

Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.

Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Рошкетав П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.

Миронов А. Г., Жмодик С. М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

Миронов А. Г., Жмодик С. М., Бахтина О. Т., Куликов А. А., Очиров Ю. Ч., Куликова О. А. Новый тип золотого оруденения в стратиформных пирротиновых рудах Восточного Саяна // Доклады академии наук. 1999. Т. 365. № 6. С. 798–801.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. Vol. 13. P. 7–27.

Ю. В. Гольцова

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
г. Томск*

y.goltsova@mail.ru

**Минеральная зональность околорудного метасоматического ореола
месторождения золота Дельмачик (Читинская область)
(научный руководитель Т. Ю. Якич)**

Целью работы является определение минеральной зональности золоторудного месторождения Дельмачик, приуроченного к Дарасунскому рудному узлу. В работе представлены результаты первичной обработки оригинального каменного и графического материала, собранного автором при прохождении первой производственной практики в компании ООО «Золото Дельмачик» в качестве участкового геолога. Описано 22 прозрачных шлифа и 10 аншлифов с использованием петрографического микроскопа в проходящем и отраженном свете, а также электронного микроскопа Tescan Vega 3SBU с энергодисперсионной приставкой фирмы Oxford.

Золоторудное месторождение Дельмачик находится в Шилкинском районе Забайкальского края, в 25 км к северо-западу от районного центра г. Шилка. Площадь месторождения составляет примерно 4,9 км². Месторождение расположено в пределах Киинского рудного узла в юго-восточной части Дарасунского рудного района. Тектонически ослабленная зона северо-восточного простирания представлена серией субпараллельных нарушений, проявленных в виде маломощных (до 0,5 м) зон дробления, брекчирования и расланцевания в эксплозивных брекчиях и гранитоидах с крутыми углами падения (75–85°). Особенностью площади является наличие крупной рудовмещающей структуры типа «трубки взрыва» (палеокальдеры), выполненной эксплозивными брекчиями кислого состава.

В геологическом строении площади месторождения принимают участие стратифицированные образования нижнего архея и интрузивные и субвулканические комплексы раннепротерозойского и позднеюрского возраста. На территории выделяется два комплекса магматических пород: раннепротерозойские ультраметаморфиче-

ские образования, сложенные средне-крупнозернистыми массивными порфировидными и биотитовыми гранитами, и позднеюрские субвулканические и интрузивные образования, представленные дайками гранит- и кварцевых порфиров и explosивными брекчиями первой фазы и дайками диабазовых и диоритовых порфиритов и базальтоидов второй фазы верхнеюрского магматизма. Гидротермально-метасоматические породы представлены кварц-турмалиновыми метасоматитами, пропилитами, березитоидами и березитами. Дорудные кварц-турмалиновые метасоматиты устанавливаются в жильных, рудных и пострудных парагенезисах. Турмалинизация широко распространена в брекчиевых образованиях, особенно в приконтактовых частях палеокальдеры, в гранитоидах – проявлена в узлах линейных зон северо-восточного и северо-западного простираения. В кварц-турмалиновых метасоматитах присутствуют пирит, блеклые руды, халькопирит. Пропилиты характеризуются развитием вторичных серицита, хлорита, эпидота, каолинита и карбонатов, в основном, характерных для Северо-восточного штокверка. Березитоподобные метасоматиты отмечаются в пределах минерализованной Антимонитовой зоны.

По минеральному составу рудные внутрикальдерные образования относятся к золото-кварцевой рудной формации, прикальдерные образования – к золото-сульфидной формации. Оруденение связано с зонами прожилкового окварцевания в березитизированных породах, рудных кварцевых и кварц-карбонатных прожилках, образующих сетку различной густоты. Мощность прожилков составляет от долей миллиметра до 0.5–1.5 см. Распространенные минералы прожилков: пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, антимонит, кварц, турмалин, карбонаты, флюорит, серицит. В подчиненном количестве присутствуют сфалерит, галенит, марказит, молибденит, блеклые руды, самородное золото и др.

В процессе изучения образцов пород и руд метасоматического ореола по биотитовым гранитам месторождения автором установлена следующая зональность: фронтальная зона – кварц + ортоклаз + альбит-олигоклаз + сфен + пирит + роговая обманка + хлорит + биотит; эпидот-хлоритовая зона – кварц + альбит + олигоклаз + роговая обманка + серицит + кальцит + хлорит + эпидот; хлоритовая зона – кварц + альбит + рутил + лейкоксен + пирит + серицит + кальцит + хлорит; альбитовая зона – кварц + мусковит + серицит + кальцит + калишпаты + пирит + арсенопирит + альбит; березитовая (тыловая) зона – кварц + ортоклаз + мусковит + кальцит + сульфиды + золото; осевая зона (кварцевая жила) – кварц + кальцит ± серицит + сульфиды + золото + гидроокислы железа.

Фронтальная зона представлена средне-крупнокристаллическими (размер зерен до 1 см) серыми порфировидными гранитами, сложенными зернами кварца (до 35–40 об. %), полевых шпатов (40–50 об. %), биотита (до 10 об. %) и единичными зернами сфена, циркона, роговой обманки, апатита. Серый ксеноморфный кварц (до 35 об. %) образует графическую структуру. Кварц разбит на блоки, большинство его зерен перемято и имеет волнистые очертания. Наряду с крупными субовальными зернами (от 0.5 мм до 1 см) присутствуют мелкозернистые агрегаты (0.04–0.2 мм), которые формируют мозаичную структуру. Олигоклаз представлен гипидиоморфными зернами (размер 0.4–12 мм), которые образуют антипертитовые включения (20–25 об. %) в некоторых зернах ортоклаза. Последние размером 0.4–20 мм (15–20 об. %) имеют гипидиоморфную, реже ксеноморфную форму. Начальные стадии метасоматоза гранитов проявляются в частичном замещении призматических вытянутых зерен биотита и единичных зерен роговой обманки хлоритом. Отмечаются редкие зерна пирита правильной формы с ровными очертаниями.

В *эпидот-хлоритовой зоне* наблюдаются более интенсивные изменения исходных гранитов, о чем свидетельствует их зеленый оттенок за счет новообразованных эпидота, хлорита, серицита (до 25 об. %). Порода характеризуется мелкозернистым строением (0.05–0.5 мм), где гипидиоморфная структура сочетается с гранолепидобластовой. Основная масса представлена мелкими (0.05 мм) ксеноморфными зернами кварца (до 50 об. %) с волнистыми очертаниями. Зерна плагиоклазов (до 0.5 мм) с едва заметными полисинтетическими двойниками за счет сильного развития серицита обрамляются многочисленными мелкими зернами кварца по периферии за счет раскисления олигоклаза. Встречаются редкие удлиненные зерна роговой обманки с прямыми, реже зазубренными краями, замещенные эпидотом, по которому развивается в свою очередь, кальцит. Также отмечаются единичные пластинки хлорита размером до 0.2 мм. Доля пирита в этой зоне значительно возрастает (до 10 об. %). Его зерна (0.1–2 мм) имеют как идиоморфные, так и ксеноморфные очертания с извилистыми краями. Пирит катаклазирован и по трещинам катаклаза замещается гидроокислами железа.

В *хлоритовой зоне* эпидот полностью растворяется, исходная порода еще больше изменяется, сохраняя бледно-зеленый оттенок. Эпидот полностью замещается хлоритом. Основная масса в породах сложена кварцем (25–30 об. %), альбитом (25–30 об. %) и ортоклазом (15–20 об. %). Отмечается аксессуарный титанит идиоморфной формы размером зерен от 0.2 мм до 0.8 мм (до 5 об. %). Морфология кварца варьирует от первичных крупных (до 0.8 см) ксеноморфных субовальных зерен до новообразованных тонких и мелких (до 0.03 мм). Количество чешуек хлорита увеличивается в процентном отношении (до 5 об. %) к эпидот-хлоритовой зоне. По спайности хлорита интенсивно развивается серицит, кальцит, единичные зерна рутила и лейкоксена. Пирит представлен гипидиоморфными зернами размером 0.2–3 мм. Рутил образует идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы, длинностолбчатые зерна и агрегаты удлиненных тесно сросшихся зерен.

Альбитовая зона имеет более светлый оттенок по сравнению с предыдущими за счет растворения зеленого хлорита и увеличения роли кварца, полевых шпатов, серицита и карбонатов. Основная масса сложена кварцем (до 50–60 об. %) различных генераций. Наблюдаются округлые субовальные зерна (до 0.5–0.7 см) серого цвета с извилистыми очертаниями, представляющие собой реликтовые зерна исходного кварца. При этом увеличивается доля новообразованного тонко-мелкозернистого (от 0.002–0.001 мм) молочно-белого кварца. Вторая генерация кварца формирует «мозаичную» структуру. Присутствуют единичные зерна ортоклаза и микроклина, полностью или частично замещенные серицитом. Альбит (0.2–2.0 мм) (до 10 об. %) определяется по тонким полисинтетическим двойникам, по которым отчетливо определяется номер плагиоклаза (An_6). Межзерновое пространство между кварцем и альбитом заполнено серицитовым агрегатом. Калиевые полевые шпаты представлены гипидиоморфными зернами (от 0.4 мм до 0.5 см), частично замещенными серицитом и кальцитом. Пирит представлен ксеноморфными и гипидиоморфными зернами размером 0.2–2 мм, местами полностью или частично замещенными гетитом и гематитом. Также отмечаются мелкие (не более 0.3 мм) гипидиоморфные зерна арсенипирита. Общая доля рудных минералов в породе составляет 10–12 об. %.

Березитовая зона сложена светло-зелеными метасоматитами кварц-серицит-карбонатного состава, что отвечает березиту в классическом его выражении. Кварц представлен мелкими и крупными ксеноморфными, субовальными зернами размером 0.02–1.5 мм (30–40 об. %). Отмечаются редкие крупные реликтовые ксеноморфные

зерна калиевых полевых шпатов с рваными, нечеткими очертаниями размером до 2.5 мм (15–20 об. %). Также наблюдаются единичные (до 0.1 мм) тонкие чешуйки мусковита. Серицит и кальцит образуют как массивные скопления (до нескольких миллиметров в диаметре), полностью замещая зерна ортоклаза, так и заполняют мелкие прожилки и трещинки в других минералах (30–35 об. %). Рудные минералы представлены мелкими (до 0.1 мм) зернами пирита и арсенопирита гипидиоморфной формы.

Образование кальцита, пирита и других сульфидов, большое количество серицита в березитовой зоне метасоматической колонки, образованной в бескарбонатных биотитовых гранитах, говорит о поступлении в боковые породы калия, углекислоты, серы и металлов [Кучеренко, 2010]. Описанная минеральная зональность сформирована за счет дифференциальной подвижности компонентов. По мере усиления преобразования породы последовательно один за другим растворяются минералы (биотит, эпидот, хлорит, альбит), а перешедшие в подвижное состояние компоненты фиксируются в новообразованных минералах [Кучеренко, 2010].

Литература

Кучеренко И. В. Гидродинамика трещинно-поровых породно-флюидных взаимодействий и механизма соперегона в процессе околотрещинного гидротермального метасоматизма // Разведка и охрана недр. 2010. № 11. С. 37–43.

А. Е. Будяк, С. Ю. Скузоватов
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
budyak@igc.irk.ru

Условия формирования протерозойских рудоносных горизонтов Байкало-Патомского нагорья, Восточная Сибирь

Геологическую историю Байкальской горной области (БГО) и приуроченных к ней рудных месторождений следует рассматривать с позиций эволюции южной окраины Сибирского кратона, начиная с архей-палеопротерозойских (>2000 млн лет) отложений до позднего неопротерозоя-раннего палеозоя. Практически все рудные месторождения с Pt, Pd, Au, U и полиметаллической нагрузкой в пределах БГО связаны с двумя продуктивными стратиграфическими горизонтами: кевактинским (палеопротерозой) [Будяк и др., 2015] и дальнотайгинским (неопротерозой) [Немеров и др., 2010] (рис.). В данной работе рассмотрены характеристики кевактинского горизонта (2.2–2.1 млрд лет), отложения которого выходят на дневную поверхность в пределах Тонодского и Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны и являются вмещающими для ряда таких крупных месторождений, как Чертово Корыто, Ходокан, Туюкан, Чепок и др.

Изученные отложения в разрезе Тонодского поднятия представлены албазинской и михайловской свитами, на Нечерском поднятии – ходоканской толщей, а в пределах Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны – отложениями кодарской серии (икабийская, аянская и иннырская свиты). Сложены они однородными раслан-