

С е к ц и я 2

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

БЕРЕЗИТОВАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ: ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ПРИРОДНЫЕ КОЛОНКИ

И.В. Кучеренко, профессор

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Исследование метасоматических ореолов (колонок), рудно-минеральных комплексов в них, реконструкция термодинамических, физико-химических режимов их образования в сочетании с поисками доказательств инициирования и обеспечения гидротермального рудообразования более масштабными геологическими процессами представляют приоритетные задачи в рудной геологии. Решение этих теоретических задач для познания того, как функционирует планета Земля в аспекте создания месторождений полезных ископаемых, направлено также на создание научной основы для разработки комплексов прогнозно-поисковых критериев оруденения, значение которых в обеспечении человечества минеральным сырьем возрастает по мере неизбежного перехода на глубинные поиски месторождений, не вскрытых на дневной поверхности.

Несмотря на достигнутые успехи в данной области знаний сохраняются требующие решения вопросы, накапливаются факты, которые не укладываются в теоретические построения и гипотезы, в связи с чем возникает потребность их уточнения или пересмотра.

К числу проблемных относится вопрос об условиях образования гидротермальных зональных околорудных (рудовмещающих) метасоматических ореолов (колонок) в мезотермальных месторождениях металлических полезных ископаемых и о факторах, формирующих их минералого-петрохимическую зональность. Проблема в данном случае заключается в том, что структура реальных (природных), например, березитовых колонок в магматогенных месторождениях, образованных в кристаллическом субстрате, отчасти не согласуется с таковой, следующей из теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского [10], и требуется поиск и анализ причин этого несоответствия. В месторождениях некоторых металлов, залегающих в толщах черных сланцев, прежде всего золота, необходимое для совершенствования теории гидротермального пороодо- и рудообразования решение проблемы дополнительно усложняется по причине существующих разногласий в оценке обусловленности гидротермальных изменений черных сланцев в околорудном (рудовмещающем) пространстве взаимодействием с ними флюидов метаморфогенного, по одной версии, и/или магматогенного происхождения, по другой. Устранение разногласий призвано способствовать разработке дополнительного обоснования метаморфогенного или магматогенного генезиса месторождений в черносланцевых толщах.

В докладе предлагается решение двух обозначенных проблемных вопросов на основе материалов, полученных в мезотермальных месторождениях золота обеих совокупностей южного горно-складчатого обрамления Сибирской платформы.

Двадцать девять метасоматических колонок, образованных в плутонических, вулканических, ультраметаморфических, осадочных породах пятнадцати месторождений золота, включая представителей «черносланцевого типа» Сухой Лог, Вернинское в Ленском районе, Чертово Кoryто в Патомском нагорье, Кедровское в Южно-Муйском, Каралонское в Северо-Муйском хребтах, сложены минеральными новообразованиями сходных составов и имеют одинаковый порядок минералого-петрохимической зональности (табл. 1).

Таблица 1

Порядок минералого-петрохимической зональности околорудных метасоматических ореолов мезотермальных месторождений золота

Минералого-петрохимические зоны	Минералы
Фронтальная	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил+ магнетит ± пирит ± кальцит + альбит ± кероген ± хлориты ± цоизит ± <u>актинолит</u> ± <u>тремолит</u>
Хлоритовая (эпидотовая, эпидот-хлоритовая)	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± доломит + альбит ± кероген ± <u>хлориты</u> ± <u>цоизит</u> ± <u>клиноцоизит</u> ± <u>эпидот</u>
Альбитовая	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± доломит-анкерит ± сидерит ± апатит ± <u>кероген</u> + <u>альбит</u>
Тыловая	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± анкерит ± сидерит ± брейнерит ± апатит ± кероген

Примечание. Подчеркнуты минералы, исчезающие в более тыловой зоне.

Минеральные новообразования во внешних фронтальной и хлоритовой (эпидот-хлоритовой) зонах в кристаллическом субстрате месторождений, магматогенно-гидротермальное происхождение которых, как-будто, не подвергается сомнению, рассматриваются как представляющие пропилитовую, во внутренних альбитовой и тыловой зонах – березитовую метасоматические формации. На подобное сочетание в гидротермальных месторождениях пропилитов со скарнами, грейзенами, аргиллизитами, березитами обращалось внимание ранее [6]. Во вмещающих месторождения толщах черных сланцев все минеральные зоны, согласно популярной версии, представляют биотит-хлоритовую, хлорит-серицитовую, альбит-серицит-карбонатную и другие субфации регионального метаморфизма гидратации с наложенной карбонатизацией и сульфидизацией [5, 20, 23–25]. Описанные в прошлом, в частности, в Ленском районе апочерносланцевые березиты [8, 21, 22] «дезаурированы» результатами последующих исследований минерального состава гидротермально измененных черных сланцев и выполненных с методическими ошибками [3] балансовыми расчетами миграции петрогенных компонентов. Методические ошибки, искажающие баланс вещества при гидротермальных изменениях черных сланцев, вероятно, не были замечены и термин «березит» исчез из терминологической базы до сих пор чрезвычайно популярной метаморфогенно-гидротермальной гипотезы, надо думать, чтобы не снизить ее популярность. Между тем, метасоматические колонки, аутентичные таковым в кристаллическом субстрате, установлены в ряде упомянутых месторождений, – Каралонском [14], Кедровском [15], Чертово Корыто [16], Сухой Лог [18], Вернинском [19].

Метасоматическое, а не регионально (локально) метаморфическое происхождение апочерносланцевых метасоматических колонок и в связи с рудообразованием доказывается: 1) локальным их залеганием в разломах и вдоль разломов, незначительной, в сравнении с обширными минеральными зонами регионального метаморфизма награвания, мощностью, в редких случаях, – в мощных зонах рассланцевания, превышающей 1,5...2,0 км, прямой зависимостью мощности колонок от мощности разломов, зон рассланцевания; 2) частым чередованием в колонках минеральных зон (структура «слоеного пирога») и тяготением тыловой березитовой, а при ее отсутствии – смежной альбитовой зон к локальным наиболее проницаемым для флюидов швам в зонах рассланцевания; 3) аллохимическим по данным балансовых расчетов, а не свойственным метаморфизму изохимическим, профилем гидротермальных изменений пород с привнесом вещества (калия, уголекислоты, восстановленной серы, феофильных, P, Ti, Mg, Ca, Fe, Mn [26], металлов) извне в подвергающиеся метасоматическим преобразованиям объемы земной коры; 4) аутентичным метасоматическим колонкам, образованным в кристаллическом субстрате, порядком минерало-петрохимической зональности и закономерной приуроченностью зон жильно-прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализации (рудных зон) к внутренним минерало-петрохимическим зонам метасоматических колонок.

Вследствие очевидной вещественно-генетической однородности околорудных (рудовмещающих) метасоматических колонок, образованных в кристаллическом и черносланцевом субстрате, анализ соответствия теоретической модели метасоматической зональности природным метасоматическим колонкам и его результаты в равной степени распространяются на те и другие колонки.

Основу теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского, как известно, составляет предложенное им представление о дифференциальной подвижности компонентов, регулируемой термодинамическими и физико-химическими режимами среды метасоматического минералообразования. Петрогенные компоненты разделены на четыре совокупности: 1) наиболее подвижных (H_2O , CO_2); 2) весьма подвижных при всех условиях (S, Cl, Na, K); 3) подвижных при определенных условиях (O_2 , Si, Mg, Ca, Fe); 4) инертных («ограниченно подвижных») при всех условиях (Al, P, Ti). Подвижные компоненты способны находиться в растворенном состоянии и дифференцируются по скорости диффузии их атомов, ионов, молекул, инертные компоненты находятся в твердой фазе. Обсуждаемые метасоматические колонки образуются в околотрещинных (околоразломных) породах в условиях концентрационно-диффузионного механизма массопереноса, доказанного вариациями содержания примесей в минералах переменного состава в объеме одной (каждой) минеральной зоны [11] и балансовыми расчетами миграции вещества в процессах образования природных метасоматических колонок [17].

Поступающие в трещины (разломы) металлоносные флюиды образуют единые гидравлически связанные трещинно-поровые породно-флюидные системы, в которых флюиды взаимодействуют с породами и осуществляется миграция компонентов из области высокой их концентрации в области пониженной [17]. Изученные метасоматические колонки образовались в условиях застойного режима не только поровых растворов, но, вопреки теории, и трещинных, доказательством чему служит прямая корреляция уровней золотоносности (металлоносности) в рудных столбах и безрудных участках рудоносных кварцевых жил и минерализованных зон, с одной стороны, с уровнями золотоносности (металлоносности) березитов в соответствующих участках смежной тыловой зоны, с другой. Золото и сопровождающие его металлы диффундируют из трещинных металлоносных флюидов в поровые, оседая в метасоматитах и обогащая их напротив формирующихся одновременно рудных столбов. Фильтрация по трещинам (разломам) постоянно обновляющихся флюидов с меняющимися содержаниями растворенных соединений золота и других металлов скорее способствовала бы бессистемному обогащению боковых пород металлами. Представление о застойном режиме трещинных флюидов предпочтительно также в связи с многочисленными фактами образования золоторудных кварцевых жил, как и вообще рудных жил в гидротермальных месторождениях, как правило, в оперяющих раствороподводящие разломы структурах, по многим признакам не выходящих во время рудообразования на дневную поверхность («слепых»).

Согласно теории метасоматической зональности [10], разработанной на основе законов термодинамики, в трещинно-поровых породно-флюидных термодинамических системах – подвергшихся воздействию поступивших извне гидротермальных растворов объемах земной коры вследствие дифференциальной

подвижности химических элементов по мере приближения к наиболее высокотемпературному возмущающему объекту – трещинному металлоносному флюиду и возрастания вследствие этого интенсивности гидротермальных изменений (химической активности элементов) петрогенные компоненты последовательно, один за другим, переходят из инертного в подвижное состояние (из минералов в раствор). В термодинамических системах формируются зональные метасоматические колонки с уменьшением числа минеральных фаз в каждой более тыловой минералогическо-петрохимической зоне вплоть до кварц-серицитовой тыловой и мономинеральной, обычно сложенной кварцем, осевой зон. Такова теоретическая модель зональной метасоматической колонки в приложении к березитовой метасоматической формации.

При неоправданном дефиците в публикациях описаний минеральной зональности природных метасоматических колонок остается популярной теоретическая модель, которую нередко приводят и тогда, когда о первых идет речь [12]. В другом варианте, отказ признать метасоматит березитом при отвечающем ему полиминеральном составе обосновывается отсутствием среди гидротермально-измененных черных сланцев кварц-серицитовой (березитовой) зоны [20], которая если и присутствует в природных березитовых колонках, то чрезвычайно редко, как исключение из правила.

На то, что березит – порода полиминеральная, образованная в результате калиево-сернисто-углекислотного средне-низкотемпературного метасоматизма и в соответствии с этим сложенная агрегатом кварца, серицита, карбонатов и пирита, профессионалы обращали внимание полстолетия назад [2]. Изученные метасоматические колонки подтверждают это, равно как и то, что составы новообразованных минералов на уровне видов мало зависят, скорее не зависят, от составов вмещающих колонки пород, – кристаллических и черных сланцев. В березите тыловой и в кварце осевой зон помимо упомянутых главных минералов присутствуют также в разных количественных соотношениях новообразованные минералы-примеси магнетит, рутил, лейкоксен, апатит, сульфиды, шеелит (табл. 1).

Вместе с тем, в природных метасоматических колонках смена минеральных зон, то есть порядок минеральной зональности формируется по предписанному теорией сценарию. На внутренней границе каждой зоны растворяется минерал, отсутствующий в смежной более тыловой зоне (табл. 1). Границы минералогическо-петрохимических зон бывают резкие (нитевидные) и постепенные. В последнем случае реликты исчезающего в более тыловой зоне минерала встречаются в пограничной полоске шириной до 1...2 см. Обычно в направлении к внутренней границе каждой зоны масса исчезающего в более тыловой зоне минерала лавинообразно нарастает, даже с изменением минерального вида одной группы, например, цоизита на эпидот. Явление дифференциальной подвижности компонентов получает реальное вещественное выражение.

Однако реального уменьшения числа минеральных фаз в тыловых зонах не происходит, напротив, число их увеличивается. Одновременно отмечается «размытый», противоречащий теоретическим и экспериментальным данным [6], характер границ между минеральными зонами. Предпринимались попытки объяснить это процессами эволюции термодинамических, физико-химических режимов, фазового состояния флюидов при их фильтрации по поровому пространству пород [1, 9, 13]. Сложные теоретические рассуждения и не менее сложные выводы цитированных авторов, объясняющие обсуждаемые факты, опираются на предполагаемое представление о фильтрационном механизме массопереноса в поровом пространстве пород. Поскольку околоразломный (околорудный) метасоматизм осуществляется в застойных трещинно-поровых системах посредством диффузионного перемещения компонентов [17], предложенные авторами выводы вызывают сомнения. Между тем, вопрос решается просто.

В формировании околоразломных метасоматических колонок участвуют, помимо дифференциальной подвижности компонентов, еще два не учитываемых теорией фактора, – встречная диффузия компонентов и пульсационный режим функционирования гидротермальных рудообразующих систем.

Встречная диффузия компонентов доказывается [17] результатами балансовых расчетов миграции вещества при околотрещинном (околоразломном) метасоматизме (табл. 2). Частичный вынос из поровых флюидов в трещинные кремния и полная замена в березите сильным основанием калием более слабого основания натрия с удалением последнего на периферию систем сопровождается встречной диффузией поступивших с трещинными флюидами калия, углекислоты, восстановленной серы в поровое пространство боковых пород, причем наиболее и весьма подвижные последние два компонента достигают фронтальной зоны, – в бескарбонатных и бессульфидных плутонических породах (гранитоидах), полевошпат-кварцевых углеродистых (черных) сланцах, например, появляются карбонаты, пирит. В ближнем обрамлении глубинных разломов с растворами поступают, как отмечалось, элементы фемофильного геохимического профиля [26] – Р, Ti, Mg, Fe, Ca, Mn, во всех случаях рудогенные Au и его спутники, которые диффундируют в поровые растворы и фиксируются в осевой и внутренних зонах в составе новообразованных апатита, рутила (лейкоксена), карбонатов, сульфидов. Отсутствие признаков направленного выноса (табл. 2) перешедших в подвижное состояние химических элементов, например Ca, Mg, Fe при растворении хлоритов, цоизита-эпидота, наводит на предположение об их возвращении в инертное состояние и фиксации в составе других минералов, скажем, образующихся карбонатов. Вследствие разной скорости встречной диффузии ионов, атомов, молекул химические элементы перемещаются на разные расстояния независимо от границ формирующихся минералогическо-петрохимических зон. Границы, которым теорией предписано быть резкими, «размываются», трансформируются в постепенные переходы.

О том, что гидротермальные рудообразующие системы функционируют по пульсационному (порционному) сценарию, который в областях современной вулканической деятельности, например, заключается в чередовании внедрений (излияний) силикатных расплавов и инъекций металлоносных вулканических газов – надкритических водных флюидов, свидетельствует несколько независимых фактов, наблюдаемых в гидротермальных месторождениях, образованных в прошлые геологические эпохи. Чередующееся внедрение

расплавов и металлоносных флюидов доказываются существованием дорудных, внутрирудных, послерудных даек умеренно щелочных долеритов [27]. О порционном поступлении в области рудообразования металлоносных флюидов свидетельствуют также факты образования ранних зарождений минералов каждого последующего рудно-минерального комплекса при более высоких температурах сравнительно с температурами образования поздних зарождений минералов каждого предшествующего комплекса [4]. Последнее, очевидно, обусловлено поступлением свежего флюида взамен (после) охлажденной предшествующей его порции. Повторяющаяся в составе каждого сменяющего один другой во времени рудно-минерального комплекса однонаправленная последовательность образования минералов (оксидов, сульфидов, карбонатов) отражает эволюцию термодинамических и физико-химических режимов металлоносных флюидов и, вероятно, автономность каждой их порции.

Таблица 2

Баланс (вынос-, привнос, в процентах) петрогенных элементов в зональных околорудных метасоматических ореолах мезотермальных месторождений золота южной Сибири

Минеральная зона, подзона	Химические элементы													Δ
	Si	Al	K	Na	S*	Co	Ca	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	P	Mn	
1. Месторождение Ирокинда														
Гранит мигматитовой выплавки, AR (3)														
Бу(5)	0	0	-10	-10	+	20	20	0	0	10	10	50	-60	1,2
Ви(6)	0	0	-10	0	+	220	70	30	30	70	20	110	0	3,1
Х (9)	-10	10	-40	40	0	500	70	60	0	60	-10	210	-50	6,9
А (8)	0	0	-20	-10	+	870	10	60	20	50	70	250	10	4,5
Вн(7)	-10	10	20	-90	+	2400	200	220	100	230	250	650	30	18,8
2. Месторождение Чертово Корыто														
Разнозернистый углеродистый полевошпат-кварцевый метапесчаник (1)														
У (1)	0	0	70	-70	1130	10	-40	110	60	90	30	-50	0	7,94
Х (4)	-30	-10	0	-85	1640	1370	510	420	240	80	840	450	600	31,4
Вн(1)	-50	-30	-10	-90	6570	3180	1300	690	250	490	490	640	4600	55,6

Примечание. 1) Минеральные зоны и подзоны околорудных метасоматических ореолов: Бу, Ви – подзоны умеренного и интенсивного изменения фронтальной зоны, У, Х, А, Вн – соответственно углеродистая, хлоритовая, альбитовая, тыловая зоны. 2) S* – сера сульфидная, Со – углерод окисленный (карбонатный), + – привнос S при содержании ее в исходной породе ниже предела чувствительности анализа. 3) В скобках – число проб, участвующих в расчете средних. 4) Δ – удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в процентах к массе вещества исходных пород в стандартном геометрическом объеме 10000 Å³. 5) Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Запсибгеология» и в Западно-Сибирском испытательном центре (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской и Г.Н. Юминовой

Поскольку пути подъема последовательных порций металлоносных флюидов во время породорудообразования сохраняются, происходит постоянно наблюдаемое в месторождениях обычно обусловленное структурными факторами пространственное совмещение раннего и последующих рудно-минеральных комплексов в осевой (рудной) и смежных внутренних зонах рудовмещающей (околорудной) метасоматической колонки, что также усложняет картину метасоматической зональности.

Следует констатировать, что структура природных метасоматических колонок подтверждает основные положения теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского. Порядок минерало-петрохимической зональности природных колонок, выраженный в уменьшении от фронтальной зоны к тыловой числа минеральных фаз посредством растворения на внутренних границах каждой зоны новообразованных актинолита-тремолита (и/или легко замещаемых цветных минералов исходных пород), эпидота хлорита, альбита согласуется с явлением дифференциальной подвижности компонентов и последовательным от зоны к зоне переходом их из инертного в подвижное состояние, подчеркивает стремление системы к образованию монокомпонентной тыловой (осевой) зоны. Типовая модель природных метасоматических колонок согласуется с теоретической моделью. Последняя служит ключом к расшифровке минерало-петрохимической зональности природных околорудных (рудовмещающих) метасоматических колонок.

Вместе с тем, отсутствие, согласно балансовым расчетам, направленного, подобно Na и Si, выноса из системы ряда петрогенных компонентов, в частности, щелочно-земельных металлов, перешедших в подвижное состояние после растворения, скажем, эпидота, хлорита, служит признаком того, что они, не покидая колонку, вновь перешли в инертное состояние, например, в составе карбонатов. Для связывания диффундирующей из трещинных флюидов углекислоты требуется много катионов. В обрамлении глубинных разломов с металлоносными растворами в составе ассоциации фемофильных элементов поступают P, Ti, Ca, Mg, Fe, Mn, которые в сочетании с упомянутыми внутренними ресурсами этих элементов и при обилии также поступающей с растворами углекислоты обеспечивают образование фиксируемой в метасоматических колонках, особенно в их

внутренних зонах, в том числе среди бескарбонатных пород (гранитов, полевошпат-кварцевых черных сланцев и др.), значительной массы карбонатов (до 60...70 об. %).

Диффузионный, пульсационный факторы усложняют распределение минералов в колонке, решительно исключают возможность образования в ее составе мономинеральной или состоящей из пары минералов (кварц, серицит) осевой и тыловой (березитовой) зон, но усложняют не настолько, чтобы было невозможно выделить минералого-петрохимические зоны, сформированные в результате дифференциальной подвижности компонентов.

Вещественно-генетическая однородность околорудных (рудомещающих) метасоматических колонок (ореолов), в том числе апочерносланцевых, служит наряду с другими [27] важнейшим фактом, доказывающим образование гидротермальных месторождений золота в кристаллическом субстрате и толщах черных сланцев по одному написанному природой геолого-генетическому сценарию.

Литература

1. Барсуков Викт.Л., Борисов М.В. Моделирование геохимических явлений, связанных с саморегуляцией структуры потока гидротерм // Геохимия. – 1987. – № 1. – С. 87–101.
2. Бородаевский Н.И., Шер С.Д. Об околорудных изменениях в месторождениях золота // Труды ЦНИГРИ. – Вып. 76. – 1967. – С. 113–126.
3. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. – М.: Недра, 1982. – 256 с.
4. Вагина Е.А. Минеральные комплексы руд и генезис месторождения золота Чертово Корято (Патомское нагорье): Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2012. – 141 с.
5. Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 8. – С. 3–16.
6. Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. – М.: Недра, 1966. – С. 47–63.
7. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В. Метасоматизм и метасоматические породы. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.
8. Коновалов И.В. Околорудная зональность одного золоторудного месторождения (Ленский район) // Геология и геофизика. – 1973. – № 1. – С. 123–125.
9. Коренбаум С.А. Перемещение и разделение вещества в гидротермальных ореолах // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отдел геологич. – 1988. – Т. 63. – Вып. 4. – С. 94–104.
10. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М.: Наука, 1982. – 104 с.
11. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. // Избранные труды. – М.: Наука, 1994. – С. 6–19.
12. Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И., Ворошилов В.Г., Номоконова Г.Г., Пшеничкин А.Я., Тимкин Т.В. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. – 458 с.
13. Коротаяев М.Ю. Зональность гетерогенных гидротермальных систем // Известия АН СССР. Сер. геологич. – 1990. – № 7. – С. 133–145.
14. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. – 1986. – № 12. – С. 24–28.
15. Кучеренко И.В. Фемофильные химические элементы в околорудных метасоматических ореолах Кедровского золоторудного месторождения (Северное Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 310. – № 3. – С. 6–10.
16. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Петролого-геохимические черты рудомещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чертово Корято (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. – 2008. – Т. 312. – № 1. – С. 11–20.
17. Кучеренко И.В. Гидродинамика трещинно-поровых флюидно-породных взаимодействий и механизм массопереноса в процессах околотрещинного гидротермального метасоматизма // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 11. – С. 37–43.
18. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. Петрология околорудного метасоматизма // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 28–37.
19. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район) // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 22–33.
20. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С.Е. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50. – № 1. – С. 3–46.
21. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. – Новосибирск: Наука, 1978. – 103 с.
22. Шер С.Д. Околорудные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании / под ред. Н.И. Наквника. – М.: Недра, 1966. – С. 282–291.
23. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. – 2011. – Т. 53. – № 1. – С. 32–64.
24. Goldberg J.S., Abramson G., Los V.I. Depletion and enrichment of exploration for mineral deposits // Geochemistry Exploration, Environment Analyses. – 2003. – Vol. 3. – P. 281–293.

25. Large Ross R., Maslennikov Valery V., Robert Francois, Danyushevsky Leonid V., Chang Zaoshan. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // *Economic Geology*. – 2007. – Vol. 102. – № 7. – P. 1233–1267.
26. Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu. Femophilic elements in wallrock metasomatites and in ores of mesothermal gold deposits – newsletter of mantle deep // *International Journal of applied and fundamental research*. – 2011. – № 1. – P. 37–43.
27. Kucherenko I.V., Zhang Yuxuan. Metallogenic problems of hydrothermal gold deposit formation: facts and arguments // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. – 2015. – Vol. 24. – 012024. URL: <http://iopscience.iop.org/1755-1315/24/1/012024>.

МИНЕРАЛОГИЯ 17-ГО РУДНОГО ТЕЛА ЗАРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОГО АЛТАЯ

В.В. Аксёнов

Научный руководитель доцент С.И. Коноваленко

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Зареченское месторождение находится в старейшем на Рудном Алтае Змеиногорском горнорудном районе, где отработка полиметаллических – сначала окисленных, а затем и сульфидных руд осуществляется с первой половины XVIII столетия после открытия здесь крупнейшего в то время одноименного с районом месторождения. Зареченское месторождение открыто в 1958 г. Корболихинской партией в процессе поисковых работ, в дальнейшем разведано буровыми скважинами и начало разрабатываться на медь, свинец, цинк, золото, серебро и барит. Месторождение связано с Южной моноклиалью (Королев, 1983) – тектоническим блоком моноклиально (практически вертикально) падающих пород берёзовской свиты среднего девона. Все промышленные руды приурочены к зонам срыва, рассланцевания и отслаивания на контактах хрупких кремнистых пород с известняками и образуют серию сближенных в пространстве рудных тел, расположенных одно на продолжении другого, иногда кулисообразно заходящих друг за друга, имеющих согласное с вмещающими породами залегание. Оруденение Зареченского месторождения – доскладчатое, сингенетичное среднедевонскому вулканизму. Картируемые структуры на месторождении являются пострудными, образованными в герцинский цикл тектогенеза [2].

Изучены: минеральный состав и взаимоотношения минералов на основе 5 аншлифов и 6 шлифов из образцов 17-го рудного тела (одного из 4 крупных); характерные элементы-примеси главных рудных минералов – галенита и сфалерита (6 атомно-эмиссионных проб); корреляционные связи между главными рудными элементами – на основе статистической обработки данных бороздowego опробования.

Вмещающие породы лежачего блока представлены силицитами, имеющими четкий контакт с рудным телом, сложенными частицами глинистых (?) минералов с размерностью частиц 0,01...0,005 мм. В роли цемента выступает кварц, причем отдельные участки (рис. 1), похожие на обломки, содержат его значительно меньше. Возможно, что первоначально породы представляли собой туфы, претерпевшие интенсивную переработку Si-содержащими гидротермальными растворами. Перекрываются руды карбонатными породами, в составе которых выделяются: обломочные зерна кварца размером до 1 мм (до 30 % объема), сцементированные основной карбонатной неразлично зернистой массой (70 %) с различными органическими остатками.

Рудное тело № 17 сложено прожилково-вкрапленными, сплошными баритовыми и барит-полиметаллическими рудами. Прожилково-вкрапленное оруденение составляет около половины от объема рудного тела на высоте +120...+240 м, начиная с +240 м – абсолютно преобладает. В рудах данного типа сульфиды представлены сфалеритом, в меньшем количестве галенитом, единичными зернами халькопирита, в прожилках присутствуют барит и кальцит. В аншлифах наблюдаются характерные структуры замещения краевых каемок сфалерита – галенитом. Устанавливается последовательность отложения сульфидов: сфалерит-халькопирит-галенит.

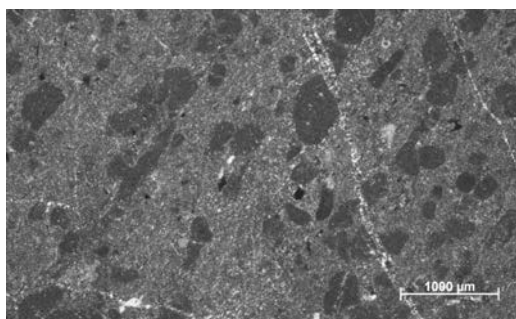


Рис. 1. Вмещающие силициты (николи скрещены)

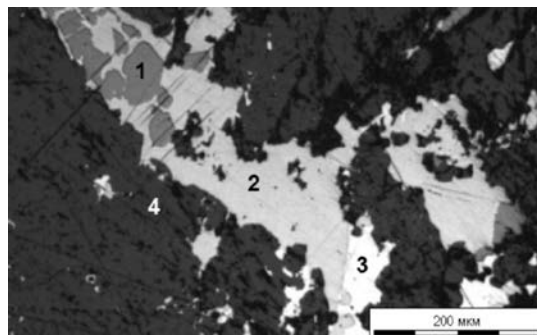


Рис. 2. Массивные барит-полиметаллические руды (анилиф, 1 – сфалерит, 2 – блеклая руда, 3 – галенит, 4 – барит)

Основная часть массивных руд находится ниже высотной отметки +120 м. Массивные баритовые руды бедны сульфидами (до 3 %), которые макроскопически не наблюдаются. В составе руд этого типа может