. Общий интервал температур гомогенизации включений составил 120–290 °С.

Обсуждение. Полученные данные позволяют охарактеризовать историю гидротермальной деятельности, продуцирующей сульфидную и золоторудную минерализацию в Магнитогорской палеоостроводужной системе (см. рис.).

Колчеданообразующие гидротермальные растворы основания Магнитогорской палеоостроводужной системы, как Западной, так и Восточной ее частей, сходны между собой и обладают наиболее сложным солевым составом. В них, наряду с NaCl, присутствуют соли KCl, MgCl₂ и CaCl₂. С более сложным солевым составом растворов коррелирует увеличение концентраций солей, вероятно, как следствие вклада в процессы минералообразования магматогенного компонента. Общий интервал значений концентраций солей в растворах варьирует от 1.8 (Утреннее) до 11.9 мас. % (Северный Уваряж), что ниже и в несколько раз превышает соленость морской воды.

Полученные параметры условий формирования гидротермальных систем в Магнитогорской палеоостровной дуге сопоставимы с данными по золотосодержащим сульфидным полям современных островодужных систем Тихого океана. Изучение флюидных включений на этих полях показывает, что соленость флюидов составляет: 3.4–5.8 [Binns, Scott, 1993] и 2.7–6.9 мас. % NaCl-экв. [Бортников и др., 2004] в барите из барит-кремнезем-сульфидной трубы горы Франклин, бассейн Вудларк; 5.3–7.2 мас. % NaCl-экв. в барите и ангидрите и 1.6–4.2 в опаловидном кремнеземе из сульфидной постройки Венский лес, бассейн Манус [Бортников и др., 2004]; 5 мас. % NaCl-экв. в сфалерите из барит-сульфидной трубы поля Ваи Лили, бассейн Лау [Herzig et al., 1993]; 2.2 мас. % NaCl (для жидкой фазы) и 1.74–1.98 мас. % NaCl (для газовой фазы) – прямые замеры флюида поля Брэндон в узле Рапа Нуи, 21° ю.ш. ВТП [Von Damm et al., 2003]. Температуры гомогенизации варьируют от 128 °С в опаловидном кремнеземе в постройке Венский лес до 316 °С в барите постройки горы Франклин [Бортников и др., 2004].

Как показал сравнительный анализ, по содержанию солей большая часть минералообразующих растворов на колчеданосных полях островодужных структур Южного Урала близка современным аналогам, и в системах участвует не только морская вода, но и магматогенный компонент. Измеренные параметры солености гематит-кварцевых построек Магнитогорской палеоостроводужной системы характеризуются меньшим разбросом значений, что отражает относительное уменьшение магматического вклада на заключительных этапах развития рудоносных гидротермальных систем.

Авторы благодарны за помощь и обсуждение результатов А. М. Юминову, И. Ю. Мелекесцевой и В. В. Масленникову. Исследования проведены при поддержке интеграционного проекта совместных исследований УрО-СО РАН (№ 09-И-5-2004), ФЦП Минобрнауки «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–13 годы (ГК П 237) и гранта Президента РФ (№ МК-485.2011.5).

Литература

Артюшкова О. В., Маслов В. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 156 с.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Бортников Н. С., Симонов В. А., Богданов Ю. А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология рудных месторождений. 2004. № 1. Т. 46. С. 74–87.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

Карпухина В. С., Баранов Э. Н. Физико-химические условия формирования колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района, Южный Урал // Геохимия. 1995. № 1. С. 48–63.

Гучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Теленков О. С., Масленников В. В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.

Binns R. A., Scott S. D. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 2122–2153.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

Holland N. G., Roberts S., Herrington R. J., Boyce A. J. The Balta Tau VMS deposit: An ancient gold-rich white smoker? // Mineral Exploration and Sustainable Development. Rotterdam: Millpress, 2003. Vol. 1. P. 123–126.

Herzig P. M., Hannington M. D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific // Economic Geology. 1993. Vol. 88. № 8. P. 2182–2209.

Von Damm K. L., Lilley M. D., Shanks III W. C. et al. Extraordinary phase separation and segregation in vent fluids from the southern East Pacific Rise // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol. 206. P. 365–378.

В. А. Симонов¹, Е. А. Кузнецова¹, В. В. Масленников²

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

simonov@uiggm.nsc.ru

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

mas@mineralogy.ru

Особенности распределения редких элементов в гидротермальных системах

Валенторского колчеданного месторождения (Северный Урал)

В данном сообщении приводятся результаты изучения флюидных включений в кварце из сульфидных руд колчеданного месторождения Валенторское (Северный Урал), располагающегося среди силурийских риолит-базальтовых комплексов в северной части Тагило-Сакмарской зоны [Медноколчеданные..., 1988]. В разрезе

месторождения выделяются подушечные базальты, диабазы, гиалокластиты, яшмы, силициты, андезиты и дациты с телами базальтов и колчеданными залежами, надрудные риодациты. Наиболее крупное рудное тело залегает на верхнем уровне под гематитизированными риодацитами. Рудная залежь реконструируется как слабо разрушенный сульфидный холм. Нижняя часть холма сложена массивным крупнозернистым пиритом с реликтами первичных участков сфалерита, со сросшимися палеогидротермальными халькопирит-сфалеритовыми и халькопиритовыми трубами и каналами. В средней части в ядре тела преобладают богатые халькопирит-пиритовые руды. В верхних горизонтах рудной залежи располагаются в основном пятнистые руды и сульфидные брекчии [Масленников, 2006; Масленникова, Масленников, 2007].

Физико-химические параметры гидротермальных систем были определены с помощью анализа флюидных включений в минералах. Включения исследовались по методике, описанной ранее [Борисенко, 1977; Ермаков, Долгов, 1979; Симонов, 1993]. Составы флюидных включений были также проанализированы методом LA-ICP-MS (метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотборником) в Тасманийском Университете, г. Хобарт, Австралия.

Флюидные включения исследовались в кварце из подводных каналов и сульфидных труб Валенторского месторождения. Необходимо подчеркнуть, что изученные образцы не подвергались метаморфической переработке и сохранили свои первичные структурно-минералогические свойства. Таким образом, данные, полученные по флюидным включениям, отражают физико-химические параметры первичных гидротермальных рудообразующих систем.

В кварце подводных каналов характерным является присутствие в одной зоне явно сингенетичных разнофазных включений размером 3–15 мкм. Одновременно находятся в тесной ассоциации однофазные жидкие включения (заполненные светлой жидкостью) + двухфазные (светлая жидкость и газовый пузырек) + однофазные газовые включения (заполненные темным газообразным флюидом) + более редкие многофазные включения (содержащие светлую жидкость, газовый пузырек и светлые кристаллические фазы). Таким образом, рассмотренные флюидные включения прямо свидетельствуют о фазовой сепарации флюида, протекавшего по подводным каналам в нижней части рудной залежи на Валенторском месторождении.

При исследовании в криокамере было выяснено, что содержимое двухфазных включений замерзает около -30 – -35 °С. При этих же параметрах замерзают однофазные включения жидкости и включения с кристаллическими фазами. Температуры эвтектики варьируют в пределах -24 – -27 °С, т.е. в составе растворов, кроме преобладающего NaCl, присутствует примесь KCl. Большинство последних кристалликов в растворах включений исчезает в интервале температур -2 – -6 °С, соответственно выделяется одна группа включений с соленостью растворов 3–9 мас. % NaCl-экв. Термометрические исследования показали, что температуры гомогенизации основной группы включений составляют 120–180 до 220 °С. Корректировка температур гомогенизации с учетом поправки на давление показала, что преобладающие температуры гидротермальных растворов на Валенторском месторождении составляли 160–200 °С [Симонов и др., 2007].

По соотношению температур гомогенизации и концентраций солей в растворах включения в кварце подводных каналов месторождения Валенторское более близки к данным по включениям в минералах сульфидных построек задугового бассейна Манус (Тихий океан), чем включения в кварце месторождения Яман-Касы

(Южный Урал). Для рассмотренных включений характерны повышенные содержания солей, в то время как для месторождения Яман-Касы значительная часть включений обладает соленостью меньше морской воды и низкими температурами.

В кварце сульфидных труб преобладают двухфазные включения размером 2–12 мкм, состоящие из светлой жидкости и газового пузырька [Арсентьева и др., 2008]. Содержимое включений замерзает около $-30 - -36$ °С. Температуры эвтектики варьируют в пределах $-21 - -22.5$ °С, т.е. в составе растворов, кроме преобладающего NaCl, возможно присутствие примеси Na_2SO_4 . Большинство последних кристалликов во включениях исчезает в интервале температур $-0.3 - -4.7$ °С, что соответствует одной группе включений с соленостью растворов 0.5–7.3 мас. % NaCl-экв. Термометрические исследования показали, что температуры гомогенизации основной группы включений составляют 105–170 °С. Наблюдаются единичные более высокие значения температур – до 200 °С. Вводя поправки на давление, по аналогии с предыдущими расчетами для подводящих каналов Валенторского и сульфидных построек Яман-Касинского месторождений [Симонов и др., 2006, 2007], получаем истинные преобладающие температуры гидротермальных растворов, циркулировавших по трубам Валенторского месторождения – 125–190 °С.

По соотношению температур гомогенизации и концентраций солей в растворах включения в кварце сульфидных труб Валенторского месторождения отчетливо разбиваются на две группы. Низкотемпературная (105–140 °С) характеризуется широкими вариациями и максимальными значениями солености – 2.5–7.3 мас. %. Для включений второй группы характерны большие значения температур гомогенизации (125–200 °С), меньшие содержания солей (1–4.4 мас. %) и прямая корреляция этих характеристик.

Криометрические и термометрические исследования позволили установить общие физико-химические характеристики гидротермальных систем Валенторского колчеданного месторождения. В то же время, несомненный интерес и большое значение имеют содержания в растворах более редких элементов, включая и рудные компоненты. С этой целью нами были приготовлены специальные препараты, и ряд индивидуальных флюидных включений в кварце из подводящих каналов проанализирован с помощью LA-ICP-MS.

Этим методом анализируется валовый состав вещества, выжженного в результате воздействия лазера на кварц, поэтому, прежде всего, необходимо установить принадлежность концентраций отдельных компонентов собственно к растворам включений, а не к матрице минерала-хозяина. Помощь в данном случае могут оказать графики зависимости интенсивности сигнала того или иного химического элемента от времени анализа. В одних случаях через 36–45 с появляются резкие пики содержаний Na, K, Fe, Mg, Sr, Ba, Mn, что связано с вскрытием флюидного включения под действием лазера. Характерно, что хлор не образует подобных максимумов. Эксперименты с другими включениями показывают, что экстремальное поступление элементов идет поэтапно. В начальной фазе вскрытия (с 21 до 25 с опыта) выделяются Na, K, Fe, Mg, Mn, а также рудные элементы – Cu, Zn. Существует промежуточный пик (32–37 с) поступления Na и K. В конце полного выжигания лазером флюидного включения на 42–47 с опыта совместно с Na, K, Fe, Mg, Mn появляется Sr. Если включение находится очень близко к поверхности пластинки-препарата, то образуется очень резкий сигнал, показывающий присутствие Na, K, Mn, Sr, Pb. В другом случае, когда включение находится на глубине от поверхности препарата, то сигнал

получается относительно слабым, но он четко фиксирует Na, K, Sr, Mg, а также небольшой пик хлора.

Анализ отдельных спектров индивидуальных включений в кварце, полученных с помощью лазерной масс-спектрометрии, позволил получить следующие качественные геохимические характеристики гидротермальных систем Валенторского колчеданного месторождения.

1. По отчетливым пикам, приуроченным к началу вскрытия или к окончанию полного выжигания лазером включения, определены элементы, характерные для гидротермальных растворов Валенторского месторождения.

2. Устанавливается группа элементов, постоянно присутствующих и преобладающих в гидротермальных системах – Na, K, Fe, Mg.

3. Широко представлен в растворах стронций. Присутствуют барий, марганец и такие рудные компоненты, как Cu, Zn, Pb.

В целом, несмотря на широкие вариации значений, выделенные выше по качественным оценкам, группы элементов хорошо отличаются и по количественным характеристикам. Максимальные содержания (при значениях Na = 2.75 мас. %) характерны для калия (до 2.88 мас. %), железа (до 0.67 мас. %) и магния (до 0.39 мас. %). Меньшие значения отмечаются для других, постоянно присутствующих в растворах включений элементов: Sr (до 510 г/т), Ba (до 900 г/т), Mn (до 110 г/т). Среди рудных компонентов присутствует Cu (до 110 г/т), значительно меньше Zn (до 16 г/т) и Pb (до 3 г/т).

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта совместных исследований Сибирского и Уральского отделений РАН (проекты № 98 и 09-И5-2004).

Литература

Арсентьева Е. А., Симонов В. А., Масленников В. В. Параметры гидротермальных растворов, сформировавших сульфидные трубы на Валенторском колчеданном месторождении (Северный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2008*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 191–194.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // *Геология и геофизика*. 1977. № 8. С. 16–27.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В. А., Арсентьева Е. А., Масленников В. В. Фазовая сепарация рудообразующего флюида в гидротермальных системах Валенторского колчеданного месторождения (Северный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2007*. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 123–128.

Симонов В. А., Ковязин С. В., Тереня Е. О. и др. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // *Геология рудных месторождений*. 2006. Т. 48. № 5. С. 423–438.

Н. А. Понырко¹, Л. Н. Шишакова²

*¹ – Российский Университет Дружбы Народов, г. Москва
misfortune_13@mail.ru*

² – Московский государственный университет, г. Москва

**Минералогия вкрапленных руд
Валенторского медно-цинково-колчеданного месторождения
(Северный Урал)
(научный руководитель И. В. Викентьев)**

Изучены минеральные особенности руд небольшого медно-цинково-колчеданного Валенторского месторождения. Работа выполнена на каменном материале, который включает в себя все типы руд месторождения и был собран во время научно-исследовательской практики на Северном Урале летом 2010 г. Изучение образцов проводилось в РУДН и ИГЕМ РАН.

Первые сведения о геологическом строении района появились 150 лет тому назад в работе А. П. Карпинского, составившего первую «геогностическую» карту большей части описываемой территории [Бобров, 1988]. Систематическое изучение района началось с середины XIX в. в связи с необходимостью создания на Северном Урале железо-меднорудной базы. После Великой Отечественной войны развернулись поисковые работы на железо и медь, в результате в 1959 г. было открыто Валенторское месторождение. Прогнозные и поисковые работы на медь и железо были продолжены в пределах площади в 1960–70 гг. С 2006 г. Григорьевская партия Уральской геолого-съёмочной экспедиции проводит на Кытлымской площади региональное геологическое доизучение 1 : 200000 масштаба [Петров и др., 2006].

Валенторское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в 20 км к западу от г. Карпинска [Бобров, 1988; Масленников, 2006]. Оно локализовано в вулканогенных породах лландоверийского возраста, в пределах Валенторской вулканотектонической депрессии и приурочено к зоне субмеридионального тектонического нарушения, насыщенного экструзиями и дайками кислого, среднего и основного состава [Бобров, 1988; Каретин, 2000]. Месторождение вскрыто глубоким карьером, находящимся на заключительной фазе отработки и состоящим из 3-х частей: южной – карьер № 1, центральной – карьер № 2 и северной – карьер № 3. Рудные тела имеют сложную морфологию и локализуются на сопряжении диагональных и субширотных нарушений. В 2010 г. были опробованы горизонты 202, 208 и 214 м; рудные тела 1, 2 и 4 южного и центрального карьеров.

Особенности минерального состава, текстур и структур руд. Колчеданные руды месторождения представлены массивными, а также прожилково- и гнездово-вкрапленными разностями. Они существенно обогащены цинком и особенно медью по сравнению с большинством месторождений уральского типа. Оставшиеся в стенках и дне карьера руды (непогашенных руд хватит на 1–2 года), в основном, прожилковые, прожилково-вкрапленные, редко – густовкрапленные, но, тем не менее, обогащены медью и сравнительно обеднены железом (часто их содержания сопоставимы).

Минеральный состав руд Валенторского месторождения типичен для уральских колчеданных месторождений. Из рудных минералов преобладают пирит (до 35 %), халькопирит, сфалерит (по 10–15 %); второстепенными являются борнит (до 5, местами до 10 %) и блеклая руда (до 2–5 %), редкими – ковеллин, халькозин, галенит, арсе-

нопирит (доли %), минералы золота и серебра [Бобров, 1988]. Нерудные минералы представлены кварцем (30 %), серицитом, хлоритом (по 5–10 %), подчиненными карбонатами. Руды характеризуются тонким проращением минералов размером от субмикронной вкрапленности до ~ 0.2 мм.

Рудные минералы и их типоморфные особенности. *Пирит* является главным минералом руд и в значительной степени предопределяет их внешний облик, а также структурные особенности. Это обусловлено не только большой распространенностью минерала, но и тем, что для пирита характерен широкий диапазон вариаций крупности его зерен и зернистых агрегатов (от единиц микрометров до 2 мм, иногда крупнее), а также большим разнообразием морфологических разновидностей, которые по ряду признаков являются его одновременными генерациями. Содержание пирита колеблется от 60 до 80 об. % в массивных и 30–70 об. % – в прожилковых и прожилково-вкрапленных рудах. Как правило, он встречается в виде мелкозернистых агрегатов, сложенных аллотриоморфными зернами от 0.001 до 0.3 мм, иногда до 2 мм.

Пирит представлен 3 генерациями. Пирит I и II являются более ранними по отношению к остальным рудным минералам. Наиболее ранний из них имеет реликты зонального строения. Содержание его в рудах (относительно остального пирита) – около 5 %. Пирит II более распространен и составляет около 70 % от общего количества. Представлен аллотриоморфными зернами размером 0.05–0.1 мм, реже идиоморфными кристаллами 0.1–0.3 мм, часто корродированными халькопиритом как с периферии, так и по трещинкам. Изометричный пирит III размером до 0.05–0.1 мм и более встречается редко. Сечения зерен четырехугольные, треугольные или близкие к этим формам. В некоторых кристаллах наблюдаются скошенные углы.

Характерными формами выделений *халькопирита* являются скопления, гнезда и жилки, тонкие включения в других минералах, в том числе эмульсиевидная вкрапленность в сфалерите. Тесно ассоциирует с пиритом, интенсивно замещая его. Является более поздним по отношению к пириту I и II. Также образует пятнистые выделения размером 2–3 мм.

Сфалерит в массивных рудах встречается редко, обычно в виде мелких зерен в халькопирите и кварце. В прожилково-вкрапленных рудах сфалерит также ассоциирует с халькопиритом в виде включений в нем; реже с кварцем в виде единичных прожилковидных скоплений. Наблюдаются крупные гнезда сфалерита размером до 2–3 мм, в которых, помимо пирита, встречаются мелкие включения галенита, блеклой руды, эмульсиевидной вкрапленности халькопирита, что свидетельствует о более позднем образовании последнего.

Блеклые руды представлены редкими вкрапленниками продолговатой или изометричной формы в сфалерите, иногда вместе с халькопиритом. Размер выделений обычно 0.05 мм и менее, реже более 0.1 мм. *Галенит* был встречен в нескольких образцах в виде включений в пирите, сфалерите, халькопирите. Размер его зерен – 0.02 мм.

Борнит, помимо прожилков в пирите, встречается в виде гнездовидно-прожилковидных агрегатов и гнездовой вкрапленности от микроскопических размеров до первых десятков миллиметров. В борните встречаются узкие прожилки и редкие изометричные выделения халькопирита и галенита. *Халькозин* постоянно присутствует в борните в виде: 1) узких прожилков; 2) мелких самостоятельных зерен или в сростании с борнитом в гнездообразных скоплениях, 3) крайне редко в виде каймы вокруг борнита.

Галенит, арсениопирит, самородное золото встречаются в единичных зернах.

Таким образом, для богатых Cu-Zn-колчеданных руд Валенторского месторождения характерны вкрапленные, прожилково-вкрапленные, густовкрапленные и мас-

сивные текстуры. Рудные минералы представлены пиритом (3 генерации), халькопиритом (2 генерации), сфалеритом (2 генерации). Реже встречаются борнит, блеклая руда, халькозин, галенит, арсенипирит, самородное золото. Были отобраны монофракции халькопирита, сфалерита и «рудного кварца» для нейтронно-активационного анализа, исследования изотопного состава серы и кислорода. Подготовлены аншлифы для микроскопических исследований.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (10-05-00747) и Государственного контракта 02.740.11.0327.

Литература

Бобров В. Н. Валенторское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 200–204.

Каретин Ю. С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины. Екатеринбург: Наука, 2000. 276 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Петров Г. А., Масленников В. В., Наседкина В. А. Первые данные о возрасте оруденения Валенторского медно-цинково-колчеданного месторождения // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 196–200.

Н. П. Сафина, Н. Н. Анкушева

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

safina@ilmeny.ac.ru

Условия формирования барита из рудных фаций Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал)

Введение. Сафьяновское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено на Среднем Урале, в Режевском рудном районе и сформировалось в девоне – нижнем карбоне [Язева и др., 1991]. Месторождение характеризуется низкой степенью метаморфизма и высокой степенью сохранности холмообразной сульфидной постройки, сформированной по модели «черного курильщика» [Масленников, 2006]. Основу сульфидного холма составляют массивные медноколчеданные руды с реликтами сфалерит-халькопиритовых труб «черных курильщиков». В осевой части постройки преобладают зональные сфалерит-баритовые жилы, детально изученные В. В. Мурзиным с соавторами [Мурзин и др., 2010]. Вблизи кровли холма располагаются колломорфные серноколчеданные руды. На флангах распространены отложения рудокластических фаций в виде обломков массивных и колломорфных руд и труб «черных курильщиков». При текстурном картировании наблюдались переходы брекчированных руд в коллювиальные брекчии и сульфидные песчаники. На удалении (до 300 м) от рудной залежи эти осадки сменяются пиритовыми, галенит-теннантит-барит-сфалеритовыми прослоями, чередующимися с углеродистыми пелитолитами и кремнистыми песчаниками. Пиритовые и баритсодержащие слои утратили признаки обломочного происхождения, и в связи с этим отнесены к группе сульфидно-углеродистых и барит-полиметаллических диагенитов, являющихся продуктами

интенсивного субмаринного преобразования тонкообломочных рудокластитов [Масленников, 2006].

Объектом исследования стала баритовая минерализация, широко распространенная в рудных фациях месторождения. **Цель** исследования заключалась в установлении минералого-геохимических особенностей и физико-химических условий формирования баритов на базе их сравнительного анализа.

Был исследован барит из: 1) интерстиций между агрегатами дисульфидов железа в рудах с колломорфной текстурой (барит-1); 2) цемента коллювиальных брекчий, сложенных обломками колломорфных руд (барит-2); 3) гнезд в галенит-теннантит-сфалеритовых прослоях (барит-3); 4) гнезд в галенит-сфалеритовом цементе коллювиальных брекчий, сложенных обломками кристаллического пирита (барит-4); 5) прожилков, пересекающих сульфидно-черносланцевые тонкослоистые отложения (барит-5). Во всех случаях, за исключением третьего, барит является поздним минералом относительно сульфидов. Барит-3 находится в тесном сростании с поздним сфалеритом (клеюфаном).

Методы исследований включали текстурно-структурный и минералогический анализы и определение: 1) химического состава баритов (электронной микроскоп РЭММА-202МВ, ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров); 2) состава, солёности, температуры образования гидротермальных растворов методами термобарогеохимии (Linkam THMSG-600, ЮУрГУ, г. Миасс), газовой хроматографии (газовый хроматограф серии «Цвет-100» с пиролитической приставкой П-75, ГЕОХИ РАН, г. Москва, аналитик О. Ф. Миронова) и изотопного анализа (масс-спектрометр ThermoFinnigan MAT DELTA XL, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург).

Результаты исследований. Барит-1 в колломорфных рудах представлен скоплениями тонких (до 0.1 мм) пластинчатых кристаллов. Барит-2 из цемента серноколчеданных коллювиальных брекчий образует копьевидные кристаллы, единичные или в виде разноориентированных сростков. Гнезда барита-3 в галенит-теннантит-сфалеритовых прослоях состоят из пластинчатых кристаллов с совершенной спайностью в двух направлениях. Отдельные пластинки смяты, раздроблены и заполнены микротрещинами поздних генераций сульфидов. Барит-4 образует пластинчатые кристаллы. Барит-5 представлен субизометричными кристаллами, нередко с ромбовидными сечениями, а также разноориентированными пластинками различной толщины.

Химический состав изучаемых баритов соответствует теоретическому составу этого минерала, в нем обычны примеси SrO и CaO – соответственно до 1.06 и 0.11 мас. %. Отчетливые корреляции между содержаниями этих элементов не установлены. Наиболее богаты SrO и CaO барит-1, 3 и 4, в отличие от барита-2 и 5 из серноколчеданных брекчий и сульфидно-углеродистых диагенитов, содержащих только примесь SrO (табл.). При этом в составе барита-5 среднее содержание SrO минимально.

Флюидные включения в баритах изучались с использованием стандартных методик [Борисенко, 1977; Vodnar, Vityk, 1994]. Включения размером 10–30 мкм располагаются группами и не связаны с трещинами, что позволяет считать их первичными. Форма включений изометричная, иногда угловатая.

Общий интервал температур эвтектики для баритов указывает на преобладание в системе водного хлоридно-натриевого раствора (см. табл.). Наиболее высокотемпературные разновидности барита установлены в брекчиях в ассоциации со сфалеритом и галенитом. В серноколчеданных брекчиях температуры гомогенизации минимальны. С увеличением степени придонного преобразования тонкообломочных барит-сфалеритовых рудокластитов температуры гомогенизации вновь возрастают.

Т а б л и ц а

Характеристика баритов Сафьяновского медно-колчеданного месторождения

Определение	Барит-1	Барит-2	Барит-3	Барит-4	Барит-5
Средний химический состав, мас. %					
BaO	65.03	64.64	64.70	65.00	65.46
SO ₃	34.29	34.31	34.50	34.42	34.39
SrO	0.56	0.35	0.65	0.69	0.085
CaO	0.06	0.00	0.045	0.09	0.00
Сумма	99.94	100.01	99.90	100.20	99.94
Термобарогеохимические характеристики					
T _{гом} , °C	160–190	130–170	190–235	190–240	160–200
T _{эвт} , °C	–21.7...–22.3	–22.0...–22.3	–21.0...–21.2	–21.2...–21.7	–21.6...–22.1
T _{плльда} , °C	–1.5...–2.7	–1.5...–3.3	–0.7...–1.8	–1.7...–4.7	–1.8...–3.3
Соленость, мас. % NaCl-эkv.	2.2–4.5	2.5–5.0	1.5–3.0	3.0–7.4	3.0–5.4
Преобладающая соль в растворе	NaCl- Na ₂ CO ₃ - NaHCO ₃ - Na ₂ SO ₄ -H ₂ O	NaCl- Na ₂ SO ₄ -H ₂ O	NaCl	NaCl	NaCl
Результаты газово-хроматографического анализа					
N ₂ *	<u>32.14</u> 0.005	<u>29.29</u> 0.02	<u>39.29</u> 0.05	<u>46.79</u> 0.06	<u>44.03</u> 0.05
CH ₄ *	<u>268.75</u> 0.05	<u>33.13</u> 0.02	<u>20.0</u> 0.03	<u>36.88</u> 0.04	<u>34.34</u> 0.04
CO**	<u>8.17</u> 1.46	<u>0.73</u> 0.39	<u>0.08</u> 0.10	<u>0.16</u> 0.18	<u>0.10</u> 0.12
CO ₂ **	<u>8.86</u> 1.58	<u>1.20</u> 0.65	<u>0.44</u> 0.57	<u>1.63</u> 1.80	<u>0.80</u> 0.98
H ₂ O**	<u>542.78</u> 96.91	<u>183.78</u> 98.93	<u>76.67</u> 99.25	<u>88.89</u> 97.93	<u>80.88</u> 98.81
Изотопный состав серы					
δS ³⁴ , ‰	+25.5	+27.0	+24.6	–	+25.9

Примечание. Количество анализов: барит-1 (7), барит-2, -4, -5 (3), барит-3 (6); * – содержания приведены в Мкм/кг, ** – Мм/кг; в знаменателе – относительное содержание компонентов в объеме вскрывшихся газов; прочерк – нет данных.

Сравнительный анализ показал различия в солености рудообразующих растворов (см. табл.). При формировании барита-1, 2 и 5 солености растворов была близка к морской воде (~3.5 мас. % NaCl-эkv). Барит-3 был образован из более разбавленных растворов. Для барита-4 установлены повышенные значения солености растворов.

С помощью метода газовой хроматографии проанализирован состав газовой составляющей флюидных включений в изучаемых разновидностях барита. Барит-1 из колломорфных руд обладает максимальными относительными содержаниями CO,

CH₄ и минимальными N₂ (см. табл.). В тоже время накопление N₂ и CO₂ отмечается в барите-4 из цемента коллювиальных брекчий, а H₂O в барите-3 сульфидных диагенитов.

Изотопный состав серы в установленных разновидностях баритов варьирует в небольшом диапазоне +24.6... +27.0 ‰. Отмечается утяжеление состава серы в ряду: барит-3 – барит-1 и 5 – барит-2 (см. табл.).

Обсуждение и выводы. Формирование барита-1 в микротрещинах серноколчеданных руд происходило на заключительных этапах рудного процесса, что согласуется с температурами гомогенизации флюидных включений и максимальными суммарными содержаниями в них летучих газов. Цементация сульфидных брекчий сопровождалась, в одном случае, понижением температуры минералообразования (барит-2), в другом – повышением (барит-4). Изменения в составе флюидных включений в этих баритах следующие: в серноколчеданных разностях (барит-2) увеличиваются концентрации CO и H₂O, а в пирит-сфалерит-галенитовых (барит-4) – выше содержания N₂, CH₄ и CO₂. С ростом степени постседиментационного преобразования тонкообломочных рудокластитов, а также температуры минералообразования степень восстановленности газов снижается. Миграция флюидов с CH₄-N₂-H₂O по ослабленным зонам в литифицированных слоистых диагенитах вызывала формирование поздних генераций барита в виде прожилков и гнезд. Прожилки барита-5, рассекающие пиритовые и углеродистые слои с фрамбоидами и конкрециями пирита, отличаются накоплением N₂ и CO₂, связанных, вероятно, с органическим веществом, захороненным при осадконакоплении. Известно, что усиленное накопление CO₂ за счет органического вещества начинается еще на стадии диагенеза [Япаскурт, 1999]. Катагенетические изменения вещественного состава и структуры галенит-теннантит-барит-сфалеритового осадка при повышенной температуре в присутствии смешанных растворов сопровождается значительным снижением в барите-3 содержания CO₂, а также CH₄, CO, и увеличением содержания N₂ и H₂O.

Результаты изотопных исследований свидетельствуют о тенденции увеличения значений δS^{34} с уменьшением температуры образования барита. Нарастание тяжелого изотопа в барите из коллювиальных брекчий связывается с вовлечением в минералообразующую систему изотопно-тяжелой серы сульфата морской воды [Гидротермальные..., 1992]. Сходные (+25.5 и +25.9 ‰) значения δS^{34} в барите из колломорфных руд, насыщенных оруденелой фауной, и сульфидно-углеродистых пелитолитов объясняются участием биогенной серы в процессе минералообразования.

Полученные данные позволили установить эволюцию состава минералообразующего флюида. Предполагается, что состав включений в барите-1 соответствует первичному составу гидротермального флюида. Дальнейшие преобразования флюида, связанные с разрушением, переотложением, захоронением и придонным изменением сульфидных руд, заключаются в его окислении в результате смешения с поровыми растворами, что приводило к обогащению барита азотом, углекислотой, стронцием и кальцием. В целом, полученные параметры для баритов характеризуют различные стадии литогенеза сульфидных отложений: гидротермальную (барит-1), диагенеза (барит-2 и 4) и катагенеза (барит-3 и 5).

Авторы благодарят д.г.-м.н. В. В. Масленникова и к.г.-м.н. А. М. Юминова за обсуждение результатов исследований, И. В. Кислюк, Н. П. Иванову и Е. В. Кустову – за изготовление прозрачно-полированных пластинок и шлифов, В. А. Котлярова и О. Ф. Миронову и сотрудников ВСЕГЕИ – за выполнение анализов.

Работа проводилась при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО-СО РАН (09-И-5-2004) и в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК П237).

Литература

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–18.

Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана / Под ред. И. С. Грамберг, А. И. Айнемер. СПб.: Недра, 1992. 278 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Ярославцева Н. С., Молошаг В. П. Минералогия и строение барит-сульфидных жил Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 12–19.

Язев П. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 76–58.

Янакурт О. В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратосфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Vodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

В. В. Мурзин¹, И. В. Викентьев², Д. А. Варламов³

*¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
murzin@igg.uran.ru*

*² – Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
viken@igem.ru*

*³ – Институт экспериментальной минералогии, г. Черноголовка
dima@iem.ac.ru*

Стадийность минералообразования и РТХ-условия формирования Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения (Средний Урал)

Сульфидные Cu-Co месторождения Урала располагаются в вулканогенных породах базальтоидных формаций Присакмарской металлогенической зоны Западно-Магнитогорского пояса, которая сопоставлялась до недавнего времени с окраинно- и внутриконтинентальными рифтовыми зонами на коре океанического типа O₃-S₁ возрастного уровня. В соответствии с этими палеотектоническими представлениями, Cu-Co оруденение (с юга на север – Ишкининское, Дергамышское, Ивановское, Маукское, Пышминско-Ключевское) относилось к колчеданному оруденению кипрского типа [Еремин, 1983 и др.].

Современные исследования Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений на Ю. Урале [Зайков и др., 2009 и др.] указали на их приуроченность к фрагментам ранне-среднедевонской аккреационной призмы Западно-Магнитогорской островной дуги и на формирование оруденения в два этапа – островодужный (первичные руды) и коллизионный (поздняя As-содержащая минерализация). Руды месторождений Ю. Урала полигенны и образованы гидротермально-осадочным, седиментационным и гидротермально-метасоматическим способами.

Вулканогенно-осадочное оруденение Маукского месторождения связывается исследователями с обстановкой океанического спрединга. Специфика этого месторождения заключается в том, что оно располагается в зоне проявления неоднократной тектонической и метаморфической трансформации, что предопределило глубокие изменения руд и вмещающих пород и почти полное уничтожение признаков их первичного происхождения [Сазонов и др., 1999; Масленников и др., 2008].

Нами минералогическими, термобарогеохимическими и изотопно-геохимическими методами детально изучается Пышминско-Ключевское месторождение – наиболее крупное из известных сульфидных Cu-Co месторождений Урала. Цели исследования: 1) решение проблемы генезиса месторождения в связи с неоднозначностью имеющихся представлений на этот вопрос и 2) создание обобщающей модели становления базальтоидной медно-кобальтовой рудно-магматической системы и определения положения в ней изучаемого месторождения.

Рудные тела Пышминско-Ключевского месторождения концентрируются в пределах многочисленных зон расланцевания и метасоматоза вулканогенных пород, имеющих с ними резкие контакты. Они залегают несогласно по отношению к их слоистости и сланцеватости [Малахов, Вахромеев, 1940; Сазонов и др., 1999]. Выделяются две формации околорудных метасоматитов – ранние пропилиты и более поздние листвениты [Сазонов и др., 1999]. Медно-кобальтовые руды сопровождаются пропилитами эпидот-актинолитовой и серицит-хлоритовой фаций. Листвениты, развитые преимущественно в южной части месторождения, несут вкрапленную сульфидную минерализацию, а также кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки, местами золотоносные.

Практически всеми исследователями Пышминско-Ключевского месторождения признается гидротермально-метасоматический генезис руд, однако по вопросам геодинамических условий его образования, возраста оруденения, источника рудоносных флюидов высказаны самые различные представления. Как было указано выше, рядом исследователей месторождение отнесено к кипрскому типу, связанному с комплексами офиолитовой ассоциации O_2-S_1 (Н. И. Еремин, Е. С. Контарь, Л. Е. Либарова). Доминирующими являются представления о генетической связи оруденения с флюидами, отделяющимися при становлении магматических пород рудного поля – габбро, плагиогранитов, вулканитов, или с их глубинным очагом (А. Е. Малахов, С. А. Вахромеев, А. П. Наседкин, В. А. Прокин и др.). При этом современные данные указывают на вероятную комагматичность всех перечисленных пород и принадлежность их к островодужным комплексам, с которыми связаны проявления медно-порфирового и скарнового типов, но не колчеданного. Существует представление о возникновении месторождения в связи с поступлением флюидов при развитии коллизионных процессов в P_2-T время [Сазонов и др., 1999].

В результате исследований нами предлагается трехстадийная схема минералообразования пропилитов и сопряженных с ними руд. При этом рудные и нерудные минералы всех стадий фиксируются в том или ином количестве во всех типах выде-

ленных нами руд, отражая постепенную смену и замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными (табл.). Оценка термодинамических условий отложения руд проведена с использованием условий стабильности сульфидных парагенезисов, а также по доломит-кальцитовому геотермобарометру, хлоритовому, кобальтиновому и кварц-магнетитовому изотопно-кислородным геотермометрам. Выделены три температурных фации формирования Cu-Co руд: высокотемпературная (более 500–450 °С), отвечающая отложению минералов 1 стадии, высоко-среднетемпературная (430–300 °С) – отложение продуктов 2 стадии; средне-низкотемпературная (менее 300 °С) – отложение минералов 3 стадии и преобразование минералов ранних стадий (см. табл.).

Температурными реперами процесса рудоотложения 1 стадии являются присутствие в рудах высокосернистого гексагонального пирротина (более 500 °С), а также точка распада пентландитового твердого раствора (iss) с выпадением из него аргентопентландита, устойчивого ниже 455 °С. Карбонатный парагенезис биотитового пропилита с линзовидными выделениями кварц-карбонат-сульфидного состава отложен при $T = 510\text{--}482$ °С и $P = 1.3$ кбар.

Формирование рудных и нерудных парагенезисов 2 стадии начинается с отложения парагенезиса пирита с гексагональным пирротинном при 400–350 °С, что установлено по степени железистости гексагонального пирротина $N_{\text{FeS}} = 0.941\text{--}0.946$. К приведенным значениям температуры близка оценка 410–370 °С, полученная по распределению кобальта между пиритом и пирротинном [Еремин, 1983]. Температурный диапазон отложения парагенезиса Co-пирита и кобальтина, определенный по кобальтиновому геотермометру, отвечает 400–300 °С. Карбонатные парагенезисы пропилитов серицит-хлоритовой фации 2 стадии сформированы при $T = 345\text{--}320$ °С и $P = 0.54\text{--}0.48$ кбар. Установлено также, что образование как кварцевых прожилков, так и жил 2 стадии происходило при близких температурах, составивших по данным изотопного кислородного кварц-магнетитового геотермометра 370–430 °С [Викентьев и др., 2010].

Температурный режим формирования минеральных парагенезисов 3 стадии оценивается нами < 300 °С. Основанием для таких оценок является присутствие в них пирротина моноклинной модификации, устойчивого ниже 250 °С, а также значения температуры 310–260 °С, полученные с привлечением хлоритового геотермометра.

Парагенезис пирротин + пирит + магнетит (po-py-mt) характерен для всех стадий и зон пропилитов, однако в различных количественных соотношениях. Этот парагенезис является весьма важным и информативным индикатором ряда параметров процесса рудообразования. Положение точки po-py-mt равновесия на термодинамических диаграммах свидетельствует об эволюции ряда параметров остывающего флюида – понижение фугитивности серы и кислорода (от $f_{\text{S}_2} = 10^{-5}$ при 500 °С до $10^{-13.5}$ при 250 °С и $f_{\text{O}_2} = 10^{-21}$ при 500 °С до 10^{-38} при 250 °С) [Kuchima, 1989] и повышение щелочности от кислой до слабо щелочной – pH = 5 при 350 °С до pH = 8 при 150 °С. При этом в условиях po-py-mt равновесия растворимость хлоридных и гидросульфидных комплексов золота в гидротермальных растворах резко уменьшается с понижением $T < 400$ °С [Gibert et al., 1998; Cooke et al., 2000]. Данные соображения объясняют повышение степени золотонности руд от ранней стадии к поздней.

Таким образом, Cu-Co оруденение изученного месторождения сформировано одноэтапно при постепенном снижении РТ-параметров и проявлении внутрирудных тектонических деформаций. Остаются открытыми вопросы о генетическом единстве

Стадийность минералообразования пропицитов и сопряженных с ними руд

Минералы	Стадии (генерации минералов)		
	I	II	III
Актинолит	-----		
Биотит	-----		
Альбит	-----		
Хлорит	-----	-----
Эпидот		
Апатит	
Монацит		
Серицит	-----	
Кварц		-----	-----
Карбонат	-----	-----
Магнетит	-----	-----
Ильменит	-----	
Гематит		
Пирит	-----	-----	-----
Пирротиновый твердый раствор (высокосернистый гексагональный пирротин)	-----	Некогерентный распад на промежуточный гексагональный или моноклинный пирротин + пирит	
Моносulfидный твердый раствор Fe-Ni-S (mss)	-----	Некогерентный распад на гексагональный пирротин + пентландит (замещается виоларитом)	
Халькопиритовый промежуточный твердый раствор (iss)	-----	Распад на халькопирит + высокий кубанит → низкий кубанит (T < 200 °C) → Ni-троилит (T < 138 °C)	
Серебросодержащий моносulfидный твердый раствор Fe-Ni-S (mss)	Распад на аргентопентландит + пентландит → пирротин → «сотовый» по аргентопентландиту	
Пирротин гексагональный (промежуточный)		-----	Переходит в моноклинный
Пирротин моноклинный			-----
Пентландит		-----	Замещается виоларитом
Кобальтин		
Виоларит		
Халькопирит 2 стадии		-----	Распад с выделением макинавита (T < 153 °C)
Халькопирит 3 стадии			-----
Сфалерит
Молибденит		
Мелонит	
Гессит		
Самородное золото	
Теллурувисмутит		
Уранинит	-----	
T, °C	> 450–500	430–300	< 300
P, кбар	1.3	0.48–0.54	

Примечание. Количественные соотношения минералов: ----- основные, ----- второстепенные, редкие, очень редкие.

пропилитов и березитов-лиственитов с соответствующими им типами оруденения, возможности временного разрыва между ними и формирования в разные этапы.

Исследования проводятся при поддержке программы ОНЗ РАН, финансируемой УрО РАН (проект № 09-Т-5-1011).

Литература

Викентьев И. В., Мурзин В. В., Прокофьев В. Ю. и др. РТ-условия минералообразования и характеристика флюида на Пышминско-Ключевском медно-кобальтовом месторождении (Средний Урал) // Доклады АН. 2010. Т. 430. № 5. С. 671–674.

Еремин Н. И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ, 1983. 256 с.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Артемьев Д. А. и др. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.

Малахов А. Е., Вахромеев С. А. Пышминско-Ключевское месторождение как особый генетический тип среди медисто-колчеданных месторождений Урала // Тр. Свердловского горного института, 1940. Вып. 5. С. 64–77.

Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Сафина Н. П., Белогуб Е. В. Сульфидно-магнетитовые руды медно-колчеданных месторождений Уральского палеоокеана // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 102–105.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 1999. 570 с.

Cooke D. R., Bull S. W., Large R. R., Mcgoldrick P. J. The Importance of Oxidized Brines for the Formation of Australian Proterozoic Stratiform Sediment-Hosted Pb-Zn (Sedex) Deposits // Economic Geology. 2000. Vol. 95. P. 1–18.

Gibert F., Pascal M.-L., Pichavant M. Gold solubility and speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold (AuHS^o) at 350 to 450 °C and 500 bars // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 2931–2947.

Kishima N. A thermodynamic study on the pyrite-pyrrhotite-magnetite-water system at 300–500 °C with relevance fugacity/concentration quotient of aqueous H₂S // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. P. 2143–2155.

М. Б. Хадисов¹, В. В. Масленников^{1,2}, Н. Р. Аюпова^{1,2}, С. П. Масленникова¹

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mas@mineralogy.ru

² – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

Рудно-фациальная реконструкция сульфидной постройки девонских «черных курильщиков» Молодежного медно-цинково- колчеданного месторождения (Южный Урал)

Реконструкция сульфидных построек в палеозойских риолит-базальтовых формациях имеет принципиальное значение для выявления причин разнообразия месторождений колчеданного семейства. Одним из важнейших методов реконструкций является метод рудно-фациального анализа [Жабин и др., 1974; Масленников, Зайков, 2006], сущность которого заключается в прослеживании рудных фаций.

Рудная фация в данном случае рассматривается как часть рудного тела, отличающаяся от другой части по комплексу текстурных, структурных, минералогических, геохимических и других признаков, отражающих специфические условия и обстановки колчеданообразования. Одним из самых интересных объектов для реконструкций является Молодежное медно-цинково-колчеданное месторождение, содержащее типичные фации «черных курильщиков».

Молодежное месторождение изучалось Г. В. Петровым, Н. К. Курбановым, Е. П. Шираем, В. А. Прокиным, А. К. Тимергазиной, А. Г. Злотник-Хоткевичем, А. В. Пуркиным, В. Ф. Рудницким, П. Я. Ярошем, С. В. Колотовым, В. В. Зайковым, В. В. Масленниковым и др. Обобщенный анализ геологического строения месторождения приводится в монографии [Медноколчеданные..., 1988].

Месторождение расположено в месте сочленения склона Узельгинской линейной палеовулканической структуры с Ялшанским субмеридиональным разломом. В геологическом разрезе выделяются толщи, относимые к карамалыташской свите (снизу вверх): 1) базальтовая подрудная; 2) риодацитовая рудовмещающая; 3) риолитовая надрудная. Улугауская свита представлена двумя толщами: нижняя сложена андезитами, известняками и вулканомиктовыми песчаниками, верхняя – алевролитами и песчаниками, перемежающимися с потоками андезитов. На месторождении все четыре рудных тела приурочены к горизонту вулканогенно-осадочных пород, располагающемуся вдоль границы риолит-дацитовая и риолитовая толщ. Единая рудная залежь расчленена субвулканическими телами на несколько рудных тел, образующих макротекстуру «разбитой тарелки». Основные запасы руд сосредоточены в первом и втором рудных телах линзовидной формы, падающих на восток под углами 25–60°. Субмеридиональные раздвиговые разрывные нарушения разделяют их на ряд блоков.

На месторождении обнаружены и охарактеризованы разнообразные генетические типы рудных фаций, среди которых наиболее значимыми являются придонные (подповерхностные) гидротермально-метасоматические, донные гидротермальные (трубы «палеокурильщиков» и диффузеры), донные гидротермально-биогенные, кластогенные, субмаринные гипергенные и регенерированные. Ядро сильно разрушенного сульфидного холма Молодежного месторождения сложено массивным серным колчеданом, содержащим вкрапленность халькопирита и, в меньшей степени, сфалерита. Изредка встречаются реликты обломочной текстуры, в значительной мере преобразованные в массивные пиритовые агрегаты. Эта **гидротермально-метасоматическая** фация является классическим представителем зоны перекристаллизации и гидротермального кислотного выщелачивания или «зоны рафинирования», которая впервые была выделена на примере колчеданных месторождений Хокуроко [Eldridge et al., 1983]. Руды обычно лишены редких минералов, за исключением теллуридов, встречающихся в подрудной штокверковой зоне. К аксессуарным минералам относятся марказит, арсенипирит, пирротин, магнетит, алтаит, теллуровисмутит, колорадоит, эмрессит и гессит [Колотов, 1992].

Донные гидротермальные фации представлены фрагментами сульфидных труб и диффузеров. Сульфидные трубы встречаются в составе рудных брекчий на склонах гидротермального холма. Диаметр фрагментов труб достигает 10 см. Преобладают медно-цинково-колчеданные трубы и среди них кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовые разновидности. Наружные части оболочек (A1) обычно представлены ламинарным колломорфным пиритом, переходящим в почковидные агрегаты того же состава. В интерстициях почковидных агрегатов встречаются кристаллы халькопирита, обросшие сфалеритом и кварцем. В средних частях оболочек труб (A2)

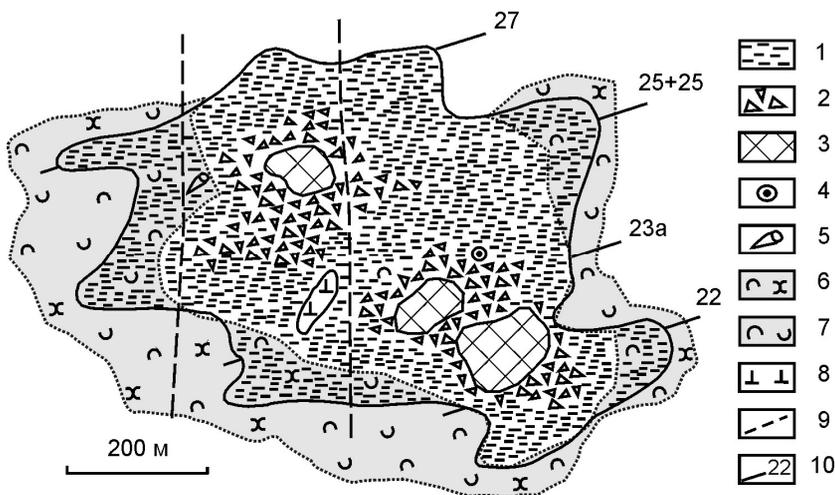


Рис. Реконструкция единой рудной залежи Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения (составлена М. Б. Хадисовым и В. В. Масленниковым с использованием материалов Межозерной ГРП).

1 – мелкообломочные и слоистые колчеданные руды; 2 – крупнообломочные колчеданные руды; 3 – ядра массивного серного колчедана – реликты разрушенных сульфидных холмов; 4 – места находок труб «черных курильщиков»; 5 – места находок оруденелой фауны; 6 – гематитизированные хлоритолиты; 7 – гематитовые госсаниты; 8 – дациты; 9 – разломы; 10 – разведочные профили.

наблюдаются редкие псевдоморфозы марказита и пирита по кристаллам пирротина. По мере приближения к внутренней части трубы появляются сфалерит, халькопирит, кварц и эвгдральные кристаллы пирита. Каналы труб последовательно зарастали халькопиритом, сфалеритом, пиритом и кварцем. Первый мелкозернистый слой халькопиритовой крустификации внутренней стенки типичной трубы (B1) содержит рассеянные гексаэдры пирита и тонкую вкрапленность алтаита, гессита, магнетита, блеклых руд, галенита и самородного золота, иногда в ассоциации с арсенипиритом. Средний слой (B2) обычно сложен крупными копьевидными кристаллами халькопирита. В центральной части халькопиритовой крустификации акцессорные минералы отсутствуют. Теллуриды, блеклые руды и самородное золото вновь появляются во внутренних частях халькопиритовой зоны. Осевые каналы труб (С) этого типа обычно заполнены крустификационным сфалеритом, содержащим агрегаты псевдоморфоз сажистого пирита по кристаллам пирротина. По мере продвижения к центру канала теллуридно-сульфоарсенидная минерализация сменяется вкрапленностью магнетита, галенита и теннантита. Кварц встречается в небольших количествах. По сравнению с сульфидными трубами неметаморфизованных колчеданных месторождений, на Молодежном месторождении, испытавшем зеленокаменный метаморфизм низких ступеней, марказит почти не встречается.

Диффузеры, в отличие от труб «черных курильщиков», обычно состоят из агрегатов пористого колломорфного и зернистого пирита.

Гидротермально-биогенные фации на месторождении встречаются крайне редко на флангах сульфидного холма среди сульфидных брекчий и турбидитов. Серноколчеданные обломки обычно сложены оруденелыми полихетами, трубки

которых образованы колломорфным и фрамбоидальным пиритом, а осевые полости заполнены кварцем.

Кластогенные сульфидные руды залегают в кровле и на южной выклинке первой рудной залежи, а также почти полностью слагают вторую залежь. Кроме преобладающих коллювиальных брекчий, в кровле и на выклинках колчеданной залежи обнаружены сульфидные турбидиты. Рудокласты обычно представлены серноколчеданными обломками, иногда сцементированными баритом, кварцем, реже халькопиритом и сфалеритом. Обломки труб, диффузеров и оруденелой фауны встречаются гораздо реже. Обломки массивного зернистого пирита указывают на глубокую эрозию сульфидного холма, вплоть до «зоны рафинирования». В составе слоистой пачки, маркирующей положение рудоконтролирующего литолого-стратиграфического уровня, участвуют эдафогенно-ксеногиалокластогенные брекчии и песчаники риодацитового состава, содержащие резургентные обломки сульфидных руд, базальтов, афировых дацитов, джасперитов и кварц-хлорит-гематитовых госсанитов. Среди гиалокластогенных отложений встречаются прослои сульфидных гравелитов, песчаников и апогиалокластогенных хлоритолитов.

Субмаринные гипергенные фации, или сульфидные диагениты присутствуют на выклинках рудного тела (особенно второго). Наблюдается переход дистальных сульфидных турбидитов в полосчатые руды, в составе которых выделяются слои барита, халькопирита, теннантита, борнита и пирита. Многообразие минералов связано именно со второй залежью, в строении которой, кроме пирита, сфалерита и халькопирита, существенную роль играют борнит, теннантит и барит. Эти минералы рассматриваются как отражение процессов выщелачивания и повторного обогащения руд в процессе субмаринного гипергенеза, или гальмиролиза кровли рудного тела. К границе баритовой и борнитовой зон субмаринного гипергенеза приурочены интервалы с повышенными содержаниями Au до 50 г/т [Масленников, Зайков, 1991]. Характерными аксессуарными минералами борнитсодержащих руд являются энаргит, германит, станноидит, моусонит, арсеносульванит, штрмейерит, макинстрит, ялпайт, самородное золото [Колотов, 1992; Зайков и др., 2002].

Основными представителями **гальмиролитических** фаций являются мощные (до 0.6 м) слои магнетит-хлорит-гематитовых, кварц-хлорит-гематитовых и гематитовых госсанитов [Зайков и др., 1989]. Госсаниты – продукты субмаринного окисления сульфидных руд типа «железной шляпы» – установлены в кровле рудного тела № 2, их прослои достигают мощности 50–60 см. В отличие от автохтонных госсанитов, аллохтонные содержат значительную примесь гиалокластического материала, превращенного в хлорит и гематит [Масленников, 1999]. В госсанитах встречается самородное золото, реликтовая вкрапленность сфалерита, халькопирита, галенита и магнетита.

Установлено, что каждая рудная фация характеризуется своими минералогическими особенностями: в гидротермальных жилах и сульфидных трубах «черных курильщиков» преобладают теллуриды и сульфоарсениды, в продуктах субмаринного преобразования рудокластитов – блеклые руды, самородное золото, галенит, сульфиды меди и серебра, а теллуриды сохраняются лишь в реликтовом халькопирите. Наблюдается корреляция между текстурными типами руд и содержаниями главных рудных элементов и элементов-примесей. В частности, показано, что Cu и S концентрируются в осевой части сульфидного холма, там, где преобладают гидротермально-преобразованные рудные фации зоны «рафинирования» исходных руд. Теллур ассоциирует с медной аномалией там, где на склонах сульфидного холма

встречаются обломки теллуридсодержащих труб «черных курильщиков». Zn, As, Pb, Ag, Au концентрируются на флангах сульфидной постройки в связи с галенит-борнит-теннантит-золото-штромейерит-блекловорудной сфалерит-баритовой фацией продуктов субмаринного гипергенеза дистальных сульфидных турбидитов.

Принципиально новым является выявление фланговых аномалий Se, связанных с микровключениями науманнита, впервые обнаруженного в рудах колчеданных месторождений Урала. Это позволило разработать критерии «степени зрелости» сульфидных построек. На примере колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал) установлено, что в ряду от слабо разрушенных сульфидных холмов (месторождение Озерное) к сильно разрушенным холмам (Молодежное, Узельга-4, 2), рудокластическим линзам с реликтами холмов (Узельга-5, Талган), и наконец, к рудным пластам, сложенным дистальными сульфидными турбидитами и диагенитами (Восточно-Молодежное) уменьшается количество и разнообразие теллуридов и сульфоарсенидов и возрастает содержание блеклых руд и галенита. В этом же направлении уменьшаются объемы донных гидротермальных и придонных гидротермально-метасоматических фаций, нарастает количество рудокластитов и продуктов их субмаринного гипергенеза. Новые данные доказали высказанную ранее [Масленников, 1999], но еще не общепринятую идею о закономерной эволюции минерального состава сульфидных построек в процессе их субмаринного гипергенеза (гальмиролиза).

Научно-исследовательские работы выполнены в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–13 годы (ГК П 237) и интеграционного проекта СО-УрО РАН (№ 09-B5-2004).

Литература

Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова Н. С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения // Геология рудных месторождений. 1974. Т. XIII. № 2. С. 60–75.

Зайков В. В., Масленников В. В., Теленков О. С., Санько Л. А. Железисто-кремнистые отложения Молодежного колчеданного месторождения (Южный Урал) // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов: Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 109–127.

Зайков В. В., Масленников В. В., Тесалина С. Г., Белозуб Е. В. Строение и минералогия рудных фаций медноколчеданных месторождений // Уральская минералогическая школа-2002. Екатеринбург: УГГА, 2003. С. 17–19.

Колотов С. В. Структура и зональность медноколчеданного месторождения Молодежное. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 16 с.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Масленников В. В., Зайков В. В. О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1434–1437.

Масленников В. В., Зайков В. В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: ЮУрГУ, 2006. 224 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмаилов и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.

Eldridge C. S., Barton P. B., Ohmoto H. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko ore bodies // Economic Geology. 1983. № 5. P. 241–281.

Экспериментальное окисление полиметаллических руд Верхне-Аршинского месторождения (Ю. Урал)

При хранении сульфидных руд происходит окисление сульфидов с образованием серной кислоты и сульфатов тяжелых металлов. Скорость окисления, концентрация минеральных кислот и ионов тяжелых металлов зависят от многих факторов: климатических условий, гидрологического и гидрогеологического режима, соотношения рудных и нерудных минералов в отходах, типов сростков и размеров рудных включений, химической активности нерудных минералов. Процесс окисления сульфидов может растягиваться на многие десятки лет и, вследствие этого, отвальные продукты представляют угрозу для окружающей среды и после завершения эксплуатации месторождения.

Верхне-Аршинское свинцово-цинковое месторождение локализовано в осадочной толще, подстилающими породами являются доломиты, перекрывающимися – филлиты [Ротарь и др., 1976ф]. Эксплуатация месторождения закончена в 1958 г. В районе месторождения сохранились два затопленных карьера, заросшие деревьями отвалы, остатки рудного склада, под которым находятся пересыхающие мочажины, пруд и плотина р. Арша, сложенная глыбами доломитов и серноколчеданных и полиметаллических сульфидных руд. Сульфидные руды частично разрушились, но кислотная реакция мочажин и сульфатообразование свидетельствуют о продолжающихся процессах окисления.

Целью работы явилась оценка скорости окисления полиметаллических руд при различных начальных значениях рН растворов и влияния на процесс окисления вмещающих пород – доломитов и филлитов.

Для эксперимента на рудном складе был отобран образец полиметаллической руды, в карьере – образцы доломита и филлита. Полиметаллическая руда полосчатая, линзовидно-полосчатая, среднезернистая, минеральный состав – пирит, сфалерит, галенит, из нерудных минералов в незначительном количестве присутствуют кварц и доломит. Химический состав исходной руды (мас. %): Zn 15, Pb 5, Fe 25. Филлит плитчатый, тонкозернистый, минеральный состав (%): кварц 45–50, серицит 15–20, каолинит 10–15, полевые шпаты 10–15, карбонаты (кальцит и доломит) < 5, хлорит < 5. Доломит массивный, мелкозернистый, мономинеральный.

Условия эксперимента. В химический стакан помещалась навеска, которая заливалась 250 мл раствора с начальным рН 2, 4, 5.5 и 10.1. Для приготовления растворов использовалась дистиллированная вода (рН 5.5) и вода, подкисленная серной кислотой (до рН 2 и 4) и ошеложенная гидроксидом натрия (до рН 10.1). В качестве исходного вещества использована руда (1 г), смесь руды и доломита (по 1 г руды и доломита) и смесь руды и филлита (по 1 г руды и филлита). Опыт проходил при комнатной температуре (18–22 °С), без ограничения доступа воздуха и продолжался 81 день. В течение опыта регулярно (раз в 1–3 дня) проводились измерения рН растворов (на рН-метре милливольтметре рН-121). На 30, 44 и 61 день были проанализированы концентрации металлов в растворе (Perkin-Elmer 3110 в пламени ацетилен-воздух, аналитик М. Н. Маляренко), для чего отбиралось по 10 мл раствора.

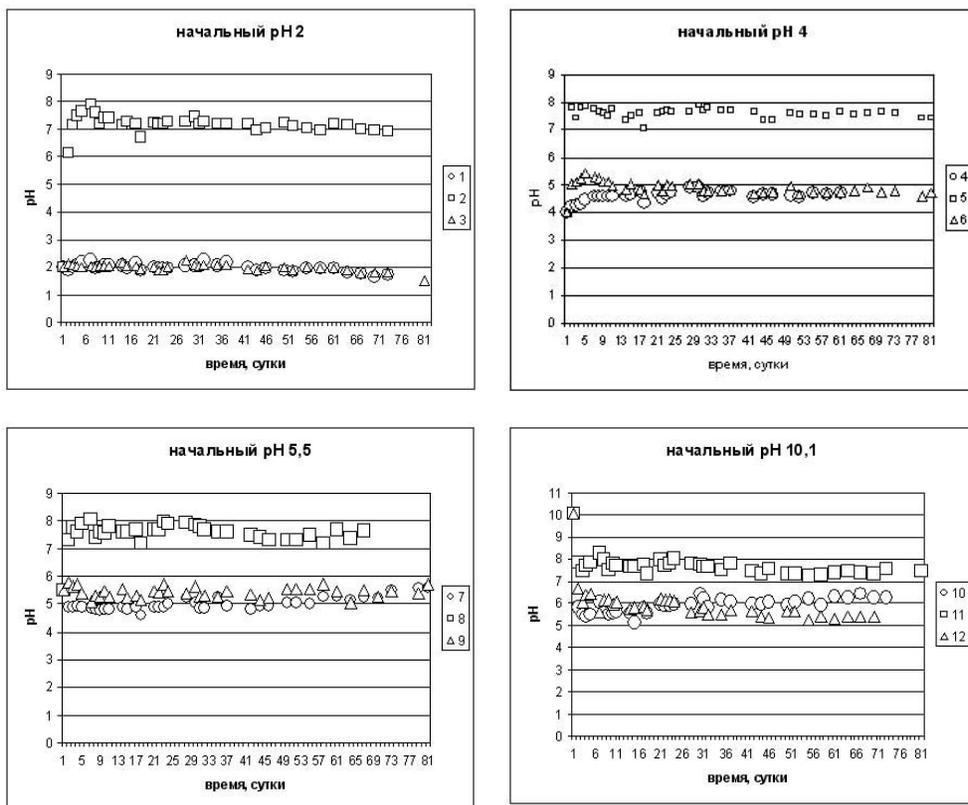


Рис. Поведение растворов при различных начальных pH.
1, 2, ... 12 – состав раствора (см. примечание к табл.)

Доломит в течение первых суток ощелачивает кислотные растворы, значение pH варьирует в интервале 7–8. Филлиты на изменение pH существенного влияния не оказывают. Поведение растворов подчинено общей тенденции – в первые сутки происходит резкое увеличение pH кислых и слабокислых растворов, контактирующих с доломитами, или резкое уменьшение pH щелочного раствора. В последующие дни значение pH остается стабильным (рис.).

В кислых растворах концентрация халькофильных элементов выше, чем в субнейтральных, накопление металлов в растворах происходит в течение всего периода эксперимента. Под действием кислот доломиты растворяются, о чем свидетельствует увеличивающееся содержание в растворах кальция и магния (табл.). При этом содержание типичных элементов руд – железа, цинка, свинца – в экспериментах с доломитами ниже по сравнению с экспериментами с чистой рудой и филлитом, т.к. доломиты замедляют разложение руды и, возможно, способствуют связыванию металлов в нерастворимые соединения. Слоистые силикаты филлитов и полевые шпаты разлагаются, высвобождая в раствор алюминий и небольшое количество калия, магния.

Динамика изменения состава растворов при окислении Верхне-Аршинских руд имеет черты сходства и отличия с процессами окисления цинксодержащих руд других месторождений. Так, при экспериментальном окислении высокопиритных руд Летнего, Яман-Касинского и Западно-Озерного колчеданных месторождений в сходных

Химический состав растворов

№ опыта (день отбора пробы)	Содержания, мг/л								
	Na	Al	K	Zn	Fe	Mg	Ca	Pb	Cd
1 (30)	1.13	–	27.06	49.07	75.00	0.44	1.05	4.30	0.07
2 (30)	1.17	–	31.58	6.89	0.17	125.00	204.00	–	0.10
3 (30)	1.23	5.55	31.00	45.09	65.25	2.50	0.26	3.28	0.14
4 (30)	0.65	–	37.29	28.65	4.55	0.30	1.12	10.9	0.17
5 (30)	0.66	–	23.92	1.15	0.28	22.58	36.25	–	0.19
6 (30)	0.46	0.48	29.46	17.98	0.67	2.13	1.52	11.31	0.23
7 (30)	0.35	–	24.13	18.92	1.98	0.25	0.70	14.92	0.03
8 (30)	0.72	–	31.08	1.10	0.18	22.50	41.29	–	0.04
9 (30)	0.53	–	33.88	19.90	0.29	1.63	1.37	13.77	0.08
10 (30)	10.00	–	23.00	19.69	0.20	0.22	0.53	14.97	0.09
11 (30)	10.38	–	29.75	0.89	0.26	21.25	33.46	–	–
12 (30)	10.38	0.29	65.42	18.23	0.22	2.38	1.69	18.81	–
1 (44)	1.61	–	38.40	74.20	109.00	0.32	0.90	3.66	0.09
2 (44)	1.65	7.65	43.40	9.00	0.23	157.5	252.50	0.19	0.01
3 (44)	1.67	–	37.90	75.00	101.40	2.88	0.18	3.48	0.08
4 (44)	3.38	–	68.80	43.30	4.08	0.09	1.16	8.75	0.03
5 (44)	0.95	0.50	30.00	0.90	0.21	28.30	35.00	0.17	0.02
6 (44)	0.83	–	33.10	20.30	0.64	2.50	1.67	10.63	0.05
7 (44)	0.60	–	29.30	21.40	1.61	–	0.68	18.25	0.05
8 (44)	3.38	–	39.30	1.36	0.10	28.80	33.40	0.13	0.02
9 (44)	0.74	–	40.90	26.90	0.21	1.45	0.74	11.88	0.04
10 (44)	12.50	–	31.40	26.00	0.27	–	0.42	14.63	0.05
11 (44)	10.80	–	36.40	2.09	0.25	29.8	36.80	0.26	–
12 (44)	13.50	0.3	82.00	24.4	0.19	2.23	1.08	11.13	0.05
1 (61)	2.33	–	67.30	110.2	185.80	0.16	1.05	3.57	0.10
2 (61)	2.19	–	63.8	11.00	0.24	216.30	265.4	0.39	0.02
3 (61)	2.34	11.01	65.50	119.00	165.00	3.75	0.18	2.85	0.13
4 (61)	10.8	–	181.30	72.50	10.60	1.09	3.07	21.25	0.02
5 (61)	1.28	–	41.30	1.35	0.24	32.80	41.60	0.19	0.01
6 (61)	0.98	0.55	45.50	34.80	0.86	2.88	0.93	11.00	0.03
7 (61)	0.79	–	44.80	38.3	0.75	0.03	0.46	13.50	0.04
8 (61)	1.48	–	64.30	1.44	0.21	49.5	53.60	0.14	0.02
9 (61)	1.04	–	60.30	37.6	0.31	1.73	0.98	11.63	0.05
10 (61)	16.80	–	48.00	39.30	0.31	0.02	0.30	13.25	0.07
11 (61)	13.90	–	53.30	2.98	0.32	44.30	55.80	0.26	0.02
12 (61)	17.90	0.35	142.50	42.40	0.29	4.25	1.76	9.00	0.05

Примечание. Номера проб и первоначальный рН: 1 – руда (рН 2); 2 – руда + доломит (рН 2); 3 – руда + филлит (рН 2); 4 – руда (рН 4); 5 – руда + доломит (рН 4); 6 – руда + филлит (рН 4); 7 – руда (рН 5.5); 8 – руда + доломит (рН 5.5); 9 – руда + филлит (рН 5.5); 10 – руда (рН 10.1); 11 – руда + доломит (рН 10.1); 12 – руда + филлит (рН 10.1). Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

условиях в течение аналогичного периода значения рН растворов были намного ниже (2–3.5) [Маляренко, 2002; Белогуб, Маляренко, 2006; Блинов и др., 2010]. При окислении пирит-сфалеритовых руд Валенторского месторождения достигнуты значения рН 5.5 [Макаров, 2006]. Результаты эксперимента согласуются с данными по окислению монофракций сульфидов и сульфидов в присутствии карбонатов (кальцита): первоначально кислотные или субнейтральные растворы соответственно остаются кислотными или субнейтральными, сильно щелочные растворы раскисляются [Листова, Бондаренко, 1969]. Окисление сфалерита в меньшей мере способствует понижению рН, чем окисление пирита. Металлы в растворе накапливаются в течение всего периода окисления руд. Наличие карбоната оцелачивает кислотные растворы, замедляет выход металлов в раствор.

Авторы выражают благодарность Е. В. Белогуб и В. А. Попову за консультацию при проведении эксперимента. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-96015).

Литература

Белогуб Е. В., Маляренко М. Н. Экспериментальное изучение влияния структурных особенностей колчеданных руд на кинетику их окисления // Минералогия техногенеза-2006. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 224–230.

Блинов И. А., Маляренко М. Н., Вализер Н. И. Экспериментальное сульфатное минералообразование и окисление первичных колчеданных руд Летнего месторождения (Оренбургская область) // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование. Чита, 2010. С. 91–94.

Листова Л. П., Бондаренко Г. П. Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М.: Наука, 1969. 184 с.

Макаров Д. В. Теоретическое и экспериментальное обоснование химических превращений сульфидов в техногенных отходах и изучение влияния продуктов окисления минералов на их технологические свойства и окружающую среду. Автореф. дис. ... докт. техн. наук. М., 2006. 38 с.

Маляренко М. Н. Кинетика растворения сульфидов в рудных фациях из цинково-медно-колчеданного месторождения Яман-Касы (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2002. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 280–284.

Ротарь А. Ф., Ротарь З. М., Гуляев Ю. А., Тамбовцев В. В. Отчет по объектам: «Геологическое доизучение масштаба 1:50000. Ирмельская площадь, планшеты №-40-58-В и №-40-58-Г (зап. половина)» и «Поиски полиметаллических руд в масштабе 1:50000 Авярский участок». Том 1 – текст. Уфа, 1976ф. 258 с.

Е. И. Ярцев

*Московский государственный университет, г. Москва
yarcev-evgenij@yandex.ru*

Разновидности пирита Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения, Южный Урал (научный руководитель И. В. Викентьев)

Джусинское месторождение находится в Теренсайском рудном районе (Оренбургская обл.) и относится к колчеданно-полиметаллическим месторождениям в риолит-базальтовой и андезит-дацитовый вулканогенных формациях живетского

возраста. Колчеданное оруденение локализовано среди метасоматически измененных пирокластических пород среднего и умеренно кислого составов [Еремин, 1965]. Месторождение представлено 16 линзовидными рудными телами. Текстуры руд преимущественно полосчатые, брекчиевидные, реже массивные и прожилково-вкрапленные. Главным минералом является пирит (60–90 %). Кроме него были отмечены халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда. Систематическое изучение Джусинского района было начато в конце 40-х гг. XX в. А. В. Ключихин и М. С. Недождогина впервые установили здесь признаки колчеданной минерализации и обосновали постановку поисковых работ, которые завершились открытием А. П. Сидоренко и В. И. Скрипелем в 1958 г. Джусинского месторождения. К началу 70-х гг. наиболее обстоятельные данные по геологическому строению территории и колчеданной залежи были получены сотрудниками МГУ [Еремин, Коган, 1964; Еремин, Яковлев, 1973; Еремин, 1983] и Оренбургского ГУ [Воробьев, 1986]. В дальнейшем исследования проводились сотрудниками ПГО «Оренбурггеология» – И. А. Смирновой, В. Л. Черкасовым, П. В. Лядским, НИИ геологии СГУ – Я. А. Рихтером, М. А. Кригером, А. М. Карповым [Тальнов, 2003].

Цель данной работы – выделение морфологических разновидностей и генераций пирита Джусинского месторождения. В ходе работы автором было просмотрено и описано около 100 аншлифов и прозрачно-полированных шлифов из собственной коллекции, собранной по материалам двух производственных практик в 2009–2010 гг., а также из коллекции сотрудников ИГЕМ РАН, г. Москва. В ходе исследований применялось электролитическое травление пирита с использованием концентрированной соляной кислоты.

На Джусинском месторождении можно выделить не менее шести разновидностей пирита, отвечающих, по меньшей мере, пяти различным генерациям. Наиболее ранняя осадочно-диагенетическая [Богуш, 1985] генерация пирита представлена двумя разновидностями: пиритом колломорфно-зонального строения и пиритом радиально-лучистого строения.

Пирит колломорфно-зонального строения встречается в виде крупных выделений в колчеданно-полиметаллических рудах и реликтов в сфалерите, халькопирите и нерудных минералах. Этот пирит разбит сетью трещин катаклаза. Колломорфные зоны повторяют внешний контур зерен и подчеркиваются сфалеритом, халькопиритом, галенитом, замещающими его. Эти же минералы развиваются и по трещинам катаклаза. Для пирита характерно большое количество включений пелитоморфного вещества размером до 5 мкм, которые характеризуются равномерным распределением по поверхности пирита и составляют иногда до 7 % площади зерен.

Пирит радиально-лучистого строения наблюдается в виде гнезд или в ассоциации со скоплениями колломорфно-зонального пирита. Радиальность рисунка подчеркивается замещающими его по секторам халькопиритом и галенитом. В результате, морфология пирита напоминает скелетную. Иногда «скелетные» формы пирита фиксируются в виде крестообразных реликтов в халькопирите.

Третья разновидность, отвечающая следующей генерации и соответствующая гидротермальному генетическому типу, представлена пиритом кристаллически-зонального строения (рис. 1). Эта генерация имеет наибольшее распространение. Такой пирит слагает колчеданно-полиметаллические руды и располагается в виде вкрапленников в дайках диабазов, а также встречается в виде агрегатов зерен и отдельных идиоморфных кристаллов, которые цементируются халькопиритом, сфалеритом, галенитом и блеклой рудой. Кристаллы пирита наблюдаются в кварце, кальците



Рис. 1. Пирит кристаллически-зонального строения.

Отраженный свет. Электролитическое травление с HCl.

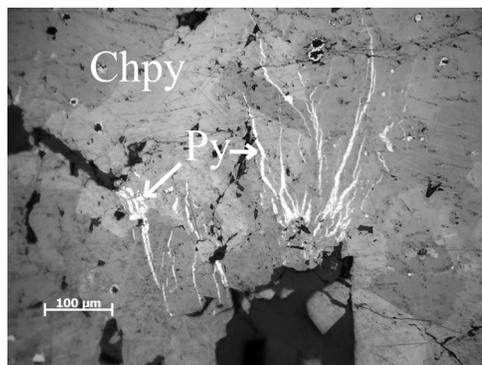


Рис. 2. Пирит (белое) в виде секущих прожилков в халькопирите (серое).

Темно-серое – гнезда кварца. Отраженный свет.

и барите. Зональность проявляется после электролитического травления с HCl. Иногда зональность подчеркивается включениями других рудных минералов или кварцем, которые часто замещают пирит по зонам роста кристаллов. Этот пирит не содержит пелитоморфного вещества. Пирит этой разновидности также катаклазирован.

Четвертая разновидность пирита незональна: электролитическое травление не выявляет какой-либо структуры. По [Богуш, 1985] – это метаморфогенный пирит. Он встречается в очень малых количествах и располагается в экзо- и эндоконтактных частях даек в виде ксенолитов, а также в рудах на контакте с кварцевыми гнездами. Обычно это выделения гипидиоморфно- или идиоморфнозернистые изометричной или слегка удлинённой формы. Эта разновидность ассоциирует с кристаллически-зональным пиритом и характеризуется внешними чередующимися каймами незонального и зонального пирита и срезанием зон кристаллически-зонального пирита незональным пиритом.

Пятая разновидность пирита локализована во вмещающих кварц-серицитовых метасоматитах. Этот пирит образует крупные кубические кристаллы, иногда достигающими 1 см, сформированные в процессе предрудного метасоматоза.

Помимо этого выделяется еще одна ранее не описанная разновидность пирита, отвечающая, по-видимому, отдельной генерации. Он заполняет межзерновые пространства в агрегатах кварца и рассекает халькопирит в виде прожилков (рис. 2). Поскольку эта разновидность была найдена в образцах, отобранных в близконтактной с дайками зоне (в частности из халькопиритовой жилы в дайке диоритов), и обнаруживает четкую связь с метаморфизмом руд, то является второй, более поздней генерацией метаморфогенного пирита.

Таким образом, в результате изучения пирита на Джусинском месторождении можно выделить следующую последовательность формирования руд: от ранней гидротермально-осадочной и гидротермально-метасоматической стадии до заключительной метаморфогенной.

В настоящее время отобраны мономинеральные фракции различных генераций пирита и других сульфидов для проведения инструментального нейтронно-активационного анализа, электронно-зондовых исследований, определения типоморфных

примесей, изучения изотопного состава серы, а также продолжения начатого в 2009–2010 гг. изучения флюидных включений.

Литература

Богуш И. А. Генетические типы и онтогенез дисульфидов железа колчеданной формации Северного Кавказа / Отв. ред.: Д. П. Григорьев, В. И. Попова, В. А. Попов. Л.: Наука, 1985. С. 67–71.

Воробьев В. И. Геологические закономерности размещения медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в Теренсайском рудном районе (Южный Урал). М., 1986. 341 с.

Еремин Н. И. Геологические условия формирования Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения. М., 1965. 275 с.

Еремин Н. И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ, 1983. 256 с.

Еремин Н. И., Коган Б. С. Взаимоотношение даек и оруденения на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Южный Урал) // Бюллетень МОИП, 1964. Т. XXXIX. Вып. 6. С. 137–138.

Еремин Н. И., Яковлев Г. Ф. Джусинский рудный район // Типы рудных районов колчеданноносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. Труды ЦНИГРИ. Вып. 105. М., 1973. С. 159–163.

Тальнов Е. С. Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала. Саратов: «Научная книга», 2003. 175 с.

Ф. С. Полежаев

*Южно-Российский государственный технический университет
(Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск
polezhaev-f@mail.ru*

Исследование пострудной тектоники, морфологии и зональности глубоких горизонтов Урупского месторождения (Кавказ) (научный руководитель В. И. Щеглов)

Работа выполнена по материалам первой производственной практики, пройденной в Карачаево-Черкесской республике на предприятии ЗАО «Урупский ГОК». Объектом исследования является Урупское медноколчеданное месторождение, разрабатываемое Урупским рудником. Исходными данными послужили результаты литохимического опробования 434 разведочных пересечений и материалы пространственных характеристик тектонических нарушений с 1 по 11 горизонт, взятые из фондов предприятия.

Урупское медноколчеданное месторождение по типу образования относится к гидротермально-осадочным [Скрипченко, 1966]. Расположено оно в восточной части Урупо-Лабинского рудного района и приурочено к южному крылу крупного брахиантеклинального поднятия. Главное рудное тело представляет собой многократно пережимающуюся согласную пластовую залежь сплошных колчеданных руд, приуроченную к приконтактовой части эффузивов кизилкольской свиты девона (D₂k) с

туфогенно-осадочной толщей картджуртской свиты девона (D_{2-3kr}) [Геология..., 2009]. Длина рудной залежи по простиранию 1500 м, по падению 1200 м, мощность изменяется от 0.5 до 30 м. На флангах рудное тело выклинивается и его мощность составляет от первых метров до нескольких сантиметров. Среднее содержание в рудах (мас. %) Cu 2.7, Zn 1.29, S 28.49. Руды месторождения также содержат Au, Ag, Se, Te, In, Ge, Ga, Ta, Mo, Cd и другие элементы.

Морфология рудной залежи сильно осложняется многочисленными пострудными разрывными нарушениями (рис. 1), которые привели к ее разобцению на отдельные тектонические блоки различных размеров (от долей до десятков метров), бессистемно смещенные относительно друг друга.

В геологическом строении Урупского месторождения можно выделить три уровня тектонических нарушений. Первый объединяет наиболее крупные дизъюнктивные нарушения среднепалеозойского возраста с амплитудой смещения 70–120 м, а некоторые из них прослеживаются даже в юрских осадочных породах. К ним относятся Урупский, Центральный и Восточный сбросы. Морфологически они представляют собой зоны дробления мощностью 2–15 м (часто заполненные мелкими обломками пород и милонитом), образованные серией субпараллельных тектонических швов и довольно густой сетью оперяющих трещин второго порядка. Простирание разломов 1-го уровня на месторождении обычно северо-западное с крутым падением (70–85°). Иногда отмечается изменение азимута падения с юго-западного на северо-восточный. Урупский разлом разделяет залежь на западный и восточный блоки.

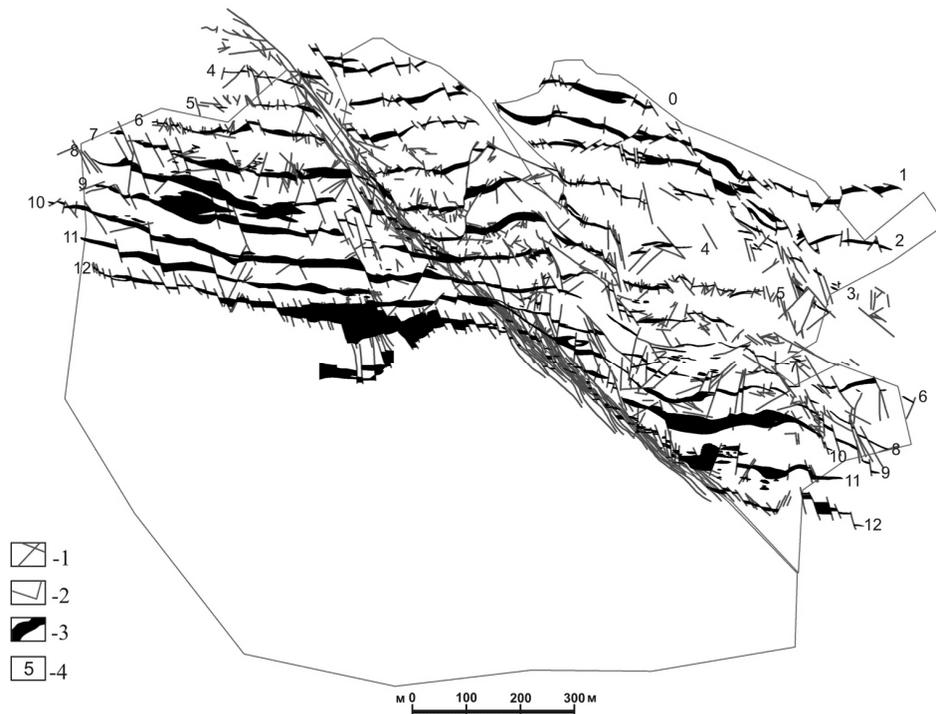


Рис. 1. Тектоническая схема Урупского месторождения.

1 – тектонические нарушения; 2 – контуры разведанных запасов; 3 – колчеданная руда; 4 – номер эксплуатационного горизонта.

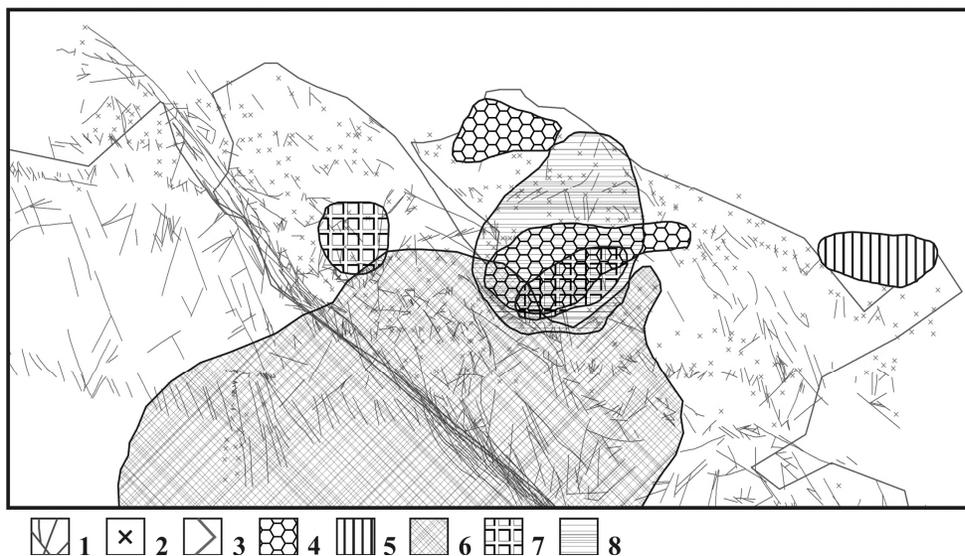


Рис. 2. Совмещенная схема распределения элементов по данным литохимического опробования.

1 – тектонические нарушения; 2 – разведочные пересечения; 3 – контуры разведанных запасов; 4 – 8 – аномалии: 4 – меди; 5 – цинка; 6 – серы; 7 – золота; 8 – серебра.

Трещины второго уровня наиболее распространены на Урупском месторождении и представлены оперяющимися трещинами нарушений 1-го уровня и отдельными трещинами. Они имеют ограниченное простирание до 60–100 м с амплитудой смещения 4–30 м. Среди них выделяются сбросы (до 70 %), надвиги и сбросо-сдвиги. Ориентировка трещин 2-го уровня отличается большим разнообразием и сложностью, что связано с многофазным характером формирования структуры месторождения, при этом, тектонические движения имели разное направление в разные этапы.

Вблизи этих нарушений развита система сопровождающих трещин, по которым также происходит смещение, и более мелких трещин, обычно заполненных кварцем, кальцитом. Эти трещины третьего типа уменьшают прочность массива на небольших участках (2–6 м). Протяженность их обычно не превышает 20–40 м, смещение блоков – 0.1–3 м.

В результате анализа большого количества изученных нарушений на 1–11 горизонтах выявлено, что преобладают сбросы северо-западного простирания (до 50 % от общего их числа), около 35 % имеют северо-восточное и 15 % – широтное простирание. Азимут падения большинства нарушений юго-западный (200–240°). По величине угла падения преобладают трещины с углами 60–80°. Однако часто наблюдается извилистый характер простирания нарушений 2-го уровня и их сочленения. Извилистая поверхность сместителя характерна как по простиранию, так и по падению.

Одной из задач исследования было построение и анализ карт распределения цветных и благородных металлов на месторождении по данным литохимического опробования. Изучение производилось по пяти элементам (Cu, Zn, S, Au, Ag) для восточного блока месторождения. Построение карт аномалий производилось в программе ArcMap, с помощью модуля Spatial Analyst (рис. 2). Для построения был вы-

бран метод кригинга: он основан на статистических моделях, включающих автокорреляцию, что позволяет не только получить расчетную поверхность, но также определить значение точности или достоверности расчета. Кроме того, он учитывает вес окружающих измеренных значений для того, чтобы определить расчетное значение для ячейки, в которой не было данных.

Содержание цинка относительно равномерно распределено по всему исследуемому участку, но в западной части карты располагается участок с содержанием до 6.5 %, что в 5 раз больше, чем в основной массе проб. Сера распространена широко и ее содержание растет от верхних горизонтов к более глубоким. В центральной части отмечается частичное наложение участков с повышенным содержанием Cu, S, Au и Ag. Этот участок месторождения, к которому приурочена комплексная аномалия, характеризуется невысокой степенью тектонической нарушенности. Можно предположить, что гидротермальная проработка здесь была слабой, и не происходил вынос полезных компонентов. Данный признак может использоваться для поиска участков с высокими содержаниями элементов.

Литература

Геология Урупского медноколчеданного месторождения: учебное пособие. М.: Урупский ГОК, 2009. 143 с.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М.: Недра, 1966. 291 с.

А. Г. Гладков¹, Н. Н. Анкушева², В. В. Масленников^{1,2}

¹ – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс
black.gnom@mail.ru

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Термоэлектрические свойства пирита биоморфных руд мезозойского медно-цинково-колчеданного месторождения Киллик (Понтиды, Турция)

Понтийский островодужный комплекс юрско-третичного возраста находится в северо-восточной части Турции. В его составе, согласно геодинамическим реконструкциям, выделяются Центральная, Северная и Южная островные дуги [Rejатовich, 1979]. Колчеданные месторождения приурочены к осевой части Понтийского пояса и его западному флангу. Вмещающими в них являются пирокластические породы кислого состава (брекчии, агломератовые туфы, туфобрекчии и др.). Барит-полиметаллическое месторождение Киллик располагается в пределах Южной островной дуги и принадлежит южной части Лаханос-Кизилкайского рудного поля, являясь здесь крупнейшим (около 120 тыс. т. руды) [Rejатовich, 1979].

В рудах месторождения В. В. Масленниковым и Р. Кемалем в 2009 г. были обнаружены фрагменты оруденелых «трубчатых червей» диаметром 1–2 см, сходные с вестиментиферами [Масленников, 1999]. Выделяются два минералогических типа оруденелых вестиментифер: пирит-халькопирит-сфалерит-баритовые и пиритовые. В

первом типе полости трубок последовательно заполнялись пиритом, халькопиритом и баритом в соответствии с минералогической зональностью серых палеокурильщико-ков [Maslennikov et al., 2009]. Отличием является отсутствие хорошо развитой наружной оболочки, сложенной сфалеритом и колломорфным пиритом. Во втором типе трубки палеовестиментифер заполнены либо баритом, либо пиритовым сульфидным песчаником.

По данным термобарогеохимических исследований барит, заполнивший трубки вестиментифер, отлагался из среднетемпературных гидротермальных растворов с простым солевым составом (NaCl–H₂O) и концентрациями солей, типичными для морской воды [Анкушева и др., 2010]. По результатам газовой хроматографии микровключений в барите трубок первого типа (табл. 1), газовый состав характеризуется преобладанием H₂O, CO₂ и CO; CH₄ и N₂ присутствуют в незначительных количествах. В трубках второго типа минералообразующий раствор имел более сложный солевой состав (NaCl–KCl–H₂O) с широкими вариациями концентраций солей в нем (0.7–7 мас. % NaCl-экв.) [Анкушева и др., 2010]. По-видимому, подобные различия связаны с участием в минералообразовании растворов, отличающихся от морской воды. Газово-хроматографический анализ показал, что содержания газов в барите трубок второго типа выше, чем в барите трубок первого типа (см. табл. 1).

Таблица 1

Результаты газовой хроматографической диагностики

№ образца	N ₂	CH ₄	CO	CO ₂	H ₂ O
	мкм/кг	мкм/кг	мм/кг		
kil-1	0.73	10.2	0.21	42.3	1614
kil-10-3v	1.97	56.9	0.65	152	1843

Примечание. Анализы выполнены на газовом хроматографе «Цвет-100» с пиролизной приставкой П-75 в ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик О. Ф. Миронова.

Целью работы стало изучение термоэлектрических показателей пирита из руд месторождения Киллик. Пирит является самым распространенным минералом колчеданных руд, поэтому типизация пирита по термоэлектрическим особенностям позволяет установить эволюцию его развития, которая, в свою очередь, соответствует геохимической и генетической зональности колчеданного рудного тела [Голосов, 1939; Богуш, Бурцев, 2004]. Изучение термоэлектрических свойств пирита также открывает новые возможности, связанные с разработкой дополнительных критериев различия пирита, в зависимости от принадлежности к определенной рудной фации.

Термо-ЭДС сульфидов является следствием наличия термоэлектрического эффекта в минералах-полупроводниках, заключающегося в возникновении в них градиента температуры термоэлектродвижущей силы. Для большей части полупроводников коэффициент термо-ЭДС зависит от химического состава минералов, количества примесей в них и изменяется с повышением или понижением температуры. Возникновение в полупроводнике термо-ЭДС связано с изменением концентрации и кинетической энергии свободных носителей электрических зарядов (электронов и дырок) и их диффузией из более горячей области полупроводника в области с пониженной температурой. Это приводит к возникновению в полупроводнике зарядов свободных носителей электричества и противоположных по знаку зарядов ионов кристалличе-

ской решетки, что влечет за собой возникновение внутреннего электрического поля. Следует отметить, что электрический ток, возникающий при миграции электронов, носит постоянный характер [Голосов, 1939].

В термоэлектрическом эффекте четко проявляются дырочный и электронный механизмы проводимости полупроводника. В полупроводнике с дырочной проводимостью более нагретые области заряжаются отрицательно, что свидетельствует о диффузии дырок из нагретой области в холодную. В электронном полупроводнике наблюдается обратная картина. Таким образом, знак и величина коэффициента термо-ЭДС зависят от механизма проводимости полупроводника. В случае смешанной или собственной проводимости знак и величина коэффициента термо-ЭДС определяются рядом факторов, среди которых главное значение имеют подвижность и концентрация носителей зарядов. Поэтому для полупроводника со смешанной проводимостью коэффициент может быть как положительным, так и отрицательным, а его величина, как правило, бывает меньше, чем у полупроводника с преимущественно одним механизмом проводимости [Голосов, 1939].

Для проведения измерения термо-ЭДС по методике В. И. Красникова [Красников и др., 1975], была собрана установка, состоящая из двух медь-константановых термопар – горячей, на базе паяльника с регулируемой температурой, и холодной, цифрового мультиметра Mastech MS8221B, мультиметра более простой конструкции и константанового термозонда. Измерения проводились на примере пяти образцов: kil-10-3va, kil-10-1ch, kil-10-3vc, kil-10-3ve, kil-10-3vd. На поверхности среза образца выбиралось 5–7 наиболее крупных участков с зернами пирита. В каждой точке проводились 3 замера термо-ЭДС, средние значения представлены в таблице 2.

Таблица 2

Результаты измерения термо-ЭДС пирита месторождения Киллик

№ образца	№ точки	$\Delta V_{\text{ср.}}$, мВ	ΔT	№ образца	№ точки	$\Delta V_{\text{ср.}}$	ΔT
kil-10-3va	1	-41.43	100	kil-10-3ve	3	35.40	100
	2	-35.33	100		4	11.97	100
	3	-35.83	100		5	34.73	100
	4	34.10	100		6	30.10	100
	5	26.17	100		1	10.03	100
kil-10-1ch	6	-26.43	100	2	8.20	100	
	7	24.00	100	3	4.60	100	
	1	13.93	100	4	-35.47	100	
kil-10-3vc	2	-54.57	100	kil-10-3vd	5	-15.30	100
	3	-64.93	100		1	-9.37	100
	4	-74.07	100		2	-10.30	100
	5	-76.03	100		3	-27.93	100
	6	-81.57	100		4	-33.17	100
	1	-4.07	100		5	-5.50	100
2	69.43	100	6	-3.00	100		

Примечание. $\Delta V_{\text{ср}}$ – среднее значение напряжения термоэлектричества по результатам трех замеров, ΔT – среднее значение температуры по результатам трех замеров.

В трубках оруденелых вестиментифер первого типа (обр. kil-10-1ch) термо-ЭДС пирита имеет значения от -81.57 до $+13.93$ мВ с преобладанием значений термо-ЭДС n-типа ($-54.57 \dots -81.57$ мВ). Псевдоморфозы пирита по вестиментиферам (обр. kil-10-3va, kil-10-3vc, kil-10-3ve, kil-10-3vd) по термоэлектрическим свойствам пирита подразделены на две разновидности (обр. kil-10-3va и kil-10-3ve): $-41.43 \dots +34.10$ мВ и $-35.47 \dots +10.03$ мВ, соответственно.

Второй тип трубок оруденелых вестиментифер показывает значительные вариации в значениях термо-ЭДС пирита. Пирит единичных трубок (обр. kil-10-3vd) характеризуется либо n-типом проводимости, либо выраженными p-типом (обр. kil-10-3vc). Пирит других трубок (обр. kil-10-3vc и kil-10-3vd) при широких вариациях значений термо-ЭДС (от -4.07 до $+69.43$ мВ и от -3.00 до -33.17 мВ) в целом имеет смешанный тип проводимости.

Пирит n-типа может свидетельствовать об отсутствии серьезных изменений преобразований минерала [Telkers, 1950; Красников и др., 1975; Богуш, 1979] или о формировании его из высокотемпературных гидротермальных растворов, как это отмечается для сульфидных труб палеокурильщиков [Масленников, 1999]. Повышение температуры рудообразующих растворов сопровождается диссоциацией комплексобразующего иона S_2^{2-} на ионы S^{2-} . Уменьшение в растворах концентрации S_2^{2-} и, наоборот, возрастание S^{2-} , приводит сначала к появлению пирита с дефицитом серы (n-тип), а затем пирротина или халькопирита, содержащих ионы S^{2-} . Эти условия соответствуют условиям формирования эвгдрального пирита в ассоциации с халькопиритом труб «черных и серых курильщиков» [Масленников, 1999]. Ассоциация пирита с высокотемпературным друзовым халькопиритом, характерным для трубок вестиментифер первого типа, подтверждает эту модель.

Пирит p-типа, представленный колломорфными и тонкозернистыми разновидностями, судя по позиции в зональности труб палеокурильщиков и по диссоциации в вакууме при температурах $80-100$ °С, обычно является наиболее низкотемпературным сульфидом [Масленников, 1999]. Широкие вариации значений термо-ЭДС свидетельствуют о различиях во времени и температурных условиях формирования пирита [Telkers, 1950; Красников и др., 1975; Богуш, 1979]. Действительно, трубки второго типа заполнены рудокластами, сформированными в различных условиях колчеданобразования. Естественно, что пирит различных рудокластов показывает широкие вариации значений термо-ЭДС.

Таким образом, термоэлектрические свойства пирита позволили уточнить условия минералообразования при формировании двух минералогических типов псевдоморфоз сульфидов по вестиментиферам. Полученные данные не противоречат модели донной сульфидной фоссиллизации пригидротермальной фауны [Масленников, 1999]. Дальнейшие исследования должны быть направлены на статистическое сравнение термо-ЭДС разновидностей пирита гидротермальных и диагенетических пиритовых псевдоморфоз по фауне.

Работа поддержана программой Президиума РАН № 97/09-П-5-10-33 и выполнялась в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК П237).

Литература

Анкушева Н. Н., Масленников В. В., Штенберг М. В. Барит из некоторых рудных фаций колчеданного месторождения Киллик, мезозойский Понтийский пояс: термобарогеохимия, ИК-спектроскопия // V Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ИГиМ СО РАН, 2010. С. 3–5.

Богуш И. А., Бурцев А. А. Онтогенетический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ, 2004. 200 с.

Богуш И. А., Минералогическая информативность термоэлектрических свойств пиритов колчеданных руд Сев. Кавказа // Доклады АН СССР. 1979. Т. 245. № 2. С. 441–443.

Голосов С. И. Возможности применения термоэлектрического эффекта для диагностики рудных минералов // Советская геология. 1939. Т. 9. № 10–11. С. 141–142.

Красников В. И., Сейфулин Р. С. и др., Некоторые вопросы методики изучения термоэлектрических свойств рудных минералов и интерпретация результатов измерений // Советская геология. 1975. № 8. С. 177–180.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских черных курильщиков. Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V. Study of trace element zonation in vent chimneys from Silurian Yaman-Kasy VHMS deposit (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) // Economic Geology. 2009. Vol. 104. № 8. P. 1111–1141.

Pejatkovich S. Metallogeny of the Pontide-type massive sulfide Deposits. Ankara: MTA, 1979. 98 p.

Telkers M. Thermoelectrical power and electrical resistivity of minerals // American Mineralogist. 1950. Vol. 35. P. 536–535.

В. А. Симонов, С. А. Гражданников, И. В. Гаськов, А. А. Боровиков

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

simonov@uiggm.nsc.ru

Включения минералообразующих сред в кварце из медно-молибден-золото-порфиривого Кульбичского месторождения (Горный Алтай)

Медно-молибден-золото-порфириное Кульбичское месторождение приурочено к одноименному штоку гранит-порфиров, располагающемуся в южном контакте Саракочинского плагиогранитного плутона, развитого на северо-востоке Горного Алтая [Гусев, 2003]. В районе месторождения развиты дайки долеритов, монцодиоритов и гранодиоритов, секущие вышеуказанный шток. Медно-молибден-порфириное оруденение слагает кварц-сульфидный штокверк, протягивающийся в виде двух полос в северо-западном направлении на 2–3 км при ширине до 400 м. Обе полосы сопровождаются широкими ореолами пропилитов, а также развитием окварцевания и калишпатизации по гранит-порфирам. Оруденение локализуется в окварцованных и калишпатизированных гранит-порфирах и представлено кварцевыми, кварцево-кальцитовыми и кварц-баритовыми жилками мощностью от первых миллиметров до 1–5 см с гнездами и вкрапленностью сульфидных минералов.

С целью выявления возможных источников рудных компонентов на месторождении Кульбичское проведены исследования включений минералообразующих сред в гранит-порфирах, вмещающих Cu-Mo-порфириное оруденение. Было установлено, что вкрапленники кварца в этих породах содержат несколько типов включений, представляющих полную историю развития минералообразующих систем на месторождении.

Среди включений по характеру расположения в кристалле кварца выделяются два основных типа: первичные и мнимо-вторичные. Первичные включения фиксируют зоны роста вкрапленника, которых может быть несколько. Наблюдаются также крупные незональные первичные включения, приуроченные в основном к центральным частям вкрапленников. Другой тип включений располагается по системам трещин, которые могут быть ориентированы строго от края к центру вкрапленника, либо под другими углами к граням кристалла. Эти включения вторичны по отношению к первичным, располагающимся по зонам роста, но по своим характеристикам (фазовому составу, близкому внешнему облику к первичным и часто тесной ассоциацией с последними) они наиболее соответствуют мнимо-вторичным, явно несущим информацию о минералообразующих системах, из которых кристаллизовался кварц.

Среди первичных включений по внешнему облику выделяются две разновидности. Часть включений (размерами 10–25 мкм), приуроченных в основном к зонам роста, обладают округлой формой, часто с хорошо видимой огранкой, и заполнены множеством мелких светлых кристаллитов, среди которых есть темные фазы и газовый пузырек. Другие включения (до 40–50 мкм) заполнены, главным образом, темными фазами – светлые видны только по краям. От включений данного типа отходят цепочки микровключений с флюидными фазами, что говорит о возможной разгерметизации.

Среди мнимо-вторичных включений также можно выделить две разновидности. В первом случае включения содержат множество кристаллических фаз, а также жидкость и газовый пузырек. Для других включений характерен очень простой состав: светлая жидкость + газовый пузырек. Наблюдаются переходные разности с небольшим количеством кристалликов, похожих по внешнему виду на хлориды.

Эксперименты в микротермо- и криокамерах позволили получить информацию о характерных особенностях первичных и мнимо-вторичных включений во вкрапленниках кварца. Использовались методы термометрии и криометрии [Борисенко, 1977; Ермаков, Долгов, 1979; Симонов, 1993].

Светлые раскристаллизованные первичные включения при нагреве до 300 °С практически не меняются. Около 350 °С некоторые фазы во включениях изменяют свои очертания, что может свидетельствовать о возможном присутствии солей. Далее до 750 °С существенных изменений не происходит и только около 900 °С начинается плавление микрокристаллитов во включениях. В районе 1030 °С часть мелких (до 10 мкм) включений становится гомогенными. Температуры гомогенизаций более крупных (до 30 мкм) включений определены около 1160 °С. Отдельные включения не выдерживают внутреннего давления и разгерметизируются, с выделением части расплава на поверхность пластинки. При этом внутри включений сохраняются округлые недоплавленные кристаллиты.

Мнимо-вторичные включения содержат значительный объем жидкости, поэтому они были исследованы, прежде всего, методом криометрии. Эксперименты показали, что первым (при температурах –29 – –30 °С) замерзал раствор во включениях с кристалликами. Затем (при –31 – –34 °С) полностью замораживались двухфазные (газ + жидкость) включения. При повышении температуры первые порции раствора (эвтектика) появлялись в диапазоне –24 – –21 °С, что свидетельствует о преобладании в системе NaCl с примесью KCl. Последние кристаллики в двухфазных включениях растворялись при температурах –4 – –2.5 °С, что говорит о солёности раствора 4–6.5 мас. %.

Термометрические эксперименты показали, что первыми гомогенизируются в растворе (120–130 °С) газовые пузырьки во включениях с кристаллическими фазами. При более высоких параметрах (145–165 °С) становятся гомогенными двухфазные включения. При дальнейшем нагреве кубические кристаллики во мнимо-вторичных включениях не меняются до 325 °С. Таким образом, это явно не NaCl, хотя по внешнему облику кристаллы были похожи. При 380–460 °С практически все мнимо-вторичные включения становятся темными.

Рассмотренные включения были проанализированы в Институте геологии и минералогии СО РАН методом LA-ICP-MS. Удалось установить, что в составе первичных расплавных включений кроме основных петрогенных компонентов присутствуют также Rb, Sr, As, Sb, Cs, Pb, Ba, W. Для мнимо-вторичных кристалло-флюидных включений определены следующие элементы: Na, Al, Mg, K, Sr, Ba, Cu, Zn, W, Pb. Наличие натрия и калия в результатах этих анализов подтверждают данные, полученные с помощью криометрии. Обращает на себя внимание то, что медь характерна только для более поздних флюидных включений. Таким образом, мы видим, что формирование обогащенных Cu рудообразующих систем медно-молибден-золото-порфиривого Кульбичского месторождения происходило на заключительных стадиях при активном участии флюидных компонентов.

Основные выводы

1. Исследования показали, что основная масса кварцевых вкрапленников из порфиров рассмотренного медно-порфиривого месторождения кристаллизовалась из высокотемпературных (1030–1160 °С) силикатных расплавов. Практически аналогичные температуры (1030–1180 °С) были установлены нами для включений в кварце из медно-порфириковых месторождений Монголии [Симонов и др., 2006; Simonov et al., 2010].

2. На заключительных стадиях развития магматических систем в формировании изученного медно-порфиривого месторождения активное участие принимали обогащенные медью флюидонасыщенные расплавы-рассолы с температурами свыше 460 °С.

Работа выполнена при поддержке Проекта РФФИ № 09-05-00295.

Литература

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Гусев А. И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск. Изд-во СТУ, 2003. 350 с.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В. А., Сотников В. И., Ковязин С. В. Уровень концентраций меди в гранитоидных расплавах, генерирующих разномасштабные Cu-Mo-порфириновые оруденения // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докл. Междунар. совещ. Новосибирск: Гео, 2006. С. 202–203.

Simonov V. A., Gaskov I. V., Kovyazin S. V. Physico-chemical parameters from melt inclusions for the formation of the massive sulfide deposits in the Altai-Sayan Region, Central Asia // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. Vol. 57. P. 737–754.

**Особенности РТ-параметров и состава растворов,
формировавших разнотипную штокверковую минерализацию
Джидинского Мо-W рудного поля
(Юго-Западное Забайкалье)**

Для определения физико-химических факторов рудообразования штокверкового Мо-W месторождения, расположенного в пределах Джидинского рудного поля, были изучены строение и минеральный состав вмещающих пород и рудоносных молибденит-кварцевых (1 тип) и кварц-гюбнеритовых прожилков (2 тип). Породы, вмещающие оруденение, представлены порфировидными гранитами, которые имеют относительно выдержанный состав. Основная мелкозернистая масса пород сложена КПШ (до 30–40 %), кварцем (30–35 %), плагиоклазом (20–25 %), а также биотитом и мусковитом, количество которых в разных шлифах варьирует от 5 до 10 %. Отмечается редкая вкрапленность (1–2 %) пирита, флюорита и апатита (< 1 %). Вкрапленники, равномерно распределенные в основной массе, достигают в размерах 5 мм и представлены кварцем, КПШ и, реже, плагиоклазом.

Молибденит-кварцевые прожилки на 80–90 % сложены изометричными зернами кварца, участками отмечаются шестоватые зерна, растущие перпендикулярно стенкам прожилка. Вероятнее всего, это свидетельствует о том, что прожилки формировались путем выполнения трещин. Мощность прожилков варьирует от 0.2 до 1.5 см, границы с вмещающими породами четкие, в большинстве случаев ровные. Молибденит образует скопления чешуек, иногда радиально-лучистые агрегаты, количество его варьирует от 5 до 10 %. Распределение молибденита неравномерное, в одних случаях он приурочен к центральной части, в других к зальбандам прожилков или рассеян во всем объеме жильного кварца. Гораздо реже чешуйки молибденита выходят за пределы прожилка во вмещающие породы.

Основными минералами кварц-гюбнеритовых прожилков являются кварц (80–90 %) и гюбнерит (до 10 %), изредка отмечается берилл (до 1 %). Часто прожилки имеют зональное строение, обусловленное наличием в зальбандах агрегата кристаллов мусковита и гюбнерита (иногда берилла), ориентированных головками к центральной, существенно кварцевой части прожилков. В большинстве прожилков преобладающее количество кристаллов гюбнерита, реже, берилла, располагается корневой частью в контакте с вмещающей породой. Направленные от зальбандов навстречу друг другу агрегаты кристаллов гюбнерита или берилла свидетельствуют об образовании прожилков в результате заполнения полостей трещин минеральным веществом.

По результатам химического анализа закономерное изменение состава вмещающих гранитов фиксируется в узких (1–3 см) зонах, примыкающих к рудным прожилкам, что свидетельствует о диффузионно-метасоматической природе этих оторочек. Среди петрогенных компонентов только TiO_2 , FeO, MnO, MgO не обнаруживают значимых отклонений от фоновых значений, характерных для неизмененных гранитов. По поведению других макроэлементов молибденит-кварцевые прожилки также можно разделить на подтипы, которые заметно различаются. Первый подтип

сопровождается оторочками с фоновым содержанием F, которые резко обеднены SiO_2 и Na_2O , обогащены K_2O , иногда Al_2O_3 , Fe_2O_3 и S. Для прожилков второго подтипа десиликация гранитов и увеличение K_2O в оторочках не характерны, а их обеднение Na_2O и Al_2O_3 проявляется в случаях повышенного содержания флюорита в жильном материале. Для околопрожилковых оторочек этой группы характерна обогащенность F и S.

Поскольку штокверк локализован в однородных по составу гранитах (табл. 1), выявленные различия предполагают образование прожилков первого подтипа высококальциевыми растворами повышенной щелочности, а второго – околонефтральными растворами с более высокой концентрацией S и F.

Содержание Mo в молибденит-кварцевых прожилках первого подтипа (0.0n–0.1 %), как правило, на порядок ниже, чем во втором (0.n–n %). Околорудные метасоматиты первого подтипа обычно обогащены Mo, W, Sn, Li, обеднены Zn, а для околопрожилковых оторочек второго подтипа повышенные содержания Mo и Sn менее характерны, изменения содержаний Pb знакопеременны.

В поведении большинства макроэлементов в визуально неразличимых околопрожилковых оторочках вблизи кварц-гюбнеритовых прожилков (2 тип) значимых отклонений не обнаружено. Характерно небольшое увеличение содержания K_2O , также около них отмечается обеднение Be, W, Sn и выявлено повышение содержаний Mo, Sn и Li.

Данные о составе рудообразующих растворов и условиях формирования прожилковой минерализации двух типов получены в результате изучения кристаллов кварца, флюидные включения (ФВ) в котором имеют крупные размеры и подходят для изучения методами термометрии и криометрии. В других минералах включения, пригодные для изучения, не обнаружены. Наряду с доминирующими вторичными включениями, которые в большинстве случаев образуют шлейфы, в кварце обнаружены первичные относительно крупные ФВ от 20 мкм и выше, удаленные от залеченных трещин и шлейфов вторичных включений. Визуально ФВ в разных прожилках однотипны, и для них характерно отсутствие кристалликов и наличие газового пузыря без видимой каемки жидкой CO_2 . Такие включения относятся к ФВ гомогенного захвата, достоверных признаков гетерогенизации не обнаружено.

Микроаналитическое изучение относительно крупных ФВ методом лазерно-спектрального анализа [Ишков, Рейф, 1990; Reyf, 1997] показало, что растворы, сформировавшие прожилковую минерализацию двух типов, заметно отличаются по содержанию рудных компонентов.

Результаты изучения ФВ сведены в таблице 2, где видно, что интервалы температур эвтектики и гомогенизации для обоих типов прожилковой минерализации перекрываются, соленость рудообразующих растворов также находится приблизительно в одном интервале. Однако для ФВ из кварц-молибденитовых прожилков характерны высокие содержания Mo (0.4–9.2 г/кг), а также Cu, Zn и Ag, тогда как для второго типа прожилков характерны только высокие содержания W (0.3–8.3 г/кг) и Ag.

Таким образом, формирование разнотипной минерализации в пределах Джидинского рудного поля не зависело от температурного фактора, солености рудообразующих растворов и от литологии вмещающих пород. Эффективность переноса и концентрированного отложения Mo и W зависела от щелочности/кислотности растворов, а также активности K, F, S. Наиболее богатая минерализация Mo и W формируется из околонефтральных растворов с более высокой концентрацией S и F. Одним

Таблица 1

Среднее содержание главных (мас. %) и ряда примесных (г/т) элементов в гранитах Первомайского массива (верхние строки) и стандартное отклонение (нижние строки) по четырем пробам

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	F	п.п.п	Сумма
73.18	0.17	13.63	0.75	1.07	0.26	0.03	0.83	4.02	4.61	0.05	0.47	0.37	1.36	100.53
1.08	0.03	0.30	0.31	0.58	0.04	0.01	0.15	0.37	0.40	0.02	0.24	0.08	0.46	0.29
Cu	Zn	Mo	Sn	Ta	W	Pb	Th	U	Rb	Sr	Ba	□	Zr	Nb
107.2	53.8	17.2	7.7	1.9	15.0	35.5	30.2	14.3	533.7	129.1	308.1	7.1	156.5	25.7
6.5	6.0	15.6	3.4	0.7	3.1	2.7	0.1	6.8	40.6	39.7	42.0	8.3	10.6	6.6

Примечание. Силикатный анализ гранитов выполнен в лаборатории ГИН СО РАН, аналитики В. А. Иванова, Н. Л. Гусева, И. В. Боржонова, А. А. Цыренова. Примеси определены методом ICP-MS в ИГХ СО РАН, аналитик Е. В. Смирнова.

Таблица 2

Параметры гидротермальных растворов по данным изучения ФВ

Тип	Температура, °С		Состав ФВ					
	Т _{эвт.}	Т _{г.}	Соленость, мас. %, NaCl-экв.	Mo	W	Cu	Zn	Ag
				г/кг				
1	-27... -29.7	239–314	10.5–14.5	0.4–9.2	< 5.5	0.03–2	0.2–0.3	1.1–5.4
2	-28... -31.2	215–296	9.3–16.8	< 2.5	0.3–8.3	0.003–1.8	–	0.01–4.5

из главных условий образования промышленной штокверковой Mo-W минерализации является наличие рудообразующих растворов с высокими концентрациями профилирующих металлов.

Работа выполнена при поддержке Лаврентьевского гранта СО РАН.

Литература

Ишков Ю. М., Рейф Ф. Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с.

Reyf F. G. Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Mariktikan granite pluton, west Transbaikalia // Mineralium Deposita. 1997. Vol. 32. P. 475–490.