

К ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ СКАРНОВ РАЙОНА БОЛЬШОЙ НАТАЛЬЕВКИ

Б. Д. ВАСИЛЬЕВ

(Представлено профессором К. В. Радугиным)

В предлагаемой статье в сжатой форме излагается геология и металлоносность скарнов на примере одного из месторождений золота, расположенного на северной окраине Кузнецкого Алатау в бассейне среднего течения реки Кии.

Район сложен осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями нижнего и среднего кембрия, прорванными двумя разновозрастными интрузивными комплексами, с каждым из которых связано золотое оруденение.

Стратиграфия отложений кембрия представляется нам в следующем виде. Древнейшие породы обнажены в центральной части участка, где они слагают антиклинальную складку северо-восточного простирания (рис. 1). Среди них в нормальной стратиграфической последовательности выделены несколько пачек пород (снизу вверх):

1) серые мраморы, переслаивающиеся с порфиритами и их туфами; мощность пачки более 50 м, причем соотношения мощностей слоев мраморов и порфиритов внутри пачки примерно равны;

2) ороговикованные порфириты с линзами андалузито-кордиеритовых роговиков с тонкими пластами серого мрамора; мощность пачки 30 м;

3) серые полосчатые мраморы с редкими маломощными горизонтами пестрых туффитов и порфиритов; мощность пачки не менее 150 м;

4) порфириты, туффиты с горизонтами диагенетизированных порфиритов, красноцветных песчаников и конгломератов, общей мощностью более 100 м.

Нормальный разрез этой толщи наблюдался нами несколько южнее по реке Кундат при устье рч. Соболилки, где серые полосчатые мраморы в верхней своей части содержат палеонтологические остатки (*Collenia*, *Archaeospongia*). Вся толща относится нами предположительно к низам нижнего кембрия.

В пределах месторождения эта толща собрана в острую опрокинутую на северо-запад антиклинальную складку, ось которой плавно погружается на северо-восток. Крылья складки круто, под углами 70—85° падают на юго-восток.

На западе участка упомянутая складка срезается крупным меридиональным дизъюнктивом, к западу от которого вскрыты марганцевосные кремнистые сланцы с прослоями туфов и известняков. Повсеместно в районе кремнистые сланцы согласно перекрываются светло-серыми

известняками с богатой фауной археоциат верхнекамешковского комплекса (по П. С. Краснопеевой) и бесспорно имеют нижнекембрийский возраст.

Севернее, на поверхности размыва, срезающей отмеченную выше складку, несогласно залегают зеленокаменные порфириды среднего кембрия (мартайгинская формация В. К. Монича). В центральной части поля распространения зеленокаменных порфиридов имеется выступ карбонатных пород нижнего кембрия, вмещающий основные скарноворудные тела месторождения.

Карбонатная толща, представленная на этом участке светло-серыми известняками, известковыми осадочными брекчиями и строматолитовыми известняками с *Collenia*, собрана в мелкие острые складки меридионального простирания с крутым падением крыльев и в возрастном отношении соответствует верхним горизонтам пачки полосчатых мраморов, слагающих южнее крылья антиклинали.

С юга и востока карбонатная толща нижнего кембрия на этом участке по крупным зонам дробления соприкасается с зеленокаменными порфиридами среднего кембрия, а с севера и запада несогласно перекрывается ими.

Таким образом, в районе Большой Натальевки четко устанавливается проявление фазы тектогенеза предположительно на границе нижнего и среднего кембрия.

Породы нижнего кембрия, слагающие нижний структурный этаж, собраны в мелкие узкие и острые складки северо-северо-восточного простирания с крутым падением крыльев и опрокидыванием складок на северо-запад.

Зеленокаменные порфириды среднего кембрия, слагающие верхний структурный этаж, залегают несогласно на поверхности размыва структур нижнего кембрия и отличаются более спокойной тектоникой.

Залегание зеленокаменных порфиридов среднего кембрия на различных го-

ризонтах нижнего кембрия свидетельствует о длительном размыве структур нижнего кембрия перед излиянием порфиридов.

Интрузивные образования в районе месторождения представлены двумя разновозрастными комплексами. Широким распространением пользуются выходы пород мартайгинского гранодиоритового интрузивного комплекса, возраст которого считается одними исследователями каледонским [4], другими — салаирским [1, 6]. Кембрийский возраст интрузии, по нашему мнению, более вероятен.

Мартайгинский интрузивный комплекс представлен кварцевыми монцонитами, кварцевыми диоритами, сиенитами и гранодиоритами.

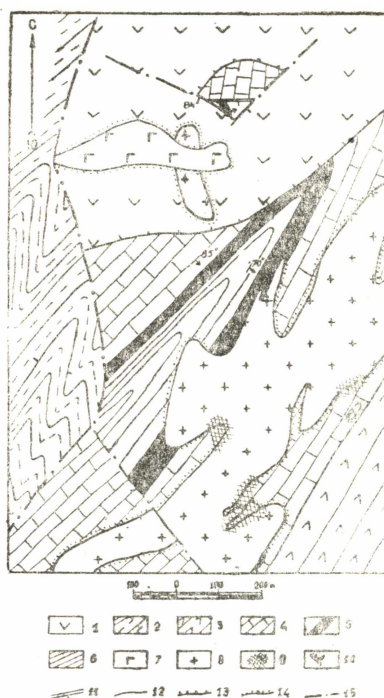


Рис. 1. Геологическая карта Б. Натальевки (схематизировано). Составил Б. Д. Васильев. 1 — зеленокаменные порфириды (Sm_2); 2 — кремнистые сланцы (Sm_1); 3 — порфириды, туффы, песчаники (Sm_1); 4 — серые полосчатые мраморы (Sm_1); 5 — ороговикованные порфириды, роговики (Sm_1); 6 — серые мраморы, порфиры, туфы (Sm_1); 7 — габбровая интрузия ($D?$); 8 — гранодиоритовая интрузия (мартайгинский комплекс); 9 — скарны гранатовые; 10 — линза № 1 (скарны тремолитовые); 11 — дайка диабазы; 12 — контакты несогласного залегания; 14 — контакты магматические; 15 — дизъюнктивы.

Почти все выходы пород мартайгинского интрузивного комплекса подчинены складчатой структуре вмещающих толщ кембрия и имеют четкую северо-северо-восточную ориентировку. Контакты интрузивных тел на отдельных участках сопровождаются диопсидо-гранатовыми скарнами с наложенной на них рудной минерализацией.

Более молодой является интрузия ильменитового габбро, выделенная на месторождении в 1958 году. Интрузия проявляется на севере участка в форме небольшого по размерам (400×60 м) линейного тела, сложенного оливковыми габбро-норитами, габбро-диоритами и габбро.

Интрузив вытянут в широтном направлении и прорывает не только порфириты среднего кембрия, но и монзониты мартайгинского интрузивного комплекса. Возраст интрузии по аналогии с известными в Кузнецком Алатау молодыми ильменитоносными габбровыми интрузиями, по-видимому, девонский (патынский комплекс).

Габбровая интрузия сопровождается скарнами: под действием скарнирующих растворов известняки замещаются существенно диопсидо-тремолитовыми скарнами, порфириты — существенно гранатовыми. Скарны габбровой интрузии, как правило, несут наложенную золото-медно-висмутовую минерализацию.

Диопсидо-тремолитовый состав скарнов, интенсивная доломитизация, серпентинизация и оталькование, сопровождающие скарны, свидетельствуют о значительном привносе магния перед рудоотложением.

Золотооруденение генетически связывается с двумя интрузивными комплексами: мартайгинским гранодиоритовым и более молодым габбровым, причем наибольший интерес представляют своеобразные по составу руды, связанные именно с габбровым комплексом.

Золотоносность мартайгинского гранодиоритового комплекса установлена давно и отмечалась всеми исследователями Мариинской тайги. С этим комплексом генетически связывают золотооруденение Бериккульского и Центрального месторождений [3]. Золотомышьяковая минерализация бериккульского типа, характеризующаяся высоким содержанием в рудах пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, проявляется и на описываемом месторождении в форме мелких кварцево-сульфидных жил в северной части района. Пироксено-гранатовые и магнетито-гранатовые скарны, сопровождающие выходы пород мартайгинского интрузивного комплекса, изредка несут наложенную золото-сульфидную минерализацию.

С габбровой интрузией генетически и пространственно связана своеобразная золото-медно-висмутовая минерализация, локализующаяся как внутри габбрового массива (кварцевые жилы с висмутином, халькопиритом и самородным золотом), так и во вмещающих массив породах в непосредственной близости от контакта в диопсидо-тремолитовых скарнах. Наибольшую практическую ценность в настоящее время представляют светлые диопсидо-тремолитовые скарны с наложенной на них золото-медно-висмутовой минерализацией.

Тела диопсидо-тремолитового состава имеют линзообразную форму и располагаются в карбонатной толще под покрывкой порфиритов среднего кембрия. Там, где скарнированием захвачены тела порфиритового состава, последние превращены в гранатовые скарны. Используя этот признак, возможно обнаружить слепые скарноворудные тела под порфиритовой покрывкой на участках осветления и скарнирования порфиритов.

Скарновые тела располагаются в общем параллельно контакту габбрового интрузива.

Так, например, линза № 1 представляет собой небольшое линзообразное тело диопсидо-тремолитового состава, рассеченное в верхней

своей части несколькими мелкими линзочками магнетита. По отношению к складчатой структуре вмещающих известняков линза № 1 имеет секущее положение. Простирается линза северо-западное, падение пологое под углом 45° на северо-восток со слабым склонением к востоку.

Линза № 1 представляет собой лишь часть более крупного скарнового тела, расположенную в висячем, смещенном крыле сбросо-сдвига. Плоскость сместителя сбросо-сдвига круто падает на юг и приурочена к маломощной дайке диабаз, в свою очередь секущей и смещающей скарны.

Обладая грубошестоватым и радиально-лучистым сложением, диопсидо-тремолитовые скарны в массе своей золотоносны. Они несут неравномерную тонкую вкрапленность халькопирита, в меньшей степени — висмутина и самородного золота. Кварц в форме мелких неправильных зерен в скарнах крайне редок.

В лежащем боку линзы № 1 скарны сопровождаются обохренными кварцево-сульфидными рудами, среди которых выделены четыре генерации кварца с соответствующими комплексами рудных и жильных минералов.

Золото в рудах тесно связано с висмутином и халькопиритом, встречается в самородном состоянии как в скарнах, так и в кварцевых жилах.

Дизъюнктивная тектоника на месторождении сложна и многофазна. Особо следует выделять субширотные дизъюнктивы, контролирующие скарны и оруденение. Однако выделение их сопряжено с большими трудностями. Пострудная тектоника проявилась прежде всего в образовании широтных раздвигов, выполненных породами диабазовой магмы, и в возникновении, вслед за этим, смещений в плоскости дайки типа сбросо-сдвига.

В дальнейшем подновляется или возникает основная зона дробления меридионального простираения, проходящая по западной окраине участка и прослеженная на расстоянии более 5 км. Ее следует относить к смещениям I порядка.

К смещениям II порядка отнесены крупные дизъюнктивы юго-восточного и северо-восточного простираения с вертикальными амплитудами смещения более 100 м. Они являются оперяющими по отношению к смещению I порядка.

К смещениям III порядка отнесена серия смещений юго-восточного простираения, характеризующихся незначительными амплитудами и быстрым выполаживанием сместителей на глубине (угол падения сместителя изменяется от 70° до 40° на 30 м по падению).

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что золотооруденение в районе генетически связано с двумя интрузивными комплексами. Соответственно выделяются две золоторудные формации: 1) золото-мышьяковая, связанная генетически с мартайгинским гранодиоритовым комплексом и 2) золото-медно-висмутовая, связанная генетически с более молодой (D?) габбровой интрузией.

Золотоносными являются кварцевые жилы и скарны с наложенной на них рудной минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев А. Р. Кожуховский гранито-диоритовый массив в северо-западных отрогах Кузнецкого Алатау. Ученые записки ТГУ, № 14, 1950.
2. Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Тр. ТГУ, сер. геол., том 102, 1948.
3. Дембо Т. М. Геологическое строение и золотое оруденение северной части Кузнецкого Алатау. Тр. Нигризолото, вып. 19, 1952.

4. Зенкова А. А. и Казакевич Ю. П. К вопросу о возрасте монцонито-сиенитовой интрузии северо-западной части Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ, № 5, 1940.

5. Краснопеева П. С. Археоциатовые и археоциатово-трилобитовые горизонты кембрия Алтае-Саянской области. Мат. по геологии Западной Сибири, вып. 61, 1958.

6. Монич В. К. Геологический очерк Бериккульского района, Тр. треста Золото-разведка и Нигризолото, вып. 7, 1937.
