

**КУЛТУМИНСКОЕ ЗОЛОТО-МЕДНО-ЖЕЛЕЗО-СКАРНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
(Восточное Забайкалье, Россия): ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
МАГМАТИЗМА И ПРОЦЕССЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ**

К.Р. Ковалев¹, Ю.А. Калинин¹, О.М. Туркина^{1,2}, В.О. Гимон¹, Б.Н. Абрамов³

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

³ *Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
672014, Чита, ул. Недорезова, 16 а, Россия*

Култуминское месторождение располагается в пределах Газимуровской металлогенической зоны в Восточном Забайкалье. Оруденение приурочено к Култуминскому интрузивному массиву средневерхнеюрского возраста, представленному породами субщелочной серии от кварцевых монзонитов и кварцевых сиенитов до гранитов и дайками монзодiorитов. Дайки позднеюрского возраста представлены субщелочными габбро. Анализ трендов фракционирования петрогенных и редких элементов позволяет предположить, что образование доминирующих в Култуминском массиве и дайковом комплексе монзонитоидов происходило путем дифференциации субщелочного базитового расплава из обогащенного мантийного источника. Процесс формирования золото-медно-железо-скарнового месторождения и жильково-вкрапленной среднетемпературной полисульфидной и эпитеpмальной Ag-Te-Bi минерализации, железо-магнезиальных и кремнещелочных метасоматитов имел длительное многостадийное развитие и протекал в аспекте общей эволюции рудно-магматической системы.

Магматизм, петрогеохимия, Au-Cu-Fe скарны, полисульфидная и эпитеpмальная Ag-Te-Bi минерализация, Култуминское месторождение, Восточное Забайкалье

**KULTUMINSKOE GOLD-COPPER-IRON-SKARN DEPOSIT (eastern Transbaikalia, Russia):
PETROGEOCHEMICAL FEATURES OF MAGMATISM AND ORE-FORMING PROCESSES**

K.R. Kovalev, Yu.A. Kalinin, O.M. Turkina, V.O. Gimon, and B.N. Abramov

The Kultuminskoe deposit is located within the Gazimur metallogenic zone in eastern Transbaikalia. Mineralization is associated with the Middle–Upper Jurassic Kultuma pluton composed of subalkaline rock series ranging from quartz monzonites and quartz syenites to granites and of monzodiorite dikes. Dikes of Late Jurassic age are composed of subalkaline gabbro. Analysis of fractionation trends of major and trace elements suggests that the monzonitoids prevailed in the Kultuma pluton and the dike complex formed through the differentiation of subalkaline basaltic melt from an enriched mantle source. The formation of the gold–copper–iron–skarn and medium-temperature veinlet-disseminated polysulfide and epithermal Ag–Te–Bi mineralization as well as iron–magnesia and silica–alkaline metasomatites was a long multistage process during the general evolution of the ore-magmatic system.

Magmatism, petrogeochemistry, Au–Cu–Fe skarns, polysulfide and epithermal Ag–Te–Bi mineralization, Kultuminskoe deposit, eastern Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Култуминское золото-сульфидно-железо-скарновое месторождение расположено на территории Газимуро-Заводского района Читинской области в Восточном Забайкалье. На месторождении по категориям С1 + С2 подсчитаны запасы: золото — 121 т, серебро — 948 т, медь — 587 тыс. т, железные руды — 33 млн т., позволяющие относить его к одному из важных промышленных типов месторождений. В настоящее время оно рассматривается в качестве значимого инвестиционного объекта [Минерально-сырьевые..., 2003]. Основные аспекты геологического строения, магматизма и характера рудной минерализации месторождения освещены в работах [Чернышова, 2009, 2011, 2012; Федорова, Чернышова, 2009; Федорова, Салихов, 2009; Салихов, Груздев, 2013; Груздев, 2015]. Целью данного изучения являлось рассмотрение петрогеохимических особенностей, природы и источников магматических пород месторождения, минералого-геохимических особенностей руд и взаимоотношения процессов рудообразования с магматизмом.

© К.Р. Ковалев✉, Ю.А. Калинин, О.М. Туркина, В.О. Гимон, Б.Н. Абрамов, 2019

✉e-mail: kkr@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG2019078

Восточное Забайкалье занимает центральную часть Монголо-Охотского складчатого пояса и является крупнейшим сырьевым регионом, в котором сосредоточены месторождения многих полезных ископаемых — молибдена, вольфрама, олова, золота, серебра, висмута, железа, меди, сурьмы, свинца, цинка, бора, флюорита и урана. Metalлогения этой территории впервые детально рассмотрена С.С. Смирновым [1961], установившим поясовое расположение месторождений. Позднее металлогенические особенности Восточного Забайкалья стали рассматриваться с позиции тектономагматической активизации, охватывающей в мезозое консолидированные байкальские и раннекаледонские складчатые сооружения [Щеглов, 1966]. В современных геодинамических интерпретациях территория Монголо-Охотского пояса является коллизионной зоной сочленения Сибирского и Монголо-Китайского континентов, основная ветвь которой в виде Монголо-Охотской сутуры и ее юго-западного ответвления (Онотская ветвь) трасируется с северо-востока на юго-запад (рис. 1) [Зорин и др., 1998; Zorin et al., 2001; Спиридонов и др., 2006]. Важная рудолокализирующая роль при этом отводится занимающим значительный объем площади мезозойским магматическим образованиям, с которыми связывается подавляющее большинство эндогенных месторождений цветных, редких и благородных металлов. По своему химизму интрузивы являются производными высококальциевых известково-щелочных и латитовых магм, имеющих, вероятно, мантийное происхождение. Установлено, что признаки существования горячего пятна в мантии проявились как в обстановке средневерхнеюрской коллизии, так и в раннемеловом рифтогенезе. В этих условиях коллизионные и рифтогенные месторождения могли иметь общие источники.

Одним из промышленно важных регионов Восточного Забайкалья является территория, расположенная к юго-востоку от Борщевочного кряжа, ограниченная Газимуровским и Урулюнгуевским разломами, возникшими либо обновленными во время коллизии. К Газимуровскому глубинному разлому приурочена Газимуро-Урюмканская металлогеническая зона, в которой сосредоточены крупные рудные узлы и месторождения Fe, Cu, Au, W, Mo, Sb (рис. 2) [Кормилицын, Иванова, 1968]. Она протягивается в северо-восточном направлении на 350 км при средней ширине около 80 км и характеризуется широким развитием крупных разрывных нарушений и посторогенных гипабассальных интрузивных тел среднепалеозойского и мезозойского возраста. На юго-востоке Газимуро-Урюмканская зона частично «перекрыта» Приаргунским свинцово-цинковым и Калангуйским флюоритовым поясами, а на северо-западе совмещена с оловянно-вольфрамовым поясом [Смирнов, 1961].

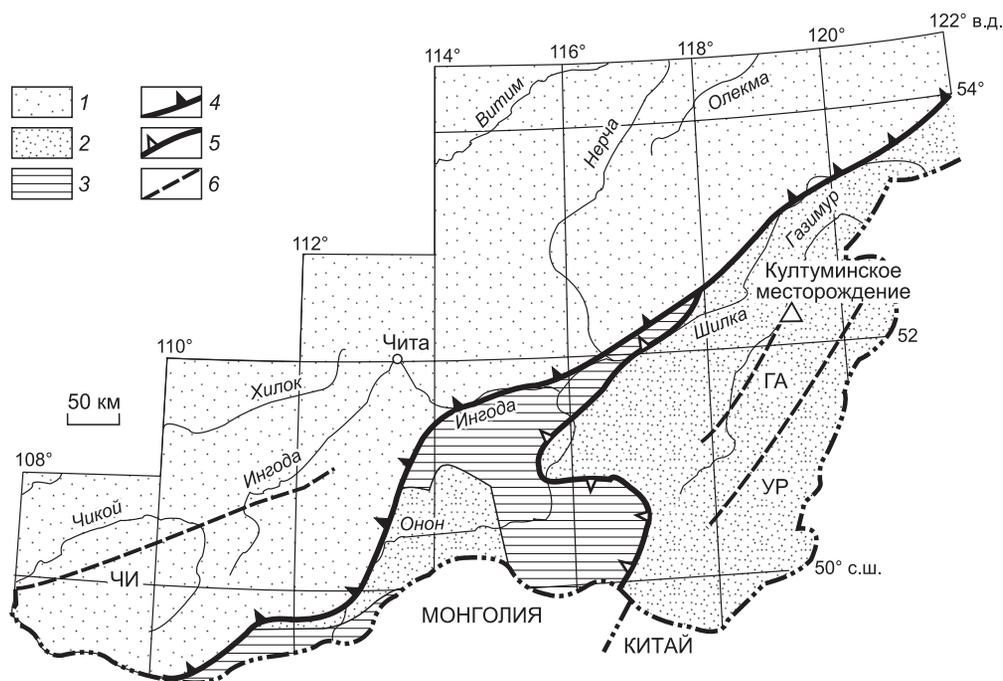


Рис. 1. Положение Култуминского месторождения на схеме основных структур Восточного Забайкалья, по данным [Зорин и др., 1998; Спиридонов и др., 2006] с сокращениями.

1 — Сибирский континент; 2 — Монголо-Китайский континент; 3 — Онотский островодужный террейн; 4 — основная ветвь Монголо-Охотской структуры, 5 — дополнительная ветвь Монголо-Охотской структуры (фронтальная часть Онотского надвига); 6 — разломы, образовавшиеся либо обновившиеся при коллизии континентов: ЧИ — Чикой-Ингодинский, ГА — Газимуровский, УР — Урулюнгуевский.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Методами РФА, ICP-MS и атомно-абсорбционного анализа проанализированы состав, РЗЭ и элементы-примеси магматических пород и руд. На сканирующем электронном микроскопе (TESCAN MIRA 3LMU) и рентгеноспектральном микроанализаторе (JEOL JXA-800) изучены взаимоотношения рудных и нерудных минералов различных минеральных ассоциаций руд, химический состава и элементы-примеси. Выполнены изотопно-геохимические исследования сульфидов. Основные исследования выполнялись на приборной базе Центра коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и в лаборатории ООО «АЛС Чита-Лаборатория» (г. Чита).

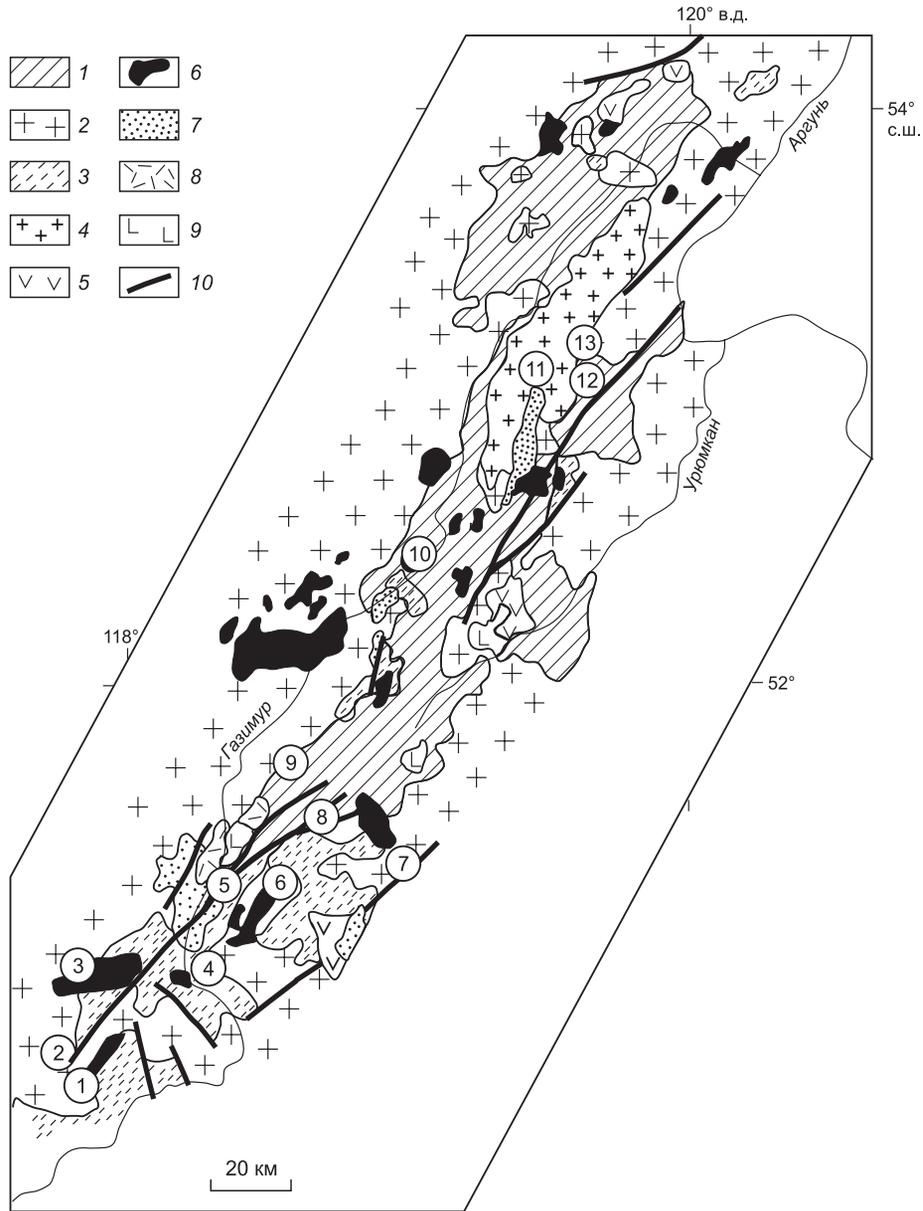
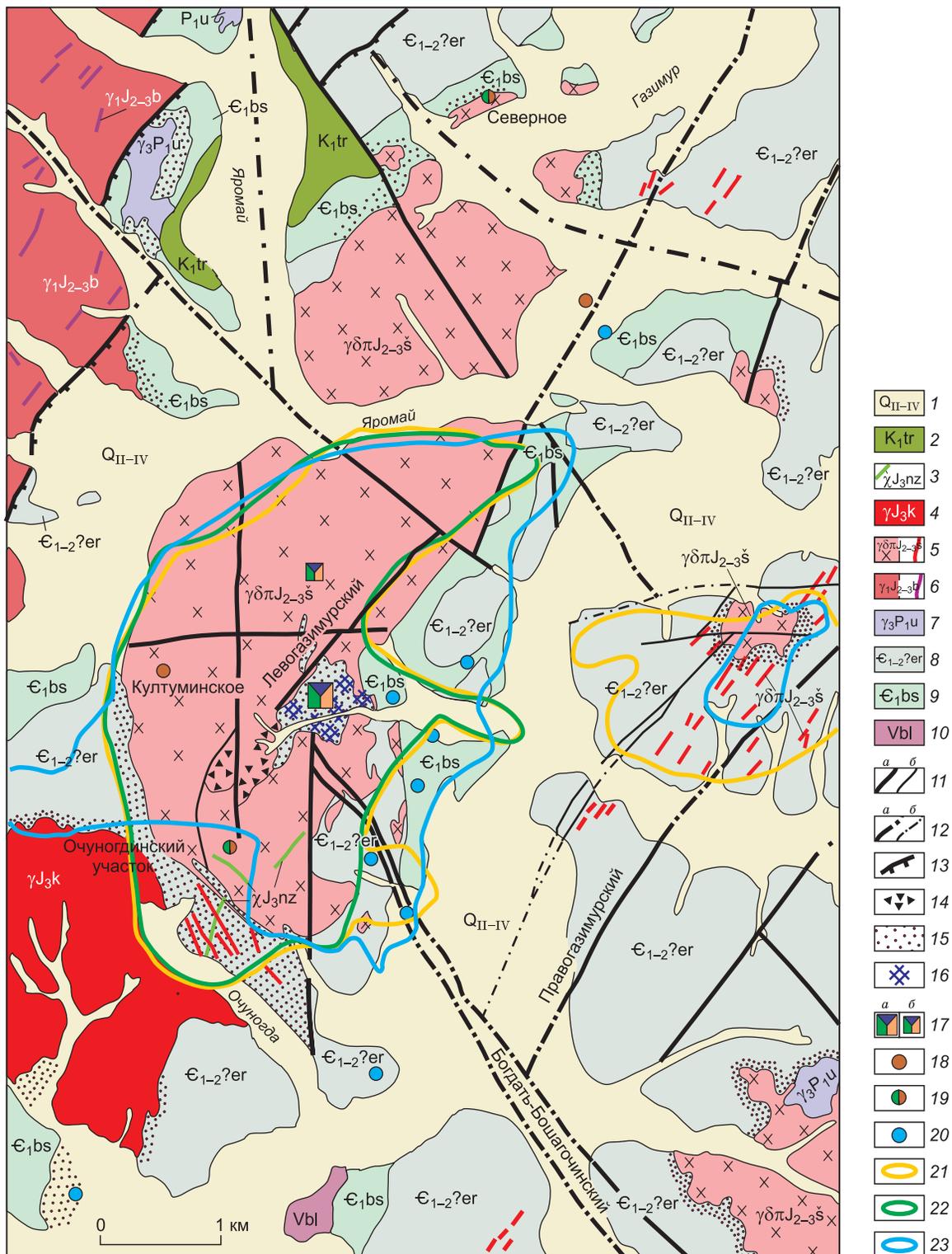


Рис. 2. Схема геологического строения и размещения рудных узлов и месторождений междуречья Газимура и Урюмкана, по данным [Жормилицын, Иванова, 1968] с изменениями.

1 — терригенно-карбонатные породы раннепалеозойского возраста; 2 — гранитоиды среднепалеозойского возраста; 3 — песчаники и конгломераты нижней—средней юры, 4 — граниты мезозойского возраста; 5 — андезиты, андезитобазальты и их туфы позднеюрского возраста; 6 — гранодиоритовые интрузии позднеюрского возраста; 7 — осадочные образования мелового возраста; 8 — эффузивные образования мелового возраста; 9 — четвертичные базальты; 10 — главные разрывные нарушения. Рудные узлы и месторождения: 1 — Акатуевское (Pb, Zn), 2 — Бугдаинское (W, Mo), 3 — Шахтаминское (Mo), 4 — Красноярско-Залинский рудный узел (Pb, Zn), 5 — Тайнинское (Pb, Zn), 6 — Быстринское (Cu, Au, Fe), 7 — Солонечное (Ca, F), 8 — Ново-Широкинское (Au, Zn, Pb), 9 — Ушмунское (Sn, W), 10 — Култуминское (Cu, Au, Fe), 11 — Будюмканское (Sn), 12 — Солонечное (Sb, Au), 13 — Лугоканское (Au, Cu).

КУЛТУМИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Култуминское рудное поле располагается в центральной части Газимуро-Урюмканской металлогенической зоны и тяготеет к междуречью рек Яромай и Очугогда на левобережье р. Газимур (рис. 3). На площади рудного поля еще с 40-х годов XIX в. были известны россыпное золото, магнетитовые руды, серебросодержащие полиметаллические руды и кварц-арсенопиритовая минерализация. Оруденение локализовано в венд-раннепалеозойском, позднепалеозойском и мезозойском структурных этапах, соответствующих различным этапам геотектонического развития региона.



Главной структурой венд-раннепалеозойского этажа является Будюмканский синклиорий, сложенный отложениями белетуйской свиты венда (Vbl), быстринской свиты нижнекембрийского возраста (Є_{1,2}?er) и ерниченской толщи условно нижнесреднекембрийского возраста (Є_{1,2}?er). Это сложноскладчатое сооружение, состоящее из брахиантиклинальных и линейных складок 2-го и более высоких порядков. В ядрах антиклиналей обнажаются песчано-сланцевые отложения белетуйской свиты, доломиты и известняки быстринской свиты. Алевропесчаниковые толщи ерниченской свиты выполняют брахисинклинали и крылья антиклинальных складок. Взаимоотношения свит согласные, мощности их изменяются от сотен метров до 1 км. Стратифицированные породы в районе интрузивного массива ороговикованы, скарнированы и вмещают проявления золото-сульфидной, серебро-полиметаллической и золото-сульфидно-магнетитовой минерализации.

Магматические образования на площади рудного поля представлены порфиробластовыми гранитами борщевочного комплекса ($\gamma_1 J_{2,3} b$), породами шахтаминского ($\gamma \delta J_{2,3} \xi$), кукульбейского ($\gamma J_3 k$) и ундинского комплексов ($\gamma_3 P_1 u$). Гранитоиды борщевочного комплекса являются продуктом ремобилизации раннепротерозойского сиалического фундамента в среднепозднеюрское время и в геохимическом плане специализированы на редкие элементы. Шахтаминский комплекс, к которому относится Култуминский интрузивный массив, представлен породами третьей фазы — гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и диорит-порфиритами. Их размещение контролируется участками пересечения зон разрывных нарушений. Породы кукульбейского комплекса обнажаются на юге рудного поля. Они представлены массивом лейкократовых гранитов и редкими дайками кислого состава. Металлогеническая специализация комплекса остается неопределенной. Ундинский комплекс представлен третьей фазой — мелкозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами с незначительной минерализацией тантало-ниобатов. Возраст шахтаминского комплекса принят как средневерхнеюрский, кукульбейского — верхнеюрский [Геологическое строение..., 1997]. По данным К/Аг определений, возраст шахтаминского комплекса различных массивов Восточного Забайкалья находится в диапазоне 167—155 млн лет, а кукульбейского возраста — 150—126 млн лет [Спиридонов и др., 2006; Козлов, 2011]. Позднеюрский этап развития территории завершается внедрением даек лампрофиров и долеритов, условно отнесенных к нерчинско-заводскому комплексу ($\chi J_3 nz$). Эти образования секут породы шахтаминского комплекса и не несут рудной минерализации.

Главными разрывными структурными элементами в центральной части площади рудного поля являются системы глубинных Право-, Левогазмурского и Будюмканского разломов северо-восточного простирания. Важной магмоконтролирующей структурой является зона глубинного Богдаты-Бошагинского разлома северо-западного простирания, которая контролирует размещение интрузий шахтаминского комплекса. На северо-западе рудного поля гранитоиды борщевочного комплекса по Яромайскому разлому надвинуты на терригенно-карбонатные отложения кембрия.

В рудном поле представлены Култуминское золото-сульфидно-железо-скарновое месторождение, участок Очуногдинский и рудопоявление Северное с золото-медно-сульфидным оруденением и многочисленные точки минерализации различных минеральных типов, тяготеющих к площади Култуминского интрузивного массива и вмещающим терригенно-карбонатным породам (см. рис. 3). Интрузивный массив обрамляется вторичными геохимическими ореолами рассеяния золота (0.01—1.45 г/т), меди (0.01—1.00 %), цинка (0.02—0.20 %) и свинца (0.01—0.05 %).

Рис. 3. Схема геологического строения Култуминского рудного поля, по данным геолого-разведочных работ 2008 г.

1 — аллювиальные отложения (Q_{II-IV}); 2 — турлинская свита (K₂tr): песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, андезиты, их туфы, туфо- и лавобрекчии; 3 — нерчинско-заводской комплекс ($\chi J_3 nz$): дайки лампрофиров, микродиоритов, диоритов; 4 — кукульбейский гранитовый комплекс ($\gamma_3 k$): граниты лейкократовые и биотитсодержащие; 5 — шахтаминский гранит-гранодиоритовый комплекс, третья фаза ($\gamma \delta J_{2,3} \xi$): а — гранит-порфиры, гранодиориты порфировидные, диорит-порфириты; б — дайки гранит-порфиров, диорит-порфиритов; 6 — борщевочный комплекс ($\gamma_1 J_{2,3} b$): а — граниты, гранодиориты, б — дайки пегматитов и мелкозернистых гранитов; 7 — ундинский гранит-гранодиоритовый комплекс ($\gamma_3 P_1 u$) — граниты, лейкократовые, гранодиориты, граносиениты третьей фазы; 8 — ерниченская толща (Є_{1,2}?er): песчаники, алевропесчаники, алевролиты, сланцы кремнисто-глинистые, прослой известняков и доломитов; 9 — быстринская свита (Є_{1,2}bs): доломиты, известковистые доломиты, известняки, прослой песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев; 10 — белетуйская свита (Vbl): кварц-серицит-хлоритовые и углистые сланцы, песчаники, алевролиты, прослой доломитов, известняков; 11 — разломы главные (а), второстепенные (б); 12 — разломы: а — достоверные, б — скрытые; 13 — надвиги; 14 — эксплозивные брекчии; 15 — контактовые роговики; 16 — скарнированные породы; минеральные типы рудной минерализации: 17 — Au—Cu—Fe скарновые: а — месторождения, б — рудопоявления; 18 — Au—As гидротермальные, 19 — Cu—Au—As гидротермально-метасоматические, 20 — Ag—Pb—Zn жильные гидротермальные; вторичные ореолы рассеяния: 21 — золота, 22 — меди, 23 — свинца и цинка.

МАГМАТИЗМ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КУЛТУМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основное промышленное оруденение Култуминского месторождения тяготеет к эндо- и экзоконтактовым зонам скарнов гранитоидного массива и ороговикованным и скарнированными терригенно-карбонатным породам быстринской свиты и ерниченской толщи. Массив площадью 5×15 км вытянут в северо-восточном направлении, разбурен до глубины 900 м и представлен конформным телом с увеличением мощности в северном направлении. По данным гравиразведки и магниторазведки, Култуминский массив имеет форму лапшолита с подводящим каналом на севере, интерпретируемой на глубине около 2500 м, характеризуется отрицательной гравитационной аномалией и повторяет закартированную границу выхода интрузии на дневную поверхность. По результатам интерпретации геофизических данных Култуминский массив приурочен к осевой части синклинали складки [Салихов, Груздев, 2013]. Существует точка зрения о гетерогенной природе Култуминского массива при широком участии процессов контаминации и метасоматоза [Чернышева, 2011, 2012].

На площади интрузивного массива были выделены тела взрывных брекчий, представленных гранит-порфирами с кварц-полевошпатовым цементом. Природа этих образований еще недостаточно изучена. Эти образования располагаются в зоне сопряженных разломов субмеридионального и северо-восточного простирания, пересекают интрузивный массив, имеют тектоническую природу и представлены калишпатизированными гранит-порфирами с вкрапленно-прожилковой кварц-молибденитовой минерализацией. Они могут служить одним из признаков обнаружения Au-Cu-Mo оруденения на флангах и на глубину в предлагаемой Р.И. Груздевым [2015] рудно-магматической модели Култуминского месторождения.

Интрузивный массив пересекается дайками лампрофиров, долеритов, диоритов и диорит-порфири-тов. Основная масса их приурочена к южной части интрузивного массива на площади участка Очунгодинский. Протяженность даек достигает 900 м, мощность до 30 м при северо-западном, северо-восточном и субмеридиональном простирании и пологом падении на восток и запад под углами до 45° . По возрасту дайки условно относятся к нерчинско-заводскому интрузивному комплексу и не несут какой-либо рудной минерализации.

Состав пород Култуминского интрузивного массива и дайкового комплекса. Породы массива, обозначаемые на геологических картах как гранит-порфиры, имеют серую и зеленовато-серую окраску, среднезернистое и порфировое строение. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, часто зонального строения размером до 3—4 см, калиевым полевым шпатом и роговой обманкой размером до 2—3 см. Детальное петрографическое описание пород представлено в работе Н.Е. Чернышовой [2011]. Минеральный состав типовой разновидности гранит-порфира следующий (%): плагиоклаз — 25—30, кварц — 20—25, калишпат — 20—25, биотит — 5—8, роговая обманка — 5—10. Основная масса пород имеет микрогранитную или фельзитовую структуру и сложена изометричными зернами кварца, калишпата, табличками плагиоклаза, чешуйками биотита и часто актинолитизированной роговой обманкой. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, рутил, сфен, апатит и циркон. Породы дайкового комплекса представлены диоритами и долеритами. Они имеют черную и темно-зеленую окраску, плотное мелкозернистое строение, иногда содержат порфировые вкрапленники полевого шпата. Структура основной массы породы долеритовая, афитовая, микрогаббровая, представленная лейстами или идиоморфными зернами плагиоклаза, биотитом и замещенными зернами пироксена и роговой обманки. Отмечаются вкрапления апатита и рутила.

Породы Култуминского массива характеризуются широким диапазоном кремнекислотности ($\text{SiO}_2 = 60.4\text{—}69.5\%$), относятся по химическому и минеральному составу преимущественно к субщелочной серии и представлены на TAS-диаграмме рядом от преобладающих монцодиоритов, кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов до гранитов (рис. 4, а). В соответствии с систематикой [Frost et al., 2001], эти породы являются метаалюминиевыми ($0.91\text{—}1.10$), магнезиальными ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.47\text{—}0.86$) и преимущественно известково-щелочными до щелочных ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO} = 0\text{—}6.5$). Повышенное содержание K_2O определяет их принадлежность к высококалиевой/шошонитовой серии (см. рис. 4, в). Породы среднего состава характеризуются обратной корреляцией между SiO_2 и MgO , FeO , CaO , TiO_2 и P_2O_5 (см. рис. 4, б) и прямой с K_2O , тогда как в гранитах с увеличением SiO_2 происходит как снижение концентрации MgO , FeO , TiO_2 и P_2O_5 , так и уменьшение K_2O .

Породы дайкового комплекса представлены рядом от субщелочных габбро до субщелочных диоритов и монцонитов. Диориты и монцониты дайкового комплекса образует общие тренды петрогенных компонентов относительно SiO_2 с породами массива и наиболее кремнекислые их разности по составу близки к монцонитам Култуминской интрузии (см. рис. 4). Напротив, субщелочные габбро из даек отклоняются от общих трендов (см. рис. 4) и резко обогащены TiO_2 (1.7—1.6 %) и P_2O_5 (0.71—0.86 %) в сравнении с породами среднего состава ($\text{TiO}_2 = 0.85\text{—}0.93$ мас. %; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.22\text{—}0.33\%$).

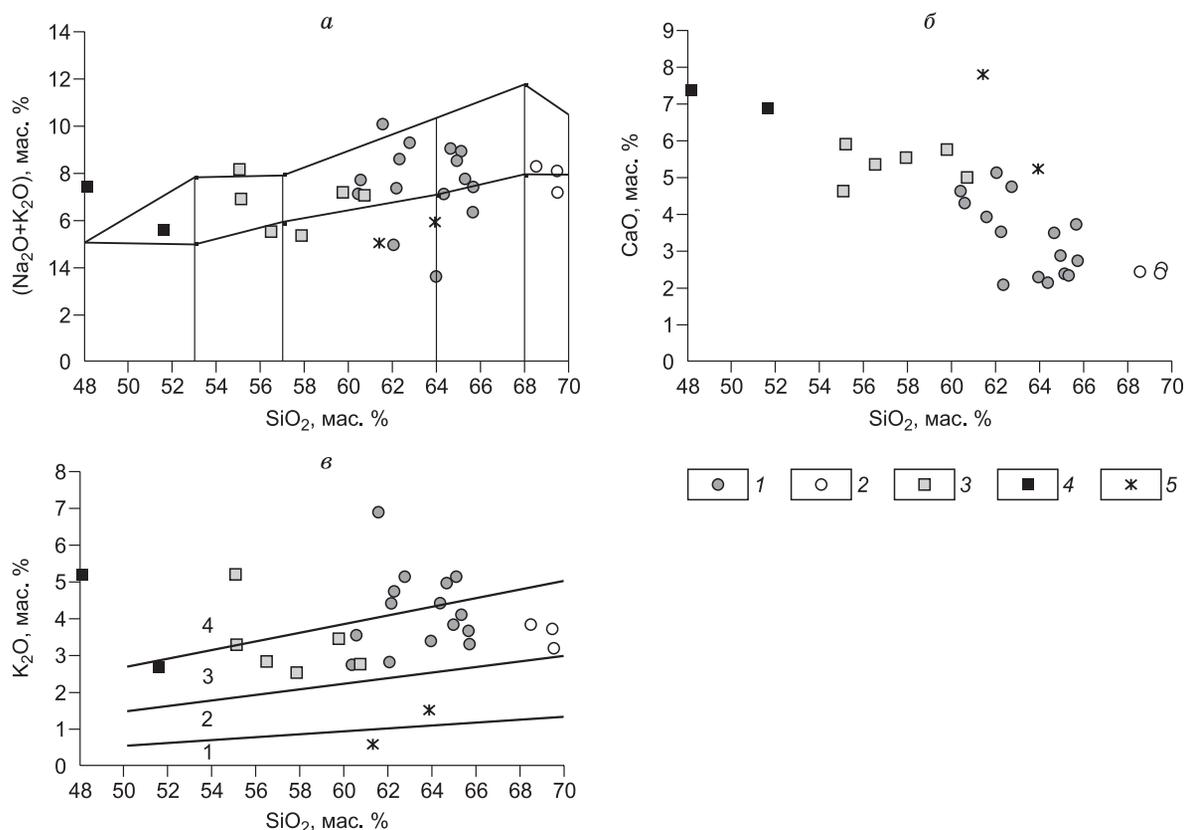


Рис. 4. Диаграммы SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (а), SiO_2 — CaO (б) и SiO_2 — K_2O (в) для пород Култуминского массива и дайкового комплекса.

Култуминского массива: 1 — монцодиориты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, 2 — граниты; дайковый комплекс: 3 — диориты, монцониты, 4 — субщелочные габбро; 5 — средние составы адакитов, по [Drummond et al., 1996; Stern, Killian, 1996].
 в — серии пород: 1 — низкокалиевая, 2 — умеренно-калиевая, 3 — высококалиевая, 4 — шошонитовая.

Породы среднего состава Култуминского массива и дайкового комплекса обладают высоким содержанием Ba (500—1200 г/т) и Sr (350—710 г/т), что является типичным для пород монцонитового ряда (Ba-1700, Sr-700 г/т) [Таусон, 1977]. В монцонитах и сиенитах концентрация Ba непрерывно возрастает с ростом SiO_2 , но резко снижается в гранитах ($\text{Ba} \leq 640$ г/т) при уменьшении K_2O (рис. 5, а). Широкие вариации содержания Sr и Rb в породах среднего и кислого состава не обнаруживают отчетливой корреляции с SiO_2 , что, по-видимому, связано с вторичными изменениями пород. Содержание Zr, Th, легких и тяжелых РЗЭ и Y в породах Култуминского массива снижается от кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов к гранитам при снижении TiO_2 и росте SiO_2 (см. рис. 5, б, в). Концентрация Nb снижается с уменьшением TiO_2 в породах среднего состава и вновь возрастает в гранитах (см. рис. 5, г). Диориты и монцониты дайкового комплекса по содержанию высокочarged элементов, Th и легких РЗЭ в целом близки к породам среднего состава в Култуминском массиве, но не вписываются в общие тренды относительно SiO_2 и TiO_2 , а обособляются в самостоятельные кластеры. От пород Култуминского массива и пород дайкового комплекса резко отличаются субщелочные габбро, резко обогащенные Zr, Nb, La и Y.

Кварцевые монцониты и кварцевые сиениты Култуминского массива характеризуются умеренно фракционированными спектрами РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_n = 18$ —58 со слабым европейским минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.95$ —0.64) (рис. 6, а). Близкий характер спектров РЗЭ имеют граниты $(\text{La}/\text{Yb})_n = 17$ —35, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.86$ —0.70). Для монцонитов и сиенитов с ростом SiO_2 происходит отчетливое обеднение тяжелыми лантаноидами и Y (см. рис. 5, в; 6, а), тогда как в гранитах не установлено снижения концентраций этих элементов. Диориты и монцониты дайкового комплекса близки по характеру спектров РЗЭ к близким по кремнекислотности породам Култуминского массива $(\text{La}/\text{Yb})_n = 14$ —33, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = -0.74$... + 0.80), тогда как субщелочные габбро обогащены легкими лантаноидами (см. рис. 6, в).

Мультиэлементные спектры как пород Култуминского массива, так и большинства пород дайкового комплекса близки между собой и характеризуются отрицательными аномалиями Nb, P, Ti и поло-

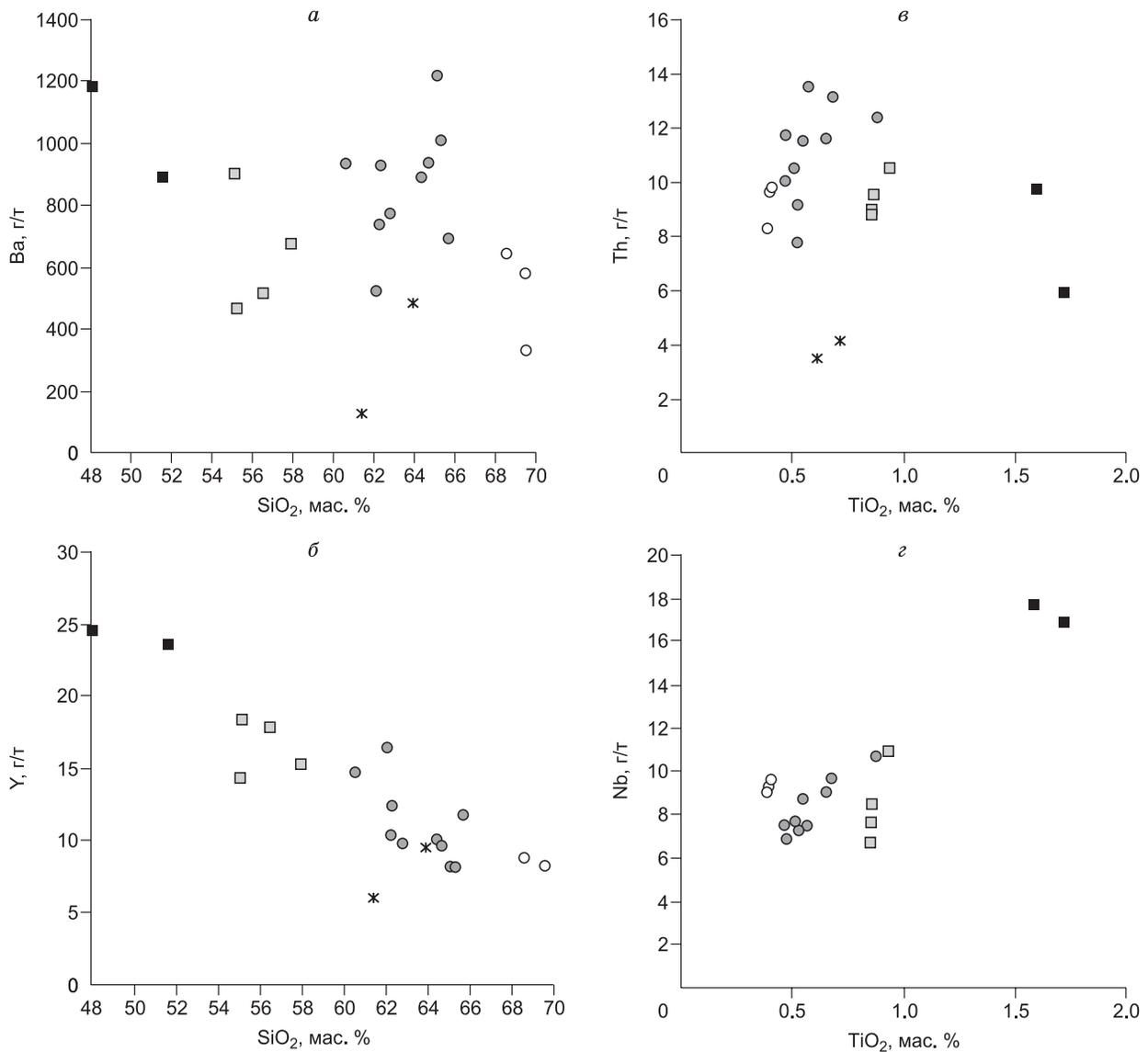


Рис. 5. Диаграммы SiO_2 —Ba (а), SiO_2 —Y (б), TiO_2 —Th (в) и TiO_2 —Nb (г) для пород Култуминского массива и дайкового комплекса.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

жительными Sr и Zr (рис. 7). Субщелочные габбро отличаются более слабыми отрицательными аномалиями по Nb и Ti и отсутствием положительной аномалии Sr (см. рис. 7, в).

Контактовые и гидротермально-метасоматические процессы. Продукты контактово-термального изменения в рудном поле и на месторождении представлены кварц-плагиоклаз-кордиерит-биотитовыми и кварц-плагиоклаз-биотит-роговообманковыми роговиками (по алевролитам) с вкрапленной пирит-пирротиновой минерализацией. Контактново-метасоматические процессы сопровождались формированием высоко-, средне- и низкотемпературных скарнов и скарнированных пород. С серпентинсодержащими и пироксен-актинолит-флогопитовыми скарнами, образованными по доломитизированным известнякам (экзоскарны) и в меньшей степени по гранодиорит-порфирам и диоритовым порфиритам (эндоскарны) в основном ассоциируют промышленные залежи золото-халькопирит-магнетитовых руд. Высокотемпературные диопсидовые и диопсид-гранатовые скарны встречаются в виде реликтов в средне- и низкотемпературных скарнах, сложенных амфиболом актинолит-тремолитового ряда, эпидотом, флогопитом, серпентином. В этих породах также широко представлены магнезиальный хлорит ($\text{Mg} = 21.75$ мас. %, $\text{Fe} = 1.84$ мас. %), магнезит и сидерит. Характерна обогащенность карбонатов марганцем (до 3.33 мас. %) и магнетита — магнием (1.7 мас. %).

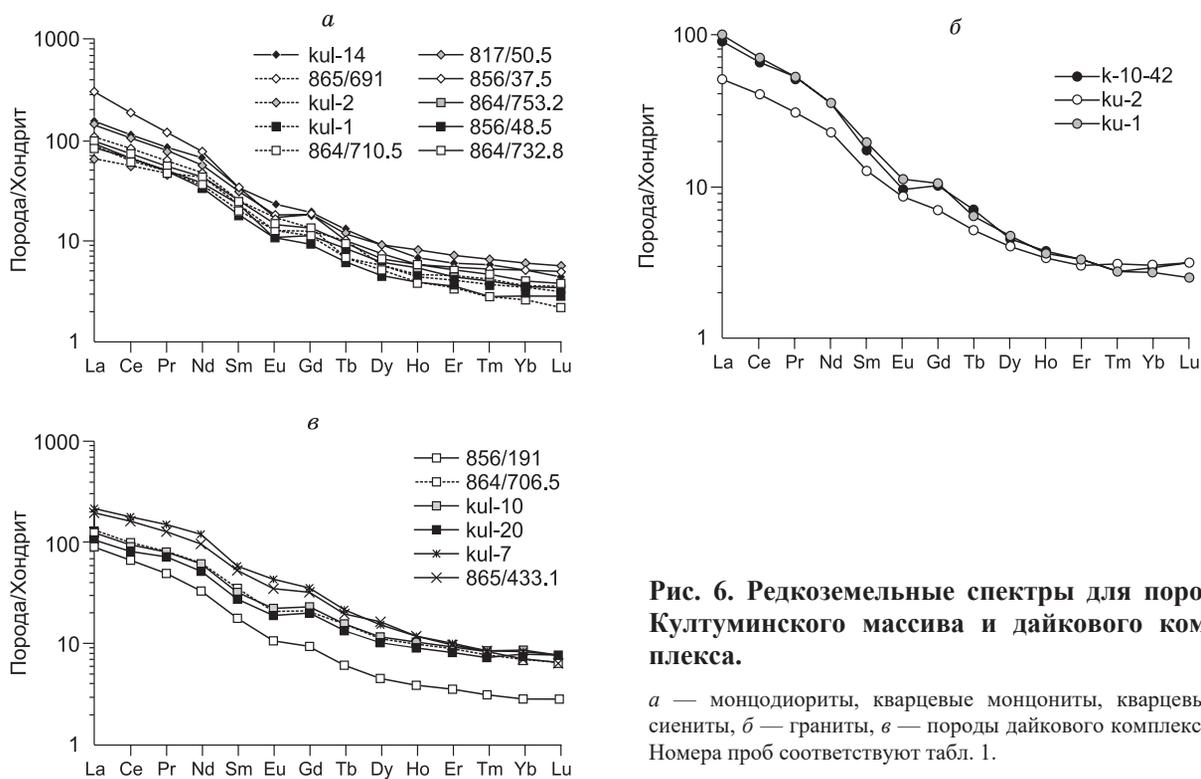


Рис. 6. Редкоземельные спектры для пород Култуминского массива и дайкового комплекса.

а — монцодиориты, кварцевые монзониты, кварцевые сиениты, *б* — граниты, *в* — породы дайкового комплекса. Номера проб соответствуют табл. 1.

Гидротермальная вкрапленно-прожилковая золото-полисульфидная минерализация приурочена к метасоматически измененным магматическим и осадочным породам и наложена на скарны и скарнированные породы. Наиболее мощные зоны измененных пород северо-восточного простирания проявлены в южной части Култуминского массива в районе участка Очуногдинское, где широко развиты кварц-биотитовые метасоматиты и биотитизированные интрузивные и терригенные породы с турмалином и вкрапленной сульфидной минерализацией. К зонам северо-западного простирания чаще тяготеют березитизированные породы и кварц-серицитовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной золото-арсенопирит-пиритовой минерализацией в северной части массива.

Одной из особенностей гидротермально-метасоматических процессов является присутствие в виде примесей в нерудных минералах таких элементов, как F, Cl, B, P и Sr, и собственных минералов этих элементов. В апатите содержания F, Cl и Sr составляют соответственно (мас. %): 4.18, 0.41 и 0.39, в мусковите и серпентине содержание фтора 0.59 и 2.49 мас. %. Кроме того, в рудах месторождения представлена борная минерализация — людвигит, ашарит, флюоборит, турмалин и флюорит.

В целом процессы рудоотложения на Култуминском месторождении на ранних стадиях сопровождались образованием на ранних стадиях железо-магнезиальных, а на поздних стадиях — кремнещелочных метасоматитов.

Структурно-морфологические особенности оруденения. Основная масса промышленных золото-медно-железных скарновых руд и вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации Култуминского месторождения локализована в Восточном опущенном блоке интрузивного массива. Рудная зона месторождения имеет сложное строение. Она представлена субпластовыми телами метасоматически измененных сульфидизированных и окварцованных гранодиорит-порфиров, доломитов, известняков, терригенных пород, магнетитовых скарнов и скарнированных пород с кварц-сульфидной минерализацией. Рудная зона представляет комплексное оруденение на золото, серебро, полиметаллы и железо, с редким проявлением молибденовой и борной минерализации. Структура месторождения определяется сочетанием складчатых форм кембрийских терригенно-карбонатных пород и разрывных нарушений. Основное рудолокализирующее значение для морфологии рудных тел имеют антиклинали, реже синклинали, высоких порядков. Разрывная структура обусловлена пересечением разнонаправленных нарушений. Нарушения СЗ направления проявлены в южном блоке участка, имеют юго-западное падение под углами 50—60°, осложняют морфологию краевой части интрузии и контролируют линзы магнетитовых скарнов и зону березитовых изменений в гранодиорит-порфирах. Разломы СВ ориентировки развиты преимущественно в северном блоке, падают на СЗ под углами 55—70° и представлены зонами дробления и аргиллизации в гранодиорит-порфирах. Площадь оруденелых пород месторождения вытянута в меридиональном направлении на 2400 м, при ширине до 1200 м в центре и 150—400 м на флангах.

Таблица 1. Содержание петрогенных и редких элементов в породах Култуминского массива и дайкового комплекса

Компо- нент	kul-14	817/50.5	865/691	856/37.5	kul-2	864/753.2	kul-1	856/48.5	864/710.5	864/732.8	k-10-42	ku-2	ku-1	856/191	864/706.5	kul-10	kul-20	kul-7	865/433.1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂ , мас. %	60.55	62.04	62.19	62.31	62.75	64.36	64.66	65.10	65.31	65.65	68.53	69.52	69.49	55.06	55.13	56.48	57.87	48.11	51.60
TiO ₂	0.87	0.68	0.57	0.65	0.52	0.55	0.46	0.47	0.52	0.51	0.39	0.39	0.41	0.86	0.93	0.85	0.85	1.59	1.72
Al ₂ O ₃	15.5	14.63	14.64	15.40	14.81	15.26	15.2	15.05	15.31	15.06	15.27	14.01	14.88	13.93	14.39	14.00	14.88	15.12	15.82
Fe ₂ O ₃ *	4.94	4.84	3.84	4.82	3.53	3.72	2.74	3.09	3.81	3.45	2.78	5.27	2.61	5.42	6.70	7.25	7.12	9.00	8.64
MnO	4.44	4.36	3.45	4.34	3.17	3.35	2.46	2.78	3.43	3.10	2.50	4.74	2.35	4.88	6.03	6.52	6.41	8.09	7.78
MgO	0.05	0.05	0.03	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05	0.02	0.05	0.02	0.03	0.05	0.10	0.10	0.13	0.10
CaO	5.14	5.26	3.53	3.72	2.83	2.87	2.22	2.33	2.81	2.96	1.73	1.54	1.69	6.61	7.62	8.44	7.06	8.27	4.23
Na ₂ O	4.30	5.14	3.52	2.08	4.75	2.14	3.51	2.38	2.33	3.72	2.44	2.54	2.42	4.62	5.89	5.37	5.55	7.35	6.88
K ₂ O	4.12	2.18	2.89	3.87	4.12	2.72	4.06	3.81	3.64	3.72	4.49	3.97	4.37	2.91	3.62	2.72	2.80	2.22	2.88
P ₂ O ₅	3.54	2.79	4.44	4.74	5.15	4.42	4.99	5.13	4.10	3.67	3.83	3.19	3.69	5.22	3.28	2.82	2.54	5.17	2.70
П.л.п.	0.27	0.23	0.18	0.20	0.15	0.17	0.13	0.14	0.16	0.15	0.12	0.09	0.12	0.29	0.33	0.27	0.22	0.86	0.71
Сумма	0.60	0.79	3.52	1.27	0.74	3.05	1.35	1.57	1.46	0.57	0.67	0.00	0.60	4.22	1.32	1.49	0.83	1.43	3.59
Th, г/г	12.4	13.2	13.6	11.6	9.2	11.5	11.7	10.1	7.8	10.5	9.7	8.4	9.8	9.5	10.5	9.0	8.7	9.7	5.9
U	3.23	3.75	3.65	3.77	2.74	4.24	3.47	3.69	2.66	3.84	2.88	2.76	3.0	3.2	2.9	2.69	2.52	2.34	1.52
Rb	96	157	139	199	114	150	115	121	159	120	134	117	127	206	213	125	76	305	63
Ba	937	525	738	930	772	890	936	1218	1010	695	643	335	583	905	467	520	679	1180	891
Sr	709	693	399	514	349	479	487	563	658	667	654	446	622	446	628	607	620	837	839
La	47.8	43.9	33.5	92.8	19.9	26.4	27.5	28.7	25.7	30.6	27.2	15.4	29.6	28.7	40.1	38.5	32.8	65.9	61.4
Ce	91.1	85.0	67.1	148.2	43.9	52.6	53.8	53.5	50.6	59.4	53.9	32.8	56.7	53.5	81.6	75.0	65.7	144.1	126.3
Pr	10.3	9.7	7.7	14.7	5.5	6.2	6.2	6.0	5.8	6.8	6.3	3.8	6.5	6.0	9.9	10.0	8.8	18.0	15.7
Nd	39.8	34.3	28.0	46.3	22.6	23.1	24.0	20.1	21.7	25.6	21.4	13.7	21.4	20.1	36.8	37.2	31.8	71.6	58.8
Sm	6.5	6.0	4.7	6.7	4.1	4.5	3.8	3.5	3.9	4.9	3.4	2.5	3.8	3.5	6.8	6.5	5.5	11.3	10.6
Eu	1.73	1.31	1.22	1.23	0.99	0.8	1.09	0.79	0.92	1.09	0.71	0.63	0.83	0.79	1.51	1.66	1.41	3.24	2.61
Gd	5.1	4.7	3.4	4.9	3.1	2.9	3.1	2.4	3.0	3.5	2.6	1.8	2.7	2.4	5.5	6.0	5.2	9.0	8.2
Tb	0.6	0.56	0.45	0.48	0.33	0.4	0.38	0.29	0.31	0.45	0.33	0.24	0.3	0.29	0.73	0.75	0.63	1.02	0.93
Dy	2.98	2.98	1.97	2.42	1.79	2	1.96	1.46	1.64	2.14	1.47	1.3	1.51	1.46	3.56	3.74	3.36	4.96	5.19
Ho	0.48	0.59	0.33	0.42	0.33	0.39	0.32	0.28	0.27	0.42	0.27	0.24	0.26	0.28	0.69	0.75	0.66	0.84	0.83
Er	1.27	1.53	0.84	1.16	0.93	0.92	0.84	0.75	0.69	1.07	0.7	0.63	0.7	0.75	1.88	1.91	1.74	2.07	2.06
Tm	0.19	0.21	0.12	0.17	0.13	0.13	0.12	0.09	0.09	0.15	0.09	0.1	0.09	0.1	0.25	0.27	0.24	0.28	0.27
Yb	1.08	1.25	0.72	1.08	0.74	0.75	0.69	0.59	0.52	0.83	0.6	0.63	0.57	0.59	1.46	1.79	1.62	1.76	1.49

Lu	0.14	0.18	0.1	0.16	0.11	0.11	0.11	0.07	0.12	0.1	0.1	0.08	0.09	0.2	0.24	0.24	0.25	0.21
Zr	202	195	177	191	162	189	143	146	165	169	134	168	172	208	161	176	229	340
Hf	5.3	5.5	4.8	5.3	4.4	5.1	4.1	4.3	4.6	4.1	3.7	4.2	4.9	5.6	5.3	5.6	5.1	7.6
Ta	0.71	0.75	0.57	0.76	0.53	0.69	0.67	0.59	0.66	0.60	0.67	9.6	0.66	0.76	0.63	0.57	1.16	0.92
Nb	10.7	9.6	7.5	9.1	7.4	8.8	7.5	6.9	7.7	9.4	9.08	9.6	8.5	10.9	7.7	6.7	17.7	16.9
Y	14.7	16.4	10.3	12.4	9.7	10.1	9.6	8.1	11.7	8.7	8.22	8.3	14.4	18.5	17.8	15.3	24.6	23.6
(La/Yb) _n	29.8	23.7	31.4	57.9	18.2	23.8	26.8	32.8	24.8	30.6	16.5	35.0	32.8	18.5	14.5	13.7	25.2	27.8
Eu/Eu*	0.89	0.73	0.89	0.63	0.82	0.64	0.95	0.79	0.77	0.70	0.86	0.76	0.79	0.74	0.80	0.80	0.95	0.83

Примечание. Fe₂O₃ — общее железо. Култуминский массив: 1—10 — кварцевые монцититы, кварцевые сиениты; 11—13 — граниты; дайковый комплекс: 14—17 — монцититы, 18, 19 — субщелочные габбро. Образцы: 817/50.5 — номер скважины/глубина (м), остальные — из поверхностных горных выработок. Аналитики Н.Г. Карманова, И.В. Николаева и С.В. Палесский.

В целом промышленные рудные залежи имеют пластообразную форму мощностью до 56 м и площадью 500×1000 м, тяготеющими к магнетитовым и актинолит-флогопит-диопсидовым скарнам (рис. 8). Прожилково-вкрапленная золото-полисульфидная минерализация на месторождении проявлена как в пределах пластовых залежей, так и вне их, тяготеет к зонам тектонических нарушений и сопровождается процессами гидротермально-метасоматических изменений.

Структурно-минеральные типы оруденения и характер минерализации. Руды месторождения представлены массивными, брекчиевыми, вкрапленными и прожилковыми типами текстур и в основном характеризуются мелкозернистым строением. По минеральному составу выделяются существенно-магнетитовые, серпентин-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, пирит-халькопирит-магнетитовые, пирит-арсенопирит-доломитовые, халькопирит-галенит-сфалеритовые с сульфосолями, вкрапленные и прожилковые с халькопирит-теллур-висмутовой и кварц-молибденитовой минерализацией (рис. 9). Содержание сульфидов в рудных телах широко варьирует, достигая на отдельных участках 5—10 %. Золото встречается во всех текстурно-минеральных типах. Распределение его в рудах крайне неравномерное. Характер распределения концентраций золота, серебра и меди через центральную часть рудной зоны месторождения иллюстрируется на рис. 10. В рудах установлена высокая корреляционная зависимость золота и меди ($K_{кор} = 0.9$). Корреляционной связи золота с серебром не выявляется. Помимо основных промышленно-значимых элементов: Au, Ag, Cu и Fe, в рудах присутствуют также As, Pb и Zn, реже встречаются Bi, Co и Ni. В отдельных рудных образцах отмечаются высокие концентрации Mo (4040 г/т) и В (1710 г/т). Результаты ICP-MS анализа образцов различных типов руд приведены в табл. 2. Для сидерит-магнетитовых и гранат-карбонат-магнетитовых образований отмечаются более высокие содержания меди, кобальта, титана, ванадия и бора. Вкрапленно-прожилковые руды характеризуются повышенными концентрациями золота, серебра, мышьяка, висмута, свинца, цинка, кадмия и ртути.

Четкого рисунка рудно-метасоматической зональности в рудных телах Култуминского месторождения не наблюдается. Характер распределения золото-сульфидной минерализации в магнетитовых рудах, скарнах и скарнированных вмещающих породах определяется, скорее всего, процессами внутриминерализационной тектоники. Структурный контроль сульфидной минерализации в магнетитовых рудных телах устанавливается также при микроскопическом изучении руд. Золото, халькопирит, субмикроскопические выделения минералов висмута, теллуриды серебра контролируются микроскладками и микронарушениями разрывного и сдвигового характера в катаклазированных агрегатах магнетита (рис. 11).

Особенности минерального состава руд. Минеральный состав руд Култуминского месторождения достаточно разнообразен и отражает минеральные ассоциации и парагенезисы разных температур образования. Выделяются главные, второстепенные и редкие рудные и нерудные минералы (табл. 3). Главными рудными минералами являются магнетит, халькопирит, пирит и арсенопирит. В основном они слагают ранние ассоциации — собственно скарново-магнетитовую и раннюю гидротермальную золото-пирит-халькопиритовую с карролитом, кубанитом, борнитом, пирротинном. Среднетемпературным условиям отложения соответствуют золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация и полиметаллическая. Заключительная низкотемпературная эпitherмальная ассоциация

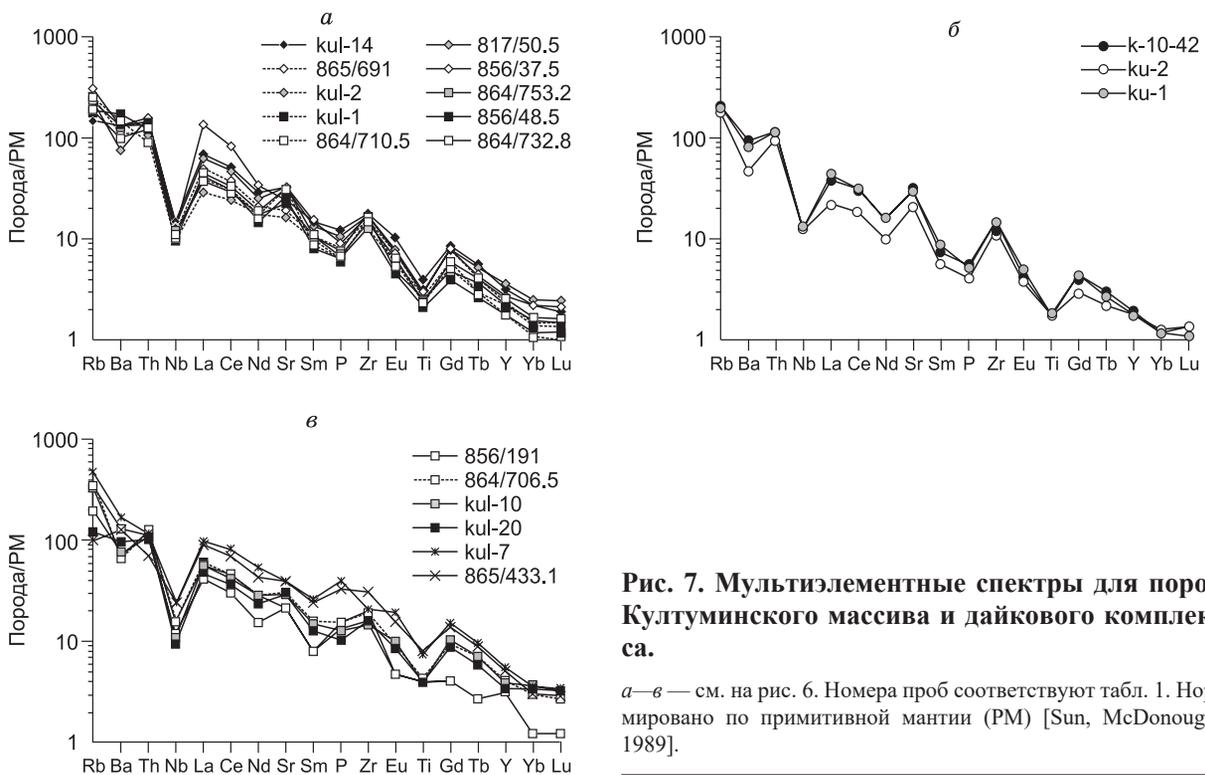


Рис. 7. Мультиэлементные спектры для пород Култуминского массива и дайкового комплекса.

а–в — см. на рис. 6. Номера проб соответствуют табл. 1. Нормировано по примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].

представлена самородным висмутом, самородным золотом, гесситом и группой Cu—Pb—Ag—Te—Bi минералов. Часто эти ассоциации пространственно совмещены (см. рис. 11).

Специфика химического состава некоторых рудных и нерудных минералов на месторождении проявляется в следующем. В рудах месторождения широко представлена высокотемпературная высокожелезистая разновидность сфалерита — вюртцит с содержанием железа 9—11 мас. %. Характерны также структуры распада халькопирит-сфалерит и борнит-халькопирит. Реже встречается низкотемпературная разновидность сфалерита — клейофан с содержанием железа 1.5—3.5 мас. %. Из элементов-примесей в мономинеральных пробах сфалерита присутствуют (мас. %): Ni (0.25), Co (0.57), Cd (0.35) и Ag (0.14).

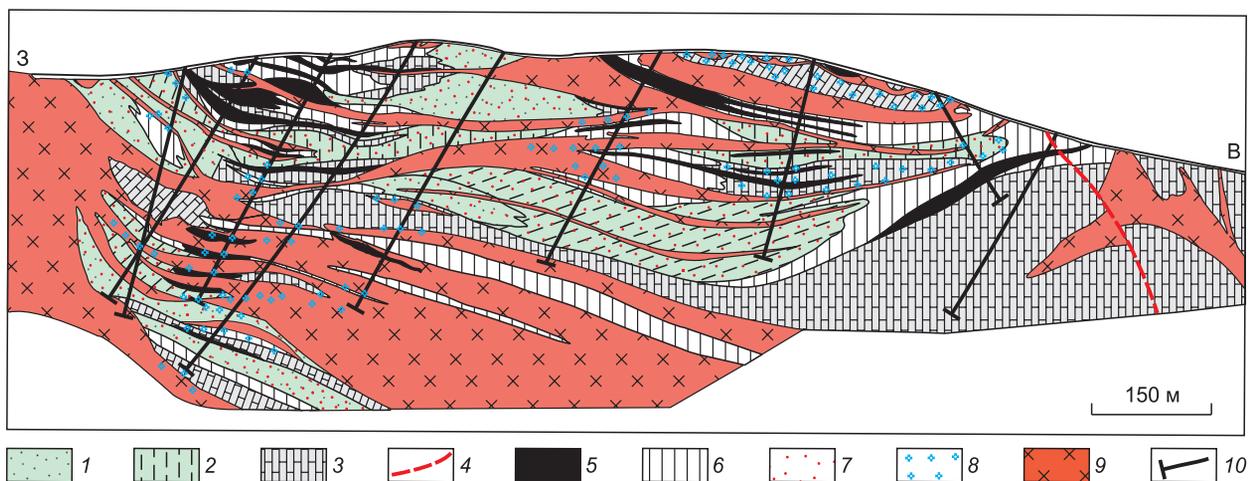


Рис. 8. Геологический разрез центральной части главной рудной залежи Култуминского месторождения, по данным геолого-разведочных работ, 2008 г.

1 — песчаники, алевролиты; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — известняки, известковистые доломиты; 4 — разломы; 5 — роговики кварц-плагиоклаз-кордиерит-биотитовые, кварц-биотит-плагиоклаз-роговообманковые; 6 — скарны магнетит-серпентиновые, магнетитовые; 7 — скарны диопсид-актинолит-серпентиновые; 8 — скарнированные породы; 9 — гранодиорит-порфириды; 10 — скважины.

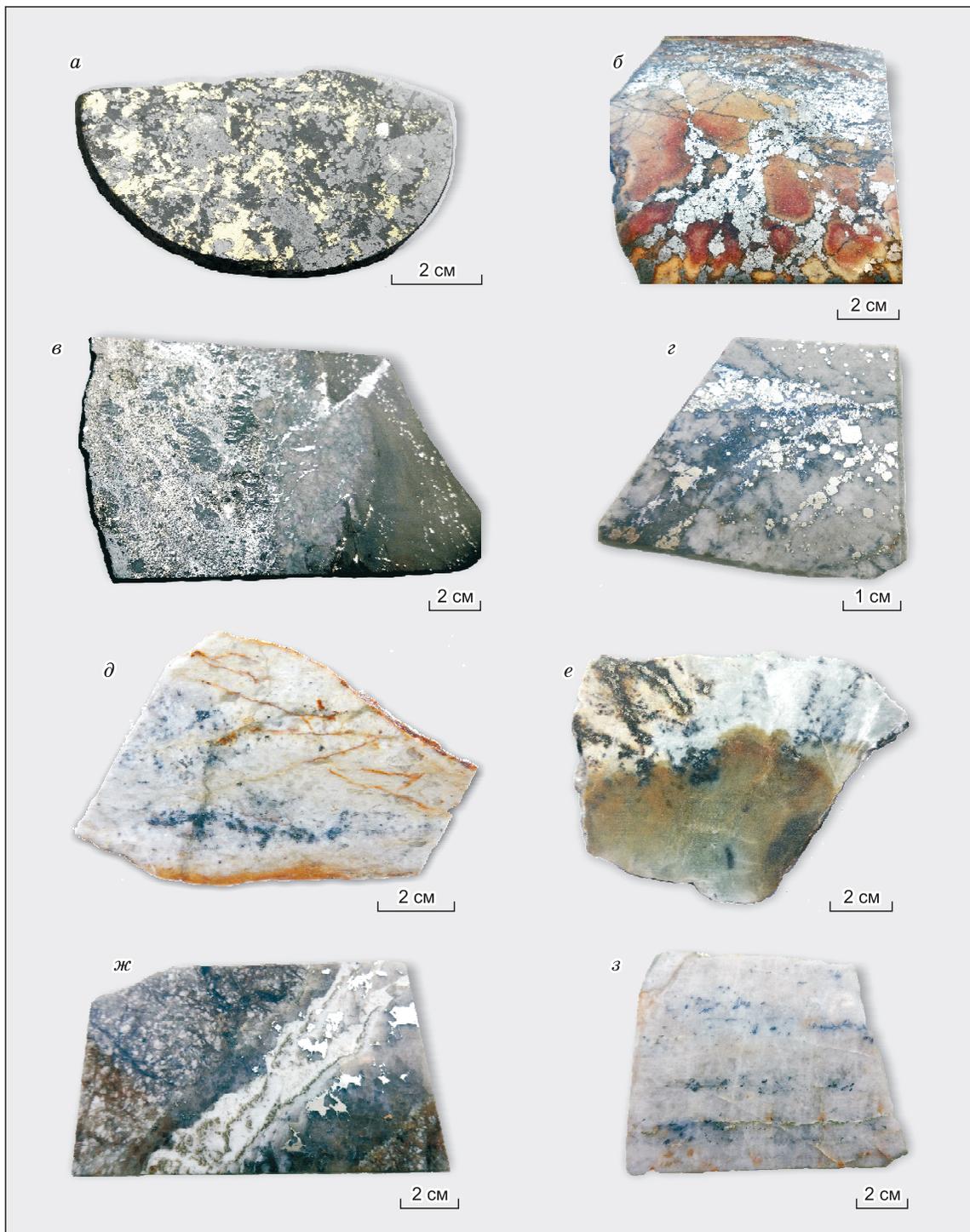


Рис. 9. Основные текстурно-минеральные типы рудной минерализации Култуминского месторождения.

a — массивная сульфидно-магнетитовая руда (С-301), *б* — брекчированная арсенопирит-пирит-доломитовая руда (Ку-327), *в* — массивная полиметаллическая руда Ку-(865/376), *г* — вкрапленно-прожилковая полиметаллическая руда (865/349.8), *д* — вкрапленная сульфидно-доломитовая руда (Кул-14/1с), *е* — окисленная вкрапленная халькопирит-висмутовая минерализация в доломите с реликтами пироксена и амфибола (Ку-23/1); *ж* — кварц-карбонатный прожилок с вкраплениями самородного висмута в гранит-порфире (853/210.3); *з* — кварц-молибденитовая жила (97/1018).

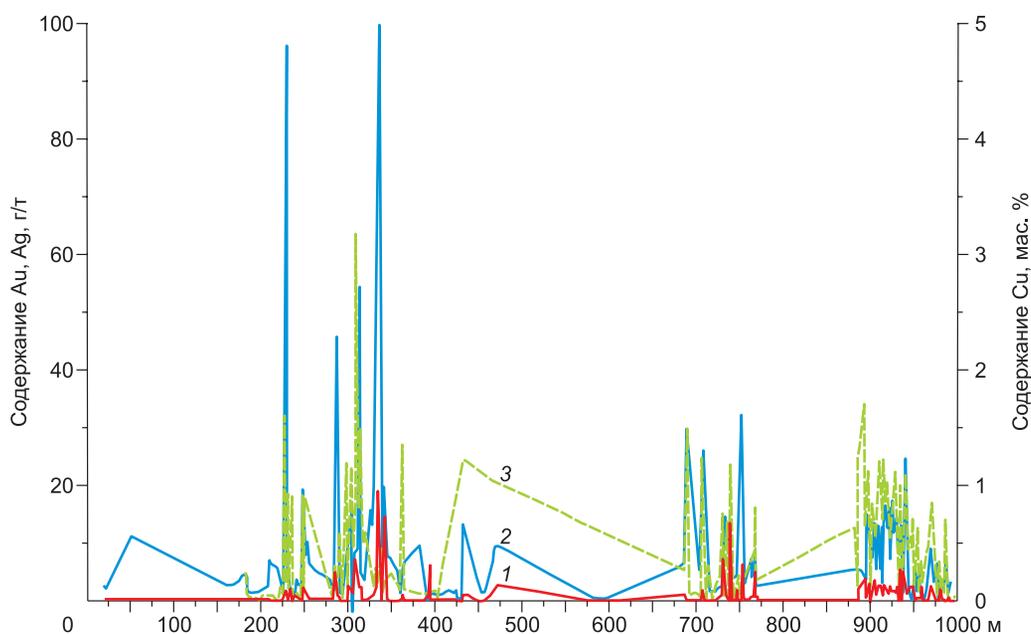


Рис. 10. Гистограмма распределения золота (1), серебра (2) и меди (3) по данным опробования канавы № 1 в центральной части главной рудной залежи Култуминского месторождения, по материалам ранних геолого-разведочных работ, 1998 г.

Геологический разрез участка опробования по последним данным приведен на рис. 8.

Для полиметаллической ассоциации типичны сурьмяные минералы — тетраэдрит, фаматинит, мегнинит, буланжерит, а также Sb-содержащие теннантит (до 14 мас. %) и пирит (до 0.8 мас. %). Разнообразно в рудах представлена группа Cu—Pb—Ag—Te—Bi сульфосолей — гладыт, крупкайт, эмплектит, хаммарит, кобеллит и неустановленные минералы X и Y (табл. 4). Носителями серебра в рудах являются как собственно серебряные минералы, так и серебросодержащие сульфиды и сульфосоли. Серебро в самородной форме присутствует в виде субмикроскопических включений в галените, а также в виде гессита, серебросодержащих тетраэдрита (Ag = 20.47 мас. %), тетрадимита (Ag = 3.65 мас. %), в минералах X (Ag = 11.23 мас. %), Y (Ag = 9.25 мас. %) и в золоте (Ag от 40 мас. %). Молибденит и шеелит в рудах встречаются редко, распределены крайне неравномерно, при средних содержаниях Mo и Sn соответственно 0.0001 и 0.005 мас. %.

В целом следует отметить совмещение в различных минеральных ассоциациях нескольких генераций пирита, халькопирита, сфалерита, арсенопирита и золота.

Золото на месторождении представлено исключительно самородной формой и встречается во всех минеральных ассоциациях месторождения. Самой продуктивной является ранняя золото-халькопирит-магнетитовая ассоциация. Наиболее богатые руды отмечаются в участках совмещения их с более поздними минеральными ассоциациями. Вкрапления золота в рудах месторождения встречались в минералах скарнов, доломитовых метасоматитов и в рудных минералах различных температурных ассоциаций (см. рис. 11, б, в, е, з). Микроскопически основная масса зерен золота относится к тонкому классу с размером зерен, не превышающим десятков микрон, редко крупнее. Форма зерен в основном определяется структурой вмещающей среды, они имеют удлиненную, изометричную, редко кристаллическую форму. Основная масса проанализированных нами зерен золота из различных структурно-минеральных типов руд характеризуется средней пробностью (746—867 ‰), редко высокой пробностью (968—1000 ‰). На месторождении отмечалось также низкопробное золото (577 ‰). Из элементов-примесей в золоте из халькопирит-магнетитовой ассоциации присутствует Cu (до 1.4 мас. %), из полиметаллической ассоциации Hg (3.75 мас. %).

Изотопный состав серы сульфидов. Тонкозернистое строение руд и тесные структурные сращения сульфидных минералов не позволяют охарактеризовать изотопный состав основных минералов. Были проанализированы только четыре пробы мономинерального пирита из различных минеральных типов руд и одна проба халькопирита. Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита из пиритизированного гранит-порфира, из массивной пиритовой руды, землистых разностей из карбонатно-пиритовой руды, из массивной арсено-

Таблица 2. Элементный состав основных минеральных типов руд Култуминского месторождения по данным ICP-MS анализа

Элемент	Руда					
	Сидерит-магнетитовая	Гранат-карбонат-магнетитовая	Доломит-арсенопирит-пиритовая	Полиметаллическая	Карбонатно-полиметаллическая	Кварц-карбонатная жила с Cu-Bi минерализацией
	91-1018	C-301	Ky-327	Ku-865/376	865/349.8	Ky-23/1
Au, г/т	1.5	1.3	7.9	0.84	0.20	7.6
Ag	17.4 (11)	46.0 (25)	1.5 (45)	>100 (204)	>100 (133)	1.5 (1.7)
Al, %	1.01	0.99	0.01	0.57	1740	0.01
As, г/т	98	188	13	3060	<10	13
B	1710	<10	<10	<10	20	<10
Ba	10	10	20	40	<0.1	20
Be	<0.5	1.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	300	8	973	19	103	973
Ca, %	0.14	4.19	4.76	4.48	7.54	5.82
Cd, г/т	2.4	3.2	2.6	184.5	137.5	0.6
Co	80	341	2	8	15	2
Cr	15	5	13	31	16	<1
Cu	>10000	>10000	5570	110	2930	4290
Fe, %	>50	37.80	18.60	4.95	9.75	0.62
Ga, г/т	10	<10	<10	<10	<10	<10
Hg	1	<1	5	40	15	<1
K, %	0.01	0.03	0.02	0.29	0.08	0.01
La, г/т	<10	<10	<10	10	<10	<10
Mg, %	6.38	1.16	2.57	1.88	6.13	1.14
Mn	623	548	1940	7510	6770	235
Mo	6	3	2	1	2	11
Na, %	0.01	0.02	<0.02	0.01	0.01	0.01
Ni, г/т	12	12	7	17	5	8
P	70	180	70	230	10	50
Pb	64	42	50	>10000	>10000	211
S, %	2.99	6.66	>10.0	6.15	9.05	0.30
Sb, г/т	<2	<2	1830	770	1150	6
Sc	2	1	<1	1	1	1
Sr	21	57	51	171	130	48
Th	<20	<20	<20	<26	<20	<20
Ti, %	0.03	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
Tl, г/т	<10	20	10	<10	<10	<10
U	<10	10	<10	<10	<10	<10
V	22	27	1	7	1	<1
W	10	<10	<10	30	30	<10
Zn	1390	500	325	>10000	>10000	27

Примечание. Золото определялось атомно-абсорбционным методом, аналитик В.Н. Ильина. В скобках указаны данные атомно-абсорбционного анализа.

Таблица 3.

Минеральный состав руд месторождения Култуминское

Главные	Второстепенные	Редкие
Рудные минералы		
Халькопирит Пирит Арсенопирит Магнетит	Пирротин Сфалерит Галенит Теннантит Тетраэдрит Буланжерит Борнит Кубанит Висмутин Bi_2S_3 Молибденит Гематит Мушкетовит Рутил	Гессит Ag_2Te Тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ Карролит $\text{Cu}(\text{Co},\text{Ni})_2\text{S}_4$ Флетчерит $\text{Cu}(\text{Ni},\text{Co})_2\text{S}_4$ Виллиамит $(\text{Co},\text{Ni})\text{SbS}$ Ходрушит $\text{Cu}_8\text{Bi}_{12}\text{S}_{22}$ Гладит $\text{CuPbBi}_5\text{S}_9$ Крупкаит $\text{CuPbBi}_3\text{S}_6$ Паарит $\text{Pb}_{1,7}\text{Cu}_{1,7}\text{Bi}_{6,3}\text{S}_{12}$ X-фаза $(\text{Cu},\text{Ag},\text{Pb},\text{Bi},\text{S})$ Y-фаза $(\text{Cu},\text{Ag},\text{Bi},\text{S})$ Эмплектит CuBiS_2 Хаммарит $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_4\text{S}_9$ Менегинит $\text{Pb}_{13}\text{CuSb}_7\text{S}_{24}$ Фаматинит Cu_3SbS_4 Кобеллит $\text{Pb}_6\text{FeBi}_4\text{Sb}_2\text{S}_{16}$ Кобальтин $(\text{Co},\text{Ni},\text{Fe})\text{AsS}$ Хейкокит $\text{Cu}_{16}\text{Fe}_{20}\text{S}_{32}$ Самородное золото Самородное серебро Самородное висмут Касситерит Вольфрамит
Нерудные минералы		
Диопсид Геденбергит Актинолит Тремолит Роговая обманка Серпентин Mg-хлорит Fe-хлорит Бiotит Флогопит Мусковит Магнезит Сидерит Доломит Кальцит Кварц	Апатит Анкерит Кальцит Турмалин Гранат (андрадит)	Людвицит Ашарит Флюоборит Флюорит

пирит-пирит-доломитовой руды составляют (%): 4.7, 9.4, 7.2, 14.3 соответственно. Халькопирит из массивной халькопирит-пирит-магнетитовой руды имеет значение $\delta^{34}\text{S} = 11.3$ ‰. Вся сера сульфидов обогащена тяжелым изотопом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические типы расплавов для пород Култуминского массива и дайкового комплекса.

Анализ трендов фракционирования петрогенных и редких элементов позволяет предположить, что в образовании Култуминского массива и ассоциирующего дайкового комплекса участвовало три типа расплавов. Доминирующие в массиве кварцевые монцониты и кварцевые сиениты и монцодиориты дайкового комплекса, вероятно, являются продуктами дифференциации субщелочного базитового расплава. Снижение содержания MgO , FeO , CaO , TiO_2 и P_2O_5 , а также тяжелых РЗЭ, Y и Eu с ростом SiO_2 свидетельствует о фракционировании клинопироксена/амфибола, плагиоклаза и акцессорных минералов — сфена и апатита. Поскольку породы массива и дайкового комплекса образуют самостоятельные

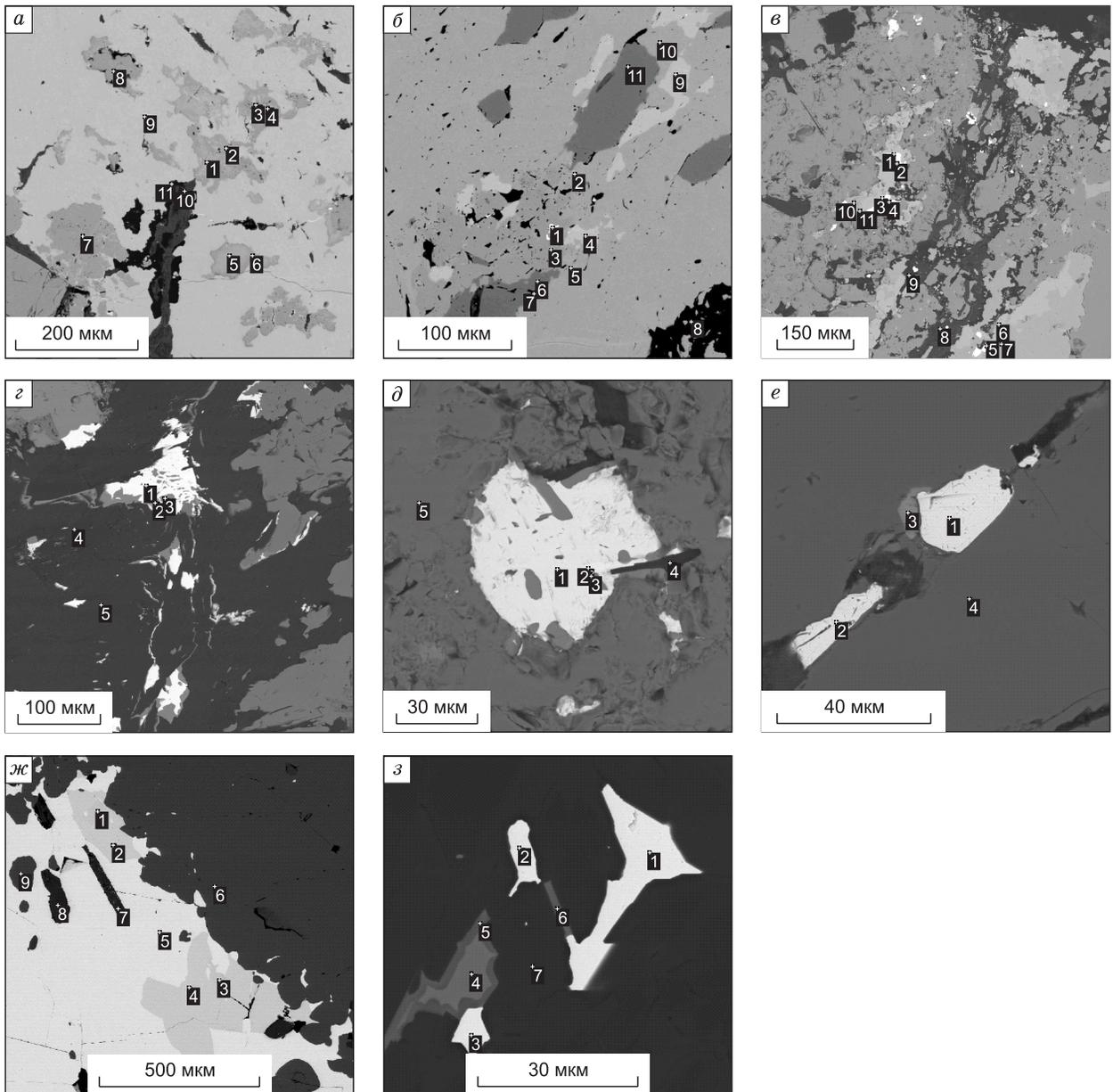


Рис. 11. Структурные взаимоотношения рудных минералов в различных текстурно-минеральных типах руд.

Сульфидно-магнетитовая руда: *a* — ксеноморфные выделения кубанита (1, 4, 5, 6), виллиамита (2) и Со-пирита (3, 7, 8) в халькопирите (9) с включениями хлорита (10) и кварца (11); *b* — субмикроскопические вкрапления золота (1, 2) в флетчерите (3) в агрегате халькопирита (5, 10) с включениями сфалерита (4, 9), магнетита (6, 11) и магнезита (7, 8); *в* — выделение золота (1, 5) с висмутином (3) в эмблектите (2, 4) в агрегате сфалерита (6, 11) и халькопирита (7, 10) с включениями серпентина (8) и магнезита (9); *г* — гнездовые и сетчатые выделения висмутина (1), Ni-кобальтина (2) и халькопирита (3) в агрегате хлорита (5) и флюоборита (4); *д* — висмутин (1) с включением тетрадимита (2), халькопирита (3) и хлорита (4) в магнетите (5); пирит-арсенопирит-доломитовая руда: *e* — прожилок с идиоморфными зернами золота (1, 2) и блеклой рудой (3) в пирите (4); серицит-кварц-карбонат-полиметаллическая руда: *жс* — буланжерит (1, 3, 4) и менегинит (2) в галените (5) с реликтами сфалерита (6, 9) и пирита (7, 8); вкрапленная сульфидно-карбонатная руда: *з* — ксеноморфные выделения золота (1—3) с халькопиритом (4) и оксидами висмута (5, 6) в пироксене (7).

кластеры на вариационных диаграммах ряда петрогенных (CaO) и редких (Nb, Th и др.) элементов (см. рис. 4, 5), они могут представлять продукты дифференциации самостоятельных порций базитового расплава. Образованию гранитов как конечных продуктов дифференциации субщелочного базитового расплава противоречит пониженное содержание K_2O и ряда некогерентных редких элементов (Ba, Th) в

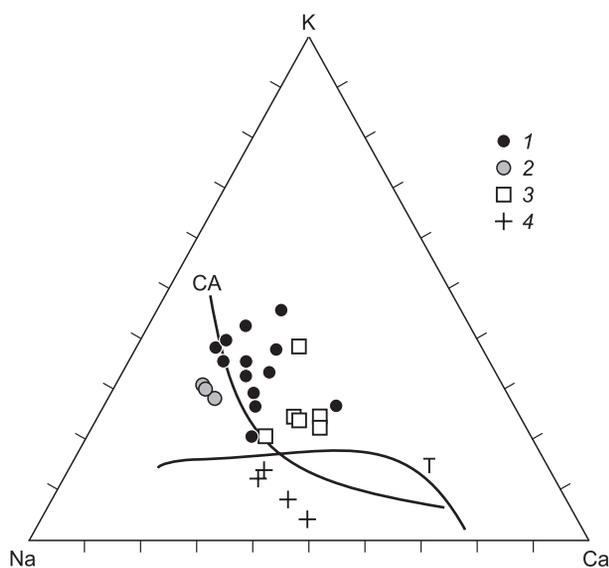


Рис. 12. Диаграмма Na—К—Са для пород Култуминского массива и дайкового комплекса.

Култуминский массив: 1 — кварцевые монцитониты, кварцевые сиениты, 2 — граниты; дайковый комплекс: 3 — диориты, монцитониты; 4 — средние составы адакитовых комплексов, по [Smithies, 2000]. Тренды: CA — известково-щелочной, T — трондьемитовый.

гранитах в сравнении с породами среднего состава (см. рис. 4, 5). Эти геохимические характеристики свидетельствуют о формировании гранитов из самостоятельного расплава, вероятно, корового происхождения. Предполагается, что формирование интрузий шахтаминского комплекса происходило в коллизионной обстановке [Зорин и др., 1998; Zorin et al., 2001; Спиридонов и др., 2006], следовательно, образование гранитов могло быть связано с плавлением палеозойских субдукционных вулканитов.

Третий тип расплава представляют субщелочные габбро дайкового комплекса, которые резко обогащены TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Nb, РЗЭ и Y в сравнении с монцитонитоидной группой. Таким образом, в составе дайкового комплекса представлены как монцодиориты, близкие по составу исходных расплавов с породами Култуминского массива, так и субщелочные габбро, имеющие более обогащенный источник и, вероятно, генетически не связанные с породами интрузии.

Источники и условия образования пород Култуминского массива и дайкового комплекса.

Низкая кремнекислотность, повышенные содержания фемических компонентов и щелочей, прежде всего, K_2O в доминирующих породах массива и дайкового комплекса, указывают на их образование в результате плавления/дифференциации мафического источника. Высокие концентрации некогерентных редких элементов в дайках монцодиоритов и породах интрузии свидетельствуют в пользу образования материнских мафических магм из обогащенного мантийного источника. Характерное для субщелочных пород среднего состава обогащение Ba (до 1200 г/т) и Sr (до 700 г/т) и относительное обеднение Nb и Ti, проявленное на мультиэлементных спектрах, является типичным для субдукционно связанных базальтов и предполагает метасоматоз мантийного источника под действием водных флюидов/расплавов. Сходство субщелочных пород Култуминского массива и дайкового комплекса с породами субдукционных обстановок, наличие в их составе амфибола и магнетита, принадлежность пород к известково-щелочной, а не толеитовой серии или магнезиальному типу гранитоидов свидетельствует о повышенной активности H_2O и определяет окислительные условия образования. Характерное для исследованных пород обогащение K_2O , Ba и Sr является типичным для пород монцитонит/латитового ряда, которые считаются потенциально рудоносными на полиметаллы, Mo, W, Au [Таусон, 1977].

Субщелочные габбро дайкового комплекса, отличающиеся от пород Култуминского массива с более высоким содержанием Ti, P, легких РЗЭ, Zr и Nb, вероятно, имели значительно более обогащенный мантийный источник и предположительно были связаны с более поздним рифтогенным этапом.

Сравнение пород Култуминского массива и дайкового комплекса с адакитами. В последние годы магматические породы, ассоциирующие с крупными порфировыми месторождениями Au, Cu, Mo, нередко рассматриваются как аналоги адакитов, которые, в свою очередь, считаются индикаторами высокопродуктивных медно-порфировых систем [Oyarzun et al., 2001]. Такое сопоставление основано на ряде особенностей редкоэлементного состава пород порфирового комплекса, прежде всего, повышенных $(\text{La}/\text{Yb})_n$ и Sr/Y отношениях [Коваленкер и др., 2016; Zhang et al., 2017]. Адакиты это вулканические породы среднекислого состава с низким содержанием калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0.42$) [Martin, 1999]. На диаграмме К—Na—Са адакиты располагаются в области трондьемитового тренда, отличающегося от типичного известково-щелочного тренда с накоплением К (рис. 12). Соотношение К—Na—Са в адакитах определяет их низкое среднее содержание Rb (30 г/т), умеренное Ba (485 г/т) и высокое Sr (869 г/т) [Drummond et al., 1996]. Типичные черты редкоэлементного состава адакитов это обеднение тяжелыми РЗЭ и Y, что обуславливает повышенное $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (14) и высокое Sr/Y (68) [Martin, 1999]. Эти особенности состава, согласно экспериментальным данным [Rapp, Watson, 1995; и др.], предполагают образование адакитов в результате плавления низкокалийевого метабазитового источника в условиях высокого давления (≥ 10 кбар) в равновесии с гранатсодержащим реститом с малой долей плагиоклаза.

Породы Култуминской интрузии и дайкового комплекса обнаруживают многие вещественные характеристики, отличающие их от адакитов. Главное и принципиальное отличие состоит в принадлеж-

Таблица 4. Химический состав Cu—Ni—Co, Ag—Cu—Pb—Te—Bi-содержащих минералов руд Култуминского месторождения (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Fe	1.01	33.03	1.32	0.8	33.09	5.84	4.24	—	—	—	—	—	—	0.74	4.8	0.56	—	0.6	0.48
Ni	5.07	—	3.47	5.34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	40.02	7.01	31.96	38.39	14.25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	12.95	16.48	—	13.36	0.25	22.22	38.43	—	—	0.87	0.66	1.0	4.36	4.64	19.18	6.63	1.81	9.84	10.24
Zn	—	—	—	—	—	1.82	3.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.90	1.62	6.56	13.8	19.32	—	25.94	40.72	4.46	0.7
Ag	—	—	—	—	—	20.87	1.62	62.76	3.65	—	—	—	—	—	—	—	—	11.25	9.63
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	54.68	81.07	78.09	71.38	60.14	55.64	55.79	47.89	31.99	56.36	59.23
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	26.40	14.11	—	—	—	—	—	0.47	—	—	—	—	—	—
Te	—	—	—	—	—	—	—	36.65	—	—	—	—	—	—	—	—	6.6	—	—
Se	—	—	—	—	—	—	—	—	34.71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	41.96	41.92	22.38	41.32	53.12	23.63	27.22	—	1.08	14.78	18.67	14.4	18.77	17.75	18.73	17.0	18.30	17.46	18.30
Сумма	101.01	98.44	101.35	99.11	100.71	100.78	99.41	99.74	99.02	99.35	99.58	99.18	97.72	98.09	98.5	98.02	99.56	101.38	100.16

Примечание. 1 — флетчерит, 2 — кубанит, 3 — кобальтин, 4 — карролит, 5 — Со-содержащий пирит, 6 — тетраэдрит, 7 — теннантит, 8 — гессит, 9 — тетрадимит, 10 — висмутин, 11 — медисто-свинцовистый висмутин, 12 — медисто-свинцовистый висмутин, 13 — свинцовистый висмутин, 14 — крупкайт, 15 — эмплектит, 16 — хаммарит, 17 — кобеллит, 18 — фаза X, 19 — фаза Y. Аналитик М.В. Хлестов.

ности этих пород к субщелочной калиевой серии с высоким K_2O/Na_2O . Средние значения K_2O/Na_2O равны 1.2 и 1.0 для пород интрузии и дайковой серии соответственно. На диаграмме K—Na—Ca кварцевые монциты, сиениты и граниты группируются в области известково-щелочного тренда (см. рис. 12). Повышенное содержание K_2O коррелирует с более высокими концентрациями Rb (76—213 г/т) и особенно Ba (525—1218 г/т) в сравнении со средним содержанием в низкокалиевых адакитах (Rb = 30 г/т, Ba = 485 г/т) (см. рис. 5, а). В отличие от адакитов (Th = 2.9—4.9 г/т) породам Култуминской интрузии и дайкового комплекса свойственны повышенные концентрации Th (см. рис. 5, в). Эти различия обусловлены характером источников/исходных расплавов. Для адакитов как субдукционного, так и коллизионного происхождения предполагается плавление обедненных наиболее некогерентными элементами (Rb, Th) низкокалиевых метабазитов, в том числе базальтов типа MORB при ограниченном вкладе терригенного осадочного материала. Напротив, как показано выше, исходные магмы для пород Култуминского массива и даек монцодиоритов имели субщелочной характер и были связаны с плавлением обогащенного мантийного источника. Повышенные $(La/Yb)_n$ и Sr/Y для исследованных пород обнаруживают сходство с адакитами, но содержание тяжелых РЗЭ и Y ($Yb = 1.8—1.1$ г/т, $Y = 18—15$ г/т) в наиболее меланократовых разностях выше, чем в адакитах ($Yb = 0.9—0.6$ г/т, $Y = 9.5—6.0$ г/т) [Smithies, 2000] (см. рис. 5, б), а снижение их концентраций происходит при дифференциации за счет фракционирования амфибола. Таким образом, породы Култуминского массива и дайкового комплекса не имеют типичных черт адакитов и формировались путем дифференциации субщелочного базитового расплава из обогащенного мантийного источника, а не в результате плавления низкокалиевого мафического субстрата при повышенном давлении.

Модельные признаки и формационный тип оруденения. Пространственно с Култуминским интрузивным массивом ассоциирована золото-медно-железо-скарновая, золото-полисульфидная и серебро-полиметаллическая минерализация. Основные модельные признаки Култуминского месторождения заключаются в следующем. По отношению к массиву устанавливается зональное распределение минеральных ассоциаций, связанное с эндо- и экзотактовыми преобразованиями массива и вмещающих терригенных пород и постмагматическими

гидротермально-метасоматическими процессами, контролируемые реактивированными глубинными разломами после внедрения интрузивного массива. В центральной части массива проявлена редкая жильная кварц-калишпат-молибденитовая минерализация. Основные промышленные субпластовые залежи золото-халькопирит-магнетит-скарновых руд тяготеют к зонам северо-восточного простирания в восточной части интрузивного массива. К северо-восточным нарушениям также приурочены продукты железо-магнезиального метасоматоза, проявленного в виде серпентинизации, флогопитизации, биотитизации, Mg-хлоритизации и Fe-Mg карбонатизации. В метасоматически измененных породах экзо- и эндоконтакта массива, контролируемых зонами северо-западного простирания, проявлена гидротермально-метасоматическая прожилково-вкрапленная золото-халькопирит-пирит-арсенопиритовая, сульфосольно-полиметаллическая и Cu—Pb—Ag—Te минерализация. По периферии интрузива преимущественно в карбонатных породах представлена гидротермальная жильная серебро-сфалерит-галенитовая минерализация. К массиву приурочены вторичные ореолы золота, меди, свинца и цинка, а во вмещающих терригенных породах установлены содержания золота, меди, мышьяка и вольфрама, в два-три раза превышающие кларковые уровни. Все это позволяет рассматривать процессы рудообразования в прямой пространственной и временной связи со становлением интрузивного массива и формированием различных минеральных ассоциаций в широком температурном интервале. Проявленные на площади рудного поля другие магматические породы (кукульбейского и ундинского комплексов), как и позднюрские дайки основного состава нерчинско-заводского комплекса, не несут каких-либо признаков золото-сульфидной минерализации.

Процессы метасоматоза и рудоотложения на месторождении носили многостадийный характер. Они сопровождалась неоднократной реактивацией разломов, катаклизмом и пластическими деформациями отложенных минералов и совмещением в пространстве минеральных ассоциаций от скарных высокотемпературных до эпитермальных низкотемпературных. Подобный характер стадийной минерализации и зональности по отношению к интрузивному массиву устанавливается на крупном Быстринском золото-медно-железо-скарновом месторождении, расположенном в этой же металлогенической зоне [Федорова, Чернышова, 2009; Коваленкер и др., 2016].

Типовыми минералами ранней высокотемпературной ассоциации являются халькопирит, мармит, магнетит, пирротин, кубанит, борнит, минералы кобальта и никеля — карролит, флетчерит, виллиамит, кобальтин, Со-пирит, среднетемпературной ассоциации — галенит, сфалерит, теннантит, тетраэдрит, буланжерит. Эпитермальная Ag-Te-Vi минерализация в рудах представлена редко, но минералогически достаточно разнообразно — как в виде гессита, висмутита и тетрадимита, так и в виде минералов состава Cu—Ag—Pb—Te—Vi. Отложение золота происходило в течение всего рудообразующего процесса. Присутствие золота разной пробыности в минеральных ассоциациях может рассматриваться как пространственное совмещение более раннего высокопробного с поздним низкопробным. Длительность отложения золота ранее рассматривалась на примере полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья [Вахрушев и др., 1971], золото-сульфидно-скарновых месторождений Алтае-Саянской области [Вахрушев, 1972] и золотоносных скарнов месторождения Рябиновое [Палажченко и др., 2005].

Особенностью Култуминской рудно-магматической системы является обогащенность такими элементами, как F, Cl, B и P, присутствующими в виде примесей в минералах гидротермально-измененных пород. Повышенную роль в рудообразующем растворе на месторождении играл фтор, присутствующий в апатите, биотите, серпентине и в виде самостоятельных минералов — флюоборита и флюорита. Важная роль этих элементов при процессах рудообразования ранее была рассмотрена на примере медно-молибден-порфириновых месторождений [Сотников, Берзина, 1993].

Утяжеленный изотопный состав серы основных сульфидов руд позволяет предполагать вовлечение в процесс рудоотложения сульфатной серы вмещающих терригенных пород. Близкие значения изотопного состава серы сульфидов отмечались в рудах месторождений Ново-Широкинское, Лугинское и Кочковское Газимуровской металлогенической зоны [Али и др., 2014; Абрамов и др., 2017].

Неоднозначным оставался вопрос формационной принадлежности Култуминского месторождения, учитывая металлогеническую специфику Газимуровской зоны и пространственную совмещенность с золото-медно-рудных, золото-медно-железо-скарновых, золото-полиметаллических месторождений с молибден-порфириновыми (Бугдаинское) и медно-молибден-порфириновыми (Шахтаминское) месторождениями [Сотников и др., 1995; Берзина и др., 2013]. Месторождение ранее рассматривалось как потенциальный объект золото-порфиривого типа или представитель комплексного золото-медно-порфиривого геолого-промышленного типа [Минерально-сырьевые..., 2003; Хомич, Борискина, 2011]. В.С. Салихов и Р.В. Груздев [2013] относят месторождение к совмещенному скарновому и порфириновому — скарново-медно-порфириновому типу с золотом. Однако, как показали последующие исследования и наши данные, явные признаки порфириновых систем, представленные в работе [Sillitoe, 2010], на месторождении отсутствуют. По данным А.А. Федоровой и В.С. Салихова [2009], месторождение относится к железо-медно-

му золото-серебросодержащему скарновому типу. По нашим представлениям, процесс формирования золото-медно-железо-скарнового месторождения и прожилково-вкрапленной среднетемпературной полисульфидной и эпитеpmальной Ag—Te—Bi минерализации, железо-магнезиальных и кремнещелочных метасоматитов имел длительное многостадийное развитие и протекал в аспекте общей эволюции Култуминской рудно-магматической системы. Характерной особенностью Култуминского интрузивного массива является его принадлежность к породам субщелочного монцонит/латитового, а не плагиигранитного (адакитового) ряда. Источниками рудных компонентов могли служить как магнезиальные монцонитоиды — продукты дифференциации базитовой магмы, так и граниты, имеющие коровый источник. С этим связана и полиэлементность руд Култуминского месторождения, представленная как элементами, присущими базитам (Fe, Cu, Au, Ni, Co), так и гранитам (Mo, Pb, Zn, Ag, Sb, Bi, Te).

Култуминское месторождение может быть отнесено к формационному типу золоторудных систем, связанных с интрузией «intrusion-related» [Lang, Baker, 2001] или гидротермально-магматических систем [Robert, 2001]. Примеры связи золото-медных и золото-медно-скарновых месторождений с высокомагнезиальным щелочным магматизмом известны в различных регионах мира. С посторогенными высокомагнезиальными монцодиорит-сиенитовыми интрузиями мантийного происхождения в пространстве и во времени связываются многостадийные золото-скарновые месторождения [Mueller et al., 2008], а с монцодиорит-тоналитовыми интрузиями золото-медно-эндоскарновые месторождения [Mueller, 2007] в Австралии. Эндоскарновые Fe—Cu—Au месторождения, связанные с монцодиорит-порфирами, известны также на востоке Китая [Zhang et al., 2017], а Au-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с щелочными порфирами, на юго-западе Китая [Li et al., 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Култуминское месторождение располагается в пределах Газимуровской металлогенической зоны в Восточном Забайкалье. Оруденение приурочено к Култуминскому интрузивному массиву средневерхнеюрского возраста, представленному породами субщелочной серии от монцодиоритов, кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов до гранитов и дайками монцодиоритов. Дайки позднеюрского возраста представлены субщелочными габбро. Анализ трендов фракционирования петрогенных и редких элементов позволяет предположить, что образование доминирующих в Култуминском массиве и дайковом комплексе монцонитоидов происходило путем дифференциации субщелочного базитового расплава из обогащенного мантийного источника. Характерной особенностью Култуминского интрузивного массива является его принадлежность к породам субщелочного монцонит/латитового, а не плагиигранитного (адакитового) ряда. Источниками рудных компонентов могли служить как магнезиальные монцонитоиды — продукты дифференциации базитовой магмы, так и граниты, имеющие коровый источник. С этим связана и полиэлементность руд Култуминского месторождения, представленная как элементами, присущими базитам, так и гранитам. Предполагается, что формирование интрузий шахтаминского комплекса происходило в коллизионной обстановке. Субщелочные габбро дайкового комплекса, отличающиеся от пород Култуминского массива, вероятно, имели значительно более обогащенный мантийный источник и предположительно связаны с более поздним рифтогенным этапом. Процесс формирования золото-медно-железо-скарнового месторождения и прожилково-вкрапленной среднетемпературной полисульфидной и эпитеpmальной Ag—Te—Bi минерализации, железо-магнезиальных и кремнещелочных метасоматитов имел длительное многостадийное развитие и протекал в аспекте общей эволюции Култуминской рудно-магматической системы. Култуминское месторождение относится к формационному типу золоторудных систем, связанных с интрузией, или гидротермально-магматических систем.

Авторы признательны А.В. Кузнецову, А.Х. Шафикову, А.П. Берзиной, А.Н. Берзиной и О.В. Шемелиной за предоставленные материалы.

Работа выполнена в рамках госзаданий (проект 0330-2016-0001, IX.137.1.2 № АААА-А17-117011210077-2), при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00353).

ЛИТЕРАТУРА

Али А.А., Прокофьев В.Ю., Кряжев С.Г. Геохимические особенности формирования Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, геология, 2014, № 2, с. 15—21.

Абрамов Б.Н., Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Посохов В.Ф. Широкинский рудный узел (Восточное Забайкалье): условия образования, геохимия пород и руд, связь оруденения с магматизмом // Изв. Том. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов, 2017, т. 328, № 6, с. 6—17.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфиновая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, ГГУП «Читагеолсъемка», 1997, 239 с.

Груздев Р.В. Рудно-магматическая модель Култуминского рудного поля на основе геолого-геофизических исследований (Юго-Восточное Забайкалье) // Вестн. ЗабГУ, 2015, № 01 (116), с. 14—24.

Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, Наука, 1972, 238 с.

Вахрушев В.А., Тычинский А.А., Цимбалист В.Г. О золотоносности сульфидов некоторых полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1971 (12), с. 130—133.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1578—1586.

Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С. Крупное Быстринское Cu-Au-Fe-месторождение (Восточное Забайкалье) — первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы // ДАН, 2016, т. 468, № 5, с. 547—552.

Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 676—689.

Кормилицын В.С. Главные проблемы региональной тектоники и металлогении Забайкалья // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Материалы к 11-м чтениям памяти академика С.С. Смирнова. Чита, Редакционно-издательский отдел Забайкальского филиала Географического общества СССР. 1966, с. 14—20.

Кормилицын В.С., Иванова А.А. Широкинское рудное поле и металлогения Восточного Забайкалья. М., Недра, 1968, 176 с.

Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области (инвестиционные предложения) / Ю.Ф. Харитонов, В.С. Чечеткин, Г.А. Шевчук. Чита, 2003, 133 с.

Палажченко В.И., Степанов В.А., Данилов А.А. Ассоциация минералов в золотоносных скарнах месторождения Рябиновое (Хабаровский край) // ДАН, 2005, т. 401, № 6, с. 808—813.

Салихов В.С., Груздев Р.В. Геолого-структурные особенности Култуминского гранитоидного массива (Юго-Восточное Забайкалье) // Вестн. ЧитГУ, 2013, № 6 (97), с. 48—55.

Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961, 507 с.

Сотников В.И., Берзина А.Н. Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах / Ред. В.Н. Шарاپов. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 132 с.

Сотников В.И., Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Шахтаминское молибденовое месторождение // Месторождения Забайкалья / Ред. Н.П. Лаверов. Т. I, кн. 1. М., Геоинформатика, 1995, с. 187—192.

Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2006, 291 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы гранитоидов и их потенциальная рудоносность. М., Недра, 1977, 280 с.

Федорова А.А., Салихов В.С. Минеральный состав руд Култуминского месторождения (Восточное Забайкалье) // Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции «Кулагинские чтения». Чита, ЧитГУ, 2009, ч. 7, с. 115—119.

Федорова А.А., Чернышова Н.Е. Особенности формирования метасоматических образований и руд на Быстринском золото-железо-медном месторождении Восточного Забайкалья // Вестн. ЧитГУ, 2009, № 1 (52), с. 136—143.

Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Основные геолого-генетические типы коренных месторождений золота Забайкалья и Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 1, с. 70—96.

Чернышова Н.Е. Гидротермально-метасоматические образования Култуминского гранитоидного массива (Восточное Забайкалье) // Кулагинские чтения. IX Всероссийская научно-практическая конференция. Чита, ЧитГУ, 2009, ч. VII, с. 123—127.

Чернышова Н.Е. Природа Култуминского гранитоидного штока в контексте генетической принадлежности (Восточное Забайкалье) // Вестн. ЧитГУ, 2011, № 7 (74), с. 86—93.

Чернышова Н.Е. Култуминский гетерогенный гранодиорит-порфировый массив, особенности его строения и минерализации // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции. Т. 2. СПб., Изд-во СПбГУ, 2012, с. 330—335.

Щеглов А.Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966, с. 67—74.

Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sci., 1996, v. 87, p. 205—215.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos, 1999, v. 46, p. 411—429.

Mueller A.G. Copper-gold endoskarns and high-Mg monzodiorite-tonalite intrusions at Mt. Shea, Kalgoorlie, Australia: implications for the origin of gold-pyrite-tennantite mineralization in the Golden Mile // Miner. Deposita, 2007, v. 42, p. 737—769.

Mueller A.G., Holl G.C., Nemchin A.A., Stein H.J., Creaser R.A., Mason D.R. // Archaean high-Mg monzodiorite-syenite, epidote skarn, and biotite-sericite gold lodes in the Granny Smith-Wallaby district, Australia: U-Pb and Re-Os chronometry of two intrusion-related hydrothermal systems // Miner. Deposita, 2008, v. 43, p. 337—362.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Miner. Deposita, 2001, v. 36, № 6, p. 477—489.

Li W.-C., Wang J.-H., He Z.-H., Dou S. Formation of Au-polymetallic ore deposits in alkaline porphyries at Beiya, Yunnan, Southwest China // Ore Geol. Rev., 2016, v. 73, p. 241—251.

Oyarzun R., Marquez A., Lillo Ja., Lopez I., Rivera S. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism // Miner. Deposita, 2001, v. 36, № 8, p. 794—798.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 891—931.

Robert F. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada // Miner. Deposita, 2001, v. 36, № 6, p. 503—516.

Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Econ. Geol., 2010, v. 105, № 1, p. 3—41.

Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 182, p. 115—125.

Stern C.R., Killian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 123, p. 263—281.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Zhang X., Yang X., Pirajno F. Recycling of palaeo-Pacific subducted oceanic crust related to a Fe–Cu–Au mineralization in the Xu-Huai region of North Anhui-Jiangsu, East China: geochronological and geochemical constraints // Int. Geol. Rev., 2017, № 1, p. 1—23.

Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Trans-Baikal (Chita Region, Russia) // Ore Geol. Rev., 2001, v. 17, № 4, p. 215—232.

*Рекомендована к печати 25 декабря 2018 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 25 мая 2018 г.,
после доработки 28 сентября 2018 г.*