Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

О. Ю. Плотинская

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва plotin@igem.ru

Минералы благородных металлов порфировых месторождений (на примере Южного Урала)

Месторождения порфирового семейства являются одним из важнейших источников благородных металлов — на их долю приходится около 20 % мировой добычи золота, кроме того, они содержат заметные количества серебра и ЭПГ [Sillitoe, 2010]. В настоящей работе представлены минеральные формы и ассоциации благородных металлов (Au, Ag, ЭПГ) на медно-порфировых Михеевском и Калиновском и золотопорфировом Юбилейном месторождениях Южного Урала.

Калиновское месторождение (Биргильдинско-Томинский рудный узел) расположено примерно в 30 км к югу от г. Челябинска. Томинское рудное поле включает Калиновское и Томинское месторождения, которые приурочены к изометричным штокам, сложенным диоритами, кварцевыми диоритами и их порфировыми разностями. Вмещающие породы представлены афировыми базальтами (O₁₋₂). Запасы Томинского рудного поля на 1 января 2014 г. по категориям A+B+C составляют 331 млн т руды при среднем содержании меди 0.46 % и золота 0.1 г/т, что составляет 1.537 млн т меди и 31 т золота [Волчков и др., 2015]. В работе охарактеризована минерализация центральной части Калиновского штока и его периферических зон – участки Моховое болото и Залежь № 2.

На месторождении установлено три ассоциации минералов благородных металлов. Пирит-халькопиритовая ассоциация (1) выявлена в центральной зоне месторождения. Самородное золото образует овальные зерна размером 1-30 мкм (4.7-39.7 ат. % Ад и до 0.6 мас. % Нд) в кварце, эпидоте и халькопирите (рис. 1а, 2). Ассоциация (2) представлена сульфосолями висмута (минералы висмутин-айкинитовой серии Bi_2S_3 –(CuPbBiS₃), павонит (Ag,Cu)(Bi,Pb)₃S₅ и матильдит AgBiS₂) с магнетитом, гематитом, пиритом и халькопиритом. Самородное золото содержит 10.3-28.7 ат. % Ад и 0.4-0.6 мас. % Нд. Минералы золото-теллуридной ассоциации (3) обрастают дигенит и борнит или образуют включения в них. Из них наиболее распространены гессит, штютцит, колорадоит, галенит-клаусталит Pb(S,Se) (рис. 1б), редко встречаются золото (около 30 ат. % Ад), петцит, сильванит, теллуровисмутит и науманит Ад-Se. Ассоциации (2) и (3) характерны для периферических зон месторождения и, по-видимому, связаны с наложенным эпитермальным этапом. Этот этап сходен с таковым на Березняковском эпитермальном золото-серебряном месторождении, связанным с тем же комплексом диоритовых порфиритов, но находящемся в 9-10 км к ЮЮЗ от Калиновского и гипсометрически на 1.0-1.5 км выше него [Plotinskaya et al., 2014]. Дителлуриды золота и серебра здесь являются основными носителями благородных металлов.

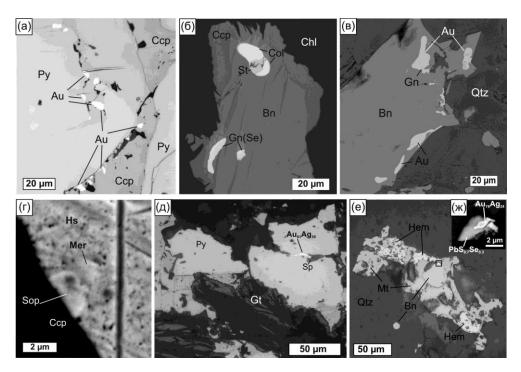


Рис. 1. Минералы благородных металлов Калиновского (а, б), Михеевского (в, г) и Юбилейного (д—ж) месторождений; фото а, д, е — отраженный свет, остальные — BSE-фото. Au — самородное золото, Gn — галенит, Bn — борнит, Qtz — кварц, Ccp — халькопирит, Sop — сопчеит, Mer — меренскит, Hs — гессит, Py — пирит, Col — колорадоит, St — штютцит, Chl — хлорит, Gt — гетит, Hem — гематит, Mt — магнетит.

Михеевское месторождение (Новониколаевский рудный узел) расположено примерно в 150 км к югу от Калиновского. Оруденение локализовано в вулканогенно-осадочных породах (D_3 – C_1) и приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей [Белгородский и др., 1991]. Запасы месторождения на 1 января 2014 г. по категориям А+B+С составляют 347 млн т руды при среднем содержании меди 0.45 % и золота 0.137 г/т, что составляет 1.542 млн т меди и 46.9 т золота [Волчков и др., 2015].

На месторождении минералы благородных металлов образуют четыре ассоциации. Золото-борнит-халькопиритовая ассоциация (1) включает овальные и амебовидные включения самородного золота (21.0–22.4 ат. % Ag) с галенитом в борните (рис. 1г, 2) [Плотинская, Новоселов, 2015]. Минералы золото-теллуридной ассоциации (2) нарастают на халькопирит, борнит и иногда молибденит, выполняют микронные трещины или образуют включения в краевых зонах этих минералов. Наиболее распространены золото (46.4–55.6 ат. % Ag) и гессит Ag_2 Te, крайне редки креннерит (Au,Ag)Te₂, сильванит $AuAgTe_4$, петцит Ag_3AuTe_2 , штютцит $Ag_{5-x}Te_3$, самородный теллур, теллуровисмутит Bi_2Te_3 , тетрадимит-кавацулит $Bi_2Te_2(S,Se)$, колорадоит HgTe, мелонит $NiTe_2$, алтаит PbTe, меренскит $PdTe_2$ и сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$ (рис. 1д). Полиметаллическая ассоциация (3) включает полибазит $Ag_1Sb_2CuS_{11}$ в ассоциации со сфалеритом (6.1–7.1 мол. % FeS), галенитом и арсенопиритом. Золото-пиритовая

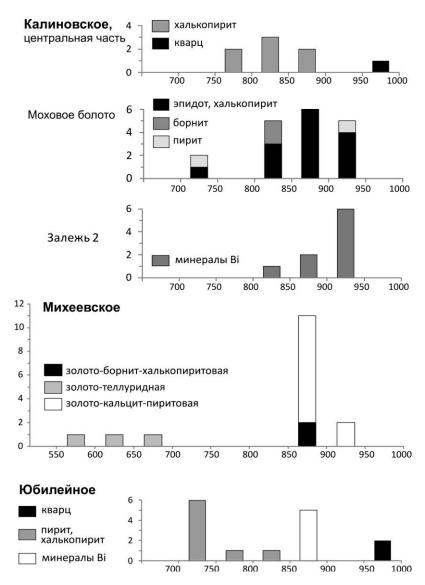


Рис. 2. Гистограммы пробности самородного золота на месторождениях.

ассоциация (4) установлена на периферии месторождения за пределами контура промышленных руд. Крупное самородное золото (0.3–2.0 мм) содержит 8.4–13 ат. % Ад и до 0.3 мас. % Нд и обрастает пирит и халькопирит в кварц-кальцитовых прожилках. Минерализация, близкая к описанной, была установлена в аргиллизитовых метасоматитах, секущих более раннюю минерализацию и связанных, предположительно, с поздним эпитермальным этапом [Азовскова и др., 2015].

 ${\it Нобилейное месторождение}$ расположено в Западном Казахстане, на восточном окончании Магнитогорской мегазоны. Территория месторождения сложена вулканогенно-осадочными породами (D_{1-2}), которые прорваны штоком плагиогранит-

порфиров [Shatov et al., 2014]. Запасы месторождения составляют 82.8 млн т при среднем содержании Au 1.7 г/т (более 140 т Au) и Cu 0.15 % [www.sun-gold.com].

На месторождении наиболее распространены магнетит, пирит, халькопирит, гематит, реже встречаются шеелит, арсенопирит, борнит, самородное золото, минералы висмута. Самородное золото образует нитевидные прожилки или включения (2–10 мкм, изредка до 40 мкм) в кварце, несколько чаще в пирите или халькопирите (рис. 1д и 2). Золото в кварце содержит 5 ат. % Ад, в пирите или халькопирите – от 31 до 40 ат. % Ад. Иногда золото встречается в ассоциации с минералами Ві и Рь. Последние представлены мелкими выделениями (не более 100 мкм), которые нарастают на халькопирит. Установлены минералы серии тетрадимит-кавацулит (от $\text{Вi}_2\text{Te}_2(\text{S}_{0.7}\text{Se}_{0.3})_1$ до $\text{Вi}_2\text{Te}_2(\text{S}_{0.5}\text{Se}_{0.5})_1$), раклиджит $\text{PbBi}_2(\text{Te}_{3.8}\text{Se}_{0.2})_4$ и селенистый галенит $\text{Pb}(\text{S}_{0.7}\text{Se}_{0.3})_1$. Золото в этой ассоциации содержит 21–24 ат. % Ag (рис. 1е, ж).

Таким образом, несмотря на довольно низкие содержания, минеральные формы и ассоциации благородных металлов на рассмотренных порфировых месторождениях разнообразны. Преобладает самородная форма с широкими вариациями пробности, а теллуридная – имеет подчиненное значение. Все ассоциации минералов благородных металлов являются более поздними по времени образования, чем основные рудные минералы (борнит, халькопирит, молибденит, пирит, магнетит, гематит и др.).

Работа поддержана РФФИ (проекты №№ 14-05-00725а и 16-05-00622а) и программой Президиума РАН № 4.

Литература

Азовскова О. Б., Ровнушкин М. Ю., Главатских С. П. Особенности минералогии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов—2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 116—120.

Белгородский Е. А., Черкашов С. А., Грабежев А. И., Шаргородский Б. М. Меднопорфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. $54\ c.$

Волчков А. Г., Кузнецов В. В., Никешин Ю. В. Направления геологоразведочных работ по укреплению минерально-сырьевой базы цветных металлов (Сu, Pb, Zn) Российской Федерации за счет средств федерального бюджета // Руды и металлы. 2015. № 1. С. 30–35.

Плотинская О. Ю., Новоселов К. А. Минералогия благородных металлов на Си-порфировых месторождениях Южного Урала // Минералогия во всем пространстве сего слова. Мат. XII съезда РМО. СПб, 2015. С. 134–136.

Plotinskaya O. Y., Grabezhev A. I., Groznova E. O., Seltmann R., Lehmann B. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79B. P. 910-931.

Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3-41.

Shatov V. V., Moon C. J., Seltmann R. Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralisation using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu–Au deposit, western Kazakhstan // Journal of Geochemical Exploration. 2014. Vol. 147. P. 26–36.

С. Е. Знаменский Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа Znamensky_Sergey@mail.ru

Структурные условия образования месторождений золота в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал)

Нуралино-Вознесенско-Буйдинский разлом (НВБР) близмеридионального простирания расположен на северном замыкании Магнитогорской синформы Южного Урала и представляет собой зону малоамплитудных сдвигов и косых разрывов, прослеживающуюся по простиранию на расстояние более 90 км при ширине 4.0–9.5 км. По данным гравиразведки глубина заложения разломной зоны составляет не менее 5–6 км. НВБР входит в систему вторичных разрывных нарушений крупного левостороннего транстенсивного дуплекса, который занимает северное окончание синформы [Знаменский, Знаменская, 2009]. Дуплекс относится к структурам растяжения региональной Восточной сдвиговой зоны близмеридионального простирания, проходящей вдоль контакта синформы с Восточно-Уральским поднятием. Сдвиговая зона образовалась на позднепалеозойском этапе общей коллизии после главной фазы надвиговых деформаций [Знаменский, 2008].

Транстенсивный дуплекс играет ведущую роль в размещении на северном замыкании синформы месторождений и рудопроявлений золота, подавляющее большинство из которых имеет позднепалеозойский возраст [Знаменский, Знаменская, 2009]. В пределах дуплекса главной золотоконтролирующей структурой является зона НВБР. В ней сконцентрировано более 70 золоторудных объектов. По современным кондициям промышленное значение имеют золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения. Нами выполнены детальные структурнотектонофизические исследования на 14 месторождениях и рудопроявлениях золота, расположенных в зоне НВБР. Полученные данные, а также материалы предыдущих работ позволили уточнить строение и кинематику НВБР, выяснить основные закономерности структурного контроля золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения и дать рекомендации по направлению поисковых работ.

В истории формирования НВБР установлены две стадии, имеющие золотоконтролирующее значение: ранняя левосдвиговых и поздняя правосторонних дислокаций. На первой стадии сформировались золото-сульфидные месторождений с Rb-Sr изохронным возрастом 295 (Муртыкты) и 286 (Карагайлы) млн лет [Горожанин, 1998]. Образование золото-сульфидно-кварцевых месторождений и рудопроявлений, имеющих Rb-Sr возраст 266 (Малый Каран) и 255 (Рытовские жилы) млн лет, происходило в условиях поздних правосторонних дислокаций [Горожанин, 1998; Знаменский и др., 2014]. Позиция месторождений и рудопроявлений золота, независимо от их формационной принадлежности, определяется узлами пересечения разрывов, транстенсивными дуплексами и комбинированными структурами, сочетающими в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения.

Золото-сульфидные месторождения локализованы, главным образом, в узлах пересечения вторичными разрывами зоны НВБР ранее образованных взбросо-

надвигов северо-восточного простирания. Такую структурную позицию занимают месторождения Веселое, Среднее Убалы [Знаменский и др., 2012] и Муртыкты.

Месторождение Муртыкты с разведанными запасами 30 т залегает среди вулканогенно-осадочных толщ карамалыташской свиты (D_2) , перекрытых улутаускими терригенно-кремнистыми отложениями (D_{2-3}). Оно приурочено к узлу пересечения регионального Тунгатаровского разлома северо-восточного простирания с более поздней Сайтаковской сдвиговой зоной, входящей в состав НВБР. Тунгатаровский разлом в районе месторождения представляет собой чешуйчатый взбросо-надвиг юго-восточного падения, сопровождающийся в тыловой части восточно-вергентными взбросами [Знаменский, 1992]. С системой Тунгатаровских разломов сопряжены трансферные разрывы северо-западного простирания. Сайтаковская зона в узле пересечения характеризуется искривлением против часовой стрелки. Изгиб связан с наследованием разрывами, ограничивающими сдвиговую зону, северо-западных трансферных разломов. В период формирования месторождения по ней происходили движения с левым знаком. Как показали результаты моделирования [Геологоструктурные..., 1982], на изгибах сдвиговых зон, способствующих смещениям по ним, возникают локальные области абсолютного или относительного растяжения. Следует отметить, что в экспериментах области растяжения распространялись за пределы разломных зон. Прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация локализована на месторождении во вторичных разрывах чешуйчатого взбросо-надвига. По рудовмещающим разломам реконструированы внутриминерализационные сдвиговые смещения, преимущественно с левым знаком. Рудные тела и рудные столбы в их пределах приурочены к изгибам разломов, главным образом, по простиранию.

Таким образом, в размещении золотого оруденения месторождения Муртыкты отчетливо выражен тектонофизический контроль зоной локального растяжения, возникшей в узле пересечения Тунгатаровского взбросо-надвига левыми сдвигами НВБР. В пределах структурного узла золото-сульфидная минерализация локализована во вторичных разрывах Тунгатаровского разлома, испытавших на рудном этапе сдвиговые движения.

Ведущую роль в структурном контроле золото-сульфидно-кварцевого оруденения играют транстенсивные дуплексы, образовавшиеся на ступенчатых перекрытиях близмеридиональных сдвигов на месте сдвиговых дуплексов сжатия. В такой структурной обстановке сформировались, например, Ганеевское месторождение на Буйдинском участке [Знаменский и др., 2014а], а также золоторудные объекты участка Красная жила.

В пределах участка Красная жила расположены одноименное месторождение и рудопроявление Рытовские жилы. Участок сложен эффузивами основного состава (O_3-S_1) , терригенно-кремнистыми породами мансуровской толщи (D_1) и серпентинитами, прорванными дайками габбро и габбро-диоритов неизвестного возраста. В структурном отношении он представляет собой левоступенчатое перекрытие двух разломов меридионального простирания, по которым установлены ранние движения с левым и поздние — с правым знаком. С левосдвиговыми дислокациями по разломам связано формирование на ступенчатом перекрытии транспрессивного дуплекса. Его внутренние части нарушены чешуйчатыми левыми сдвиго-взбросами крутого падения, вмещающими серпентиниты и листвениты по ним. В процессе поздних правосторонних смещений дуплексная структура сжатия была трансформирована в

транстенсивный дуплекс, а чешуйчатые разломы были преобразованы в правые сдвиги. В связи с правосдвиговыми дислокациями в пластине терригенно-кремнистых пород мансуровской толщи, расположенной на юго-восточном фланге участка, образовались три системы мелких сдвиговых нарушений северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простирания, вмещающих прожилковую золото-сульфидно-кварцевую минерализацию рудопроявления Рытовские жилы. По кинематике и ориентировке эти системы золотоносных сдвигов апроксимируются R-сколами, R'-сколами и P-сколами сдвигами, соответственно. На месторождении Красная жила золоторудная минерализация локализована в разломе, ограничивающем тектоническую пластину, и пространственно совмещена с колчеданным оруденением халькопирит-пирротин-пиритового состава.

К структурам комбинированного типа приурочены золото-сульфидное месторождение Карагайлы, а также месторождения и рудопроявления Малокаранско-Александровской площади. Малокаранско-Александровская площадь представляет собой узел пересечения разрывных нарушений трех возрастных групп (от ранних к поздним): 1) тектонической пластины вулканогенно-осадочных пород, ограниченной зонами серпентинитового меланжа Аушкульского и Малокумачинского взбросонадвигов юго-восточного падения; 2) системы магматических дуплексов растяжения, которые локализованы в левосторонней сдвиговой зоне близмеридионального простирания, относящейся к НВБР; 3) синрудной левосдвиговой зоны северо-западного направления, имеющей дуплексное строение [Знаменский, Знаменская, 2011]. Магматические дуплексы выполнены телами сиенит-диоритов, сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров Балбукского комплекса позднепалеозойского возраста.

Главной рудоконтролирующей структурой Малокаранско-Александровской площади служит левосдвиговая зона северо-западного простирания. Ограничивающие ее Северо-Александровский и Малокаранский разломы образуют левоступенчатое перекрытие. На южном фланге ступенчатого офсета располагается дуплекс растяжения линзовидной конфигурации. Тектоническая линза нарушена эшелонированными дополнительными левыми сдвигами запад-северо-западного простирания, соответствующими по положению и кинематике R-сколам.

Сдвиговый дуплекс растяжения вмещает Малокаранское и Александровское месторождения, а также значительную часть рудопроявлений. Оруденение представлено здесь зонами метасоматитов эйситового состава, содержащими сульфидно-альбит-кварцевые штокверки. Наиболее крупный объект Малокаранско-Александровской площади — месторождение Малый Каран — залегает вблизи юго-западного угла дуплекса в зоне одноименного разлома в интервале сопряжения его с дополнительными сдвигами запад-северо-западного простирания. Рудоносный интервал отличается небольшим отклонением (на 5–10°) против часовой стрелки относительно общего простирания разломной зоны и представляет собой изгиб растяжения. Вероятно, этот изгиб являлся основным рудоподводящим каналом, так как большинство рудопроявлений Малокаранско-Александровской площади сосредоточено вокруг него.

Таким образом, ведущим рудоконтролирующим фактором при формировании в зоне НВБР золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения служили сдвиговые деформации. К числу наиболее распространенных структур, определяющих позицию месторождений и рудопроявлений золота, относятся узлы пересечения разрывов, транстенсивные дуплексы и комбинированные структуры, сочетаю-

щие в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения. Результаты исследований позволили выделить в разломной зоне участки, перспективные на золотое оруденение. В структурном отношении перспективными на обнаружение золото-сульфидных руд являются интервалы Тунгатаровского разлома, сопряженные со структурным узлом, вмещающим месторождение Муртыкты. Как отмечалось выше, в окружающем этот узел геологическом пространстве в период формирования месторождения могли возникнуть области локального растяжения, благоприятные для проявления процессов минерализации. На существование на флангах месторождения тектонофизической обстановки растяжения указывают проявления золотосульфидных руд (Интер, Евгеньевская жила). Другой потенциально рудоносной структурой является левосторонний сдвиговый дуплекс растяжения, вмещающий золото-сульфидное месторождение Карагайлы. Дуплекс, ограниченный бизмеридиональными сдвигами, нарушен вторичными разрывами северо-западного простирания. Механизм его образования сходен с экспериментальной моделью развития дуплексов «Риделя», формирующихся на прямолинейных участках сдвиговых зон при наложении на R-сколы Y-сдвигов [Woodcock, Fisher, 1986]. Перспективы поисков в зоне НВБР золото-сульфидно-кварцевого оруденения представляются весьма ограниченными.

Литература

Горожанин В. М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // В кн.: Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.

Геологоструктурные методы изучения эндогенных рудных месторождений / Отв. ред. Н. П. Лаверов. М.: Наука, 1982. 230 с.

Знаменский С. Е. Структура и закономерности размещения золото-полиметаллического оруденения Ильинского рудного поля. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 80 с.

Знаменский С. Е. Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // Доклады академии наук. 2008. Т. 420. № 1. С. 85–88.

Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2009. № 4. С. 83–92.

Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94-105

Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Знаменская Н. М. Структурный контроль и источники вещества месторождений и рудопроявлений золота Убалинской зоны на Южном Урале // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академии наук Республики Башкортостан. 2012. № 18. С. 27–32.

Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Веливецкая Т. А., Знаменская Н. М. Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2014а. № 6. С. 118–131.

Знаменский С. Е., Холоднов В. В., Даниленко С. А. Rb-Sr данные по околорудным метасоматитам месторождения золота Малый Каран (Южный Урал) // Геологический сборник № 11. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2014б. С. 203–206.

Woodcock N. H., Fisher M. Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

$A.\ M.\ Amdyp^I,\ C.\ A.\ \Phiedopos^I,\ A.\ H.\ Матушкина^2,\ И.\ A.\ Власов^2$ — Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

saf13d@mail.ru

² – OAO Научно-исследовательский и проектный институт обогащения и механической обработки полезных ископаемых «Уралмеханобр», г. Екатеринбург

Механизм движения дисперсных капель золота в горных породах и оксидных расплавах при нагреве

Запасы богатого легкообогатимого золотосодержащего минерального сырья практически исчерпаны. Значительную часть мировых ресурсов золота составляют так называемые упорные руды, в которых дисперсное золото в виде вкраплений находится в сульфидах и силикатах. Чтобы извлечь дисперсное золото известными способами обогащения, его частицы необходимо укрупнить. Целью работы является анализ процессов, приводящих к укрупнению дисперсного золота.

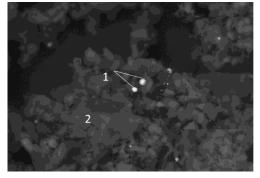
Объектом исследования стала силикатно-карбонатная золотосодержащая руда (минерализованные брекчии известняков) Воронцовского золоторудного месторождения на Среднем Урале, главными минералами которой являлись (мас. %): кальцит -45.8, кварц -18.5, доломит -12.5, плагиоклаз -9.2, мусковит -5.9 и пирит -3.6. В качестве второстепенных и редких минералов в руде обнаружены оксиды и гидрооксиды железа (гетит, гидрогетит и гематит), суммарное содержание которых составляет 4.5 мас. %. Основным ценным компонентом в руде является золото: его содержание 3.6×10^{-4} мас. %. Руда относится к упорному типу: цианированием извлекается только около 13 % золота. По результатам предварительного фазового анализа основная часть золота находится в сростках с сульфидами: обнаружены как крупные, так и дисперсные частицы размером от долей до 10 мкм. Золото ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, кварцем и минералами железа. Меньшая часть золота находится в свободном виде. Считается [Коробейников и др., 2012], что золото в жильных и гидротермально-метасоматических месторождениях, к которым, в частности, относится Воронцовское, образовалось путем экстракции из кислых вулканогенных расплавов в восстановительных условиях и переносилось хлоридными и гидросульфидными комплексами, входящими в состав магматогенных флюидов.

Дисперсные частицы золота можно укрупнить только в процессе нагрева. Для проведения опытов по укрупнению золота руду измельчали до крупности –0.071 мм (90 %), усредняли и прессовали в цилиндры диаметром 30 мм и толщиной ~1.5 мм. В ряде опытов для увеличения концентрации золота его добавляли в шихту в виде высокодисперсного порошка с размером частиц менее 1 мкм, при этом измельчение руды проводили до этих же размеров. В результате синтетические образцы представляли собой тела с общей пористостью не менее 30 % и размерами пор, близкими к размерам порошка; в образцах преобладала открытая пористость. Образцы в тигле помещали в предварительно нагретую до различных температур печь сопротивления. Время опыта, включая нагрев и выдержку, составляло 10 мин. Наличие и размеры частиц золота до и после нагрева контролировались с помощью оптического микроскопа Ахіо Ітаде и растрового электронного микроскопа Zeiss EVO-MA 15 с приставкой X-max.

Рис. 1. Капли золота на поверхности образца после нагрева до 1100 °C.

Изображение получено на растровом электронном микроскопе в токе рассеянных электронов. 1 — капли золота; 2 — пористая матрица.

Установлено, что частицы золота, когда оно и породообразующие минералы находятся в твердом состоянии, не укрупняются. Капли золота микронного



размера на поверхности образцов обнаружены с помощью растрового электронного микроскопа, когда температура среды (1100 °C) превышала температуру плавления Au (1063 °C), но при этом сохранялся пористый каркас силикатной породы (рис. 1).

Выделение золота на поверхности пористых тел можно объяснить следующим образом. Жидкость, находящаяся в порах, может двигаться под действием термокапиллярного эффекта: поскольку поверхностное натяжение золота σ_{Au} падает с ростом температуры, то в процессе нагрева, в соответствии с уравнением Лапласа $\Delta P = 2\sigma_{Au}cos\theta/R$, где θ — угол смачивания, а R — радиус кривизны поверхности капли, возникает разность капиллярных давлений ΔP на торцах столбика жидкости в поре. Жидкости, не смачивающие поверхность пор, как золото, будут двигаться в область более высоких температур, т.е. в сторону поверхности, если источник тепла находится вне нагреваемого тела. Термокапиллярное движение возможно только в процессе нагрева капель жидкости. После выравнивания температуры по сечению капли перепад давлений на менисках $\Delta P = 0$, и она остановится.

Чтобы обосновать возможность термокапиллярного движения микронных капель золота в пористых телах, необходимо установить, существует ли разность температур на менисках капель. Экспериментально определить перепад температуры при нагреве частиц такого размера и время их полного прогрева крайне затруднительно. Поэтому нагрев таких частиц, помещенных в среду с заданными свойствами, моделировался с помощью программного пакета Matlab. Чтобы обеспечить несимметричный нагрев частицы золота, ее смещали относительно центра ячейки, моделировавшей среду. В качестве среды анализировались системы со свойствами кальцита, пористого кальцита, кварца, силикатного стекла и платины. Параболическое дифференциальное уравнение теплопроводности (нестационарный случай) с граничными условиями Дирихле решается в среде pdetool. Рассчитывались как температуры на поверхности частиц, так и направления тепловых потоков и температурные поля в среде и частицах золота.

Установлено, что в период нагрева во всех средах присутствует градиент температуры по сечению как твердых, так и жидких микрочастиц золота. Абсолютная величина разности температур на противоположных поверхностях частиц ΔT значительно больше в средах, у которых теплоемкость и теплопроводность ближе к значениям, характерным для золота: например, в кварце максимальная величина $\Delta T = 39.8^\circ$, в кальците $\Delta T = 1.9^\circ$.

Рассчитанное время полного прогрева частицы золота до внешней температуры увеличивается с ростом теплоемкости и уменьшением температуропроводности

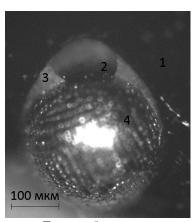


Рис. 2. Флотация капель золота пузырьками газа в оксидном расплаве при нагреве до 1300 °C.

1 — оксидный расплав, 2 — пузырек газа, 3 — оксидный расплав, 4 — капля золота. Изображение получено на оптическом микроскопе.

среды. В пористом кальците из-за низких значений теплопроводности оно максимально и составляет 2.1 с в интервале температур 0–1000 °C. Нагрев микронной капли золота от 1100 до 1300 °C в этой же среде происходит за 2 с, а максимальный перепад температуры на противоположных поверхностях капли составляет около 1°.

Таким образом, во время нагрева микронных капель золота, находящихся в порах, существует разность температур на противоположных поверхностях капель ΔT. Даже при относительно небольшой величине ΔT (1°) силы поверхностного натяжения больше силы тяжести, и капли золота радиусом менее 10^{-5} м будут двигаться к поверхности твердого тела при нагреве внешним источником под влиянием термокапиллярного эффекта. Для более крупных капель сила тяжести больше капиллярных сил. Оценка скорости движения капель золота в капилляре по уравнению, приведенному в работе [Амдур и др., 1991], показывает, что она определяется, в основном, перепадом температур на менисках, а не их размерами. При $\Delta T = 1^{\circ}$ скорость движения капли будет заметной и имеет порядок 10^{-3} м/с. Поскольку σ_{Au} = f(T) немонотонно убывает с ростом T, капли золота, расположенные дальше от поверхности, будут двигаться быстрее находящихся в поверхностных слоях и могут их догнать. Однако вероятность соприкосновения капель и последующая коагуляция при низком содержании золота в руде мала из-за значительных расстояний между частицами золота (2.1 мм при гипотетически равномерном распределении частиц радиусом 1 мкм по объему и содержании 3 г/т). Это подтверждается опытами (см. рис. 1): капли золота, выделившиеся на поверхности образцов, имели размеры исходных частиц, т.е. они не укрупнились.

При температурах, превышающих температуру плавления золота и вмещающей породы (1300 °C) и выдержке в течение 10 мин., распределение золота резко меняется. На поверхности образующегося оксидного расплава наблюдались шарообразные выделения металла размером от 1 до 50 мкм, которых не было в пробе исходной руды. В расплаве концентрация золота была минимальной. Поскольку золото практически не вступает в химические реакции с веществами иной природы, взаимодействие его атомов с ионами оксидного расплава будет небольшим, адгезия мала и угол смачивания θ значительно больше 90°. Поэтому с точки зрения уменьшения свободной энергии системы, капле золота выгодно меньше контактировать с оксидным расплавом и больше - с газом, что и реализуется при выделении капель золота на поверхности расплава. Механизм этого процесса - флотация капелек золота пузырьками газов, в нашем случае CO₂ и SO₃ (продуктами разложения карбонатов и сульфидов, содержащихся в руде) (рис. 2). Расчет показал, что условие флотации: $2\pi R\sigma_p cos\ \theta \ge 4/3\pi R^3 g(\rho_{Au}-\rho_p)$, где ρ_{Au} и ρ_p – плотности золота и расплава, выполняется для капель золота радиусом R = 1-100 мкм. В процессе флотации идет коагуляция капелек золота, т.к. их размеры на поверхности образцов значительно превышали исходные.

Таким образом, в процессе нагрева внешним источником дисперсные капли золота движутся к поверхности руды по порам под действием термокапиллярного давления. После расплавления вмещающей породы они флотируются пузырьками газов. В процессе флотации идет коагуляция. В результате происходит концентрирование золота на поверхности образующегося оксидного расплава и укрупнение частиц до размеров, позволяющих извлекать золото гравитационными методами.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 16-08-0076.

Литература

Aмдур А. М., Ватолин Н. А. Кинетика вытекания металлических капель из пористого тела // Расплавы. 1991. № 5. С. 105–107.

Коробейников А. Ф., Гусев А. И., Красова А. С. Восстановленные интрузивно-гидротермально-метасоматические золоторудные системы // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1.

А. В. Вишневский^1, Е. В. Белогуб^2 1 — Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

st011798@student.spbu.ru ² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Геохимические особенности поведения селена в приповерхностных условиях (на примере Юбилейного месторождения золота в бурых железняках, Южный Урал)

В связи с биологической ролью селена в последние годы значительно возрос интерес к выявлению особенностей его поведения в окружающей среде. Источники его поступления в биосферу могут быть природного (зоны окисления рудных месторождений, вулканические газы, осадочные горные породы, содержащие селениды) и техногенного (хвосты и отвалы рудодобывающих предприятий, отходы промышленного производства и эксплуатации атомных электростанций) происхождения. Поэтому проблема поведения селена в приповерхностной обстановке исключительно важна.

На Урале основные концентрации селена связаны с колчеданными месторождениями, где он находится, в основном, в виде примеси в рудообразующих сульфидах, преимущественно – в халькопирите, в то время как собственные минералы селена редки [Масленников и др., 2014]. Тем не менее, в нижней части зоны окисления ряда колчеданных месторождений Южного Урала описаны гипергенные селениды Рb, Hg, Ag, Fe [Belogub et al., 2008]. Также селениды обнаружены в породах железной шляпы Амурского стратиформного месторождения цинка [Блинов, 2015]. Находки селенидов в нетипичной для них окислительной обстановке верхней части зоны окисления и послужили толчком для постановки работы, *целью* которой является установление закономерностей поведения селена в окисленных рудах Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Задачи включали оценку содержаний селена в породах методом РФА (портативный анализатор Innov-X Омега, предел обнаружения Se около 5 г/т), оптико-микроскопический и электронно-микроскопический (сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N, аналитики

Н. С. Власенко и В. В. Шиловских) анализ базовых образцов, в которых предварительно были диагностированы селениды, и расчет диаграмм в координатах Eh-pH в системах с M-Se-H₂O и M-S-H₂O (M = Hg, Pb, Ag) для оценки устойчивости селенидов в окислительной обстановке при помощи программного комплекса Geochemist's Workbench (GMB 7.0). В работе использованы пробы и образцы, отобранные в карьере месторождения в 2003–2004 гг. К. А. Новоселовым и Е. В. Белогуб (ИМин УрО РАН).

Юбилейное месторождение находится в 100 км к югу от г. Сибай (Башкортостан). С погребенной зоной окисления колчеданных руд связано Юбилейное месторождение золота в бурых железняках, которое было разведано в 1992–1994 гг. ЮВГРЭ [Татарко и др., 1996ф]. К настоящему времени окисленные руды отработаны. При разведке золотоносных пород месторождения в полуокисленных рудах был диагностирован науманнит в ассоциации с реликтовым халькопиритом [Татарко и др., 1996ф]. Химический состав золотоносных пород месторождения характеризуется повышенными концентрациями селена, которые особенно высоки в сульфиднокварцевых сыпучках с вторичными сульфидами меди (до 126 г/т) [Белогуб, 2009ф].

Месторождение является классическим примером колчеданных объектов уральского типа. Основное его отличие от большинства уральских объектов — наличие мощного чехла перекрывающих мезозойско-кайнозойских осадочных пород. Первичные медноколчеданные руды локализованы в базальтах, андезибазальтах, андезитах, риолитах и вулканогенно-обломочных породах. Рудные тела расположены в синвулканической депрессии и залегают согласно с вмещающими породами [Медноколчеданные..., 1988].

В геологическом строении мезо-кайнозойского чехла участвуют (снизу-вверх) отложения триасового, среднеюрского и неоген-четвертичного возраста. Золотоносная зона окисления сформировалась в триасе [Татарко и др., 1996ф] и представлена плотными и охристыми бурыми железняками, образованными по массивным колчеданным рудам, и глиноподобными продуктами окисления сульфидсодержащих околорудных метасоматитов, которые могут быть сопоставлены с образованиями «железной шляпы». В подошве перекрывающих углесодержащих морских осадков залегает слой базальных конгломератов с продуктами размыва зоны окисления. Между первичными рудами и бурыми железняками залегают кварц-пиритовые сыпучки, неравномерно обогащенные вторичными сульфидами меди (зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения по С. С. Смирнову), которые постепенно сменяются первичными рудами [Новоселов и др., 2005].

Методами электронной микроскопии и микрозондового анализа в базовых образцах были обнаружены собственные минеральные фазы селена — науманнит (Ag_2Se), тиманнит (HgSe) и клаусталит (PbSe) [Блинов и др., 2016]. Селениды обнаружены в виде очень мелких зерен, которые ассоциируют с вторичными сульфидами меди в зоне вторичного сульфидного обогащения, а также с гетитом в породах железной шляпы.

Нами были рассчитаны Eh-pH диаграммы в системах с M-Se-H₂O и M-S-H₂O. Расчетам предшествовало расширение термодинамической базы данных — внесение в нее дополнительного химического элемента (Hg) и содержащих его твердых фаз и частиц в растворе. Термодинамические характеристики для Se, Pb и Fe (в форме логарифмов констант равновесия реакций диссоциации частиц в растворе и реакций растворения твердых фаз) были взяты из работы [Кривовичев и др., 2010], а для Hg и Ag — рассчитаны нами из данных справочника [Olin et al., 2005]. Диаграммы рассчитаны для 25 °C и давления 1 бар. В качестве примера представлены диаграммы Ag-Se-H₂O и Ag-S-H₂O, Hg-Se-H₂O и Hg-S-H₂O, Fe-Se-H₂O-CO₂ и Fe-S-H₂O-CO₂ (рис.).

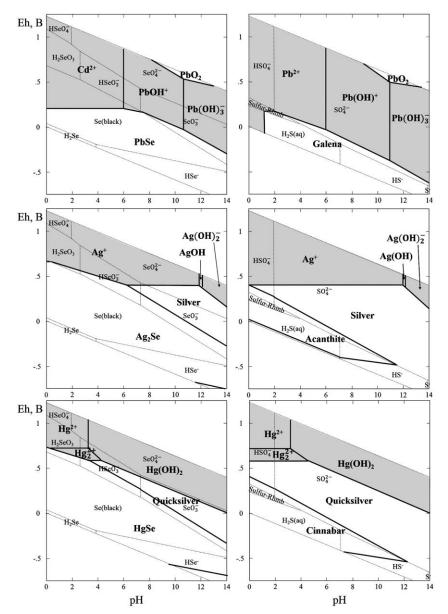


Рис. Еh-pH диаграммы в системах Ag-S-H₂O (верхний ряд слева) и Ag-Se-H₂O (верхний ряд справа), активность [Ag⁺]= 10^{-7} ; Hg-S-H₂O (средний ряд слева) и Hg-Se-H₂O (средний ряд справа), активность [Hg²⁺]= 10^{-7} ; Fe-S-H₂O-CO₂ (нижний ряд слева) и Fe-Se-H₂O-CO₂ (нижний ряд справа), активность [Fe²⁺]= 10^{-4} ; для [SeO₃ $^{-1}$]= 10^{-5} , [SO₄ $^{-2}$]= 10^{-3} , [HCO₃ $^{-1}$]= 10^{-2} .

На диаграмме с железом активность гидрокарбонат-иона соответствует появлению сидерита в системе. Сравнение границ полей устойчивости сульфидов и селенидов показывает, что последние более устойчивы в окислительной обстановке при низких температурах.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта СПбГУ (проект 3.38.286.2015) с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель». Авторы благодарны М. В. Чарыковой за консультации и К. А. Новоселову за предоставленные образцы.

Литература

Белогуб Е.В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала / Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009ф.

Блинов И. А., Белогуб Е. В., Новоселов К. А. Гипергенные самородные металлы, интерметаллиды, сульфиды и селениды в бурых железняках Юбилейного медноколчеданного месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 106—109 (настоящий сборник).

Блинов И. А. Самородные металлы, селениды, галогениды и ассоциирующие минералы из бурых железняков Амурского и Верхне-Аршинского месторождений (Южный Урал) // Литосфера. 2015. № 1. С. 65–74.

Кривовичев В. Г., Чарыкова М. В., Яковенко О. С., Делмайер В. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. IV. Диаграммы Еh–рH для систем Me–Se–H₂O (Me=Co, Ni, Fe, Cu, Zn, Pb) при 25 °C // Записки РМО. 2010. Т. 139. № 4. С. 1–15.

Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Масленникова С. П., Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю., Сафина Н. П., Белогуб Е. В., Ларж Р. Р., Данюшевский Л. В., Целуйко А. С., Гладков А. Г., Крайнев Ю. Д. Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. 339 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В. А., Буслаев Ф. П., Исмагилов М. И. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 242 с.

Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Садыков С. А. Золотоносная зона гипергенеза Юбилейного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов—2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Миасс: УрО РАН, 2005. Т. І. С. 198—203.

Tатарко H. U. u dp. Залежи бурых железняков Юбилейного месторождения. Отчет о предварительной разведке с подсчетом запасов на 01.12.1996. 1996, фонды ЮВГРЭ.

Belogub E. V., Novoselov K. A., Yakovleva V. A., Spiro B. Supergene sulphides and related minerals in the supergene profiles of VHMS deposits from the South Urals // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 33. Is. 3–4. P. 239–254.

Olin A., Nolang B., Osadchii E.G., Ohman L.-O., Rosen E. Chemical thermodynamics of selenium. Amsterdam: Elsevier, 2005. 851 p.

М. В. Заботина Институт минералогии УрО РАН, г. Muacc mary_7-88@mail.ru

Минералогия и условия образования Ганеевского месторождения золота (Учалинский рудный район, Южный Урал)

(научный руководитель Е. В. Белогуб)

Основные золоторудные месторождения на Южном Урале сосредоточены в зоне Главного Уральского разлома, Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах. Они имеют различную формационную принадлежность, а часть из них можно отнести к орогенным. Учалинский золоторудный район Башкирии принадлежит к

Магнитогорской структурной зоне. Здесь наряду с колчеданным и родственным ему золото-сульфидным оруденением, локализованным преимущественно в карамалыташской вулканогенно-осадочной толще среднего девона ($D_2zv\ kr$), также развиты золото-кварцевые проявления в тектонических зонах [Серавкин и др., 2001; Знаменский и др., 2014]. Последние приурочены к метасоматитам березит-лиственитовой формации при отсутствии кислых магматических интрузий в непосредственной близости к ним. Источник золота на таких объектах является предметом дискуссии.

В настоящее время существует две основные гипотезы происхождения золота в орогенных месторождениях: 1) золото и сопутствующие металлы извлекаются гидротермальными растворами из окружающих пород [Dube, Gosselin, 2007] и 2) источником золота является магматический флюид, отделяющийся от кристаллизующегося очага [Williams-Jones, Heinrich, 2005]. Существует мнение, что для образования месторождений с промышленными содержаниями золота необходимы его «предконцентрации», которые могут быть связаны с колчеданоносными вулканогенно-осадочными толщами. При воздействии магматического источника вещества и гидротермальной переработке сульфидсодержащих толщ золото переходит в раствор и переотлагается, что приводит к формированию месторождений при коллизии. Такая модель рассматривается для зеленокаменных поясов (месторождения Канады, Австралии, Зимбабве и др.) [Goldfarb et al., 2001].

В Западно-Буйдинской рудной зоне (Учалинский район) распространены месторождения золоторудной лиственитовой формации (Ганеевское, Октябрьское, Старо-Тимофеевское и др.), которые залегают в зоне тектонического сочленения поляковской ($S_1 \, pl$), карамалыташской ($D_2 \, zv \, kr$) и улутауской ($D_2 zv - D_3 f \, ul$) вулканогенно-осадочных толщ [Серавкин и др., 2001]. Целью настоящей работы стало установление последовательности и условий минералообразования Ганеевского месторождения.

Месторождение находится в северной части Магнитогорской мегазоны Южного Урала в 9 км ЮВ от г. Учалы. В 2010–2012 гг. оно отрабатывалось открытым способом ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Месторождение локализовано в зоне регионального субмеридионального крутопадающего Карагайлинского разлома в полосе метасоматитов березит-лиственитовой формации. Его структурная позиция определяется сдвиговым дуплексом растяжения [Знаменский и др., 2014]. Вмещающими породами на месторождении являются метабазальты и участками карбонатизированные кварц-хлоритовые сланцы, образованные по вулканогенно-обломочным породам с маломощными тектоническими линзами оталькованных серпентинитов. С. Е. Знаменским и др. [2014] в пределах месторождения описана тектоническая пластина габбро и дайки субщелочных габброидов.

Рудная зона представлена пиритсодержащими серицит-кварц-карбонатальбитовыми (березиты) и фуксит-кварц-карбонатными (листвениты) метасоматитами и кварцевыми жилами. Породы сильно деформированы и характеризуются широко развитыми структурами будинажа. Особо следует отметить отсутствие гранитоидов в строении месторождения. Месторождение перекрыто элювиально-делювиальными отложениями мощностью до 20 м.

Золото в рудной зоне распределено неравномерно. Рудные тела линзовидной и жилообразной формы мощностью 1.5–2.0 м (в раздувах 3–6.5 м) и протяженностью 50–225 м выделяются по результатам опробования. Золотоносными породами являются апогипербазитовые листвениты (Au 1–10 г/т), альбитсодержащие березиты

по вулканогенно-обломочным породам основного состава (Au 8–18 г/т) и кварцевые жилы (Au 1–3 г/т).

Метасоматические изменения связаны со значительным привносом углекислоты, натрия и калия (при лиственитизации), перераспределением магния между ультрабазитами и породами основного состава, выносом и переотложением кремнезема в виде кварцевых жил в зонах растяжения [Заботина и др., 2014]. Поведение основных элементов при метасоматозе отразилось в минеральном составе золотоносных метасоматитов. В составе лиственитов это проявляется в наличии фуксита и альбита наряду с кварцем, магнезиальными и железистыми карбонатами, что подтверждает предположение об образовании лиственитов по ультраосновным породам. В минеральном составе березитоподобных метасоматитов альбит преобладает над кварцем и карбонатами (что нетипично для березитов, сформированных по гранитоидам [Жариков и др., 1998]) и присутствует слюда (серицит, реже, парагонит). Минеральный и химический состав метасоматитов, в том числе низкие содержания кремнезема, указывают на то, что они образовались по базальтоидам.

Руды на Ганеевском месторождении вкрапленные малосульфидные. Основные рудные минералы – пирит и продукты его окисления. Среди второстепенных и редких встречаются халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит, блеклые руды, самородное золото. Характерно широкое распространение рутила, магнетита, гематита. Листвениты и кварцевые жилы содержат минералы никеля. Типоморфный минерал березитов – халькопирит; его присутствие согласуется с повышенными содержаниями меди в породах. В кварцевой жиле проявлена специфическая ассоциация: галенит, халькопирит, теннантит, айкинит, минералы Ni (миллерит, полидимит), теллуриды Ад и Аu (гессит, петцит) и самородное золото. Такой набор минералов свойственен поздним ассоциациям. Руды окислены: среди вторичных минералов обычны гетит, халькозин, ковеллин. Нерудные минералы представлены кварцем, альбитом, карбонатами (магнезит и Fe-доломит) и слюдой (фуксит в лиственитах, серицит в березитах).

Минералы благородных металлов на Ганеевском месторождении установлены в лиственитах, березитах, кварцевых жилах и карбонат-кварц-хлоритовых метасоматитах по вулканогенно-обломочным породам в рудной зоне и представлены самородным золотом и теллуридами серебра и золота. Золото преимущественно мелкое, приурочено к пириту и гетиту в лиственитах и березитах и связано с галенитом, айкинитом, гесситом и петцитом в кварцевых жилах. Золото высокопробное, вариации пробности незначительны, есть тенденция снижения пробности золота в парагенезисе с сульфидами полиметаллов и теллуридами серебра. Гессит и петцит образуют сростки и включения в галените и айкините, часто содержат включения золота.

Полученные PT-параметры минералообразования и состав флюидов соответствуют области, характерной для орогенных месторождений. Формирование золотоносных метасоматитов происходило под воздействием углекислотно-хлориднонатриевых растворов при температуре 205–385 °C и давлении 0.6–1.3 кбар, значения которых ниже, чем на крупных месторождениях, локализованных в Восточно-Уральской зоне в пределах «Главной гранитной оси Урала» [Сазонов и др., 1999; Бортников, 2006]. Узкий интервал значений δ^{18} O (+12.0...+12.7 %) в кварце из лиственитов, березитов и золотоносных кварцевых жил, изотопный состав кислорода в альбите (+10.1 % δ^{18} O_{VSMOW}) из березитов и изотопный состав кислорода равновесного флюида (+6.69...+6.59 % δ^{18} O_{VSMOW}), расчитанный по [по Clayton et al., 1972], соответствует единому магматическому источнику. Однако из-за значительного

перекрытия значений изотопного состава кислорода в магматогенных и метаморфогенных флюидах [Sheppard, 1986; Hoefs, 2009] источник может быть не только магматический.

Таким образом, Ганеевское месторождение золота, локализованное в тектонической структуре регионального масштаба в Магнитогорской зоне, относится к типичным для Южного Урала представителям орогенного класса месторождений. Вмещающие его толщи представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочными породами с включениями синвулканических габброидов (?) и телами серпентинитов. В строении месторождения гранитоидные породы отсутствуют. Околорудные изменения связаны с процессами углекислотного натриевого метасоматоза и проявлены в альбитизации, окварцевании, серицитизации и карбонатизации. Изменениям подверглись гипербазиты и вулканогенно-осадочные породы основного состава. Продуктивными на золото являются метасоматически измененные породы и кварцевые жилы. В минеральном составе руд преобладает пирит, второстепенный халькопирит, присутствуют галенит, сфалерит, полидимит, миллерит, встречаются айкинит, теллуриды серебра (гессит), серебра и золота (петцит). Золото преимущественно мелкое, высокопробное, наблюдается снижение пробности в парагенезисе с сульфидами полиметаллов и теллуридами серебра в кварцевых жилах. Термобарогеохимические исследования, данные изотопного состава кислорода в кварце и альбите указывают на формирование золотоносных метасоматитов под воздействием углекислотно-хлоридно-натриевых растворов при температуре 205-385 °C и давлении 0.6-1.3 кбар и вовлечение в процесс рудообразования вмещающих пород.

Работы поддержаны проектом Президиума УрО РАН (№ 15-11-5-23).

Литература

Бортников Н. С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.

Заботина М. В., Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Паленова Е. Е., Мартешева А. В., Блинов И. А. Минералогия руд и особенности вмещающих пород Ганеевского месторождения золоторудной лиственитовой формации (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. № 3 (46). С. 16–28.

Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Веливецкая Т. А., Знаменская Н. М. Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 6. С. 118–131.

Жариков В. А., Русинов В. Л., Маракушев А. А. и др. Метасоматизм и метасоматические породы Москва: Научный мир, 1998. 490 с.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 1999. 622 с.

Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Clayton R. N., O'Neil J. R., Mayeda T. Oxygen isotope exchange between quartz and water // Journal of Geophysical Research. 1972. Vol. 77. P. 3057–3067.

Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // in: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. No. 5. P. 49–73.

Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geology Reviews. 2001. 18. P. 1–75.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin, Springer, 2009. 285 p.

Sheppard S. M. F. Characterization and isotopic variations in natural waters // in: Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 1986. 16. P. 165–183

Williams-Jones A. E, Heinrich C. A. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits // Economic Geology. 2005. Vol. 100. Is. 7. P. 1287–1312.

A. В. Сначев Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа SAVant@rambler.ru

Состав и возможные коренные источники золота россыпи Кучанова (Южный Урал)

Россыпь Кучанова расположена в долине р. Укшук Левый (левый приток р. Белая) в месте слияния его с р. Укшук Правый, в 10 км к северо-востоку от г. Белорецк. Речные водотоки дренируют крупную площадь, сложенную метаосадочными породами курташской (R_3 il) и мазаринской свит (R_3 mz), а также магматическими породами мазаринского интрузивного комплекса (vR_3 vm, $t\gamma R_3$ b).

Курташская свита (R₃jl) имеет трехчленное строение [Козлов, 1982]. В составе нижней подсвиты преобладают кварциты с хорошо выраженной плитчатой отдельностью, меньше распространены слюдистые кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы. Средняя подсвита отличается более разнообразным набором пород, главными из которых являются мусковит-кварцевые и мусковит-хлорит-кварцевые сланцы с тонкой ритмичной слоистостью отложений. Отложения верхней подсвиты представлены сланцами кварц-хлорит-слюдистого состава с маломощными прослоями кварцитов и кварцито-песчаников. Возраст свиты принят условно, ее общая мощность составляет 1400–2700 м.

Мазаринская свита (R₃mz) сложена зеленоватыми слюдисто-хлорит-кварцевыми сланцами, сочетающимися с грубообломочными гравийно-конгломератовыми породами с многократно повторяющимся ритмичным чередованием слоев гравелитов, мелкогалечных гравийных и валунных конгломератов с постепенными переходами. Породы мазаринской свиты залегают на подстилающих отложениях с глубоким размывом и угловым несогласием, их максимальная мощность достигает 880 м [Козлов, 1982].

В 1860—1870 гг. россыпь интенсивно разрабатывалась старателями шурфами. Сведения о добытом в то время золоте не сохранились [Казаков, Салихов, 2006]. В 1948 г. ниже этого участка по долине р. Укшук пройдено восемь линий шурфов глубиной 2—9 м. В восьми шурфах обнаружены знаки золота [Конюхов, 1948ф]. По данным геолого-съемочных и поисковых работ [Ротару, Ротару, 1984ф] бассейн р. Укшук приурочен к северной части Верхнебельской впадины, выполненной неоген-верхнеолигоценовыми отложениями. При промывке старых отвалов в шлихах встречались знаки золота, содержания достигали 0.460 г/м³ [Радченко, 1991ф].

В 1991-1993 гг. в северо-восточной части россыпи были проведены детальные поиски с помощью бурения скважинами по сети (400-1600)×(20-80) м [Лучинин и др., 1994ф]. Было установлено, что продуктивные осадки верхнего олигоцена слагают основание разрезов высоких цокольных террас или выполняют эрозионные врезы в породах рифейского структурного этажа. Представлены они гравийно-галечным материалом с переменным количеством песка, глины и валунов. Состав обломков кварцевый и кварцитовидный. Мощность осадков существенно варьирует в зависимости от выработанности речной долины: в ее нижней наиболее широкой части (ширина более 2.0 км) мощность рыхлых отложений достигает 20-30 м, тогда как в верховьях, где долина резко сужается (до 0.3-0.4 км), мощность аллювиальных отложений уменьшается до 1-3 м. В составе тонкой фракции олигоценовых отложений типоморфными минералами являются ильменит, рутил и циркон, почти всегда в небольших количествах присутствуют монацит, магнетит, хромит, брукит, т.е. в составе питающей провинции несомненно участвовали продукты разрушения базитультрабазитового и кислого материала. Выше по разрезу залегают неогеновые (миоценовые) отложения, представленные делювиально-пролювиальным и аллювиальнопролювиальным песчано-глинистым и песчано-галечным пестроцветным материалом мощностью до 10-15 м.

В ходе выполнения темы «Прогнозная оценка северной части Уралтауского антиклинория на цветные металлы и другие полезные ископаемые» (1998–2001 гг.) было проведено шлиховое опробование старых отвалов и четвертичных аллювиально-делювиальных отложений в контуре бывшей россыпи. Опробование показало наличие весовых знаков золота почти в каждой пробе [Рыкус и др., 2002]. Согласно классификации гранулометрического состава россыпей, золотины относятся к I классу (мелкому золоту диаметром менее 1.0 мм), а по степени окатанности − к IV типу (плохо окатанному золоту), который характерен для начальной стадии аллювиального россыпеобразования [Шило, 2000]. В золотине № 5 (рис.) четко видна призматическая головка вростка кристалла кварца, что также говорит о слабой ее «зрелости» и незначительном переносе от коренного источника.

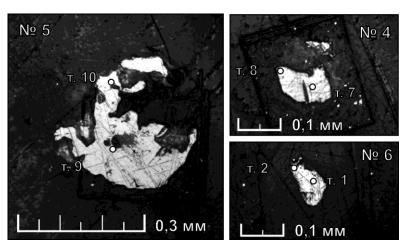


Рис. Морфология полированных срезов золотин из россыпей Кучанова и Правый Укшук.

169

Золото встречается по всему разрезу речных отложений, начиная от кор выветривания по породам фундамента и вплоть до современных четвертичных осадков. Его распределение в продольном разрезе профиля палеодолины крайне неравномерно. Промышленные концентрации, сосредоточенные в приплотиковой части, прослежены на протяжении около 3 км при ширине контура от 20 до 70 м и средней мощности продуктивного горизонта 6.1 м. Плотик представлен слюдисто-полевошпат-кварцевыми, графито-кварцевыми, мусковито-хлорито-кварцевыми сланцами и глинисто-дресвяными корами по ним. Содержания золота по отдельным интервалам достигают 2355–5033 мг/м 3 , но чаще составляют 11–911 мг/м 3 . По данным поисковых работ подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_1 – 796 тыс. м 3 горной массы и 144 кг золота при среднем содержании 180 мг/м 3 [Казаков, Салихов, 2006].

Для изучения химического состава золотины были запаяны эпоксидной смолой в шашки и пришлифованы. Анализ выполнен в лаборатории физических методов исследования минералов МГУ на микрозонде CAMEBAX SX50 фирмы CAMECA с применением эталонов (аналитик И. А. Брызгалов) (табл.). Точность метода исследования в пределах ± 0.01 мас. %, условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 30 нА.

Таблица **Химический состав золотин из россыпей р. Укшук (мас. %)**

№ шаш- ки	№ ана- лиза	Au	Ag	Os	Ir	As	Se	Bi	Cr	Ni	Cu	Sn	Sb	Те	Hg	Сумма
4	7	95.45	5.71	0.07	0.20	0.12		0.08	0.05						0.08	101.74
	8	94.97	5.75	0.18	0.28	0.07	0.14	0.18	0.01	0.01	0.05					101.66
5	9	91.04	9.10	0.05			0.02		0.00	0.01	0.07	0.03	0.03		0.28	100.63
	10	91.03	9.27		0.04	0.01	0.04	0.19	0.01	0.01	0.06			0.01	0.20	100.86
6	1	77.66	22.49		0.09								0.01	0.00		100.26
	2	77.26	23.22				0.11	0.18		0.01	0.03	0.01		0.04	0.10	100.95

П р и м е ч а н и е . Пустая ячейка — содержание элемента ниже порога чувствительности прибора. № 4 — р. Правый Укшук, № 5, 6 — р. Левый Укшук, россыпь Кучанова. В анализе № 8 отмечено содержание Со и Pt 0.02 и 0.01 мас. %, соответственно.

Анализы показали, что две золотины обладают высокой пробностью (910–950 %) и содержат 5.7–9.3 мас. % Ад. Третья золотина является сплавом золота и серебра. Также в них отмечены незначительные примеси висмута (до 0.19 мас. %), осмия и иридия (до 0.21 мас. %), которые имеют положительную корреляцию с содержаниями золота. Подобная химическая «чистота» обычно свойственна самородному золоту большинства месторождений золото-кварцевой формации Урала [Сазонов и др., 1993].

Коренными породами для россыпного золота предыдущими исследователями считались многочисленные кварцевые жилы, обнажающиеся в бортах р. Укшук Левый. Большинство жил состоит из молочно-белого до серовато-белого кварца крупнозернистого строения и относится к согласным межпластовым телам, локализованным преимущественно в зонах проявления сложной мелкой складчатости и интен-

сивного рассланцевания пород. В процессе поисково-съемочных работ [Козлов и др., 1969ф] было опробовано большое количество кварцевых жил, интрузивных пород и вмещающих сланцев, дренируемых водотоками рр. Правый и Левый Укшук. Пробирный анализ проб коренных пород на золото дал отрицательные результаты. Что касается конгломератов, которые широко представлены среди мазаринских отложений, то штуфное опробование цемента и галечного материала показало их слабую золотоносность. В подавляющем большинстве случаев золото в них содержится в количестве не более 0.04 г/т [Рыкус и др., 2002].

На южном окончании Барангуловского гранитного массива также встречаются прожилки и жилы молочно-белого кварца мощностью от 3–4 до 15 см. Они залегают среди грейзенизированных (мусковит-кварцевых) гранитов и часто содержат крупные (до 1 см) рассеянные кристаллы окисленного пирита. Штуфное опробование таких жил показало присутствие в них золота в количестве 0.19 г/т, а серебра – 1.6 г/т.

В метавулканитах мазаринского комплекса, обнажающихся чуть севернее, нами обнаружены зоны пиритизации. Метавулканиты сильно трещиноваты и хлоритизированы, содержат тонкую сеть кварцевых прожилков. Пирит образует рассеянную вкрапленнность кубических кристаллов размером 3-5 мм, иногда наблюдаются его сплошные обособления в виде коротких тонких прожилков. Зоны образуют прерывистую полосу субмеридионального простирания почти на 300 м при ширине от 40 см до 1.2 м. Содержания золота в пиритизированных метавулканитах составляют 0.24 и 0.27 г/т, серебра -0.84 и 1.4 г/т.

Таким образом, на данной стадии изученности рассматриваемой территории вопрос об источнике золота для россыпи до сих пор остается открытым, хотя таковым вполне могли стать кварцевые жилы, расположенные среди альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов в их обрамлении, а также сульфидизированные и окварцованные метавулканиты, а возможно и конгломераты мазаринского комплекса.

Литература

Казаков П. В., Салихов Д. Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Ч. 2. Уфа: Гилем, 2006. 288 с.

Козлов В. И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука. 1982. 128 с.

Козлов В. И., Краев Ю. П., Богатырева Г. И., Гуляев Ю. А., Улимаев Р. Ф., Астахов А. В. Геологическое строение Тирлянского района на Южном Урале. Планшеты: N-40-70-A, N-40-70-B, N-40-70-B, N-40-58- Γ (вост. пол.). Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 Тирлянской партии за 1964—1968 гг. Уфа, 1969ф. 420 с.

Конюхов 3. А. Итоги по геологоразведочным работам за 1947 г. по тресту «Башзолото». Уфа. 1948ф. 48 с.

Лучинин И. Л., Долбилин С. И., Шмелев Ю. С. Отчет о детальных поисках бурением, проведенных в северо-восточной части Укшукской россыпи золота в 1993 г. Екатеринбург, 1994ф. 40 с.

Paд ченко В. В. Проект на проведение тематических работ по объекту 90-3 «Прогнозная оценка северной части Уралтауского антиклинория на цветные и другие полезные ископаемые». Уфа, 1991ф. 54 с.

Ромару З. М., Ромару А. Ф. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Тирляно-Белорецкой зоны (планшеты: N-40-80-Б-б, N-40-80-Б-г; N-40-80-В-б, N-40-80-В-г; N-40-80-Г-а, N-40-80-Г-б, N-40-80-Г-в; N-40-81-А; N-40-81-Б-а, N-40-81-Б-в) за 1978—1984 годы. Уфа: БГПО, 1984ф. 1055 с.

Рыкус М. В., Сначев В. И., Насибуллин Р. А., Рыкус Н. Г., Савельев Д. Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 268 с.

Сазонов В. Н., Григорьев Н. А., Мурзин В. В. и др. Золото Урала. Коренные месторождения. Екатеринбург: УИФ, Наука, 1993. 210 с.

Шило Н. А. Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

O. Б. Азовскова¹, А. А. Малюгин², М. Ю. Ровнушкин¹ — Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург oazovskova@yandex.ru ² — Уральский горно-геологический университет, г. Екатеринбург

Самородное золото из рудоносного карста Гумешевского месторождения, Средний Урал

Широко известное по сказам П. П. Бажова Гумешевское месторождение является одним из старейших рудников на территории России – его история насчитывает более 3.5 тысячелетий [Полевской..., 1998; Азовскова и др., 2013]. Примечательно, что коренные сульфидные руды добывались здесь относительно недолго – с 1958 по 1995 гг., в остальное время объектом отработки являлись «окисленные руды». В настоящее время на месторождении методом подземного выщелачивания отрабатываются так называемые «медистые глины» (0.4 до 4.0 % Cu) в зоне заполненного мезозойского карста.

В региональном плане месторождение приурочено к зоне Серовско-Маукского глубинного разлома. Оно расположено в аллохтонной части сдвиго-надвига, на контакте небольшого Гумешевского кварц-диоритового массива сложной конфигурации и блока нижне-среднедевонских мраморов. Согласно современным представлениям, месторождение относится к скарново-медно-порфировому типу и соответствует «диоритовой модели» [Грабежев, 2001; Грабежев и др., 2010]. Одной из его особенностей является обширная зона глубокого заполненного мезозойского карста. Формирование карстовой зоны и ее рудоносность связаны с субсинхронным проявлением низкотемпературных рудно-метасоматических процессов (аргиллизация, джаспероидизация) и химического выветривания [Савельева и др., 1997; Грязнов и др., 2007; Баранников и др., 2011].

Золотоносность «медистых глин» в промышленно-значимых пределах была установлена в 1994 г. работами Уральской геолого-поисковой партии ОАО «УГСЭ» и Полевской ГРП. Дальнейшие исследования показали связь благороднометальной минерализации с низкотемпературным метасоматозом аргиллизитовой формации, что позволяет рассматривать выявленное золотое оруденение в ранге самостоятельного гипогенно-гипергенного геолого-промышленного типа [Савельева и др., 1997; Баранников и др., 2011; Азовскова и др., 2013].

Повышенные содержания золота по данным атомно-абсорбционного и пробирного анализов связаны, как правило, с участками интенсивного развития сульфидной (преимущественно, пиритовой) минерализации. Доля свободного золота, в среднем, составляет до 10–15 %. Самородное золото относится к мелким и тонким классам крупности и характеризуется слабой изменчивостью гранулометрического состава. Во всех интервалах глубин (от 4 до 120 м и более) преобладает золото круп-

ностью +0.05–0.1 мм, составляющее от 42 до 64 %. Тонкое золото (–0.05 мм) составляет от 4 до 35 %, причем общее количество его существенно выше в верхней части разреза продуктивной зоны. В качестве примера можно привести данные распределения самородного золота по одной из разведочных скважин в пределах рудного блока «медистых глин» (П-4321), вскрывающей перемещенные коры выветривания, сопряженные с аргиллизитами (табл. 1).

Таблица 1 Гранулометрический состав самородного золота из скважины П-4321 Гумешевского месторождения (%)

Глубина		Средний				
отбора, м	-0.1	+0.1-0.15	+0.15-0.25	+0.25-0.35	-0.35-0.45	размер
20–27	93	7.0	0	0	0	0.055
36–44	91	9.0	0	0	0	0.057
46–49	66.7	16.7	0	0	16.7	0.065
69–73	50.0	30.8	7.7	3.8	7.7	0.139

Морфологически самородное золото Гумешевского месторождения разнообразно (рис. 1). Примерно в равных соотношениях присутствуют следующие основные морфотипы: 1) хорошо ограненные (кристалломорфные) выделения; 2) комковидные (простые и сложные) выделения; 3) уплощенные (таблитчатые, пластинчатые и чешуйчатые) частицы; 4) удлиненные (проволоко-, бруско-, крючковидные) формы, дендриты и дентритоиды (табл. 2). Преобладают хорошо (идиоморфные) и частично

Таблица 2

Соотношение морфологических типов самородного золота
из рудоносного карста Гумешевского месторождения

Интервал глубины, м	Идио- морфные	Комко- видные	Пластин- чатые и чешуйчатые	Прочие формы	Гемидио- морфные	Пл/Км				
0–20	25.4	21 45.6		23.6	23.6 54.4					
20–40	36.7	13.5	25.8	23.90	38.7	1.91				
40–60	44.8	17.2	32.8	5.2	39.7	1.91				
60–80	19.4	16.1	38.8	25.8	58.1	2.26				
80–100	Нет данных									
100–120	14.70	8.8	44.1	32.4	55.9	5.01				
140–150	140–150 29		32	29 26		3.6				

 Π р и м е ч а н и е . $\Pi \pi / K \text{м} - \text{соотношение уплощенных и комковидных изометричных форм зерен.$

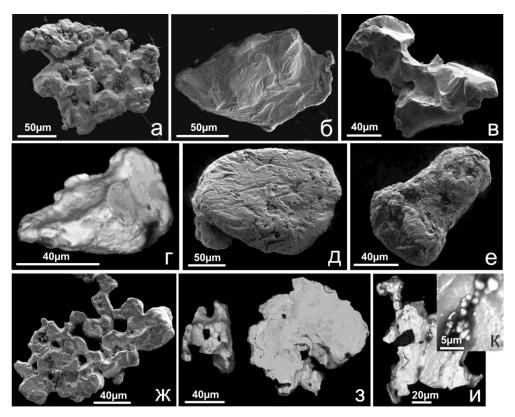
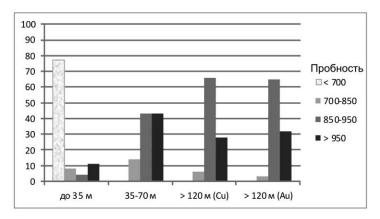


Рис. 1. Разнообразие типов самородного золота из рудоносного карста Гумешевского месторождения (а-е – глубины более 120 м, ж-к – приповерхностные зоны до 35 м): а – тонкокристаллический агрегатный сросток медьсодержащего (Си до 1.24 мас. %) золота; б, в – кристалломорфное высокопробное золото «свежего» облика, представленное уплощенной (б) и объемной (в) золотинами с тонкими ступенями роста; г – зерно сильванита (серое) с более поздними нарастаниями средне-высокопробного золота (светлое); д, е – высокопробное Аи, округленное, с «наклепами» весьма высокопробного (д) и многочисленными механическими бороздами (е); ж – дендритовидный сросток медьсодержащего (Си до 1.86 мас. %) низкопробного золота; з – кристалломорфное зерно электрума (слева) и пластинчатое выделение низкопробного золота (справа); и, к – кристалломорфное низкопробное золото с «ячеистой» пленкой высокопробного Аи и субмикронными новообразованиями медистого золота (Си 7–12 мас. %). Фото г, з, и, к – ВЕС-режим, остальные – SEI-режим.

(гемидиоморфные) ограненные частицы, причем кристалломорфные выделения, включая дендриты, составляют от 15 до 45 %. Часть золотин имеет округлые очертания, что связано с механической «обработкой» и частичным растворением в зоне гипергенеза. Определенную округлость могут придавать наросты «нового» золота (рис. 1д, е). Наблюдается «волнообразное» изменение частоты встречаемости выделенных морфотипов с глубиной. Исключение составляют комковидные частицы, доля которых последовательно снижается от 21 % у поверхности до 9 % на глубине более 100 м. Это согласуется и с увеличением значений показателя «Пл/Км» с глубиной – отношения уплощенных (Пл) и изометрично-комковатых (Км) золотин (табл. 2).

Рис. 2. Распределение золота по пробности на разных интервалах глубин.

(Cu) — из блоков богатых медных руд; (Au) — из существенно золоторудной зоны с относительно низкими содержаниями меди.



По химическому составу преобладает высокопробное золото (данные авторов и предшествующие работы), хотя вариации пробности весьма значительные − от 591 до ≥980 ‰. Основной примесью (кроме серебра) является медь (от п×0.1 до n×1.0 мас. %); иногда наблюдалась примесь ртути (от п×0.1 до 6.9 мас. %), мышьяка (n×0.1), изредка отмечалось присутствие в небольших количествах Те, Pd, Pt. Встречены также единичные зерна, представленные срастаниями Au-Ag-теллуридов и золота (рис. 1г). Результаты исследования самородного золота (микрозонд CAMECA SX-100, электронный микроскоп JSM-6390 LV, ИГГ УрО РАН) из скважин прошлых лет и современной эксплуатационной разведки показывают определенные закономерности распределения его состава (рис. 2). Примечательно, что низкопробное золото и электрум выявлены только в верхних горизонтах (до 35 м) рыхлых карстовых образований, где они даже преобладают. Также установлено, что примесь меди в составе самородного золота характерна только для участков богатых медных руд.

Исследование самородного золота и закономерностей формирования золотоносности рудного карста Гумешевского месторождения будут продолжены, однако уже сейчас отчетливо видны проявления вертикальной зональности в распределении золота по гранолуметрическому и химическому составу, а также в соотношении основных его морфотипов.

Работа выполнена в рамках программы Президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

Литература

Азовскова О. Б., Ровнушкин М. Ю., Малюгин А. А. Гумешевское месторождение — от древних времен до наших дней // Уральская минералогическая школа-2013. Екатеринбург, 2013. С. 12—18.

Баранников А. Г., Савельева К. П., Амирзанова Л. М. О природе формирования медистых глин Гумешевского медно-скарнового месторождения // Известия УГГУ. 2011. Вып. 25–26. С. 14–22.

Грабежев А. И. Гумешевское скарново-медно-порфировое месторождение (Средний Урал, Россия): анализ эволюции рудно-магматической системы (с использованием изотопной геохимии Sr, Nd, C, O, H) // Геология рудных месторождений. 2010. № 2. С. 153–170.

Грабежев А. И., Сотников В. И., Боровиков А. А., Азовскова О. Б. Генетическая типизация Гумешевского медно-скарнового месторождения (Средний Урал) // Доклады академии наук. 2001. Т. 380. № 2. С. 242–245.

Грязнов О. Н., Баранников А. Г., Савельева К. П. Нетрадиционные типы золото-аргиллизитового оруденения в мезозойских структурах Урала // Известия УГГУ. 2007. Вып. 22. С. 41–53.

Полевской край. Историко-краеведческий сборник / Под ред. Н. Н. Тагильцева. Екатеринбург, 1998. 320 с.

Савельева К. П., Кокорин Н. П., Костромин Д. А., Малюгин А. А., Азовскова О. Б. Проявление полигенного золоторудного метасоматоза в районе Гумешевского медноскарнового месторождения // Мат. всерос. конф. «Метасоматизм и рудообразование». Екатеринбург, 1997. С. 66–67.

А. Ш. Хусаинова

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь Alfiya061094@gmail.com

Типоморфизм золота из техногенных отвалов бассейна рек Ис и Тура (Урал)

(научный руководитель В. А. Наумов)

В настоящее время процессы техногенеза и техногеогенеза оказались предметом пристального изучения в области геологии, геохимии и минералогии. Термин «техногенез» впервые был употреблен А. Е. Ферсманом: «...Техногенез есть геохимическая деятельность человечества»; совокупность «основных типов геохимических реакций, которые производит человек». Техногеогенез — это геологические процессы, протекающие в техногенных осадках [Наумов, 2010]. Специфика породного и минерального состава определяет состав осадков и геологические процессы в техногенно-минеральных осадках (ТМО). Золото, поступающее в ТМО, ведет себя как остальной материал осадков: «приспосабливается» к новым условиям среды в техногенных условиях [Наумов, 2010].

В настоящее время следует разделять золото, поступившее (техногенное) и образовавшееся (техногеогенное) в ТМО. Частицы, претерпевшие техногенные преобразования, несут в себе информацию о первичном строении и трансформации в процессе формирования россыпи (первичная часть) и техногенных новообразованиях (техногеогенная часть частицы золота). В результате изучения золота на электронном микроскопе можно увидеть техногенные преобразования и проследить приращение (рост) техногеогенной части золотины [Хусаинова и др., 2015].

Для настоящей работы автором изучены техногенные концентраты на стереоскопе Nikon SMZ1500 и бинокулярном микроскопе Nikon TN-PSE30. Пробы отбирались в 1992—1993 гг. сотрудниками лаборатории осадочных полезных ископаемых ПГУ из специализированных отвалов шлихообогатительной установки (ШОУ) Исовского прииска (насыпная технофация), которая образовалась в результате переработки концентратов с гидравлик и драг в бассейне рек Ис и Тура. Обогащение осуществлялось с помощью установки МЦМ (мелкие ценные минералы) на винтовых шлюзах и сепараторах. В лаборатории из проб выделяли магнитную и электромагнитную фракции. Немагнитную часть концентрата обогащали в тяжелой жидкости (бромоформ).

При разработке россыпей на наклонных шлюзах уверенно извлекают золото средних и крупных классов. В хвосты поступает остальная часть золота крупных и тонких классов. Общеизвестны потери частиц мелкого и тонкого золота (класс <0.1 мм). Дополнительно в гранулометрическом спектре потерь отмечено крупное золото в сростках с минералами, золото пластинчатой формы и пористое золото. Гранулометрически золото из отвалов ШОУ пробы № 12 распределяется на пять частей [Наумов, 1994]. Основную долю (50.2 %) составляет золото фракции менее 0.08, реже (20.4 %) встречается золото фракции 0.5–0.25 мм, еще меньше (16 %) золота фракции 2.0–0.5 мм, на долю 0.25–0.125 мм приходится 8.7 %, на долю фракции 0.125–0.08 мм − 4.8 %. Золотоносность проб №№ 11 и 12 объемами 0.5 и 0.2 м³ со средним содержанием, соответственно, составляет 8984 и 620 мг/м³. Среднее содержание свободного золота с учетом всех проб составило 8.2 г/м³. Минералогический состав отвалов ШОУ Исовского прииска представлен 14 минералами, среди которых преобладают (%) ильменит − 45, гематит − 13, пироксен − 10, лимонит − 6, амфиболы − 3 [Лунев и др., 1991].

Наши исследования позволили выделить частицы золота различного состава и формы, в том числе в виде пленок, примазок, а также закрытое корками и пленками других минералов. В данной работе классифицируются образования фракций более 0.25 мм из нескольких проб. В результате анализа золотоносных фаз (частиц золота, пленок, примазок, корочек и разнообразных частиц) были выделены разнообразные техногеогенные образования золотоносных фаз (рис.).

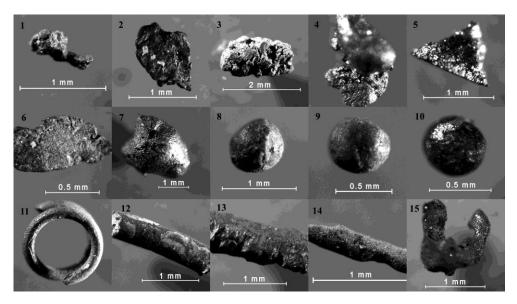


Рис. Техногеогенные образования из специализированных отвалов Исовского прииска. 1 – золото с пленками и наростами «нового» золота; 2 – агрегированные или слипшиеся частицы золота; 3 – золото с пленками гидроксидов железа и марганца; 4 – золото с амальгамой (?) на поверхности; 5 – амальгамы (?) уплощенной формы с металлическим блеском; 6 – амальгамы (?) с матовым блеском; 7 – амальгамы (?) с «каплями» на поверхности; 8 – шарики с пленками золота на поверхности; 9 – амальгамные (?) шарики; 10 – магнитные шарики; 11 – пружинки; 12 – палочки с самородной медью на поверхности; 13 – амальгамные (?) палочки; 14 – палочки с пленками золота; 15 – зубчики от медных молний.

Таким образом, при изучении техногенных отвалов бассейна рек Ис и Тура нами выделены техногеогенные золотоносные фазы разнообразной морфологии. Изучение новых форм нахождения золота может позволить понять «природу» протекающих в ТМО геологических и геохимических процессов. В этих отвалах находится новообразованное золото, количество которого не оценено. Изучение форм нахождения и процессов его концентрации, осаждения или миграции позволит управлять процессом укрупнения золота в ТМО.

Литература

Лунев Б. С., Наумов В. А. Концентрация и рассеяние золота в намывных техногенных отложениях // Геохимия техногенеза. Минск, 1991. С. 164–165.

Наумов В. А. Особенности формирования и распределения благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 1994. № 8. С. 39–50.

 $\it Hayмов~B.A.$ Минерагения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 2010. 42 с.

Хусаинова А. Ш., Кузнецова Е. А., Павлов А. В. Морфология техногенного золота Чернореченской россыпи // II межд. научно-практ. конф. Технологическая платформа: «Твердые полезные ископаемые: технологические и экологические проблемы обработки природных и техногенных месторождений». Екатеринбург, ИГД УрО РАН, 2015.

Ю. Н. Иванова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва jnivanova@yandex.ru

Минералого-геохимическая зональность Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал)

(научный руководитель И. В. Викентьев)

Петропавловское золото-порфировое месторождение находится на восточном склоне Полярного Урала в 30 км от г. Лабытнанги (ЯНАО) и входит в состав Новогодненского рудного поля северного сектора Малоуральского вулкано-плутонического пояса [Кениг и др., 2013]. В его геологическом строении принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы андезибазальтового состава (S_2), прорванные габбро-диоритовыми интрузиями и дайками микродиоритов (S_2 — D_2), силлами и дайками порфировидных габбро и монцодиоритов (D_3 — C_1) [Мансуров, 2009]. Участок месторождения находится в узле пересечения разрывных и складчатых структур субмеридионального и запад-северо-западного направлений [Трофимов и др., 2004]. Руды месторождения представляют собой гидротермально измененные, пиритизированные вулканогенно-осадочные породы и диоритоиды [Кениг и др., 2013]. Мощность рудных интервалов весьма невыдержана как по простиранию, так и по падению рудных тел. На западном фланге месторождения она составляет 15—18 м,

в центральной и восточной частях месторождения — уменьшается до 7 м. По минеральному составу руды разделены на магнетит-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые типы. В составе руд установлены пирит, магнетит, гематит, ильменит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит и марказит. Околорудные метасоматические изменения проявлены в следующей последовательности: (эпидот)-карбонат-хлорит (пропилитизация) — пирит-хлорит-альбит и пирит-альбит — пирит-серицит-кварц [Мансуров, 2009].

Геохимические особенности руд и пород были изучены с помощью комплекса методов: содержания Au и Ag получены пробирным, а Hg — атомно-абсорбционным анализом (Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция (ГГЭ) ИМГРЭ), петрогенные окислы — рентгенофлюоресцентным анализом (ИГЕМ РАН, аналитик А. И. Якушев), остальные элементы — масс-спектрометрическим анализом с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) (ИГЕМ РАН, аналитик Я. В. Бычкова). Всего проанализировано 68 проб, из них 30 проб руды, 28 — метасоматитов, 10 — неизмененных пород. Пробы были представлены Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ.

Повышенные содержания в пробах SiO_2 (35–61 мас. %) связаны с присутствием кварца. Высокие содержания Fe (2.34–16.2 мас. %) и сульфидной серы (0.03–3.94 мас. %) отражают широкое развитие пирита.

Содержания *золота* варьируют от 0.001 до 23 г/т: в рудах – от 0.001 до 1.5 г/т (в единичных пробах до 4.3 г/т), в неизмененных породах – от 0.001 до 5 г/т, в метасоматитах – более 5 г/т. Содержания *серебра* обычно ниже, чем Au, и не превышают 5 г/т. Концентрации более 1 г/т Ag установлены в рудах (в среднем, 0.001 г/т) и метасоматически измененных породах. Ореолы серебра совпадают с ореолами золота. Содержания Au и Ag увеличиваются с глубиной (до 8–10 г/т и до 3–5 г/т, соответственно), геохимические ореолы этих элементов вытянуты в ССЗ направлении (рис.).

Содержания теллура варьируют от 0.2 до 68 г/т, максимальные значения приурочены к метасоматитам и увеличиваются с глубиной. Содержания меди варьируют от 29 г/т до 0.3 мас. %. Ее ореолы линзо- и лентоподобной формы занимают фланги по отношению к золоторудным телам. Концентрации элемента увеличиваются с глубиной. Содержания цинка варьируют от 64 г/т до 4.1 мас. % с максимумом в пиритизированных породах. На юго-западном фланге концентрации Zn уменьшаются. Свинец характеризуется узкими ленто- и линзообразными малоконтрастными ореолами, а его содержание варьирует от 1.3 до 307 г/т, увеличиваясь в метасоматитах и с глубиной незначительно уменьшаясь. Концентрации никеля (5.5-230 г/т) возрастают в метасоматитах и первичных вулканогенно-осадочных породах и увеличиваются с глубиной. В рудоносной зоне с ростом содержания Аи концентрация Ni уменьшается. Кобальт в пределах месторождения распределен равномерно (50-73 г/т). Содержания мышьяка (0.4-86 г/т) с глубиной увеличиваются. Содержания вольфрама варьируют от 2 г/т до 0.2 мас. %, а его высокие концентрации приурочены к метасоматитам, особенно в южной части месторождения. Титан представлен ореолами с аномально высоким содержанием от 0.2 до 1.1 мас. %. Его интенсивные ореолы развиты в метасоматитах центральной части месторождения. Концентрации ртути изменяются от 0.01 до 0.93 г/т. Ее повышенные содержания локализуются в центральной части месторождения, уменьшаясь к северу и с глубиной.

С помощью корреляционного анализа (программа Surfer, версия 10.0, метод крикинг) между некоторыми элементами была установлена положительная зависимость: Au–Ag (0.90), Au–Te (0.97), Au–Pb (0.80), Au–Bi (0.90), W–Ti (0.70), Co–As (0.40), W–Y (0.30). Золото и серебро присутствуют в самородной либо в «невидимой»

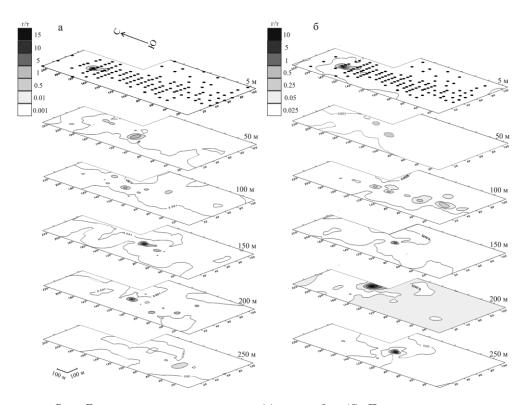


Рис. Геохимические ореолы золота (a) и серебра (б) Петропавловского золотопорфирового месторождения в виде срезов. Точками на плане показаны скважины.

форме в пирите, теллур – в виде Au-Ag-теллуридов. Ассоциация Co-As отражает микропримеси в пирите, а вольфрам, титан и иттрий связаны с акцессорными ильменитом, титаноильменитом, рутилом, сфеном.

Таким образом, золото образует интенсивные ореолы, расширяющиеся с глубиной; их максимумы совпадают с таковыми серебра. Ореолы большинства элементов максимально развиты в метасоматитах (Au, Ag, Zn, W, Ti и др.). Содержания Au, Ag, Cu, Ni увеличиваются с глубиной, тогда как концентрации Hg, Pb – уменьшаются.

Чтобы выяснить формы нахождения ореолообразующих элементов, концентрации микропримесей в различных генерациях пирита оценены методом ЛА-ИСП-МС. Пирит-1 (Ру-1) широко распространен в магнетит-сульфидных рудах и образует рассеянную вкрапленность идиоморфных кристаллов (0.1–3 мм) или линейные разноориентированные скопления, реже гнезда размером до 0.7 см. Пирит-2 (Ру-2) и -3 (Ру-3) встречаются в золото-сульфидно-кварцевых рудах; Ру-2 наблюдается также в виде ксеноморфных зерен размером 100–500 мкм в составе метасоматических ассоциаций, реже – в кварцевых прожилках в неизмененных вулканитах. Ру-3 образует наложенную рассеянную (до густой) вкрапленность ксеноморфных агрегатов или разноориентированные скопления до 1 см в метасоматитах. Пирит содержит высокие концентрации элементов-примесей, которые отличаются для различных генераций (г/т): Со 3.4–2825, As 18–417, Ni 8–75 (Ру-1); Au 0.02–49, Ag 0.05–105, Te 0.6–76 (Ру-2); Pb 2–838 (Ру-3).

Анализ ЛА-ИСП-МС данных показал, что концентрации микропримесей в пирите изменяются по мере развития процесса минералообразования. Максимальные содержания Ni, Zn, Co и As отмечаются в Ру-1. В Ру-2 концентрации Au, Ag, Те и Ві максимальны. На заключительной стадии процесса минералообразования содержания большинства элементов-примесей снижаются, что зафиксировано в Ру-3.

Автор благодарен И. В. Викентьеву и Е. Э. Тюковой за консультации, сотрудникам Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ — за предоставленные анализы и дубликаты проб, А. И. Якушеву и Я. В. Бычковой — за проведенные анализы. Работа выполнена при поддержке проекта РНФ N 14-17-00693.

Литература

Мансуров Р. Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.

Трофимов А. П., Фунтиков Б. В., Лючкин В. А., Пивоваров А. П., Таранина Б. Б. Геологогеохимические особенности золоторудного железо-скарнового месторождения Новогоднее Монто на Полярном Урале // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Матер. науч. конф. (X Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 449–452.

Б. Б. Дамдинов Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ damdinov@mail.ru

Благороднометальное оруденение юго-восточной части Восточного Саяна: типы, состав и генезис

Наиболее промышленно значимыми в юго-восточной части Восточного Саяна являются месторождения Урик-Китойской золоторудной зоны [Миронов, Жмодик, 1999]. Однако кроме нескольких отрабатываемых месторождений, в регионе известно большое количество рудопроявлений золота, которые в силу своей слабой изученности остаются недооцененными в промышленном отношении. Что касается платиноидного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, то все известные к настоящему времени находки связаны с базит-ультрабазитами офиолитового комплекса. Цель данной работы — выявление закономерностей распределения, вещественно-геохимических особенностей и генезиса благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, оценка характера связи оруденения с вмещающими породными комплексами. Представленный материал основан преимущественно на собственных данных. Некоторые данные по единичным месторождениям и рудопроявлениям золота заимствованы из работ [Миронов, Жмодик, 1999; Миронов и др., 1999; Айриянц и др., 2007].

Юго-восточная часть Восточного Саяна имеет сложное геологическое строение. Она представляет собой типичную складчатую область с широким развитием покровно-складчатых структур, сложенных разнообразными литокомплексами от раннего докембрия до позднего палеозоя. Описанию особенностей геологического строения этой территории посвящен ряд обзорных работ и работ по отдельным аспектам геологии Восточного Саяна [Геология..., 1988, 1989 и др.]. Регион включает Гарганскую, Ильчирскую и Окинскую структурно-формационные зоны или террейны, выделяющиеся в качестве одноименных структурно-металлогенических зон, в состав которых входят более мелкие подразделения – золоторудные зоны и узлы [Золото..., 2000].

Максимальная плотность развития месторождений и проявлений золота приходится на обрамление Гарганской глыбы и окаймляющие его выходы офиолитов, что в совокупности составляет Гарганскую структурно-металлогеническую зону, наиболее богатую и изученную в настоящее время. В ее пределах выделяется несколько золоторудных металлогенических единиц разного масштаба и содержания. На западе в верховьях рек Сархой и Тисса расположен Тисса-Сархойский рудный узел, в средней части — Гарганская, Улзытинская и Урик-Китойская рудные зоны; в восточной — Ольгинская рудная зона. Каждая зона состоит из одного или нескольких рудных полей и рудных узлов. Кроме этих золоторудных зон, известны самостоятельные рудные узлы и поля. В верховьях рек Диби и Уха-Гола — Дибинское рудное поле, в верховьях р. Урика — Урикское, в верховьях р. Онот — Оспинский рудный узел.

В пределах Ильчирской структурно-металлогенической зоны выделяются две золоторудные зоны — Уртагольская и Сагансайрская. Уртагольская зона располагается в северо-восточной части Ильчирской зоны. В пределах этой золоторудной зоны намечаются три рудных поля — Уртагольское, Хонголдойское и Шумакское. Сагансайрская золоторудная зона располагается в средней части Ильчирской зоны и приурочена к полю распространения карбонатных конгломератов сагансайрской свиты.

Окинская структурно-металлогеническая зона изучена значительно слабее, чем Гарганская или Ильчирская, хотя она имеет наибольшую площадь. В пределах зоны известны Хужирский, Жомболокский и Хонченский рудные узлы. Кроме того, в юго-восточной части Окинской зоны известно золото-платинометальное проявление Хурай-Жалгинское.

Золоторудные месторождения и рудопроявления юго-восточной части Восточного Саяна сгруппированы в пять генетических классов: плутоногенный, орогенный, полигенный, метаморфогенный и телетермальный, каждый из которых включает один или несколько минералого-геохимических типов. Однако месторождения полигенного класса содержат в своем составе разные типы оруденения. Названия выделенных типов даны по типоморфным химическим элементам, представленным соответствующими минеральными либо элементными парагенезисами наиболее продуктивной стадии рудообразующего процесса.

В *плутоногенный класс* объединены четыре минералого-геохимических типа месторождений, локализованные в гранитоидных телах с продуктивными парагенезисами золота и минералами Те, Ві, Аѕ и Ѕb: золото-теллуровый, золото-висмутовый, золото-висмут-теллуровый и золото-сурьмяный. В этот класс попадают месторождения, относимые разными исследователями к типам, связанным с интрузиями: золото-(медно-молибден)-порфировому и золото-сурьмяному. Характерными чертами объектов этого класса являются пространственная и генетическая связь с разновозраст-

ными островодужными и коллизионными плагиогранит-гранодиоритами; ведущая роль полуметаллов в составе золотого оруденения; широкий разброс температурных условий рудообразования и направленность параметров рудообразующего процесса в сторону их уменьшения (остывание рудно-магматических систем), зависимость изотопного состава сульфидной серы от состава вмещающих гранитоидов.

К классу *орогенных месторождений* относятся золото-полиметаллические объекты, которые наиболее распространены в юго-восточной части Восточного Саяна. Характерными особенностями месторождений являются полиметаллический состав руд, где преобладают сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, ± пирротин, блеклые руды) в ассоциации с самородным золотом; структурный контроль оруденения; приуроченность к тектоническим зонам; неявная связь (либо отсутствие видимой связи) с магматизмом; изотопный состав сульфидной серы со значениями от 0 до + 4 ‰. Формирование орогенных месторождений связано с возникновением зон тектонического меланжа, сдвига, раздвига и скольжения в ходе аккреционно-коллизионных процессов. В тектонические процессы вовлечены, как правило, все окружающие породные комплексы, как терригенно-вулканогенные, так и магматические, причем наиболее золотоносны зоны тектонической проработки в контактовых частях офиолитов.

Наиболее крупное Зун-Холбинское месторождение некоторыми исследователями [Groves et al., 1998] также отнесено к орогенному типу (классу в настоящей работе), однако детальные исследования геологического строения и состава руд показали, что это месторождение является полигенным и полихронным, причем образование месторождения происходит в интервале от 850 до 490 млн лет [Жмодик и др., 2008]. Формирование месторождения происходило в три этапа: первичное оруденение связано с накоплением золотоносных осадков в задуговом бассейне; второй этап связан с внедрением гранитоидов сумсунурского комплекса (Амбартагольский массив) и третий этап (орогенный) — с коллизионными процессами, которые привели к формированию тектонической зоны, где и локализовано месторождение.

К метаморфогенному классу отнесены золоторудные проявления в ассоциации с массивными пирротиновыми рудами в черносланцевых толщах [Миронов и др., 1999], которые выделены в золото-железистый колчеданный и слабо изученный золото-мышьяковый (арсенопиритовый) тип оруденения в метабазитах и сланцах. Формирование золотого оруденения тесно связано с перераспределением рудообразующих компонентов при метаморфизме первичных слабозолотоносных отложений.

В телетермальный класс включены гидротермальные золоторудные месторождения без видимой связи с магматизмом, тектоническими зонами и продуктами метаморфизма. Это золото-сурьмяно-медные и золото-железистые объекты, которые пространственно приурочены к карбонатным толщам, характеризуются низкотемпературными условиями формирования и по ряду признаков сопоставляются с месторождениями типа Карлин [Айриянц и др., 2007].

Платинометальная минерализация установлена в породах офиолитовой ассоциации Восточного Саяна. Первично-магматической является ассоциация «тугоплавких» ЭПГ, связанная с хромитовыми рудами, где наиболее распространены гексагональные твердые растворы Ru-Ir-Os с оторочками и включениями сульфоарсенидов и сульфидов ЭПГ, таких как осарсит, ирарсит, лаурит, эрликманит и другие минералы. Платиной и Pd обогащены вторичные метасоматические образования: углеродистые метасоматиты, сульфидизированные серпентиниты и измененные базиты.

Углеродистые метасоматиты по ультрабазитам широко распространены в Восточном Саяне [Жмодик и др., 2008]. Благороднометальная минерализация в них представлена соединениями Pt и Pd с различными соотношениями элементов: от самородного палладия (Pd 82.27, Pt 15.59 мас. %) до палладистой платины (Pt 58.99, Pd 39.13 мас. %) с примесями Sn, Pb, Bi, а также самородным золотом с Cu и Hg. Эти породы также содержат минералы некогерентных элементов (Zr, Th, U и др.) [Дамдинов и др., 2013].

Серпентинитовый тип платиноидного оруденения представляет собой зоны сульфидной Ni-минерализации в антигоритовых серпентинитах, где сульфиды представлены пиритом, миллеритом, зигенитом, халькопиритом, пентландитом, пирротином, редко галенитом. Из ЭПГ в серпентинитах преобладает Pt (до 0.34 г/т), в породах идентифицированы единичные зерна сперрилита и самородного золота. Повышенные концентрации Pt и Pd приурочены также к зонам сульфидизации, пропилитизации, родингитизации и тремолитизации базитов кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации. Содержания Pt и Pd достигают 0.39 г/т при низких концентрациях остальных благородных металлов, причем Pd зачастую преобладает.

Отдельно следует рассмотреть оруденение, локализованное в глаукофансо-держащих метабазитах Окинской структурно-формационной зоны, интерпретируемой как образования аккреционной призмы [Дамдинов и др., 2004]. Первичные ультрабазит-базиты, слагающие многочисленные будинообразные тела разного размера, изменены до серпентинитов, родингитов и амфиболитов. Рудные тела представляют собой сульфидизированные родингиты и зоны пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах. Содержания ЭПГ в рудах достигают 0.65 г/т с отчетливой Pt-Pd геохимической специализацией, золота — до 1.5 г/т и Ag — до 60 г/т. Минеральные фазы благородных металлов представлены медистым, ртутистым и оловосодержащим золотом разной пробности, теллуридами и арсенидами Pt и Pd: сперрилитом, мончеитом, темагамитом.

Таким образом, юго-восточная часть Восточного Саяна характеризуется развитием разных типов благороднометального оруденения. В регионе известны как промышленные месторождения, так и рудопроявления, часть из которых недостаточно изучена. Происхождение разных типов благороднометального оруденения разорвано во времени и связывается с различными геологическими процессами в ходе развития Саяно-Байкальской складчатой области.

Литература

Айриянц Е. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Боровиков А. А. Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 497–510.

Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

Геология и рудоносность Восточного Саяна / Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Боос Р. Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.

Дамдинов Б. Б., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Очиров Ю. Ч. Благороднометальная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 5. С. 277–287.

Дамдинов Б. Б., Мурзин В. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Дамдинова Л. Б. Новые данные по минералогии и геохимии углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Восточного Саяна // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 74–84.

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

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

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

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

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

Ю. В. Гольцова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск y.goltsova@mail.ru

Минеральная зональность околорудного метасоматического ореола месторождения золота Дельмачик (Читинская область)

(научный руководитель Т. Ю. Якич)

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

Золоторудное месторождение Дельмачик находится в Шилкинском районе Забайкальского края, в 25 км к северо-западу от районного центра г. Шилка. Площадь месторождения составляет примерно 4.9 км². Месторождение расположено в пределах Киинского рудного узла в юго-восточной части Дарасунского рудного района. Тектонически ослабленная зона северо-восточного простирания представлена серией субпараллельных нарушений, проявленных в виде маломощных (до 0.5 м) зон дробления, брекчирования и рассланцевания в эксплозивных брекчиях и гранитоидах с крутыми углами падения (75–85°). Особенностью площади является наличие крупной рудовмещающей структуры типа «трубки взрыва» (палеокальдеры), выполненной эксплозивными брекчиями кислого состава.

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

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

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

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

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

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

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

Альбитовая зона имеет более светлый оттенок по сравнению с предыдущими за счет растворения зеленого хлорита и увеличения роли кварца, полевых шпатов, серицита и карбонатов. Основная масса сложена кварцем (до 50-60 об. %) различных генераций. Наблюдаются округлые субовальные зерна (до 0.5-0.7 см) серого цвета с извилистыми очертаниями, представляющие собой реликтовые зерна исходного кварца. При этом увеличивается доля новообразованного тонко-мелкозернистого (от 0.002-0.001 мм) молочно-белого кварца. Вторая генерация кварца формирует «мозаичную» структуру. Присутствуют единичные зерна ортоклаза и микроклина, полностью или частично замещенные серицитом. Альбит (0.2-2.0 мм) (до 10 об. %) определяется по тонким полисинтетическим двойникам, по которым отчетливо определяется номер плагиоклаза (An₆). Межзерновое пространство между кварцем и альбитом заполнено серицитовым агрегатом. Калиевые полевые шпаты представлены гипидиоморфными зернами (от 0.4 мм до 0.5 см), частично замещенными серицитом и кальцитом. Пирит представлен ксеноморфными и гиидиоморфными зернами размером 0.2-2 мм, местами полностью или частично замещенными гетитом и гематитом. Также отмечаются мелкие (не более 0.3 мм) гипидиоморфные зерна арсенопирита. Общая доля рудных минералов в породе составляет 10–12 об. %.

Березитовая зона сложена светло-зелеными метасоматитами кварц-серициткарбонатного состава, что отвечает березиту в классическом его выражении. Кварц представлен мелкими и крупными ксеноморфными, субовальными зернами размером 0.02–1.5 мм (30–40 об. %). Отмечаются редкие крупные реликтовые ксеноморфные зерна калиевых полевых шпатов с рваными, нечеткими очертаниями размером до 2.5 мм (15–20 об. %). Также наблюдаются единичные (до 0.1 мм) тонкие чешуйки мусковита. Серицит и кальцит образуют как массивные скопления (до нескольких миллиметров в диаметре), полностью замещая зерна ортоклаза, так и заполняют мелкие прожилки и трещинки в других минералах (30–35 об. %). Рудные минералы представлены мелкими (до 0.1 мм) зернами пирита и арсенопирита гипидиоморфной формы.

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

Литература

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

A. E. Будяк, C. Ю. Скузоватов Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск budyak@igc.irk.ru

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

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

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

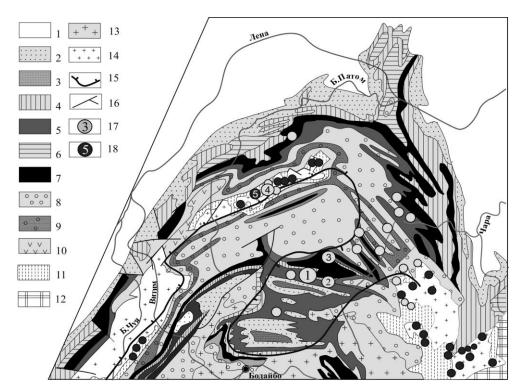


Рис. Схема расположения месторождений Au и U на территории Северного Забайкалья по материалам [Немеров и др., 1998].

1 — фанерозойский чехол; 2—11 — осадочные формации: 2—10 — неопротерозойские (2, 4, 6, 10 — терригенные и карбонатно-терригенные; 3, 5, 7, 8, 9 — углеродистые и углеродсодержащие, в том числе, 7 — углеродистая хомолхинская, вмещающая месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший); 11 — палеопротерозойская углеродистая формация (в том числе михайловская свита кевактинской серии, вмещающая месторождение Чертово Корыто); 12 — выступ архейского фундамента; 13—14 — магматические комплексы: 13 — палеозойские граниты, 14 — палеопротезойские гранит-плагиограниты; 15 — граница зоны зеленосланцевой фации метаморфизма; 16 — разрывные нарушения; 17—18 — месторождения и рудопроявления: 17 — Аи, 18—U (1—Сухой Лог, 2—Голец Высочайший, 3—Вернинское, 4—Чертово Корыто, 5—Туюкан).

цованными, иногда гнейсовидными метапесчаниками и темно-серыми до черных углеродисто-слюдисто-кварцевыми сланцами. Метаосадки характеризуются геохимической специализацией на Pt, Pd, Au, Ag, U, Th, Zn, Pb, Co, Ni, Cu, повышенной глиноземистостью (среднее содержание Al_2O_3 19 мас. %, максимальные – 27 и 32 мас. % для отложений кодарской и михайловской свит, соответственно) и повышенными содержаниями K_2O (в среднем, 4–6 мас. %) и $C_{\rm opr}$ (0.5–10 мас. %). Накопление подобных отложений можно объяснить активным выветриванием исходных пород под влиянием жаркого гумидного климата при бурном развитии бактериального бентоса в бассейне осадконакопления с застойным режимом. Показательными являются значения мультипликативного эксгаляционного модуля (ЭМ — $Mn*Zn*Pb/TiO_2$) (табл.), которые значительно превышают нижний порог (220) [Hемеров и др., 2010], указывающий на наличие эксгаляционной деятельности, синхронной

 $\label{eq:Tadau} \mbox{ Tadduqa}$ Распределение показателя CIA в сланцах кевактинского горизонта \mbox{PR}_1

		CIA	ЭМ	K ₂ O/Na ₂ O
Тонодское поднятие	Албазинская свита (PR ₁)	72.1 (макс 74.1)	330	
	Михайловская свита (PR ₁)	77.8 (макс 84.7)	270	
	Пурпольская свита (PR ₂)	-	80	
Кодаро- Удоканский	Кодарская серия (PR ₁)	70.4 (макс 73.4)	400	1.6
	Чинейская серия (PR ₁)	71.7 (макс 77.6)	780 (↑)	2.1
прогиб	Кеменская серия (РК1)		780 (↑) 2.1 75 9.1 (↑)	9.1 (†)
Стандарты	PAAS	70	_	3.1
	ВКК	63.5	_	
	Сланец [Виноградов, 1962]	69	184	3.04

с седиментацией кевактинской серии, с пиком привноса ювенильного материала в читкандинское время и полным его отсутствием на момент формирования кеменской серии. Величина индекса палеовыветривания СІА ([Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O++K₂O)]×100), рассчитанная для сланцев из всех стратиграфических подразделений палеопротерозойского возраста независимо от содержания в них углеродистого вещества, отражает среднюю степень выветривания источников терригенного материала, а, следовательно, и палеоклиматический режим во время седиментации. Полученные значения несколько повышены относительно значений стандартов PAAS и ВКК (70 и 63.5, соответственно) [Condie et al., 2001], что говорит о более теплом климате на момент осадконакопления относительно современного уровня. С точки зрения [Condie et al., 2001], появление значительных масштабов черных сланцев и значение СІА >70 отражают влияние суперплюмовых событий, что естественным образом влечет за собой приобретение сидерофильной, с повышенным содержанием радиоактивных элементов (Th, U), специализации осадков.

Кроме изменения значений индикаторных модулей (см. табл.), в отложениях Кодаро-Удоканского синклинория изменяется отношение K_2O/Na_2O в сторону его резкого увеличения от отложений кодарской и чинейской серий к таковым кеменской серии. Это отражает смену источника размываемого и переносимого в бассейн вещества магматических пород натриевой серии на калиево-натриевые породы (в случае отложений кеменского горизонта), что согласуется с накоплением кодаро-чинейских отложений в условиях привноса палеопротерозойского материала с примитивных островных дуг, а кеменских осадков – со зрелых островных дуг или активной континентальной окраины [Подковыров и др., 2006].

Таким образом, отложения Кодаро-Удоканской зоны и, соответственно, сопоставимые с ней по разрезу отложения кевактинской серии Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятия накапливались на пассивной окраине с последующей ее инверсией в коллизионную фазу, в результате которой к Анабарскому блоку аккретировался Алданский террейн. Сама же металлогеническая нагрузка указанного стратоуровня, согласно [Condie et al., 2001; Розен, 2003 и др.], связана с активностью плюмового магматизма, который, в свою очередь, обладал значительным рудным потенциалом, в особенности, на уран, золото и платиноиды.

Дальнейшая коллизионная история, которая завершилась выплавкой чуйско-кодарских гранитов возрастом 1.9 млрд лет [Ларин и др., 2006], повлияла на перераспределение и концентрирование Au, ЭПГ и U в палеопротерозойских отложениях южного обрамления Сибирской платформы. Согласно геодинамическим построениям, данный временной интервал является мегациклом между распадом Кенорленда и амальгамацией Колумбии [Li, Zhong, 2009]. Важно отметить территориальное сонахождение в этот период в суперматерике Колумбия (Нуна) тектонических блоков Сибири с Лаврентией, палеопротерозойские отложения которых характеризуются схожими структурно-стратиграфическими и геохимическими характеристиками [Лаверов и др., 1983; Cuney et al., 2003]. Сопоставление черносланцевых отложений этих территорий позволяет рассчитывать на гораздо большие перспективы золото- и ураноносности палеопротерозойских отложений юга Сибирской платформы.

Непосредственно формирование рудных объектов, связанных как с палео-, так и неопротерозойскими отложениями, было спровоцировано более поздними процессами орогенного этапа объединения континентальных блоков при закрытии Палео-азиатского океана в палеозойский этап развития платформы [Зорин и др., 2008; Чернышев и др., 2009].

Работа выполнена частично при финансовой поддержке грантов РФФИ № 15-05-00172-а и Президента МК-4852.2016.5.

Литература

Будяк А. Е., Париши А. В., Дамдинов Б. Б., Реутский В. Н., Спиридонов А. М., Волкова М. Γ ., Брюханова Н. Н., Брянский Н. В. Новые результаты геохимических и геофизических исследований зоны Хадаткандского разлома (Северное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. 2015. № 5. С. 54—63.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–557.

Зорин Ю. А., Мазукабзов А. М., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Пресняков С. Л., Сергеев С. А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // Доклады академии наук. 2008. Т. 423. № 2. С. 228–233.

Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 320 с.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Макарьев Л. Б., Яковлева С. З., Ковач В. П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.

Немеров В. К., Станевич А. М., Развозжаева Э. А., Будяк А. Е., Корнилова Т. А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.

Немеров В. К., Семейкина Л. К., Коротаева И. Я. Отчет по теме «Разработка критериев оценки площадей развития углеродистых осадочных формаций (Восточная Сибирь). 1998ф. 212 с.

Подковыров В. Н., Котов А. Б., Ларин А. М., Котова Л. Н., Ковач В. П., Загорная Н. Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Доклады академии наук. 2006. Т. 408. № 2. С. 223—227.

Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

Миасс: ИМин УрО РАН, 2016

Чернышев И. В., Чугаев А. В., Сафонов Ю. Г., Сароян М. Р., Юдовская М. А., Еремина А. В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного МС-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С.550–559.

Condie K. C., Marais D. J. D., Abbott D. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? // Precambrian Research. 2001. Vol. 106. P. 239–260.

Cuney M., Brouand M., Cathelineau M. et al. What parameters control the high grade-large tonnage of the Proterozoic unconformity related uranium deposits? // Proceedings of International Conference on Uranium Geochemistry. Nancy, France, 2003. P. 123–126.

Li Z. X., *Zhong S.* Supercontinent–superplume cou pling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in wholemantle tectonics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2009. Vol. 176. P. 143–156.

Ю. И. Тарасова Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск j.tarasova84@yandex.ru

Вещественный состав руд и пород месторождения Чертово Корыто, Восточная Сибирь

Ленская золотоносная провинция является одной из крупнейших по запасам золота во всем мире. Здесь расположено гигантское месторождение Сухой Лог, крупные – Голец Высочайший, Вернинское и Чертово Корыто, а также ряд месторождений и рудопроявлений меньшего масштаба. Несмотря на значительный интерес к данной территории, вопрос генезиса месторождений золота, приуроченных к черносланцевым толщам Бодайбинского синклинория, до сих остается открытым. В настоящее время наиболее значимыми являются две основные концепции: 1) гидротермально-метаморфически-седиментационная модель [Немеров, 1989; Буряк, Хмелевская, 1997], согласно которой полезный компонент изначально аккумулировался в результате процессов осадконакопления, а рудные зоны были сформированы позднее при его катагенном и метаморфогенном перераспределении и 2) модель мезотермального рудообразования, по которой образование минерализованных зон связано с гранитоидами и процессами орогенного метаморфизма [Дистлер и др., 1996; Кучеренко, 2001]. В данной работе сопоставлены результаты минералогических, петрографических и геохимических исследований пород и руд месторождения Чертово Корыто с аналогичными параметрами месторождения-гиганта Сухой Лог.

Ленская золотоносная провинция приурочена к зоне сочленения двух крупных тектонических блоков: Сибирской платформы и Байкальской горной области. Одним из главных элементов ее геологического строения является Чуйско-Тонодско-Нечерский антиклинорий — региональная структура, контролирующая положение основных золотоносных районов и узлов в пределах структурно-металлогенической зоны. Положение осевой части антиклинория подчеркивают выступы пород раннепротерозойского возраста, в которых значительная площадь занята массивами гранитоидов.

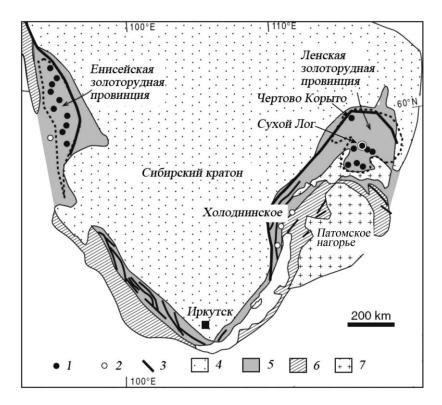


Рис. 1. Контроль Ленской и Енисейской золоторудных провинций рифтогенными зонами в краевой части Сибирского кратона и разломами (шовными зонами) по [Large et al., 2007] с изменениями.

1 — золоторудные месторождения, сопряженные с черными сланцами; 2 — свинцовоцинковые стратиформные месторождения; 3 — основные разломы (надвиги); 4 — Сибирский кратон; 5 — палеопротерозойские пассивные окраины; 6 — средне- и позднепротерозойские аккреционные образования; 7 — позднепротерозойские и палеозойские граниты.

Кевактинский рудный узел, перспективный на золотое и урановое сырье, приурочен к Тонодскому поднятию и представляет собой крупный (около 250 км²) тектонически нарушенный блок, заключенный между массивами гранитоидов: Кевактинским на юго-западе и Амандракским на востоке. Кевактинский узел располагается на севере Патомского нагорья в бассейне р. Большой Патом в 100 км к северу от месторождения Сухой Лог (рис. 1). Прогнозные ресурсы рудного золота узла оцениваются в 156 т по категории P_2 , а балансовые запасы наиболее значимого здесь месторождения Чертово Корыто составляют 105 т [Золоторудное..., 2007ф].

Рудная зона месторождения мощностью 150 м и протяженностью 1.5 км приурочена к висячему боку складчато-разломной области, оперяющей Амандракский глубинный разлом. В пределах рудной зоны породы михайловской свиты представлены углеродсодержащими карбонатно-терригенными породами, в ходе метаморфизма превращенными в карбонат-полевошпат-хлорит-серицит-кварцевые сланцы с пирит-кварцевыми гнездами и прожилками кварца.

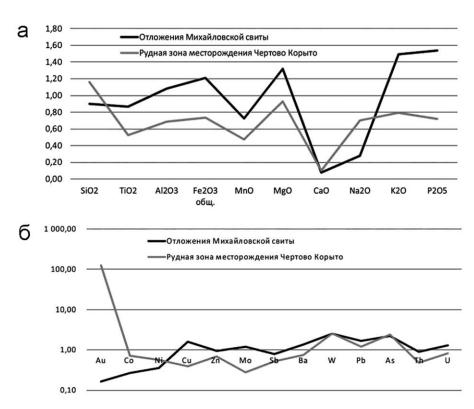


Рис. 2. Рапределение породообразующих оксидов (а) и редких элементов (б) в породах михайловской свиты и рудной зоне месторождения Чертово Корыто.

Значения нормированы по стандартам PAAS [Condie, 1993] и СЧС-1 [Petrov et al., 2004].

Контуры рудных тел в пределах месторождения нечеткие и определяются по принимаемому в подсчетах запасов кондиционному бортовому содержанию золота 0.8 г/т. Рудные тела представляют собой серию сливающихся и разветвляющихся кварцевых жил и прожилков с участками прожилково-вкрапленной пирит-пирротинарсенопиритовой минерализации. Из-за крайне неравномерного распределения золота внутреннее строение рудных тел характеризуется сложной морфологией с чередованием рудных и безрудных интервалов без какой-либо закономерности [Золоторудное..., 2007ф]. Выход минерализованной зоны на поверхность сопровождается первичным геохимическим ореолом мышьяка.

Для геохимического изучения пород и руд месторождения Чертово Корыто были отобраны пробы из рудной зоны и вмещающей михайловской свиты, минимально измененные рудными процессами (рис. 2). Содержания редких элементов определены методом ICP-MS, породообразующих оксидов – РФА. По сравнению с наиболее широко применяемыми стандартами терригенных отложений – PAAS (постархейский глинистый сланец) [Condie, 1993] и СЧС-1 (черный сланец Байкало-Патомского нагорья) [Petrov et al., 2004], отложения михайловской свиты характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 (до 33, среднее 20.44 мас. %), $Fe_2O_{3общ}$ (среднее 7.86 мас. %), MgO (среднее 2.90 мас. %), K_2O (среднее 5.52 мас. %) и P_2O_5 (среднее 0.13 мас. %). Содержания практически всех оксидов в рудной зоне снижа-

ются за исключением SiO_2 , среднее содержание которого повышается от 62 мас. % во вмещающих неизмененных породах михайловской свиты до 73 мас. % в рудной зоне месторождения (рис. 2a).

Распределение редких элементов повторяет закономерность, установленную для петрогенных элементов (рис. 2б). Наименее измененные породы михайловской свиты характеризуются повышенными (до трех раз) содержаниями Си, Мо, Ва, W, Аѕ и Рь относительно значений РААЅ и СЧС-1, в то время как в рудной зоне содержание практически всех редких элементов заметно снижается. Содержания W и Аѕ в рудной зоне практически не изменяются по сравнению с вмещающими толщами. Содержания Со и Ni четко коррелируют с рудными процессами, увеличиваясь в два и более раз в зоне околорудных изменений. Максимальные концентрации Со и Ni отмечены в пробах с рудными содержаниями золота (7 проб): среднее содержание Au и Ад до 12.5 и 3.5 г/т, соответственно. Несмотря на общее увеличение количества пирита и пирротина в рудной зоне месторождения, содержание Fе₂О_{зобщ} снижается, что обусловлено «разбавлением» всех элементов окварцеванием (содержание SiO₂ в ряде проб достигает 90 мас. %). Это также подтверждается резкой отрицательной корреляцией кремнезема с редкими элементами и породообразующими оксидами в пробах с наложенными рудными процессами.

Геохимические изменения пород рудной зоны подтверждаются минералогическими исследованиями. Основные рудные минералы месторождения Чертово Корыто – арсенопирит, пирротин, пирит, менее распространены халькопирит, галенит, сфалерит. Характерной чертой пирротина месторождения является его Co-Ni специализация. В единичных случаях в ассоциации со сфалеритом отмечены мельчайшие (первые микрометры) выделения гринокита. На месторождении выделяется рассеянная вкрапленность пирротина-1 с мелкими вытянутыми (до 0.7 см по длиной оси) вдоль рассланцевания линзами пирротина-2 и наложенная ассоциация золота с арсенопиритом. Арсенопирит представлен идиоморфными кристаллами размером от сотых долей миллиметра до 1 см. По зонам катаклаза крупных кристаллов развиваются аллотриоморфные включения золота совместно с пирротином, реже галенитом. Редко самородное золото отмечается в крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллах пирита. Кварцевые жилы, широко распространенные в рудной зоне, являются более поздними, т.к. рудная минерализация отмечается в них только в местах пересечения с рудными интервалами.

Минералого-геохимические характеристики месторождения Чертово Корыто сходны с таковыми месторождения-гиганта Сухой Лог. Оба месторождения приурочены к черносланцевым отложениям, метаморфизованным в условиях до серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и характеризующимся сидерохалькофильной специализацией, приобретенной на стадии седиментации. Месторождения приурочены к ядерным частям антиклинальных складок. На месторождениях преобладает прожилково-вкрапленный золото-кварц-сульфидный тип минерализации и наблюдаются сходные формы выделений золота в ассоциации с арсенопиритом.

Различия между месторождениями выражаются в их приуроченности к разделенным во времени и в пределах разреза стратиграфическим единицам, которые, безусловно, формировались в различных геодинамических ситуациях. Различие видового состава рудной минерализации (преобладание арсенопирита на месторождении Чертово Корыто) связано со значительно большим содержанием Аѕ во вмещающих породах михайловской свиты относительно хомолхинской свиты дальнетайгинского горизонта, вмещающей месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший и Вернинское [Yudovskaya et al., 2015].

В результате сопоставления можно сделать предположение о сходном процессе рудообразования на месторождениях благодаря влиянию одного палеозойского геодинамического события [Чернышев и др., 2009], что привело к формированию как разномасштабных самостоятельных месторождений золота, так и началу образования крупной золотоносной провинции.

Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ МК-4852.2016.5.

Литература

Буряк В. А., Хмелевская Н. М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

Золоторудное месторождение Чертово Корыто. Отчет ЗАО «Тонода» о поисково-разведочных работах за 1996—2007 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.2007. Бодайбо, 2007ф.

Kучеренко И. В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2001. Т. 304. № 1. С. 182–197.

Немеров В. К. Геохимическая специализация позднекембрийских черных сланцев Байкало-Патомского нагорья // Дис. на соск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1989. 144 с.

Чернышев И. В., Чугаев А. В., Сафонов Ю. Г., Сароян М. Р., Юдовская М. А., Еремина А. В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного МС-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С.550–559.

Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. Vol. 104. P. 1–37.

Large R. R., Maslennikov V. V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // Economic Geology. 2007. Vol. 10. № 2. P. 1233–1267.

Petrov L. L., Kornakov Yu. N., Korotaeva I. I. et al. Multi-element reference samples of black shale // Geostandards and Geoanalytical Research. 2004. Vol. 28. № 1. P. 89–102.

Yudovskaya M. A., Distler V. V., Prokofiev V. Yu., Akinfiev N. N. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits // Geoscience Frontiers. 2015. doi:10.1016/j.gsf.2015.07.010.

Р. Х. Мансуров

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва rinman81@bk.ru

Рудопроявление Южное (Енисейский кряж): новый тип золотоносных минерализованных зон

Рудопроявление Южное выявлено в 2015 г. в ходе поисковых работ по госконтракту с Федеральным агентством по недропользованию Роснедра, направленных на выявление большеобъемного золотого оруденения в углеродисто-карбонатно-терри-

генных комплексах Енисейской золоторудной провинции. Исследования осуществлялись в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной в центральной части Енисейского кряжа (рис.). Территория Енисейского кряжа характеризуется сложным горно-таежным ландшафтом, при котором традиционные поисковые методы зачастую оказываются недостаточно эффективными. Поисковые работы затруднены значительной закрытостью склонов и водоразделов и наличием многолетнемерзлых моховых и гумусово-торфяных слоев большой мощности. В таких условиях применяется методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированная на золоторудных объектах Верхне-Хатыннах-Олботского и Лебединского рудных узлов, Бодайбинского рудного района и других территорий [Иванов, 2014а]. Методика включает в себя как традиционные, так и нестандартные приемы. В ее основе лежит комплексирование известных методов изучения делювиально-элювиальных отложений для поисков месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (золота, касситерита, вольфрамита, танталониабатов и др.). Методика объединяет оконтуривание делювиальных свалов рудных тел, проходку закопушек, минералогический и минералогогеохимический, литохимический анализы [Иванов, 2014б].

Поисковые работы осуществлялись в несколько этапов [Мансуров, 2015]. На первом этапе площадь работ (около 300 км²) изучена серией опорных геологогеофизических профилей для выявления рудоконтролирующих зон складчаторазрывных деформаций. Исследования включали комплекс геологических (маршруты), геохимических (литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) — средняя глубина опробования 0.3 м, интервал 50 м) и геофизических (электро-, грави-, магниторазведка) методов поисков. На этом же этапе осуществлялись геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) масштаба 1 : 50 000 и геолого-поисковые маршруты масштаба 1 : 25 000. В результате выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций.

На втором этапе проведены геохимические поиски по ВОР, пройдены линии закопушек глубиной 0.3-0.8 м и геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. Геохимические поиски по ВОР велись по сети 200 × 20 м с опробованием из закопушек глубиной 0.3 м. Проходка линий закопушек глубиной 0.8 м осуществлялась по нижним бортам склонов с интервалом 20-40 м между закопушками. В закопушках проводилось шлиховое и литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений. Геолого-поисковые маршруты осуществлялись для изучения гидротермально-метасоматических процессов, выяснения природы потенциально рудоконтролирующих и рудолокализующих элементов космодешифрирования, выявления и прослеживания минерализованных зон. Элювиально-делювиальные отложения перекрыты почвенно-растительным слоем, редко отмечаются малосмещенные делювиальные крупнощебнисто-глыбовые развалы измененных пород. В связи с этим доступ к информативному слою делювия возможен лишь с помощью проходки закопушек глубиной до 0.6 м. Поиски второго этапа выявили ряд потенциально золотоносных минерализованных зон в пределах рудоконтролирующей зоны складчато-разрывных деформаций.

На третьем этапе поисков осуществлялась проходка линий шурфов до коренных пород (интервал 10–20 м между шурфами) и бульдозерных расчисток глубиной 1 м для локализации золотоносных минерализованных зон. В шурфах производилось литогеохимическое по ВОР и шлиховое опробование нижнего продуктивного слоя делювия и бороздовое опробование коренных пород в шурфах. В результате выделены

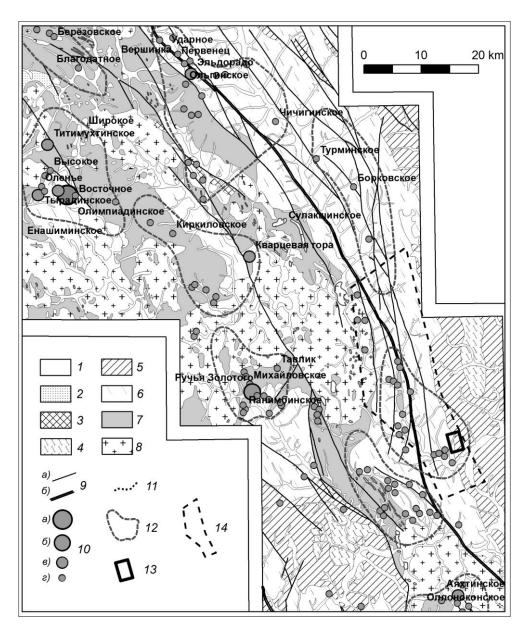


Рис. Схематизированная карта золотоносности центральной части Енисейской золоторудной провинции (с использованием данных ОАО «Красноярскгеолсъемка»).

1-7 — стратифицированные образования: 1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатнотерригенный известковисто-доломито-алевритопесчанистый пестроцветный комплекс (немчанская (Vnm), подъемская (Vpd), суворовская (Vsv), мошаковская (Vms), чистяковская (Vcv), алешинская (Val) свиты); 3 — карбонатно-терригенный известковисто-песчано-алевритосланцевый комплекс (чивидинская (R_3 cv), карьерная (R_3 krr), лопатинская (R_3 lp) свиты); 4 — флишоидный карбонатно-терригенный углеродсодержащий известковисто-песчано-сланцевый комплекс (сухохребтинская (R_3 sh), горевская (R_3 grv), морянихинская (R_3 mr), дашкинская

 $(R_3 ds)$, нижнеангарская $(R_3 na)$, мокринская $(R_3 mk)$, рыбинская $(R_3 rb)$, бореминская $(R_3 br)$, удоронская $(R_3 ud)$ свиты); 5 — углеродсодержащий карбонатно-терригенный доломито-известковисто-филлито-песчано-сланцевый комплекс (шунтарская $(R_3 sn)$, потоскуйская $(R_3 pt)$, аладьинская $(R_2 al)$, карточки $(R_2 kr)$ свиты; 6 — углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный туфогенно-известковисто-филлито-песчано-сланцевый комплекс (удерейская $(R_2 ud)$, горбилокская $(R_2 gr)$, кординская $(R_2 kd)$ свиты); 7 — карбонатно-терригенный кристаллосланцевый комплекс (пенченгинская свита $(PR_2 pn)$); 8 — интрузивные образования: плагиогранодиоритовый комплекс (татарско-аяхтинский гранодиорит-плагиогранитовый $(R_3 ta)$, тейский гнейсогранитовый $(R_2 te)$; 9 — разрывные нарушения: а) долгоживущие зоны разломов, 6) оперяющие разрывы; 10 — месторождения и проявления коренного золота: а) весьма крупные, 6) крупные, 8) средние, 80 проявления; 81 — промышленные линейные россыпи золота (разведуемые, разрабатываемые, отработанные); 81 — контуры золоторудно-россыпных узлов; 83 — контур Средне-Ишимбинской перспективной площади; 84 — контур поискового участка Южный.

участки для вскрыши бульдозерными расчистками — зоны с содержаниями золота от $0.1~\rm r/T$ в первичных и вторичных ореолах рассеяния.

Четвертый этап поисков – комплекс горно-буровых работ. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны были вскрыты траншеями до коренных пород, а затем «подсечены» серией буровых скважин. По результатам лабораторно-аналитических работ выявлены эпицентры повышенных содержаний – некондиционные рудные зоны с содержаниями золота более 0.3 г/т.

Таким образом, методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах позволила с использованием малого объема горных выработок выявить золотоносную минерализованную зону и некондиционные рудные зоны в ее пределах. Новыми и наиболее эффективными направлениями методики являются 1) применение комплекса геологических, геофизических и геохимических исследований по опорным профилям, позволяющего уже на ранней стадии изучения определить наиболее перспективные зоны складчато-разрывных деформаций и участки в пределах исследуемых площадей; и 2) литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений, которое дает возможность максимально точно локализовать золотоносные минерализованные зоны, непосредственно определить участки для последующих горно-буровых работ и, соответственно, минимизировать затраты на проведение геологоразведочных работ.

По результатам поисков на Южном рудопроявлении выявлено два типа минерализованных зон: золото-кварц-сульфидный и золото-малосульфидно-кварцевый. Наиболее распространенные минерализованные зоны первого типа представляют собой окварцованные, серицитизированные и карбонатизированные породы с кварцевыми жилами и прожилками (от 3 до 20 жил и прожилков на 1 пог. м), разнонаправленными, взаимопересекающимися с вкрапленной сульфидной (пирит) минерализацией до 7 об. % в околожильном пространстве. Вмещающие породы – отложения нижней пачки свит аладьинской и карточки объединенных среднего рифея, представленных известняками, известковисто-глинистыми сланцами в приконтактовой части с терригенной толщей погорюйской свиты. Золото-кварц-сульфидные зоны характеризуются сложным штокверкоподобным строением, значительной мощностью (до 280 м) и протяженностью (прослежены до 1000 м). Для зон этого типа характерны следующие поисковые признаки: 1) широкие (до 400 м) аномалии золота в ВОР с содержаниями более 0.03 г/т; 2) аномалии золота с неравномерным содержа-

нием золота от 0.1 до 4.0 г/т (мощностью от 100 м и более); 3) протяженные (более 400 м) шлиховые ореолы золота с содержанием 8–10 знаков металла на шлиховую пробу (до 51 знака на пробу); 4) в геофизических полях минерализованные зоны отвечают участкам пониженных аномалий урана, тория и калия в аэрогаммаспектрометрии.

Минерализованные зоны золото-малосульфидно-кварцевого типа локализованы в терригенных отложениях погорюйской свиты среднего рифея и приурочены к горизонтам кварцитовидных песчаников с прослоями кварцитов. Зоны представляют собой интенсивно окварцованные, карбонатизированные (анкерит, сидерит) породы с обильной кварцевой разноориентированной жильно-прожилковой минерализацией (до 20–25 жил и прожилков на 1 пог. м) и слабой сульфидизацией (1–2 об. % пирита). Морфологически минерализованные зоны этого типа представлены линейными маломощными (не более первых десятков метров) протяженными (более 1 км) продольными относительно складчатости зонами. Содержания золота в этих зонах в первичных ореолах и ВОР, как правило, не превышают 0.1 г/т, и они не имеют геолого-промышленной значимости.

Среди зон золото-кварц-сульфидного типа наиболее мощной является Центральная. Ее мощность составляет 280 м, протяженность более 800 м. Некондиционные рудные зоны, выявленные в пределах Центральной зоны, достигают мощности 23 м. Зоны имеют субсогласную слоистости ориентировку. Визуально они не имеют четких границ и выделяются по данным опробования; всего установлено четыре зоны. Для них характерно увеличение концентрации кварцевых прожилков (до 15–20 и более прожилков на 1 пог. м), как правило, секущих маломощных (до 1–2 мм). Околожильное пространство насыщено (на расстоянии до 5–7 см от прожилков) тонкой (менее 1 мм) вкрапленностью пирита (до 10–12 об. %) кубического, кубокта-эдического и пентагондодекаэдрического габитуса. Такие участки отвечают эпицентрам содержаний золота в первичных ореолах и ВОР от 0.3 г/т.

Таким образом, в результате выполненного комплекса поисковых работ установлена серия золотоносных минерализованных зон с некондиционными рудными зонами в их пределах. Следует отметить, что на Енисейском кряже подавляющее большинство золоторудных объектов локализовано в туфогенно-карбонатно-терригенных флишоидных черносланцевых углеродсодержащих комплексах на нижнесреднерифейском стратиграфическом уровне трех свит: удерейской, горбилокской и кординской, а также в пенченгинской свите нижнего протерозоя — Олимпиаднинское, Эльдорадо, Советское, Благодатное, Аяхтинское, Васильевское и ряд других [Сердюк и др., 2010]. В то же время, Южное рудопроявление локализовано в вышележащих терригенно-карбонатных комплексах свит карточки и аладьинской среднего рифея.

Литература

 $\it Иванов \ A.\ U.$ Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014а. 215 с.

Иванов А. И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014б. № 1. С. 36–42.

Мансуров Р. Х. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39–50.

Сердюк С. С., Коморовский Ю. Е., Зверев А. И., Ояберь В. К., Власов В. С., Бабушкин В. Е., Кириленко В. А., Землянский С. А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск, 2010. $584\ {\rm c}$.

В. В. Мурзин¹, Д. А. Варламов², Г. А. Пальянова^{3, 4}, Т. В. Журавкова^{3, 4}

— Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

тигzin@igg.uran.ru

— Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

— Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

— Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Золотоносные родингиты в Агардагском массиве гипербазитов (Южная Тува)

Родингиты – широко распространенные метасоматические породы в массивах гипербазитов, однако те из них, которые несут золотую минерализацию, чрезвычайно редки. Небольшие проявления родингитов и месторождения золота в них известны в России (Южный Урал, Саяны, Корякское нагорье) и Канаде (Британская Колумбия) [Мурзин и др., 2006]. Объектом данного исследования явилось проявление медистого и серебристого золота в родингитах Агардагского массива офиолитовых гипербазитов, открытое в 1984 г. В. И. Кудрявцевым и К. С. Кужугетом [Кудрявцев, Кудрявцева, 2003]. Специфическая черта исследованных родингитов – проявление в них регрессивной щелочной ветви родингитизации, а также приконтактовой амфиболизации (нефритизации) вмещающих серпентинитов. Цель исследования — выявить минералогические особенности родингитов, физико-химические условия отложения в них золота и источник родингитизирующего флюида. Образцы для исследований и фондовые материалы представлены одним из первооткрывателей проявления — В. И. Кудрявцевым (ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл), а также В. В. Зайковым (ИМин УрО РАН, г. Миасс).

Агардагский массив входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса, разделяющего области докембрийской складчатости нагорья Сангилен и салаирских структур Центральной Тувы. Он вытянут в СВ направлении на 17.5 км и представляет собой сложно построенное линзовидное тело, круто падающее на северо-запад. Массив прорывает нижнекембрийские вулканогенно-осадочные породы и, в свою очередь, прорывается мелкими дайко- и линзообразными телами габбро, габбродиабазов, диабазовых порфиритов, а также небольшими интрузиями плагиогранитов и гранодиоритов (D₁₋₂). В ультраосновных породах выявлено большое количество проявлений хромититов, с которыми связывается платинометальное оруденение (рис.). Первичные породы массива, преимущественно дуниты и гарцбургиты, превращены в антигоритовые и, в меньшей степени, лизардитовые и хризотиловые серпентиниты. В эндоконтактовых частях массива, а также внутри него в тектонических зонах широко развиты тела лиственитов, сложенных брейнеритом, тальком, кварцем и фукситом. Ранее установлены три генетические группы родингитов: апогабброидные, апопироксенитовые и апогипербазитовые [Ойдуп, Кужугет, 1989]. Родингиты, сложенные клиноцоизитом, эпидотом, тремолит-актинолитом и альбитом, выделены в отдельную группу [Секерин, 1982]. Для них характерны приуроченность к тектоническим зонам, наличие ореольной антигоритизации и приконтактовой амфиболизации, ассоциация с телами нефритов.

Агардагское проявление золота расположено на стыке двух наиболее крупных тектонических блоков, на которые разбит массив в восточной его части. Золотоносные родингиты приурочены к субширотной зоне дробления серпентинитов. В 150–200 м к

Миасс: ИМин УрО РАН, 2016

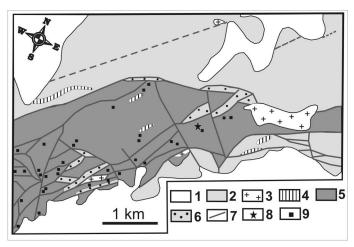


Рис. Схема геологического строения северо-восточной части Агардагского гипербазитового массива (на основе геологической карты В. И.Кудрявцева, 1980ф).

1 — четвертичные отложения; 2 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (сланцы, песчаники, алевролиты, известняки, сланцы, порфириты кускунугской свиты, $V-C_1$); 3 — граниты, плагиограниты, гранодиориты Сютхольского комплекса (D_{1-2}); 4 — габбродолериты, долеритовые порфириты Танноульского комплекса (C_{2-3}); 5 — дуниты, перидотиты и серпентиниты по ним Актовракского комплекса (R_3); 6 — листвениты; 7 — разломы; 8 — Агардагское проявление золота; 9 — проявления хромититов.

северу от проявления находятся крупные тела лиственитов. В пределах и вблизи зоны дробления развиты небольшие тела габбро-диоритов и апогаббровых альбититов. На контакте родингита и вмещающего антигоритового серпентинита развита зона нефритоида, представленного темно-зеленым сланцеватым тонкозернистым агрегатом амфиболов. Акцессорные минералы родингита и нефритоида — хромшпинелид, гранаты, титанит, апатит, халькозин, маухерит, самородное золото, циркон и др.

Золотоносные родингиты представлены агрегатом светло-зеленых кристаллов клинопироксена, сцементированных альбитом. Альбит присутствует в породе также в виде тонких прожилков и линз. По химическому составу клинопироксен отвечает Nа-содержащему диопсиду-геденбергиту (до 2.9 мас. % Na₂O). Как правило, диопсидовой компонентой обогащена центральная часть кристаллов (до 0.86 ф.е. Mg), а геденбергитовой (до 0.65 ф.е. Fe) — краевая. Содержание других примесей, обычных для клинопироксена, не превышают (мас. %) 1.1 Al₂O₃, 0.6 TiO₂ и 2 MnO. Содержание Cr₂O₃ обычно менее 0.2 мас. %, однако в некоторых образцах оно существенно выше — до 5.05 мас.%. Амфибол нефритоида представлен Na-содержащим актинолитом (до 0.27 ф.е. Na). Порода сильно деформирована и обладает сланцеватой текстурой. На контакте с родингитом нефритоид сложен слойками амфибола, перемежающимися с линзочками альбита.

В изученных породах, таким образом, присутствуют две генерации альбита. Ранняя генерация характеризуется равновесными взаимоотношениями с клинопироксеном. Для него характерно волнистое угасание и зазубренные края зерен. Поздний альбит выполняет систему тонких прожилков и линзочек в родингите или нефритои-де. Его агрегаты имеют параллельно-шестоватое строение, а отдельные зерна часто сдвойникованы. Химический состав альбита ранней и поздней генераций практически не отличается.

Хромшпинелид в родингите и нефритоиде является реликтовым минералом. Кроме того, в альбите родингита обнаружены редкие мелкие кристаллики (до 50 мкм) новообразованного Zn-хроммагнетита (до 5.7 мас. % ZnO). Состав реликтового хромшпинелида по соотношению Cr/(Cr+Al) и $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ отвечает акцессорному хромшпинелиду дунитов. Зерна его раздроблены и замещаются более железистыми фазами, содержащими до 5.4 мас. % ZnO, а также титансодержащим (до 2.7 мас. % TiO_2) гранатом уграндитового типа, зачастую зональным и обладающим широким спектром составов от уваровита до гроссуляра.

Частицы самородного золота размерами до 3 мм рассеяны в родингите и нефритоиде, часто срастаются с халькозином, иногда с маухеритом. Они сложены орторомбическим (рожковит) и тетрагональным (тетрааурикуприд) AuCu, редко аурикупридом AuCu₃. Зафиксированы также частицы серебристого ртутьсодержащего электрума (пробность 468–614, до 1.6 мас. % Hg), иногда также обрастающего частицы медистого золота. Более детальное описание химического состава самородного золота и рудных минералов можно найти в статье [Мурзин и др., 1987].

Представляется, что отложение продуктивной минерализации началось с формирования альбит-пироксенового родингита и нефритоида с рассеянными в них мелкими частицами медистого золота, ассоциирующего с маухеритом. Последующие внутрирудные тектонические деформации, проявившиеся на контакте родингита и нефритоида, привели к формированию сети тонких трещин скалывания, выполненных альбитом поздней генерации. С этим альбитом ассоциируют наиболее крупные выделения халькозина, медистого и серебристого золота. Отложение медистого золота началось при температуре не ниже 410 °C, которая фиксирует фазовый переход орторомбической модификации AuCu в тетрагональную. По данным определения температур гомогенизации флюидных включений поздний альбит образовался при температуре не менее 200–250 °C.

Газовохроматографический анализ флюидных включений в минералах показал, что все члены зональной колонки (антигоритовый серпентинит — нефритоид — альбит-пироксеновый родингит) сформированы из существенно водного флюида с близкими и относительно невысокими уровнями углекислотности ($X_{\rm CO2}=0.017-0.025$). При образовании родингита и нефритоида флюид был более обогащен восстановленными газами ($X_{\rm H2}$ 0.049–0.073, $X_{\rm CO}$ 0.006–0.014, $X_{\rm CH4}$ 0.002–0.005), чем при антигоритовой серпентинизации ($X_{\rm H2}$ 0.001, $X_{\rm CO}$ 0.004, $X_{\rm CH4}$ <0.001). Степень окисленности газовых компонентов флюида (${\rm CO_2/CO_2}_{+}\Sigma$ восст. газов) увеличивается в ряду родингит (0.189) — нефритоид (0.299) — антигоритовый серпентинит (0.738).

Изотопный состав кислорода, водорода и серы для минералов серпентинита, родингитов и нефритоида (пироксен, альбит, амфибол, серпентин, халькозин) составил соответственно: $\delta^{18}O=6...10.4$ % (n = 4), $\delta D=-67.6...-78.5$ % (n = 2), $\delta^{34}S=8.4$ % (n = 1). Изотопный состав родингитизирующего флюида, рассчитанный для 400–500 °C, составил $\delta^{18}O_{\phi\pi}=8...9.9$ % и $\delta D_{\phi\pi}=-39...-46$ %. Его изотопные характеристики отвечают метаморфогенному флюиду, равновесному с магматическими породами при незначительном участии изотопно тяжелого кислорода, прошедшего осадочный цикл.

Проведенное исследование пока не дало полные ответы на все вопросы, связанные с происхождением родингита и источником Na и рудных компонентов, в том числе золота. Тем не менее, установлено, что согласно температурному режиму (500–200 °C), низкой доле углекислоты во флюиде и восстановительному характеру флюида изученные родингиты и нефритоиды соответствуют условиям формирования типичных аподайковых биметасоматических родингитов [Плюснина и др., 1993].

В аподайковых родингитах появление Na связывается с его высвобождением при замещении плагиоклаза исходных пород среднего-основного состава, однако обычно зоны Na-метасоматоза пространственно разобщены с родингитами [Леснов и др., 1976; Плюснина и др., 1993].

В изученном проявлении Агардагского массива устанавливается синхронность отложения золота с образованием как ранних, так и поздних парагенезисов родингитов и нефритоида. Субстратом при формировании нефритоида и, возможно, родингита был серпентинит, о чем свидетельствует присутствие в них реликтового хромшпинелида. Микропрожилки позднего альбита с наиболее крупными выделениями золота и халькозина образовались путем выполнения открытых трещин.

Исследование осуществлялось при финансовой поддержке $P\Phi\Phi U$ (гранты NeNe 16-05-00407 и 16-35-00241).

Литература

Кудрявцева А. И., Кудрявцев В. И. Проявление медистого и серебристого золота в благороднометальном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового пояса // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. С. 45–48.

Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Кузнецова И. К. Щелочной амфибол группы кроситродусит из альбититов Южно-Шмидтовского гипербазитового массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Том Х. Труды ИГГ СО АН СССР. Вып. 305. Новосибирск: Наука, 1976. С. 85–92.

Мурзин В. В., Кудрявцев В. И., Берзон Р. О., Суставов С. Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений. 1987. № 5. С. 96–99.

Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Варламов Д. А., Шанина С. Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.

Ойдул Ч. К., Кужугет К. С. О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1989. С. 100–111.

Плюснина Л. П., Лихойдов Г. Г., Зарайский Г. П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 557–568.

Секерин А. П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262. № 1. С. 175–177.

В. В. Меркулов

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), г. Новосибирск pebstit05@mail.ru

Структурно-геохимические особенности строения западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района (Республика Тыва) (научный руководитель А. И. Черных)

Деспенский медно-железо-золоторудный район расположен в южной части Республики Тыва на границе с Монголией и приурочен к хребту Восточный Танну-Ола. На его территории установлены золоторудная кварцевая, магнетитовая скарновая, медно-скарновая, медно-порфировая, медно-эпидотовая, молибден-порфировая и кол-

чеданно-полиметаллическая рудные формации. Несмотря на их разнообразие, ресурсная база района остается довольно бедной, а структура, в составе которой установлены перспективные рудные объекты, неясна. Цель данной работы заключается в выявлении геохимической и структурной связи между известными рудными объектами.

Исследование проводилось в рамках работ по объекту «ГДП-200 листа М-46-X (Хову-Аксы)» в западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района в 2015 г. Базовыми материалами послужили собственные геохимические и геологические материалы, а также результаты геохимических поисков по потокам рассеяния масштаба 1: 200 000 [Яровой, 1990], сводные геофизические основы Госгеолкарты 200/2 листа М-46-X [Сводные..., 2015] и космоснимки сервиса Google Maps.

Деспенский район входит в состав Таннуольско-Улугойской минерагенической зоны и расположен в пределах Таннуольской подзоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной палеозоны Алтае-Саянской складчатой области [Эволюция..., 2013]. Таннуольская подзона представляет собой блок в южной части Таннуольско-Хамсаринской палеозоны. На западе подзона граничит с Тувинским рифтогенным прогибом через Убсунур-Бийхемский разлом, на севере — переходит в Ондумскую подзону, на юго-востоке через Агардакскую шовную зону граничит с Тувино-Монгольским массивом [Эволюция..., 2013; Государственная..., 2006]. На юге подзона скрыта кайнозойскими отложениями Убсунурской впадины. Территория района сложена вулканогенно-карбонатными отложениями раннего кембрия, которые прорываются интрузиями среденекембрийского таннуольского диорит-гранодиорит-плагиогранитового, ордовикского арголикского гранодиорит-гранитового и девонского бреньского граносиенит-субщелочногранит-лейкогранитового комплексов.

На первом этапе работ были созданы точечные слои с результатами геохимических поисков по потокам рассеяния. Было проведено дешифрирование снимков и построена схема линеаментов. Снимки подвергались векторизации в графическом редакторе CorelDraw и дешифрировались в ручном режиме. Все данные объединялись в единый ГИС-проект в программной среде ИНТЕГРО. База данных с результатами геохимических поисков насчитывает 5279 точек и включает информацию по 30 химическим элементам: Bi, As, Sb, Cd, Zn, Cr, W, V, Mo, Zr, Cu, Y, La, Ce, Be, Co, Ba, Ti, Mn, Sn, B, P, Pb, Ni, Ga, Ag, Au, Li, Nb, Sr. По специальным выборкам были посчитаны фоновые значения. Геохимические данные обработаны в программе STATISTICA с использованием кластерного анализа методом k-средних. В результате получено 10 групп химических элементов, из них три – характеризуются максимальным накоплением рудообразующих элементов для перспективных формаций рудного района.

Группа I характеризуется максимальным накоплением элементов ассоциации Cr-Au-La. Точки данной группы имеют пространственную связь с телами первой фазы таннуольского комплекса. В группе II выделяется ассоциация Pb-Mo-Ag-Zn-Cu. Пространственно точки связаны с телами второй фазы таннуольского комплекса либо с породами арголикского комплекса. Группа III представлена ассоциацией Pb-Mo. Отчетливо наблюдается пространственная связь точек группы с участками распространения девонских пород как интрузивных тел (бреньский комплекс), так и вулканогенно-осадочных отложений. Среднее содержание золота в группах II и III соответствует фоновому значению. Точки групп I и II на изучаемой территории образуют аномальные участки. Всего было выделено 14 аномальных участков. Для каждого участка сделаны выборки, рассчитаны матрицы корреляции и среднее содержание элемента. В результате в интенсивных аномалиях наблюдается стабильная ассоциация Мо-(Sn,W)-Cu-Zn-Pb-Ag-Au с наибольшим накоплением Au, Cu и Pb-Ag-Zn.

Специализация большинства аномалий подтверждается точечными аномалиями в коренных породах соответствующего элемента. Аномалии, в которых наблюдается накопление золота, заверены шлиховыми потоками.

На карте локальной составляющей аномального поля силы тяжести масштаба 1: 200000 выделены зоны градиента силы тяжести, имеющие в плане форму двух деформированных колец. В результате совмещения слоя геохимических аномалий со слоями градиента силы тяжести и схемой линеаментов обнаружилась тесная пространственная связь кольцевых структур, геохимических аномалий и линеаментов с простиранием 305–330°. Геохимические аномалии локализуются по периметру кольцевых структур градиента силы тяжести и контролируются линеаментами с простиранием 305–330°. Также к юго-западу от геохимических аномалий присутствуют локальные аномалии силы тяжести. Если принять, что рудоконтролирующие линеаменты являются разломами с падением на юго-запад, то данный факт позволяет прогнозировать положение рудоконтролирующей структуры на глубине.

Результаты данной работы позволяют сделать следующие выводы. Перспективные участки западной части Деспенского рудного района имеют стабильную ассоциацию рудообразующих элементов Mo-(Sn,W)-Cu-Zn-Pb-Ag-Au с наибольшим накоплением Au, Cu и Pb-Ag-Zn и контролируются градиентом силы тяжести в форме кольцевых структур и линеаментами с простиранием 305–330°. Полученные результаты позволяют предположить, что Au, Cu и Pb-Zn минерализация может иметь единый источник и единые этапы формирования.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение), лист М-46 (Кызыл), 2006.

Сводные геофизические основы Госгеолкарты 200/2 листа М-46-Х (Хову-Аксы), 2015.

Эволюция фанерозойского магматизма и сопутствующего оруденения: геохронологические, изотопно-геохимические и металлогенические исследования структур Тувы и сопредельных регионов Монголии (Результаты фундаментальных исследований по базовому конкурсному проекту СО РАН VII.58.2.2) / Отв. ред. В. И. Лебедев. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2013. 68 с.

Яровой С. А. Геохимические поиски меди, молибдена, свинца, цинка, кобальта и других металлов в Восточном Тану-Ола. Отчет Геохимической партии по работам 1987–1990 гг. в пределах Восточного Тану-Ола на листах М-46-IX, X, XI, XVII, XVIII.

К. Э. Бирюков

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск kostyab@igm.nsc.ru

Минералогические особенности рудопроявлений золота в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (юго-западная Монголия)

(научный руководитель Е. А. Наумов)

Среди герцинид юга Монголии выделен Южно-Гобийский золоторудный пояс, который прослеживается почти на 1000 км от района г. Сайшанда через сомоны Манлай, Цогт-Обо, Мандал-Обо, Баян-Лэг, Баян-Цаган и далее к западу в структурах хребта Эдрегийн-Нуру Гобийского и Монгольского Алтая. В его пределах выявлен

целый ряд мелких месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации, а также россыпей и шлиховых ореолов золота [Геология.., 1977, Борисенко и др., 2002ф]. Они группируются в несколько рудных или потенциально рудных узлов и районов, наиболее значимым из которых является Олоноботский рудный узел в Южно-Гобийском аймаке. Золотое оруденение в пределах пояса представлено несколькими типами: раннепермским золото-сульфидно-кварцевым и юрско-раннемеловым эпитермальным золото-серебряным и золото-ртутным.

Нами изучен ряд золоторудных проявлений в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (юго-западная Монголия) для определения их минерального состава, геохимических особенностей руд, стадийности и физико-химических условий их формирования. При изучении вещественного состава руд использовались методы оптической микроскопии, электронной сканирующей микроскопии, рентгеноспектрального микроанализа и термобарогеохимии.

В юго-восточной части Барун-Хурайской котловины выявлено три основных типа золотого оруденения:

- 1) зоны пиритизации с кварц-карбонатными прожилками в вулканогенноосадочных толщах и риолитах. Измененные кварц-пирит-серицитовые риолиты характеризуются невысокими содержаниями золота (до 1 г/т), но довольно большими объемами и являются перспективными для поиска кондиционных руд;
- 2) зоны штокверковой кварц-пиритовой минерализации среди слабоизмененных терригенных и вулканогенных пород. Они развиты в экзоконтактах гранитоидных массивов и представлены зонами окварцевания и ожелезнения пород, сопровождающихся золотоносным кварцево-жильным штокверком с содержанием Аи до первых г/т. Этот тип руд характеризуется золото-теллуридной специализацией, в нем практически отсутствуют минералы меди, характерные для третьего наиболее часто встречающегося в районе типа оруденения;
 - 3) золото-медь-кварцево-жильный тип минерализации.

Детально нами было исследовано одно из рудопроявлений третьего типа, которое представляет собой протяженный (более 1000 м) золотосодержащий линейный кварцево-жильный штокверк, локализованный в гидротермально-измененных рассланцованных андезибазальтах. Жильная зона имеет северо-западное простирание, ее мощность варьирует от 1 до 10 м. Основными рудными минералами в кварцевых жилах являются халькопирит, борнит, пирит, галенит, магнетит, самородное золото, ковеллин, халькозин. С помощью СЭМ выявлены барит, англезит, киноварь, антимонит, а также хлориды, бромиды и иодиды серебра (рис. 1).

Последовательность минералообразования рудопроявлений этого типа следующая: 1) образование крупных жил раннего кварца с хлоритом; 2) катаклаз кварцевых жил; 3) рудный сульфидный этап с тремя стадиями минералообразования. На ранней стадии образованы пирит, халькопирит, борнит, магнетит, высокопробное самородное золото, крупнокристаллический кварц; во вторую (полиметаллическую) стадию образовались галенит, сфалерит, барит (Sr до 3.43 мас. %) и низкопробное самородное золото; на заключительной стадии сформированы антимонит и киноварь. В этой и других рудных зонах развита зона окисления. Первичные сульфиды, как правило, сильно окислены. Вторичные минералы представлены гетитом, малахитом, азуритом, ковеллином, халькозином, а также хлоридами, йодидами и бромидами серебра. Предварительные термобарогеохимические исследования показали, что жильный сингенетичный оруденению кварц образовывался при температурах от 350–275 °C.

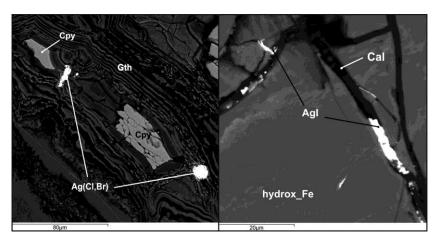


Рис. 1. Вторичные минералы серебра в окисленных сульфидных рудах и жильном кварце. Gth — гетит, Cpy — халькопирит, Cal — кальцит, hydrox_Fe — гидроксиды железа, AgI — иодаргирит, Ag (Cl,Br) — бромсодержащий хлораргирит. СЭМ-фото.

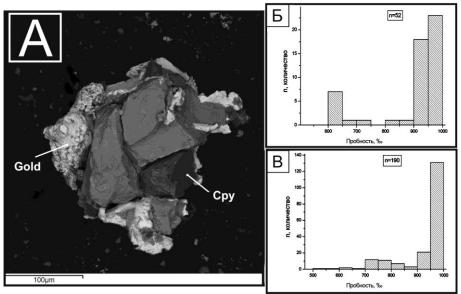


Рис. 2. Низкопробное (530 ‰) золото (Gold) в срастании с халькопиритом (Сру) (а, СЭМ-фото) и гистограмма пробности золота из рудопроявления золота в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (б) и месторождений Южно-Гобийского пояса (в).

По результатам рентгеноспектрального микроанализа и сканирующей электронной микроскопии (рис. 2а) установлено два типа самородного золота: низкопробное (530– 850 %) и высокопробное (900–1000 %). В таблице и на гистограмме (рис. 2б) приведены выборочные анализы золота изученных рудопроявлений. Низкопробное золото характерно для кварцево-жильной минерализации и ассоциирует с гипергенными минералами меди и вторичными минералами серебра. В одной из

жильных зон обнаружено как высокопробное, так и низкопробное золото. Вероятно, более высокопробное золото соответствует раннему, относительно высокотемпературному золото-сульфидному этапу, тогда как низкопробное золото (до 38 мас. % Ад) образовалось на завершающих этапах совместно с минералами серебра. Кроме того, высокопробное золото установлено в россыпях, а его состав аналогичен высокопробному золоту из золото-медь-кварцево-жильного проявления. Это позволят предположить, что источником формирования россыпи служило коренное оруденение именно такого типа.

Таблица Результаты рентгеноспектрального микроанализа состава золота

№ № образца Место анализа Cu Au Hg Ag Сумма 1 2339 1 ц 0.00 96.59 0.04 2.88 99.51 2 2339 2 ц 0.09 97.04 0.19 3.11 100.41 3 2339 2 к 0.06 96.20 0.09 2.96 99.31 4 2339 3 ц 0.10 94.42 0.12 5.90 100.53 5 2339 3 к 0.11 95.04 0.10 5.77 101.02 6 2339 3 к 0.11 99.40 0.05 5.90 100.47 7 2339 4 ц 0.06 97.85 0.16 0.64 98.70 8 2339 4 к 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07		, 1		1				
2 2339 2 ц 0.09 97.04 0.19 3.11 100.41 3 2339 2 к 0.06 96.20 0.09 2.96 99.31 4 2339 3 ц 0.10 94.42 0.12 5.90 100.53 5 2339 3 к 0.11 95.04 0.10 5.77 101.02 6 2339 3 к 0.11 94.40 0.05 5.90 100.47 7 2339 4 ц 0.06 97.85 0.16 0.64 98.70 8 2339 4 к 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 <t< td=""><td>№</td><td>№ образца</td><td></td><td>Cu</td><td>Au</td><td>Hg</td><td>Ag</td><td>Сумма</td></t<>	№	№ образца		Cu	Au	Hg	Ag	Сумма
3 2339 2 к 0.06 96.20 0.09 2.96 99.31 4 2339 3 ц 0.10 94.42 0.12 5.90 100.53 5 2339 3 к 0.11 95.04 0.10 5.77 101.02 6 2339 3 к 0.11 94.40 0.05 5.90 100.47 7 2339 4 ц 0.06 97.85 0.16 0.64 98.70 8 2339 4 к 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 <	1	2339 1	Ц	0.00	96.59	0.04	2.88	99.51
4 2339 3 μ 0.10 94.42 0.12 5.90 100.53 5 2339 3 κ 0.11 95.04 0.10 5.77 101.02 6 2339 3 κ 0.11 94.40 0.05 5.90 100.47 7 2339 4 μ 0.06 97.85 0.16 0.64 98.70 8 2339 4 κ 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 μ 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 κ 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 μ 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 κ 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 μ 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 κ 0.00	2	2339 2	Ц	0.09	97.04	0.19	3.11	100.41
5 2339 3 κ 0.11 95.04 0.10 5.77 101.02 6 2339 3 κ 0.11 94.40 0.05 5.90 100.47 7 2339 4 ц 0.06 97.85 0.16 0.64 98.70 8 2339 4 κ 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 κ 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 κ 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 κ 0.03	3	2339 2	К	0.06	96.20	0.09	2.96	99.31
6 2339 3 к 0.11 94.40 0.05 5.90 100.47 7 2339 4 ц 0.06 97.85 0.16 0.64 98.70 8 2339 4 к 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 3 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03	4	2339 3	Ц	0.10	94.42	0.12	5.90	100.53
7 2339 4 ц 0.06 97.85 0.16 0.64 98.70 8 2339 4 к 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.01	5	2339 3	К	0.11	95.04	0.10	5.77	101.02
8 2339 4 к 0.02 99.74 0.28 0.64 100.69 9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 ц 0.00	6	2339 3	К	0.11	94.40	0.05	5.90	100.47
9 2339 5 ц 0.05 93.99 0.02 6.43 100.48 10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.01	7	2339 4	Ц	0.06	97.85	0.16	0.64	98.70
10 2339 5 к 0.07 92.51 0.02 6.54 99.13 11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.03 <td>8</td> <td>2339 4</td> <td>К</td> <td>0.02</td> <td>99.74</td> <td>0.28</td> <td>0.64</td> <td>100.69</td>	8	2339 4	К	0.02	99.74	0.28	0.64	100.69
11 2171 1 ц 0.00 71.46 0.09 28.40 99.94 12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 к 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 2 ц 0.08 <td>9</td> <td>2339 5</td> <td>Ц</td> <td>0.05</td> <td>93.99</td> <td>0.02</td> <td>6.43</td> <td>100.48</td>	9	2339 5	Ц	0.05	93.99	0.02	6.43	100.48
12 2171 1 к 0.00 62.07 0.00 37.55 99.62 13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 ц 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.01 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08	10	2339 5	К	0.07	92.51	0.02	6.54	99.13
13 2171 2 ц 0.00 64.78 0.01 34.91 99.70 14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 ц 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06	11	2171 1	Ц	0.00	71.46	0.09	28.40	99.94
14 2173 3 к 0.00 85.00 0.02 14.86 99.88 15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 ц 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.01 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06	12	2171 1	К	0.00	62.07	0.00	37.55	99.62
15 2171 3 к 0.03 84.77 0.00 15.35 100.16 16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 ц 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 к 0.00	13	2171 2	Ц	0.00	64.78	0.01	34.91	99.70
16 2171 4 ц 0.00 65.46 0.00 34.12 99.57 17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 ц 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12	14	2173 3	К	0.00	85.00	0.02	14.86	99.88
17 2171 5 к 0.00 60.49 0.00 39.25 99.74 18 2171 5 ц 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99	15	2171 3	К	0.03	84.77	0.00	15.35	100.16
18 2171 5 ц 0.00 61.67 0.00 38.68 100.34 19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 5 ц 0.11	16	2171 4	Ц	0.00	65.46	0.00	34.12	99.57
19 2171 5 к 0.01 60.78 0.00 38.28 99.07 20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12	17	2171 5	К	0.00	60.49	0.00	39.25	99.74
20 2187 1 ц 0.11 92.94 0.09 5.92 99.07 21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 ц 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61	18	2171 5	Ц	0.00	61.67	0.00	38.68	100.34
21 2187 1 к 0.03 96.09 0.10 2.77 98.99 22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 5 ц 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61	19	2171 5	К	0.01	60.78	0.00	38.28	99.07
22 2187 2 ц 0.08 92.61 0.09 5.91 98.69 23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 4 к 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	20	2187 1	Ц		92.94	0.09	5.92	99.07
23 2187 2 ц 0.08 93.81 0.00 5.89 99.78 24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 4 к 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	21	2187 1	К	0.03	96.09	0.10	2.77	98.99
24 2187 2 к 0.06 93.61 0.08 5.80 99.55 25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 4 к 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	22	2187 2	Ц	0.08	92.61	0.09	5.91	98.69
25 2187 3 ц 0.00 63.86 0.07 35.43 99.36 26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 4 к 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	23	2187 2	Ц	0.08	93.81	0.00	5.89	99.78
26 2187 3 к 0.00 64.03 0.02 34.97 99.02 27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 4 к 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	24	2187 2	К	0.06	93.61	0.08	5.80	99.55
27 2187 4 ц 0.12 94.95 0.01 5.86 100.94 28 2187 4 к 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	25	2187 3	Ц	0.00	63.86	0.07	35.43	99.36
28 2187 4 к 0.11 93.07 0.14 6.16 99.49 29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	26	2187 3	К	0.00	64.03	0.02	34.97	99.02
29 2187 5 ц 0.11 93.57 0.06 5.92 99.66 30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	27	2187 4	Ц	0.12	94.95	0.01	5.86	100.94
30 2187 5 к 0.12 93.11 0.12 6.06 99.40 31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	28	2187 4	К	0.11	93.07	0.14	6.16	99.49
31 2187 6 ц 0.61 97.51 0.00 1.66 99.77	29	2187 5	Ц	0.11	93.57	0.06	5.92	99.66
	30	2187 5	К	0.12	93.11	0.12	6.06	99.40
32 2187 6 к 0.55 97.45 0.01 1.67 99.67	31	2187 6	Ц	0.61	97.51	0.00	1.66	99.77
	32	2187 6	К	0.55	97.45	0.01	1.67	99.67

 Π р и м е ч а н и е . Анализы выполнены в АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В. Н. Королюк; ц — центр, к — край. Золото: россыпное (анализы 1–10), делювиальное (11–19), коренное (20–32).

209

Миасс: ИМин УрО РАН, 2016

В целом, аналогичный состав золота характерен для месторождений Южно-Гобийского золоторудного пояса, в том числе и для промышленных месторождений Олон-Ободского рудного узла (рис. 2в). На проявлении Харанояный в составе высокопробного золота отмечается присутствие ртути до 2.25 мас. %, а на месторождении Хуримт-Худук – до 19.77 мас. %. Кроме того, на этом месторождении присутствуют разнообразные теллурсодержащие минералы.

На основании минералогического состава, минералого-геохимических особенностей рудной минерализации и результатов исследований флюидных включений исследованные рудопроявления предварительно могут быть отнесены к двум основным типам оруденения: Au-Cu сульфидно-кварцевому и Au-Ag-Te кварцевому штокверковому. Эти типы золотого оруденения весьма характерны для Южно-Гобийского золоторудного пояса, в пределах которого они являются преобладающими.

Литература

Борисенко А. С., Ганбат Ц., Акимцев В.А. и др. Отчет по контракту 1472/14-2002 ОИГГМ СО РАН – компания «Монгол Газар». Часть 2. Южно-Гобийский золоторудный пояс. Новосибирск. 2002, 129 с.

Геология Монгольской Народной Республики. Том 3. Полезные ископаемые. М.: Недра. 703 с.

П. А. Фоминых, П. А. Неволько

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск fominykhpaul@gmail.com Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Геологическое строение, минеральный состав руд и эндогенная зональность золоторудного узла Ланг Вай (северо-восточный Вьетнам)

На протяжении длительного времени геологическая наука уделяет самое пристальное внимание проблеме источников рудного вещества и связи эндогенных месторождений с магматическими горными породами [Sillitoe, 1991; Hedenquist et al., 1994; Thompson et al., 1999; Nie et al., 2004; Bierlein, Mcknight, 2005; Goldfard et al., 2014]. Особенное внимание уделяется районам, где широко проявлены эндогенные месторождения цветных, редких и благородных металлов, тесно ассоциирующие с магматическими комплексами различного состава (Восточное Забайкалье, Северо-Восток РФ, Юкон, Аляска и др.). По совокупности геологических данных, характеру магматизма и металлогении к таким регионам можно отнести северо-восточную часть Вьетнама.

Р. Силлитое [Sillitoe, 1991] впервые выделил класс золоторудных систем, связанных с интрузивами, в который он включил несколько групп месторождений: порфировые системы, скарны, оруденение в интрузивных породах, минерализованные брекчии и жилы. Группа жильных золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами, в дальнейшем была расширена в работе [Thompson et al., 1999].

Изучая золоторудные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом, авторы пришли к выводу, что одним из главных факторов, влияющих на размещение и специфику золоторудной минерализации, являются различия в химическом составе магмы и степени ее окисления, и выделили новый класс золоторудных месторождений, связанных с интрузивными образованиями, для которых характерно присутствие Ві, (±Те), As, Sb, с одной стороны, и отсутствие обогащения медью, с другой. Магмы этих золоторудных месторождений более кислые и восстановленные, чем выделенные в работе [Sillitoe, 1991]. Эти системы отличаются от месторождений золота, связанных с халькофильными окисленными магмами. Из-за различия между этими двумя типами, был введен термин «связанные с интрузиями золоторудные системы» [Lang et al., 2000]. Термин «система» был введен, чтобы подчеркнуть многообразие различных типов месторождений золота в пределах одной области.

Месторождения и рудопроявления, связанные с интрузиями, на территории СВ Вьетнама приурочены к ареалам распространения массивов гранитоидов комплекса Пиа Биок и представляют собой особую специфическую группу объектов с ярко выраженной латеральной зональностью оруденения, типичным примером которых является рудный узел Ланг Вай, расположенный на территории северовосточного Вьетнама в пределах структуры Ло Гам.

Наиболее крупные и изученные месторождения в пределах рудного узла являются собственно золото-сурьмяное месторождение Ланг Вай, золоторудное Кхоун Пук и золотосодержащее серебро-сурьма-полиметаллическое Лунг Луонг. В пределах каждого из месторождений проявлено несколько рудных зон и участков, характеризующихся своеобразным набором минералов.

Оруденение локализовано на крыльях синклинальных и антиклинальных складок различного порядка, осложненных системой разрывных нарушений [Кочетков и др., 1997]. В пределах месторождения Кхоун Пук разломы, как и оси складчатых структур, имеют субширотную ориентировку. Далее в восточном направлении простирание основных структур сменяется на северо-восточное (месторождение Ланг Вай), а на удалении 20 км, в пределах месторождения Лунг Луонг, ориентировка преимущественно север-северо-восточная. Региональный рудоконтролирующий сдвиг оперяется северно-восточными разрывами, вмещающими большинство кварцевых жил рудного поля.

Вмещающие оруденение породы представлены карбонатно-терригенными породами нижнего девона. Наибольшим распространением пользуются известняки, частично мраморированные. Местами в мощных пачках известняков присутствуют прослои хлорит-серицитовых сланцев, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации [Кочетков и др., 1997].

Магматические образования в пределах рудного узла Ланг Вай представлены небольшим по размеру штоком гранитоидов комплекса Пиа Биок. Размер выходящего на дневную поверхность массива составляет до 1 км в длину и до 300–400 м в ширину. В пределах центральной части рудного узла обнажается несколько таких тел. Граниты состоят из плагиоклаза (65 %), кварца (25 %) и переменных количеств биотита и мусковита. По своим геохимическим характеристикам граниты относятся к высокоглиноземистым гранитам S-типа, имеющим ярко выраженный Еи минимум [Хоа и др., 2008]. Среди акцессорных минералов в гранитах отмечаются циркон, апатит, монацит, гранат, кордиерит, силлиманит, турмалин и ильменит. Таким образом, данные граниты характеризуются как восстановленные (ильменитовая серия). По многочисленным датировкам, опубликованным в течении последних 10 лет,

возраст формирования гранитов комплекса Пиа Биок составляет 250–240 млн лет. Формирование их, скорее всего, связано с коллизионными событиями на заключительных этапах Индосинийского орогенеза [Faure et al., 2014].

Строение месторождений Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг во многом сходно, для них всех характерны жильная морфология рудных тел и приуроченность к линейных зонам дробления вмещающих пород. По мере удаления от выходов гранитоидов комплекса Пиа Биок наблюдается следующая смена минеральных парагенезисов: 1) золото-пирит-арсенопиритовый с висмутовыми минералами, 2) золото-пирит-арсенопиритовый с сурьмяной минерализацией, 4) сурьмяный с золото-арсенопиритовой и полиметаллической минерализацией, 5) сурьмяный с полиметаллической минерализацией, 6) полиметаллический с сурьмяной минерализацией. Проявление висмутовой минерализации приурочено к рудным зонам в непосредственной близости к гранитоидам. Полиметаллическая серебросодержащая минерализация представляет собой наиболее удаленные дистальные фации рудно-магматической системы. Между различными типами минерализации существуют переходные разности, характеризующиеся комплексностью руд.

Анализ особенностей геологического строения, условий локализации и морфологии рудных тел позволяет предположить, что месторождения Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг представляют собой единую рудную систему. Мы предполагаем, что руды всех трех месторождений были сформированы близодновременно при единых процессах.

Центральная часть рудного узла (месторождение Кхоун Пук) представлена Au-As-Bi типом оруденения. Главными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, второстепенными — самородные висмут и золото. По мере удаления от интрузива в рудах значительно уменьшается доля висмута, но начинает увеличиваться количество сурьмы. Так, восточный фланг месторождения Кхоун Пук характеризуется Au-As-Sb типом оруденения. Помимо пирита и арсенопирита в рудах присутствует джемсонит, в меньшей степени, бурнонит и тетраэдрит.

Руды месторождения Ланг Вай комплексные. Среди них можно выделить несколько «крайних» типов руд (Au-As, Au-As-Sb, Au-Sb-As, Sb-Au-As±(Pb,Zn), Sb), хотя наиболее распространены комплексные золото-сурьмяные (сурьмяно-золотые) руды. Главными рудными минералами являются пирит, арсенопирит и сурьмяные минералы. К второстепенным минералам можно отнести сфалерит. По мере увеличения доли сурьмы в рудах намечается смена джемсонита и бурнонита на антимонит и бертьерит. В сурьмяных (золотосодержащих) рудах отмечается значительное количество самородной сурьмы.

По мере удаления от выхода гранитоидов, в северном направлении, расположено месторождение Лунг Луонг с двумя участками. Участок Лунг Луонг имеет Sb-Pb(Zn)-Ag±Au специфику, в то время как северный участок Пу Бо – Pb(Zn)-Ag-Sb±Au. Важным отличием руд является отсутствие арсенопирита. Главные рудные минералы представлены пиритом, джемсонитом, сфалеритом. Среди второстепенных выделяются галенит, антимонит и халькопирит.

Таким образом, на основании вышесказанного можно сделать основные выводы. Характерной чертой месторождений данного типа является проявление минерально-геохимической зональности. Висмутовая минерализация приурочена к рудным зонам в непосредственной близости к гранитоидам. На удалении от выходов гранитов она не встречается. Полиметаллическая серебросодержащая минерализация представляет собой наиболее удаленные дистальные фации рудно-магматической

системы. Между различными типами минерализации существуют переходные разности, характеризующиеся комплексностью руд. В наиболее удаленных дистальных фациях полиметаллическая минерализация не содержит арсенопирит. Для руд всех описанных месторождений важным является практически полное отсутствие медной минерализации. Единичные проявления халькопирита носят скорее минералогический интерес.

В результате проведенных исследований предполагается, что изученная группа месторождений является единой рудно-магматической системой с выраженной латеральной зональностью оруденения. Формирование минерализации рудного узла Ланг Вай, вероятно, связано с внедрением гранитов комплекса Пиа Биок.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ № МК-7305.2016.5.

Литература

Кочетков А. Я., Гатинский Ю. Г., Эпштейн Ю. А и др. Золото-антимонитовая формация на Юго-Востоке Азии // Доклады академии наук. 1997. Т. 355. №2. С. 226–229.

Хоа Ч. Ч., Изох А. Э., Поляков Г. В. и ∂p . Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 637–652.

Bierlein F. P., McKnight S. Possible intrusion-related gold systems in the western Lachlan Orogen, southeast Australia // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 385–398.

Faure M., Lepvrier C., Nguyen V. V. et al. The South China block-Indochina collision: Where, when, and how? // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79. P. 260–274.

Goldfarb R. J., Taylor R. D., Collins G. S. et al. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. № 1. P. 48–102.

Hedenquist J. W., Lowenstern J. B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // Nature. 1994. Vol. 370. P. 519–527.

Lang J. R., Baker T., Hart C. J. R. et al. An exploration model for intrusion-related gold systems // Society of Economic Geologists. 2000. Newsletter 40. P. 1–15.

Nie F. J., Jiang S. H., Liu Y. Intrusion-related gold deposits of North China craton, People's Republic of China // Resource Geology. 2004. Vol. 54. № 3. P. 299–324.

Sillitoe R. H. Intrusion-related gold deposits // in: Gold metallogeny and exploration. Glasgow: Blackie and Son ltd, 1991. P. 165–209.

Thompson J. F. H., Sillitoe R. H., Baker T. et al. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. P. 197–217.

Миасс: ИМин УрО РАН, 2016