ЛИТЕРАТУРА

1. *Бурмистров, А.А.* Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. / А.А. Бурмистров, В.И. Старостин, А.Л. Дергачев, В.А. Ретров. — М.: МАКС Пресс, 2009. — 408 с.

2. *Бушков, К.Ю.* Структура Накынского кимберлитового поля и признаки скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур: автореферат дис. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. — М.: МГРИ-РГГРУ, 2006.

3. Васильев, И.Д. Геологические структуры в околотрубочном пространстве карьера трубки Архангельская и их использование для поисков коренных месторождений алмазов в Зимнебережном районе: автореферат дис. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. — М.: МГРИ-РГГРУ, 2010.

4. *Гречухин, М.Н.* Новое гидрогенное месторождение урана Ульзит в Монголии / М.Н. Гречухин, П.А. Игнатов // Изв. вузов. Геология и разведка. — 2014. — № 4. — С. 27–33.

5. *Игнатов, П.А.* Рудообразование в позднепалеозойских впадинах Северного Казахстана и Минусинского региона. — М.: ВИМС, 2005. — 348 с.

6. *Игнатов, П.А.* Палеотектонические структуры Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области / П.А. Игнатов, А.В. Болонин, Б.А. Калмыков и др. // Бюлл. МОИП / Отд. геол. — 2008. — № 3. — С. 13–20.

7. *Игнатов, П.А.* Сравнительный анализ рудовмещающих структур Майского, Мархинского и Озерного кимберлитовых тел Накынского поля Якутии / П.А. Игнатов, А.М. Шмонов, К.В. Новиков // Геология рудных месторождений. — 2015. — Т. 57. — № 2. — С. 125–131.

8. *Игнатов, П.А.* Новые приемы оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов / П.А. Игнатов, Я.И. Штейн, С.Д. Черный, Ю.Т. Яныгин // Руды и металлы. — 2001. — № 5. — С. 32–43.

9. *Новиков, К.В.* Геолого-структурное моделирование при локальном прогнозе алмазоносных кимберлитов на закрытых территориях (на примере Накынского поля Якутии): автореферат дис. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. — М.: МГРИ-РГГРУ, 2010.

10. Семинский, К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект / К.Ж. Семинский, А.С. Гладков, О.В. Лунина, М.А. Тугарина. — Новосибирск: СО РАН. Филиал «ГЕО», 2005. — 293 с.

11. Шмонов, А.М. Геолого-структурные и минералого-геохимические признаки, присущие алмазоносным телам дайково-жильного типа (на примере Накынского кимберлитового поля Якутии): автореферат дис. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. — М.: МГРИ-РГГРУ, 2006.

12. Штейн, Я.И. Геологические особенности околотрубочного пространства кимберлитов Якутии как критерии оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов: автореферат дис. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. — М.: МГГА-МГРИ, 1997. 13. Sibson, R.H. et al. Stress/fault controls on containment and release of overpressured fluids: Examles from gold-quartz vein systems in Juneav, Alaska, Victoria, Australia and Otgo, New Zeland. / Sibson R.H., Spott J. // Ore Gqol. Reviows. — 1998. — № 13. — Р. 293–306.

© Игнатов П.А., 2016

Игнатов Петр Алексеевич // petrignatov@gmail.com

УДК 553.462:553.075(571.56)

Выдрич Д.Е. (ФГБУ «ВИМС»)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ПЕРСПЕКТИВАХ МОЛИБДЕНОВО-ГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БАДИС (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

На основе новых данных о геологическом строении молибденового рудопроявления Бадис, расположенного в зоне пересечения Станового и Таксакандинского глубинных разломов, уточнена морфология рудного штокверка. Изометричный молибденовый штокверк оказался разделенным на линейно вытянутые штокверковые зоны северо-восточного простирания со «стержневыми» кварцевыми жилами. Ключевые слова: молибденовое рудопроявление Бадис, Становая шовная зона, гранитоиды мезозойского возраста, динамометаморфизм, морфология рудного штокверка, линейные штокверки, структурно-тектонический контроль оруденения.

Vydrich D.E. (VIMS)

THE NEW INFORMATION ON GEOLOGICAL STRUCTURE PROSPECTS AND INDUSTRIAL MOLYBDENUM OF BADIS (SOUTHERN YAKUTIA)

Based on new information on the geological structure of molybdenum Badis, located in the zone of intersection becomes a Taksakandinskogo deep fault, refined morphology of ore stock work. The isometrics molybdenum stock work became divided into linearly extended stock work zone northeast strike with a «rod» quartz veins. **Key words:** molybdenum occurrence of Badis becomes suture zone, granitites of the Mesozoic age, metamorphism, the morphology of ore stock work, Stock works linear, structural and tectonic controls of mineralization.

Рудопроявление выявлено Ю.П. Кастрыкиным в 1971 г. при проведении поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000. В 1971–1973 гг. под руководством Ю.П. Кастрыкина были проведены геолого-геофизические поисковые работы с последовательной детализацией масштабов от 1:25 000 до 1:5 000 с проходкой копушей, шурфов, канав. В результате работ были выяснены основные особенности геологического строения проявления, предварительно оценены масштабы и качество оруденения, определена его принадлежность к молибденовой рудной формации [3, 4].

В 2013—2015 гг. филиалом ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология» «Алданский» совместно с ФГУП «ВИМС» в пределах рудного поля Бадис, включающего одноименное рудопроявление и ряд перспективных участков, проведены поисковые работы с проходкой горных выработок и бурением колонковых скважин. По результатам работ были уточнены особенности геологического строения рудного поля и дана оценка промышленных перспектив.

Рудное поле Бадис расположено на сочленении южной окраины Алданского щита со Становой складчатой областью (рис. 1) в пределах потенциального Чакатай-Бадисского золото-молибденового рудного узла в зоне пересечения северо-восточного Станового и северозападного Таксакандинского глубинных разломов [1].

Важнейшим разрывным нарушением района является Становой глубинный разлом, заложенный в раннепротерозойское время. Он прослеживается на тысячи километров в субширотном направлении вдоль оси Станового хребта. Становой разлом является швом, разделяющим Алданский щит и нижнепротерозойскую складчатую область. В современной структуре он выражен зоной субпараллельных разрывов шириной до 80 км. Вдоль всей Становой шовной зоны породы динамометаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

О длительности тектонического развития Станового разлома могут свидетельствовать следующие факты:

к Становому разлому приурочены массивы основных пород раннепротерозойского возраста, а также поля нижнемеловых даек;

с разломами, оперяющими Становой, тесно связаны покровы четвертичных оливиновых базальтов;



Рис. 1. Положение рудного поля Бадис в тектонических структурах Восточной Сибири и Дальнего Востока России: А — структурно-тектоническая схема Восточной Сибири и Дальнего Востока России; Б — структурно-тектоническая схема северной части листа N-52: 1 — системы глубинных разломов (региональные шовные зоны); 2 — рудное поле Бадис (зеленый контур) и рудопроявление Бадис (красный значок); АЩ — Алданский щит, С СО — Становая складчатая область, Ц-А ТП — Центрально-азиатский тектонический пояс, Т ТП — Тихо-океанский тектонический пояс; 3 — Алдано-Становой щит: Ю-А СБ — Южно-Алданская система блоков (СБ), С СБ — Становая СБ, 3-С СБ — Западно-Становая СБ; 4 — Буреинский массив; 5 — Амуро-Охотская складчатая система; 6 — мезозойские орогенно-активизационные структуры: С ВПЗ — Становая вулкано-плутоническая зона (ВПЗ), У-К ВПЗ — Удско-Куйдусунская ВПЗ; 7-8 — кайнозойские структуры молодой платформы (впадины): 7 — Боконская, 8 — Верхнезейская; 9–12 — преобладающие формации: 9 — андезитовая, 10 — кварцево-диоритовая, 11 — гранит-гранодиоритовая, 12 — гранитоидная, 13 — крупнейшие глубинные разломы (а), в их числе надвиги (б): 1 — Становой, 2 — Таксакандинский, 3 — Зейский, 4 — Джелтулакский, 5 — Северо-Тукурингрский; 14 — второстепенные разломы; 15 — краевые швы: а — Алдано-Станового щита Сибирской платформы, 6 — Буреинского массива

по Становому разлому сброшена на 200 м поверхность выравнивания, предположительно третичногораннечетвертичного возраста [3].

Петрографическая характеристика пород рудного поля

Рудное поле сложено протерозойскими и мезозойскими гранитоидами, а также дайками гранодиоритпорфиров и диорит-порфиров [2, 3]. Раннепротерозойские интрузивные породы (так называемые «древнестановые» гранитоиды) наблюдаются по южной периферии рудного поля и представлены лейкократовыми мелкозернистыми гранитами светло-серого, иногда розовато-серого цвета (рис. 2А, Б). Текстура породы массивная до слабо порфировидной. В результате практически повсеместного развития динамометаморфизма средних и высших степеней по Е.И. Паталаха [5, 6] за счет новообразованного биотита, в меньшей степени амфибола, они приобретают гнейсовидный, линзовидно-полосчатый, полосчатый до сланцеватого облик. Граниты обладают гипидиоморфнозернистой гранитовой структурой и состоят, в %: из олигоклаза — 35-50, калиевого полевого шпата — 25, кварца до 25, биотита — 2-4. Спорадически наблюдается зеленая роговая обманка. Акцессорные минералы (1-2 %) представлены цирконом, сфеном, монацитом, ортитом и апатитом.

Олигоклаз образует изометричные зерна, сдвойникованные преимущественно по альбитовому закону. Калиевый полевой шпат представлен неясно решетчатым (участками нерешетчатым) микроклином и ортоклазом, образующим ксеноморфные зерна. Пертиты в ортоклазе мелкие обильные, неправильной формы, каплевидные и веретенообразные, часто субпараллельные. Кроме того, этот минерал развивается по плагиоклазу в виде антипертитовых вростков. Иногда ортоклаз образует более крупные (до 4–5 мм) по сравнению с кварцевыми и плагиоклазовыми выделения, что обусловливает слабую порфировидность породы. Кварц резко ксеноморфен по отношению к зернам полевых шпатов и темноцветных минералов и более мелкозернистый.

Среди вторичных минералов отмечается серицит, развивающийся по олигоклазу, и хлорит, полностью замещающий биотит и роговую обманку. По биотиту и роговой обманке нередко развивается магнетит.

По данным рентгеноспектрального анализа нижнепротерозойские породы, согласно петрографическому кодексу, имеют стандартные содержания породообразующих оксидов, характерные для субщелочных гранитов. Содержание кремнезема колеблется в пределах 69,6–72,6 %, а сумма щелочей — от 6,9 до 8,6 %, среднее — 8,2 %. Породы характеризуются низким содержанием фемических элементов и CaO при высоких содержаниях глинозема. Содержание Na₂O в обогащенных плагиоклазом породах (лейкоплагиограниты) не превышает 5,3 %, тогда как содержание K₂O в породах увеличивается с 1,6 до 3,6 %.

Граниты раннемелового комплекса прорывают интрузивные образования протерозоя. Контакты с вмещающими породами тектонические. В результате проведенных исследований автором установлено, что раннемеловой гранитоидный комплекс сформировался в два этапа. Первая фаза наблюдается в северной части рудопроявления Бадис по периферии эллипсовидного штока второй фазы, который расположен в центральной части рудопроявления и вытянут в запад-северо-западном направлении (рис. 2А). Границы штока, вероятно, имеют тектонические контакты с крутыми углами падения (по данным магниторазведочных работ). Границы и взаимоотношения между первой и второй фазами не выявлены.

В пределах рудопроявления интрузивные породы первой фазы раннемелового комплекса представлены роговообманково-биотитовыми гранодиоритами (рис. 2В) меланократового до мезократового облика, реже встречаются тоналиты и плагиограниты. Гранодиориты обладают массивной до слабо порфировидной текстурой и гипидиоморфнозернистой (гранитовой), неравномерно-, средне-, крупнозернистой структурой. Минеральный состав представлен, в %: роговой обманкой — 5-7, биотитом — 13-15, кварцем — 20, плагиоклазом — 60. Акцессорные минералы — циркон, рутил, апатит, магнетит. Плагиоклаз наблюдается как зональный (андезин), так и в широких полисинтетических двойниках (олигоклаз). Размер зерен до 3-5 мм. Первичный биотит бурого цвета иногда по краям зерен замещается хлоритом и магнетитом. Зеленая роговая обманка имеет правильную форму кристаллов и нередко замещается хлоритом.

Для пород первой фазы раннемелового интрузивного массива характерны колебания значений кремнезема в пределах 65,2–72,4 %. Породы характеризуются повышенным содержанием фемических элементов при пониженных содержаниях глинозема. Содержание Na₂O не превышает 4,3 % в обогащенных плагиоклазом породах (плагиограниты), тогда как содержание K_2O увеличивается с 2,5 до 3,0 % при выдержанных на уровне 6,8 % значениях суммы щелочей. Это обусловливает попадание анализов данных горных пород в поля гранодиоритов и лейкократовых гранитов.

Вторая фаза представлена роговообманково-биотитовыми гранодиорит-порфирами (рис. 2Г), реже гранитами лейкократового облика. Текстура пород, как правило, порфировая. Весьма редко наблюдаются породы с массивной текстурой. Структура основной массы микрокристаллическая, аллотриоморфнозернистая. Количество фенокристаллов варьирует в широких пределах, от 40 до 80 % и в среднем составляет 50 %. Размеры их колеблются от 1-3 мм до 8-12 мм. Порфировые выделения представлены кварцем, плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой. Содержание кварца изменяется в пределах 15-25 %, плагиоклаза — от 70 до 80 %. Количество первичного биотита не превышает 1-4 %. Роговая обманка встречается постоянно, но в очень малых количествах. Кварц наблюдается в виде округлых, оплавленных зерен. Плагиоклаз в основном



ритовых порфиритов; 4–5 — раннемеловой интрузивный комплекс: 4 — гранодиорит-порфиры второй фазы, 5 — гранодиориты первой фазы; 6 — раннепротерозойский становой комплекс. Субщелочные и лейкократовые граниты; 7 — эксплозивные(?) брекчии гранодиоритпорфиров с обломками кварца, гранодиоритов, порфиров; 8 — границы: а — установленные, б — предполагаемые, в — фациальных разновидностей; 9 — разрывные нарушения: а — предполагаемые и дешифрируемые, б — предполагаемые под четвертичными образованиями; 10 — внемасштабные тела бластомилонитов; 11 — зоны мезо-, катозонального динамометаморфизма. Fsp — калиевый полевой шпат, Q — кварц, PI — плагиоклаз, HpI — роговая обманка, Bt — биотит, CI — хлорит, Amf — амфибол; Б — аляскитовые субщелочные граниты раннепротерозойского комплекса; В — роговообманково-биотитовый гранодиорит первой фазы раннемелового комплекса; Г — биотитовый гранодиорит-порфир второй фазы раннемелового комплекса. Справа фотографии шлифов из этих образцов в проходящем свете с анализатором (Б, В) и без анализатора (Г) зональный, реже образует широкие полисинтетические двойники. Акцессории — циркон, рутил, апатит. Первоначально гранитоиды второй фазы, вероятно, имели лейкократовый облик, а мезократовый облик они приобрели за счет последующей биотитизации. Иногда в канавах встречаются реликты слабо измененных лейкократовых гранитов. В шлифах, кроме новообразованного биотита, наблюдаются реликты опацитизированных и хлоритизированных биотита и амфибола (роговой обманки). Их количество не превышает 1–2 %.

По плагиоклазу развита умеренная серицитизация и соссюритизация. Темноцветные (первичный биотит и роговая обманка) опацитизированы и практически нацело замещены хлоритом. Гранодиорит-порфиры второй фазы подверглись умеренной до интенсивной биотитизации, в меньшей степени амфиболизации, в результате чего они приобрели мезократовый облик. За счет однонаправленности чешуек новообразованного биотита в них явно проявляется полосчатость. Кроме того, по гранитоидам второй фазы развиты в различной степени кварц-полевошпатовый и кварц-хлоритовый метасоматоз, штокверковое окварцевание, пропилитизация, аргиллизация.

Для пород второй фазы в целом характерны высокие колебания значений кремнезема в пределах 57,0–71,2 % при изменении суммы щелочей от 5,0 до 8,1 % и преобладании натрия над калием. Это обусловливает попадание анализов данных горных пород в поля кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов и гранитов.

Преимущественно калиевый характер щелочности характерен для калишпатизированных гранодиорит-порфиров. Отношение Na₂O/K₂O непостоянно и варьирует от 0,5 до 1,8, что говорит о переменном преобладании альбитовой и анортитовой составляющих в полевом шпате и преобладании калиевого полевого шпата. Породообразующие оксиды гранодиорит-порфиров характеризуются содержанием кремнезема в пределах 64,2-67,2 %, повышенными содержаниями фемических элементов и CaO при пониженных содержаниях глинозема и преобладанием натрия над калием при выдержанном значении суммы щелочей на уровне 6.8 %. Со второй фазой связана молибденовая и сопутствующая минерализация. На молибденовую специализацию пород второй фазы указывает ранжированный геохимический ряд элементов относительно их кларкового содержания в гранитах: Mo_{94.5}Ag_{60.6} Sb_{41.3} Cu_{38.5} Cd_{29.7} $As_{27,4} Bi_{22,7} Cr_{11,4} Co_{7,1} W_{6,2} Ni_{4,6} Pb_{4,2} Zn_{4,0} Ti_{1,7} V_{1,7}.$ Observed щает на себя внимание присутствие в ряду таких элементов, как Cr, Co, Ni, Ti, V, которые являются элементами-индикаторами зон гидротермально-метасоматических изменений вмещающих оруденение пород.

Мезозойские и протерозойские гранитоиды прорваны многочисленными пострудными раннемеловыми дайками гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов (рис. 3А, Г, Д). Мощность даек варьирует от долей метра до 50–60 м, протяженность — от первых десятков метров до 800–900 м. Простирание — северовосточное, реже субмеридиональное и субширотное.



Рис. 3. Динамометаморфические изменения и вещественный состав брекчий и дайкового комплекса: А — геологическая схема рудопроявления Бадис; Б — амфибол-биотитовые бластомилониты; В — эксплозивные(?) брекчии; Г — дайка гранодиорит-порфиров; Д — дайка диоритовых порфиритов. Справа фотографии шлифов из этих образцов в проходящем свете с анализатором (Б, Г, Д). Усл. обозначения см. на рис. 2

Преобладают дайки гранодиоритового состава. Раннемеловые дайки характеризуются высокими колебаниями значений кремнезема в пределах 53,3–68,0 % при непостоянном значении суммы щелочей от 5,6 до 7,0 % и преобладании натрия над калием.

Гранодиорит-порфиры обладают порфировой текстурой и аллотриоморфнозернистой, микро- до тонкозернистой структурой основной массы. Количество порфировых выделений колеблется в пределах 20–40%. Минеральный состав фенокристаллов представлен: кварц — 15–25%, плагиоклаз (зональный или полисинтетические двойники) — 40–50%, биотит — 10–15%, роговая обманка — 10–35%.

Дайки гранодиорит-порфиров имеют следующие характеристики породообразующих оксидов: содержание кремнезема колеблется в пределах 67,5–68,0 %; повышенные содержания фемических элементов и СаО при пониженных содержаниях глинозема и преобладании натрия (Na₂O - 3,3–3,7 %, среднее 3,5 %) над калием (K₂O - 2,6–2,8 %, среднее 2,7 %) при выдержанном значении суммы щелочей на уровне 6,2 %.

Кварцевые диоритовые порфириты имеют порфировую текстуру и аллотриоморфнозернистую, микрокристаллическую структуру основной массы. Количество порфировых выделений колеблется в пределах 20–40 %. Минеральный состав фенокристаллов представлен, в %: кварц — 5–10, плагиоклаз (зональный или полисинтетические двойники) — 65–70, биотит — 10, роговая обманка — 15.

Для даек кварцевых диоритовых порфиритов характерны следующие средние содержания породообразующих оксидов, в %: SiO₂ - 61,0; TiO₂ - 0,4; Fe₂O₃ - 3,6; MgO - 2,6; Al₂O₃ - 14,8; Na₂O - 4,2; K₂O - 2,8; CaO - 2,1.

В северной части штока гранодиорит-порфиров второй фазы закартировано овальное тело брекчий, имеющих, возможно, эксплозивный характер (рис. 3А, В). Размеры его в плане 500×700 м и ориентировано оно так же, как и шток — в запад-северо-западном направлении. Обломки представлены кварцем с молибденитом, реже гранодиорит-порфирами со штокверковым окварцеванием либо без него, пропилитизированными диоритовыми порфиритами. Количество обломков в брекчиях 3-5 %, на локальных участках до 50-70 %. Размер обломков различный — от долей сантиметра до 5-10 см (в среднем 2 см). Обычно они остроугольные, реже сглаженные. Цемент — гранодиоритового состава. По составу обломочного материала, а также отсутствию даек можно предположить пострудное формирование эксплозивных брекчий.

Динамометаморфические процессы широко развиты на рудном поле Бадис и связаны с долгоживущим Становым глубинным разломом северо-восточного простирания. Выражены они мезо- и катазональными изменениями с последующим наложением эпизонального динамометаморфизма. Катазональные и мезозональные изменения предшествуют рудным процессам. Мезозональный динамометаморфизм зеленосланцевой, амфиболит-зеленосланцевой фаций проявлен по породам как протерозойского, так и мезозойского комплексов. Средними степенями динамометаморфизма отличаются в основном гранитоиды второй фазы, что выражается в образовании полосчатости за счет упорядоченности и линейности новообразованного биотита (биотитизация по Ю.П. Кастрыкину [3]). Нередко в краевых частях штока, а иногда и в центральных эти породы изменены до высших тектонофаций и превращены в тонколинзовидно- и параллельнополосчатые мигматиты.

Высшие тектонофации характерны для протерозойских щелочных гранитов, в меньшей степени — мезозойских гранитоидов с образованием тел бластомилонитов полосчатой и линзовиднополосчатой текстуры (рис. ЗА, Б). Тела и зоны зеленосланцевой фации метаморфизма развиты по всему штоку, амфиболитовой фации — только в его краевых частях. Мощность их изменяется от первых сантиметров до 10-12 м. В них часто наблюдаются переходы от неизмененных гранитоидов до собственно бластомилонитов, т.е. от низших тектонофаций до высших. Простирание тел бластомилонитов и полосчатости северо-восточное согласно Становой шовной зоне. В вышеупомянутых телах нередко наблюдается молибденитовая минерализация, которая самостоятельного значения не имеет. Кроме биотита и амфибола среди новообразованных минералов отмечаются серицит, развивающийся по олигоклазу, и хлорит, развивающийся по роговой обманке и биотиту, часто нацело замещая их. Нередко по роговой обманке и биотиту развивается магнетит.

Динамометаморфиты катазоны распространены более локально, отвечают амфиболитовой фации метаморфизма и соответствуют высшим тектонофациям или высшим степеням динамометаморфизма. Ю.П. Кастрыкин [3] относил данные геологические тела к ксенолитам пород архейского комплекса. Динамометаморфиты наблюдаются в виде узких полос шириной в первые метры, редко до 10-20 м, имеют северо-восточное простирание. Как правило, находятся внутри мезозональных образований высших тектонофаций. По внешнему виду это тонко-параллельнополосчатые до линзовиднополосчатых мигматитов с реликтами вмещающих (гранитоидных) пород. В строении швов микросдвигов преимущественно участвуют рудное вещество, хлорит, биотит, зеленая и бурая роговая обманка, тремолит. Кроме отмеченных минеральных новообразований в пределах швов микросдвигов в небольшом количестве присутствуют эпидот, клиноцоизит. Характерны следующие частные микроассоциации — кварцбиотит-роговая обманка, кварц-плагиоклаз-роговая обманка, кварц-плагиоклаз-тремолит, биотит-плагиоклаз-калишпат-тремолит, кварц-тремолит, плагиоклаз-кварц-тремолит, мономинеральный тремолит. Текстура породы линзовидно-полосчатая, тонколинзовидно- и параллельнополосчатая. Структура реликтовая, микрогранолепидобластовая.

С эпизональным (хрупким) динамометаморфизмом связано развитие линейных зон штокверкового окварцевания. Простирание линейных штокверков, как и простирание Становой шовной зоны — северо-восточное 60°. Они являются рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами для основной медно-молибденовой минерализации.

Пострудная тектоника привела к усложнению геологического строения рудного поля. Широко проявлены разломы субмеридионального, восток-северо-восточного и субширотного направлений сбросо-сдвигового и сдвигового характера. Амплитуда смещений варьирует от первых метров до первых десятков метров, достигая ста и более метров, обусловливая тектонические контакты штока.

Морфология рудного штокверка Бадис

В результате работ 1971–1973 гг. [3, 4] установлено, что в морфологическом плане оруденение представляет собой сложное сочетание штокверкового типа минерализованных прожилково-жильных зон и минерали-

зованных эксплозивных брекчий. Сложность и разнообразие морфологических типов объясняется различной тектонической подготовленностью разных участков проявления. Предполагалось, что изометричный молибденовый штокверк площадью свыше 4 км² охватывает практически полностью выход штока гранит-порфиров на дневную поверхность и его южные экзоконтакты. В целом рудный штокверк расположен в эндоконтакте штока, повторяя конфигурацию его контактов, и образует в плане подковообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении и окаймляющее центральную часть штока (рис. 4А). Штокверк сложен хаотично ориентированными молибдениткварцевыми прожилками с плотностью прожилков от 10 до 80 и более на 1 м² и мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров.

По результатам полевых исследований [1, 2] изометричный молибденовый штокверк разделился на отдельные зоны (рис. 4 Б), представленные линейными штокверками северо-восточного (60–70°) простирания



Рис. 4. Морфология рудного штокверка: А — схема первоначальной модели рудного штокверка по Ю.П. Кастрыкину [1, 2]; Б — схема уточненной модели рудного штокверка: 1 — раннемеловой шток гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров; 2 — раннепротерозойский становой комплекс. Граниты и гранито-гнейсы биотитовые; 3 — архей. Алданский комплекс. Гидатская серия. Биотитовые гнейсы, плагиогнейсы биотит- и гранат-гиперстеновые, прослои плагиосланцев амфибол-двупироксеновых и кварцитов; 4 — первичные ореолы молибдена: а — содержание менее 0,01 %, б — 0,01–0,08 %, в — 0,1–1,0 %; 5 — делювиальные ореолы сближенных молибденит-кварцевых жил; 6 — контур изометричного кварц-молибденового штокверка; 7 — зоны развития штокверкового окварцевания; 8 — зоны развития жильнопрожилкового окварцевания; 9 — «стержневые» кварцевые жилы; В — строение линейно вытянутой штокверковой зоны; Г — фрагмент зоны штокверкового окварцевания с тонкодисперсным молибденитом; Д — фрагмент «стержневой» кварцевой жилы. Прочие усл. обозначения см. на рис. 2

с падением на юго-восток (80°) до субвертикальных [1, 2]. Мошность линейно ориентированных зон штокверкового окварцевания колеблется от первых метров до 100-150 м. Соответственно изменяется и мощность безрудных участков. Степень штокверкового окварцевания изменяется от умеренной (плотность прожилков 30-50 шт. на 1 м²) до интенсивной (50-80 прожилков на 1 м²), редко достигает весьма интенсивной (100 и более прожилков на 1 м²). Мощность прожилков колеблется от первых миллиметров до первых сантиметров (рис. 4Г). Ориентировка их самая разнообразная. Нередко в зонах умеренного и интенсивного штокверкового окварцевания встречаются 1-3 «стержневые» кварцевые жилы (рис. 4Б, В, Д), мощностью 0,1–1,2 м с богатой молибденитовой минерализацией. Весьма интенсивное окварцевание иногда переходит в брекчивое оруденение, где цемент кварцевый, а обломки (10-20 %) представлены гранитами. Образование собственно брекчиевых руд распространено на участке весьма незначительно. Мощность тел брекчиевых руд не превышает 0,2-0,3 м.

В южной и юго-западной частях рудопроявления выделяются прожилково-жильные зоны северо-восточного простирания с весьма редкими «стержневыми» кварцевыми жилами и слабым штокверковым окварцеванием. Протяженность зон около 1,2 км, мощность — 100–200 м. Мощность жил 0,1–1,5 м (в среднем 0,3 м), простирание северо-восточное (60°) при падении на юго-восток (80°). Плотность прожилков колеблется от 10 до 30 на 1 м², жил — 1–3 на 1 пог. м.

Вероятнее всего, редкие «стержневые» жилы приурочены к верхней части штокверкового оруденения и могут являться признаком наличия более продуктивного штокверкового оруденения на глубине, как это имеет место на месторождении Сорское [7, 9], которое было открыто по этим жилам и на протяжении более 10 лет изучалось как жильное. Предположение об увеличении масштабов оруденения на глубину повышает перспективы и промышленную значимость рудопроявления Бадис. Оценку промышленных перспектив повышает и то, что в пределах одноименного рудного узла находятся два малоизученных аналогичных рудопроявления, а также многочисленные точки минерализации, потоки и ореолы рассеяния молибдена и сопутствующих элементов, для которых Бадис может являться эталонным объектом.

Выводы

1. Рудное поле Бадис приурочено к зоне пересечения долгоживущего Станового разлома северо-восточного простирания и поперечного Таксакандинского. В мезозойское время в пределах этой зоны произошла магматическая активизация с внедрением молодой гранитоидной интрузии в два этапа и образованием дайкового комплекса.

2. Анализ полученных геолого-структурных данных показал, что в пределах рудного поля и рудопроявления Бадис преобладают тектонические нарушения северовосточного и северо-северо-западного направлений. Главными рудоконтролирующими из них являются тектонические нарушения северо-восточной ориентировки.

3. На основе детальных петрографических исследований выявлено, что раннемеловой гранитоидный комплекс сформировался в два этапа. Молибденовое оруденение парагенетически связано с молодым гранитоидным массивом (гранит-порфирами второй фазы раннемелового интрузивного комплекса) и имеет все черты близповерхностного месторождения.

4. Формирование гранитоидов сопровождалось процессами динамометаморфизма, что отразилось в гнейсовидном, линзовидно-полосчатом, полосчатом облике этих пород и в образовании многочисленных линейных тел бластомилонитов. Простирание тел бластомилонитов и полосчатости — северо-восточное согласно Становой шовной зоне.

5. Концентрация молибденового оруденения происходила по ослабленным тектоническим зонам, которые совпадают с одним из швов долгоживущего Станового глубинного разлома. Тектонические зоны были «залечены» не только рудным веществом, но и магматическим материалом пострудного дайкового комплекса. Основная часть молибденовой минерализации связана с зонами штокверкового окварцевания.

6. Первоначальное предположение о развитии изометричных штокверковых зон подковообразной формы вокруг штока гранит-порфиров работами автора не подтвердилось — были установлены линейно вытянутые штокверковые зоны северо-восточного простирания со «стержневыми» кварцевыми жилами. Штокверковые зоны можно объединить в единый мегаштокверк, который повторяет очертание штока гранит-порфиров на поверхности. Редкие «стержневые» жилы, приуроченные к верхней части штокверкового оруденения, могут являться признаком наличия более продуктивного штокверкового оруденения на глубине, что повышает перспективы и промышленную значимость объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Выдрич, Д.Е. Геолого-структурные особенности штокверковых месторождений молибденовой формации Восточной Сибири и Якутии (на примере Жирекенского и Бугдаинского месторождений и рудного поля Бадис) / Д.Е. Выдрич: Матер. IV Междунар. науч.-прак. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского, 16–20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. — С. 89–91.

2. Выдрич, Д.Е. Особенности молибденового рудопроявления Бадис (Южная Якутия) / Д.Е. Выдрич / Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых: Тезисы докладов шестой науч.-прак. конф. молодых ученых и специалистов. — М.: ФГУП «ВИМС», 2015. — С. 44–46.

3. *Кастрыкин, Ю.П.* Геологические особенности нового рудопроявления молибдена «Бадис» / Ю.П. Кастрыкин // Геология и геофизика. — 1978. — № 4. — С. 47–56.

4. *Кастрыкин, Ю.П.* Опыт прогнозной оценки молибденового оруденения в восточной части Станового хребта / Ю.П. Кастрыкин, М.А. Белобородов, С.В. Денисов // Геология и геофизика. — 1976. — № 10. — С. 144–149.

5. *Паталаха, Е.И.* Тектонофации мезозоны / Е.И. Паталаха, А.И. Лукиенко — Алма-Ата: Наука, 1987.

6. *Паталаха, Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя / Е.И. Паталаха. — М.: Недра, 1985.

7. *Покалов, В.Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена / В.Т. Покалов — М.: Недра, 1972.

8. Покалов, В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений / В.Т. Покалов. — М.: Недра, 1992.

9. *Структуры* рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова / Б.В. Макеев, А.Б. Павловский, В.Т. Покалов и др. — М.: Недра, 1983.

© Выдрич Д.Е., 2016

Выдрич Денис Евгеньевич // devrich@mail.ru